

ՀՄՍՀ 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

ԽՄԻԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈԼԵԳԻԱ

ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Տ. Ասլանյան, տեխն. գիտ. թեկն. Ս. Վ. Բաղալյան,
ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Բ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ աղագ. Ա. Հ. Դաբրիելյան
(պատասխանատու խմբագիր), երկրա-հանք. գիտ. դոկտ. Ս. Ի. Կարապետյան,
երկրա-հանք. գիտ. թեկն. է. Խ. Ղուլյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Բ. Մ. Մելիք-
սերյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Կ. Գ. Շիրինյան, երկրա-հանք գիտ. թեկն. Ռ. Տ.
Միրիջանյան, է. Ա. Թոստումովա (պատասխանատու քարտուղար), ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-
անդամ Գ. Ի. Տեր-Ստեփանյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Ա. Ս. Փարամազյան
(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. Л. 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. Фармазян (зам. ответственного редактора), канд. геол.-мин. наук К. Г. Ширинян.

Խմբագրությունը հասցին՝ 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

Բ Ո Վ Ա Ն Կ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ ՈՒ Ն

Ա. Տ. Ասլանյան, Յու. Ռ. Կազրամանով, Ռ. Մ. Նուրգալեև, Գ. Վ. Պիմենով. Հայկական ՍՍՀ բնատարածքի կավճի նստվածքների նախթաղադարձային հեռանկարների և որոնողական խնդիրների մասին	3
Ս. Ի. Բալասանյան. Մագմատիզմի էվոլյուցիան երկրի երկրաբանական պատմության ընթացքում (Փ. Կովկասի և այլ մարզերի օրինակով)	9
Է. Խ. Ղուլյան, Կ. Ա. Քարամյան, Պ. Մ. Բարտիկյան Ռ. Ն. Տայան. Փոքր Կովկասի պրզինձ-մոլիբդենային հանքայնացման էտապները	17
Կ. Ի. Կարապետյան. Չեռակցված իդրիմբրիտների մի տարատեսակի մասին	23
Հ. Վ. Շահինյան. Ոսկի-բազմամետաղային հանքայնացման որոնման որոշ ջրաքիմիական ցուցիչները	29
Հ. Մ. Ավչյան, Վ. Վ. Նահապետյան, Գ. Դ. Մարկոսյան. Մագնիսական դաշտի ազդեցությունը Vp արագության կախվածության վրա ապարների դինամիկ և ստատիկ բեռնվածությունից	36
Վ. Բ. Գամոյան, Ֆ. Ս. Ունետյան. Բափասող հոսանքների դաշտն էլեկտրաբարձի տարբեր դիրքերի դեպքում	41
Է. Ի. Պարխոմենկո, Տ. Վ. Տոնոյան, Խ. Դ. Թովչյան. Ապարների սեյսմաէլեկտրական էֆեկտի կախվածությունը ջերմաստիճանից	48
Ռ. Ս. Մինասյան. Գրունտային հիմքի երկայնակի ալիքների ազդեցությունը խոշորապանել շենքերի պատերի լարվածությունների դաշտի փոփոխության վրա	53

Հ Ա Մ Ա Ռ Ց Հ Ա Ղ ՈՐ Գ ՈՒ Մ Ն Ե Ր

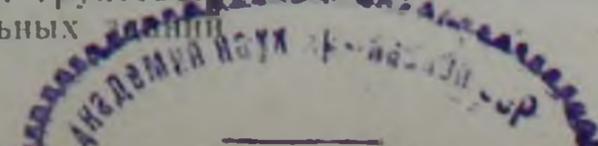
Է. Մ. Կարապետյան. Ղափանի շրջանի Աշանան (Խալաջ) գետի ավազանի յուրայի առաջացումների ֆիզիկական հատկությունների մասին	58
Ջ. Հ. Մինասյան, Ա. Կ. Կարախանյան. Հայկական ՍՍՀ բնատարածքի երկրամագնիսական դաշտի լարվածությունը կայունություն	62
Ս. Ռ. Հովհաննիսյան. Սեյսմամագնիսական էֆեկտի փորձարարական գնահատումը պայթեցումների ժամանակ	66
Գ. Ռ. Թոբոյան. Օրոգրաֆիկ ամպերի մեզո- և միկրոկառուցվածքի վրա խոշորդաշտի շափերի, ջերմաստիճանի և խոնավության ազդեցության մասին	69
Գ. Ա. Սարգսյան. Վերին հողաշերտում ջերմաառաջադիման մոդելավորման հարցի վերաբերյալ	75

Գ Ր Ա Խ Ո Ս Ա Կ Ա Ն Ն Ե Ր

Մ. Գ. Լամիզե. Ի՞նչ էին ներկայացնում իրենցից Մեզոթիտիսի օֆիոլիտային ձկվածքները (Մ. Ա. Սաթյանի «Մեզոթիտիսի օֆիոլիտային ձկվածքները» գրքի մասին)	77
Վ. Ն. Խոլոդով. Հայաստանում բարաբանության պարզացման շուրջը (Ի. Խ. Պետրոսովի «Հայկական ՍՍՀ կավային ապարները» գրքի մասին)	79

СОДЕРЖАНИЕ

А. Т. Асланян, Ю. Р. Каграманов, Р. М. Нургалеев, Г. В. Пименов. О перспективах нефтегазоносности меловых отложений территории Армянской ССР и поисковых задачах	3
С. Н. Баласанян. Эволюция магматизма в геологической истории Земли (на примере М. Кавказа и других регионов)	9
Э. Х. Гулян, К. А. Карамян, П. М. Бартикян, Р. Н. Таян. Этапы медно-молибденового оруденения Малого Кавказа	17
К. И. Карапетян. Об одной разновидности неспекшихся илгнимбритов	23
Г. В. Шагинян. О некоторых гидрохимических показателях золото-полиметаллического оруденения при поисках	29
Г. М. Авчян, В. В. Нагапетян, Г. Г. Маркосян. Влияние магнитного поля на зависимость скорости Vp от динамической и статической нагрузки в горных породах	36
В. Б. Гамоян, Ф. С. Унусян. Поле блуждающих токов при разных положениях электровоза	41
Э. И. Пархоменко, Т. В. Тоноян, Х. Д. Топчян. Зависимость сейсмoeлектрического эффекта горных пород от температуры	48
Р. С. Минасян. Влияние продольных волн грунтового основания на изменение поля напряжений стен крупнопанельных	53



КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

<i>Э. М. Карпетян.</i> О физических свойствах юрских образований бассейна р. Ачанан (Халадж) Кафанского района	58
<i>Дж. О. Минасян, А. К. Караханян.</i> Напряженность геомагнитного поля территории Армянской ССР в кайнозое	62
<i>С. Р. Оганесян.</i> Экспериментальная оценка сейсмомагнитного эффекта при взрывах	66
<i>Г. Р. Тороян.</i> О влиянии размера препятствия, температуры и влажности на мезо- и микроструктуру орографических облаков	69
<i>Г. А. Саркисян.</i> К вопросу о моделировании теплопереноса в верхнем слое почвы	75

РЕЦЕНЗИИ

<i>М. Г. Ломизе.</i> Что представляли собой офиолитовые прогибы Мезотетиса? (о книге М. А. Сатяна «Офиолитовые прогибы Мезотетиса»)	77
<i>В. Н. Холодов.</i> К развитию литологии в Армении (о книге Н. Х. Петросова «Глинистые породы Армянской ССР»)	79

CONTENTS

<i>A. T. Aslanian, Yu. R. Kagramarov, R. M. Nurgaleyev, G. V. Pimenov.</i> On the prospects of oil and gas content of the Armenian SSR territory Cretaceous deposits and the prospecting tasks	3
<i>S. I. Balasarian.</i> The magmatism evolution during the Earth geological history (the M. Caucasus and other regions as examples)	9
<i>E. Kh. Ghulian, [K. A. Karamian], P. M. Bartikian, R. N. Tayan.</i> The Minor Caucasus porphyry copper-molybdenum mineralization stages	17
<i>K. I. Karapetian.</i> On a variety of unweided ignimbrites	23
<i>H. V. Shahinian.</i> General hydrochemical indices of the gold-polymetallic mineralization	29
<i>H. M. Avchian, V. V. Nahapetian, G. G. Markosian.</i> Influence of the magnetic field upon the dependence of the velocity V_p on dynamic and static load in rocks	36
<i>V. B. Gamoyan, F. S. Urusian.</i> Wandering currents field at various positions of an electric locomotive	41
<i>E. I. Parkhomenko, T. V. Tonoyan, Kh. D. Topchian.</i> Dependence of the rocks seismoelectrical effect on the temperature	48
<i>R. S. Minasian.</i> The ground foundation longitudinal waves influence on the large-panel buildings walls stress field changes	53

SHORT REPORTS

<i>E. M. Karapetian.</i> On the Kaphan region Achanan (Khaladj) river basin Jurassic formations physical properties	58
<i>Dj. H. Minasian, A. K. Karukhanian.</i> Geomagnetic field strenght on the Armenian SSR territory during Cenozoic	62
<i>S. R. Hovhannissian.</i> Experimental evaluation of the seismomagnetic effect during explosions	66
<i>G. R. Toroyan.</i> On the influence of the barrier size, temperature and humidity on the meso- and microstructure of orographic clouds	69
<i>G. A. Sarkisian.</i> On the problem of modelling the heat transfer in the soil upper layer	75

REVIEWS

<i>M. G. Lomize.</i> What have been the Mesothetis ophiolite troughs? (on the book of M. A. Satian „Mesothetis ophiolite troughs“)	77
<i>V. N. Kholodov.</i> To the development of lithology in Armenia (on the book of I. Kh. Petrosov „Clay rocks of the Armenian SSR“)	79

А.Т. АСЛАНЯН, Ю. Р. КАГРАМАНОВ, Р. М. НУРГАЛЕЕВ, Г. В. ПИМЕНОВ

О ПЕРСПЕКТИВАХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР И ПОИСКОВЫХ ЗАДАЧАХ

В статье, на основании анализа геологических и геофизических исследований, данных бурения и испытания скважин и результатов сопоставления с нефтенасыщенными породами меловых образований прилегающих территорий, произведена оценка нефтегазоносности меловых отложений территории АрмССР. Основные перспективы нефтегазоносности связываются с верхнемеловыми отложениями и, главным образом, с Приараксинской, Ереванско-Ордубадской и частично с Цахкунк-Зангезурской структурно-фациальными зонами, а также с Ширакской и Сабунчинской депрессиями, являющимися заливками Карского третичного прогиба. Значительное место в статье уделено задачам усовершенствования методов сейсморазведки и обоснованию направления геологоразведочных работ с указанием первоочередных объектов под поиски залежей углеводородов.

Исследования последних лет в Азербайджане и Грузии показывают, что дальнейшие перспективы нефтегазоносности Закавказского региона следует связывать с мезозойским комплексом отложений и, прежде всего, с меловыми образованиями. Одним из подтверждений такого прогноза являются промышленные притоки нефти из верхнемеловых отложений на месторождении Мурадханлы [2] в Азербайджанской ССР. Признаки нефтеносности этих отложений установлены в Грузии при бурении скважин на площадях Кавтисхеви, Ахалкалаки, Рустави, Мохиси и других. Нефтепроявления в меловых образованиях отмечены также в восточной Анатолии. В соседних государствах—Иране, Ираке, Турции из этих отложений ведется добыча нефти [3].

Меловые отложения, особенно их верхняя часть, имеют довольно широкое развитие на территории Армянской ССР. Эти отложения выявлены главным образом по обрамлению всей той территории Армянской ССР, которая выполнена палеогеновыми и неогеновыми лагунно-морскими осадками и покрыта чехлом вулканогенных пород плиоцена и четвертичного периода.

В юго-восточной части этого обрамления (Вайкский антиклинорий) верхний мел обнажается в левых притоках бассейна р. Аракс. Разрез их начинается с отложений сеномана. Они пользуются ограниченным развитием и сложены мергелями и песчанистыми известняками толщиной 210 м. Породы турона развиты сравнительно широко и представлены рифтовыми известняками, песчаниками, глинами, мергелями и конгломератами.

Выше следуют породы коньякского яруса, представленные базальными конгломератами, песчаниками, глинами и мергелями общей толщиной 350 м, согласно перекрывающиеся осадками сантона.

Сантонский ярус и верхний сенон представлены однообразными известняково-мергелистыми отложениями, которые в Вайкском антиклинории венчают разрез верхнего мела. В Ехегнадзорском синклинории возможно также присутствие более верхних слоев верхнемелового разреза. Об этом свидетельствуют данные скважины 45-Вайоц-дзор, которой под вулканогенной толщей эоцена в интервале 2490—2926 м была вскрыта пачка измененных, первично-осадочных терригенно-карбонатных пород, сходных с породами наиболее верхних частей верхнемелового разреза.

Далее на запад в Чатма-Вединском синклинории в бассейне р. Веди разрез верхнемеловых отложений начинается с образований сеномана и турона, которые трансгрессивно залегают на отложениях перми и триаса. Они представлены карбонатными породами. Выше соглас-

по залегают песчано-мергельные отложения нижнего коньяка, которые подразделяются на три части: 1) песчано-глинистые породы нижней части нижнего коньяка, согласные на туронские известняки толщиной 100 м; 2) вулканогенная (хосровская свита) верхней части верхнего коньяка, толщиной 400 м; 3) песчано-алевролитовые отложения верхнего коньяка, залегающие трансгрессивно на различных горизонтах нижележащих пород, толщиной около 330 м. Выше залегают кирпично-красные глинистые известняки сантона, мощностью 120 м.

Выходы пород датского яруса в основном встречаются в бассейне р. Веди. Эти отложения тесно связаны с породами палеоцена, образуя вместе с ним единую флишондную свиту.

В пределах междуречья Веди и Азат отложения дания-палеоцена (толщиной 300—400 м) развиты довольно широко. Скважина 1—Веди (Карабахлар), заложенная на западе Чатма-Вединского синклинория на выходах даний-палеоценовых пород, вскрыла отложения кампана-маастрихта, сантона, коньяка и была остановлена в отложениях турона при забое 2300 м.

В западном направлении при погружении даний-палеоценовых пород под более молодые отложения их толщина значительно увеличивается. Например, в Приараксинской депрессии в Мхчанском грабене она достигает 1500 м (скв. 2—Мхчан).

В северном направлении от рассмотренных площадей из-под палеогеновых и неогеновых образований (к северу и северо-западу от Арамусской мульды) снова выступают верхнемеловые отложения, обнажаясь в пределах междуречья Раздан и Касах и в окрестностях гор. Раздан. Здесь они представлены свитой (250—300 м) пестроцветных, пелитоморфных и алевролитистых известняков и мергелей.

Наконец, крайние северо-западные выходы верхнемеловых отложений встречаются в северной краевой зоне Ширакской депрессии. Верхнемеловые отложения представлены здесь образованиями турона и сенона. В низах разреза они сложены алевролитами, песчаниками, туфами и конгломератами с линзами известняков. Выше они перекрываются известняками и мергелями верхнего сантона-кампана-маастрихта. Последние обнажаются у Джаджурского перевала в районе с. Ахкилис, где налегают на коньяк-нижнесантонские образования, достигающие толщины 350—400 м.

В Ширакской антиклинали отложения верхнего сенона постепенно переходят в датские, а затем в палеоцен-нижнеэоценовые слои, представленные карбонатными породами.

И, наконец, верхнемеловые отложения широко развиты на хребте (Айоц-пар), который в виде крупного близширотного антиклинория ограничивает с юга Араратскую котловину.

Рассмотренная территория в тектоническом плане распространяется на четыре структурно-фациальные зоны [1] от Севано-Акеринской на севере до Приараксинской на юге.

В истории геологического развития Малого Кавказа на данной территории сформировались осадочные бассейны, которые по своему генезису подразделяются на субплатформенные, геосинклинальные и орогенные.

К числу субплатформенных относится бассейн, расположенный в Приараксинской структурно-формационной зоне. В геологической истории Малого Кавказа это один из самых крупных и устойчивых бассейнов. На территории Армянской ССР располагается его краевая северная часть. Основная площадь бассейна находится в пределах соседних стран—Турции и Ирана. Здесь в герцинском цикле выделяются два цикла седиментации: девон-нижнекаменноугольный и пермо-триасовый, разделенные региональным перерывом, охватившим среднюю и верхнюю каменноугольные эпохи.

За время первого цикла происходило накопление преимущественно терригенных пород, представленных глинами, аргиллитами, песча-

никами и реже—битуминозными известняками. Суммарная толщина этих отложений достигала 2500 м. Под комплексом этих отложений, непосредственно под эйфельским ярусом, буровая скважина у г. Велидаг вскрыла толщу слабо метаморфизованных филлитовидных, кремнистых, известковистых сланцев толщиной 1500 м. Эта толща относится к нижнему палеозою и в низах сопоставляется условно с кембрийской формацией «миле» района Урмия-Ван-Арагат.

Второй цикл осадконакопления характеризуется главным образом накоплением карбонатных разностей (известняки, доломиты), часто битуминозных, и лишь в верхнетриасовую эпоху происходило накопление терригенных пород. Мощность пермо-триасовых отложений превышает 2000 м.

Для этого бассейна характерны: относительная выдержанность литолого-стратиграфических типов пород по площади, наличие сильно битуминозных разностей, которые могут выступить в роли нефтегазопроизводящих, отсутствие следов магматической деятельности, наличие коллекторов, благоприятных для миграции и аккумуляции углеводородов. Немаловажным фактом для данного бассейна является и его приуроченность к северной бортовой части крупного субплатформенного бассейна, основная площадь которого, как указывалось выше, расположена в пределах Турции и Ирана.

Геосинклинальные бассейны, в отличие от субплатформенных, характеризуются высокой мобильностью, большой структурно-фацальной расчлененностью и отличаются значительно меньшими масштабами. Они были заложены и развивались от юрского и мелового периодов до нижне- и среднепалеогеновых эпох, когда Малый Кавказ был вовлечен в геосинклинальный режим развития.

На исследуемой территории появление раннегеосинклинального бассейна нашло свое отражение только в Приараксинской структурно-формационной зоне. Он существовал главным образом на территории Нахичеванской АССР и выполнен в основном юрскими породами, представленными на юге бассейна вулканогенно-осадочными породами, на севере—терригенными с подчиненным содержанием карбонатных разностей.

Позднегеосинклинальные бассейны приурочены к Севано-Акеринской, Цахкунк-Зангезурской и Приараксинской зонам. Все они имеют много общего в своем развитии, особенно в завершающей стадии, когда почти повсеместно образовывался эффузивно-осадочный и флишоидный тип отложений. Они выполнены верхнемеловыми и палеогеновыми комплексами вулканогенных и терригенно-карбонатных пород.

За период позднегеосинклинального этапа геотектонического развития намечаются пять циклов осадконакопления, три из которых приходятся на верхнемеловое время, а два—на палеогеновое. Первый цикл характерен накоплением преимущественно терригенных пород, второй—вулканогенно-осадочных, третий—карбонатных, четвертый—терригенного и терригенно-карбонатного флиша и пятый—вулканогенно-осадочных отложений.

В Приараксинской зоне локализован наиболее крупный бассейн позднегеосинклинальной стадии развития. Он разделен на две части: юго-восточную, охватывающую Веди-Нахичеванскую зону, и северо-западную—Карско-Араксинскую.

Бассейн орогенной фазы развития также характеризуется полициклическостью осадконакопления. Он охватывает значительную часть исследуемой территории. Заложение бассейна, начавшееся в миоцене, отмечено накоплением красноцветных молассовых толщ. Второй цикл характеризуется накоплением соленосно-гипсоносных отложений. Третий цикл знаменуется формированием терригенных, главным образом, песчано-глинистых толщ. И последний характеризуется накоплением вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований в континентальной фации. Этот единый бассейн наложился на различные по возрасту и генезису структуры Приараксинской, Цахкунк-Зангезурской и час-

тично Севано-Акеринской структурно-фациальных зон и представляет собой межгорную впадину.

Верхнемеловые породы вскрыты целым рядом скважин (14—Раздан, 1—Арташат, 2, 11—Мхчян, 1, 2, 3—Двин, 12—Неджерлу, 5—Маркара и др.), заложенных в Араратской впадине, в погруженной части которой кровля этих образований видимо, залегает на глубине 3—5 км.

В процессе бурения скважин были отмечены нефтегазопроявления. При бурении скважины 1—Карабахлар почти по всей мощности туронских известняков наблюдались проявления метанового газа. Разрез сеномана-турона в интервале 1610—2300 м представлен черными битуминозными известняками. Газопроявление было отмечено и в скв. 1—Арташат, 2—Масис и др. В скважине 2—Мхчян, по данным газового каротажа, в отложениях дания-палеоцена (3020—4002 м) наблюдалось довольно высокое показание, а при бурении в интервале 3768—3775 м было зафиксировано интенсивное газопроявление со значительным падением удельного веса раствора (с 1,65 до 1,40 г/см³). Нефтепроявления в виде нефтяных пленок были отмечены при вскрытии меловых отложений в скв. 14—Раздан, а также наблюдались в промывочном растворе и при бурении картировочных скважин 1—Батов (сеноман), 1—Гомер (верхний коньяк) и др. в Азизбековском районе.

Рассматриваемая территория, особенно Приараксинская и Еревано-Ордубадская зоны, являются наиболее благоприятными для постановки геологоразведочных работ на нефть и газ в верхнемеловых отложениях, перспективы которых отмечались и другими исследователями [4]. Здесь следует выделить Араратскую впадину, которая в современном тектоническом плане представляет собой чередование ряда небольших по площади, но относительно глубоких депрессий (Октемберянская, Приереванская, Приараксинская) и поднятий. Мощность осадочного чехла депрессий достигает 5—7 км.

Обращают на себя внимание две глубокие депрессии: Ширакская и Сабунчинская, являющиеся заливами Карского третичного прогиба. Большой интерес представляют также Спитак-Южносеванская, Гегамская и Фонтанская депрессии, расположенные в центральной части Цахкунк-Зангезурской структурно-фациальной зоны.

Проведенные ранее гравиметрические исследования свидетельствуют о возможном существовании погребенных положительных структур в перечисленных депрессиях. Повсеместное развитие палеоген-неогеновых отложений, являющихся достаточно надежными флюидоупорами, и установленные нефтегазопроявления в верхнемеловых образованиях значительно повышают перспективы нефтегазоносности последних.

В то же время широкое распространение на территории исследования плиоцен-четвертичных лавовых покровов, толщина которых достигает нескольких сот метров, весьма осложняет поиск структур сейсмическими методами.

Геофизические методы, применяемые до 1981 года (МОВ, МРНП, КМПВ) при картировании структур в условиях широко распространенных лавовых покровов, оказались мало эффективными. Их слабая разрешающая способность обуславливалась не только несовершенством методов сейсморазведки, но и отсутствием достаточных сведений о скоростной характеристике, характерной для Араратской депрессии и прилегающих территорий. Было выполнено около 1000 лог. км сейсмических профилей, однако однозначного ответа о глубинном строении исследуемой территории не получено.

Учитывая все ранее проведенные геофизические исследования, трест «Западнефтегеофизика» в 1981 году согласно рекомендациям по направлению поисково-разведочных работ (ИГН АН АрмССР) и программе геофизических работ в Армянской ССР, составленной совместно с ИГиРГИ на 1981—1985 гг., приступил к геофизическим работам. Взяв на вооружение последние достижения геофизической техники (вибрационные источники сейсмических колебаний СВ-10/100, СИ-32,

сейсмостанции цифровой записи Прогресс-2, Прогресс-3), в сложных поверхностных горных условиях на высотах более 2000 метров над уровнем моря при перепадах годовых температур от -20°C до $+40^{\circ}\text{C}$, начали проводиться сейсмические исследования.

Трудность производства сейсмических исследований обуславливается также большой сложностью поверхностных и глубинных сейсмогеологических условий. Наличие в верхней части разреза изучаемых районов лавовых покровов значительной толщины (до 600 м), повсеместная тектоническая раздробленность неоген-палеоген-верхнемеловых образований, а также присутствие в разрезе соленосных отложений и фацциальная изменчивость отдельных толщ влечет за собой резкую невыдержанность скоростных параметров отражающих горизонтов.

В таких сложных условиях потребовалось решить задачу получения уверенного, однозначно коррелируемого сейсмического материала. В первый же год работ было выяснено, что сейсмические источники СИ-32 (газодинамические) не позволяют получить однозначно интерпретируемый материал, поэтому основной объем был проведен виброкомплексом.

Полевые работы проводились по методике ОГТ, фланговой системой наблюдения с выносом пикета возбуждения (1000 м), с кратностью 24. Возбуждение упругих колебаний осуществлялось 5-ю вибрационными источниками СВ 10/100 на линейной базе 65—75 м. Прием упругих колебаний производился сейсмоприемниками СВ-2ОП площадной группой (2 линии по 16 приборов) на канал на базе 50 м. Регистрация сейсмических колебаний осуществлялась 48-канальной цифровой сейсмостанцией «Прогресс-3», оснащенной накопителем и коррелятором.

С начала возобновления геологоразведочных работ в Армянской ССР были отработаны отдельные сейсмопрофили на Шорахбюрской площади (Приереванская депрессия) и сеть взаимнопересекающихся профилей в Октемберянской депрессии, которые позволили выделить в разрезе территории исследования отражающие границы. На Шорахбюрской площади на временных разрезах получена уверенная сейсмическая информация в интервале 0,5—2,5 с, охватывающая эоцен-верхнемеловые отложения. На Октемберян-Баграванской площади получена четкая сейсмическая запись на временах 0,5—1,6 с; ниже времени 1,8 с отраженные волны прослеживаются эпизодически и не обладают четкой динамической выразительностью.

Сложность волновой картины и ограниченность глубины изучения осадочного чехла сейсмическими работами в пределах Октемберян-Баграванской площади, видимо, объясняется повсеместным развитием лавового покрова толщиной 400—600 м.

При рассмотрении геологического строения территории исследования по сейсмическим данным отмечается некоторое структурное несоответствие отложений вниз по разрезу. Так, на Шорахбюрской площади падение пород дат-палеоэоценового возраста восточное, а олигоцен-эоценовых отложений—западное.

Несоответствие структурных планов верхних и более глубоко залегающих горизонтов наблюдается и на Октемберян-Баграванской площади.

Совершенно очевидно, что разведку перспективных меловых отложений глубоким бурением необходимо вести после получения уверенных сейсмических материалов и не ориентировать на строение олигоцен-эоценовых горизонтов.

Для расшифровки строения меловых отложений АрмССР сегодня необходимо решить следующие задачи:

- получение уверенных сейсмических отражений в зоне развития мощных лавовых покровов;
- прослеживание отражающих горизонтов от меловых отложений;
- проведение стратиграфической привязки глубоко залегающих отражающих границ;

—определение скоростных и частотных характеристик сейсмических отражений от глубоко залегающих горизонтов.

С целью решения всех перечисленных выше вопросов методикой ОГТ необходимо в ближайшее время провести опытно-методические исследования. В программе работ следует предусмотреть отработку полевого сейсмического профиля с 96-кратным прослеживанием отражающих границ, с последующей привязкой их к разрезу глубоких скважин, изучение околоскважинного пространства и т. д.

Ускорение решений геологоразведочных задач требует проведения регионального сейсмопрофилирования в комплексе с параметрическим бурением. Общегеологическая оценка перспектив нефтегазоносности меловых отложений на территории Армянской ССР показывает, что первоочередные направления этих работ целесообразно проводить по линиям Шорахбюр-Синтаксар-Южносеванская депрессия, Октемберян-Сабунчинская депрессия, Сабунчин-Ширакская депрессия. Параметрическое бурение при этом следует наметить на Баграванской, Кармрашенской, Сабунчинской, Разданской и Присеванской площадях. Это позволит выявить не только общую картину развития меловых отложений и сочленения отдельных депрессий, но и определить площади под детальную сейсморазведку, а в отдельных случаях и под поисковое бурение.

Уже первые результаты геофизических работ указывают на целесообразность концентрации детальных сейсмических исследований в первую очередь на Шорахбюрской, Гарнийской и Баграванской площадях, а данные испытаний палеоценовых песчаников параметрической скважины 1—Шорахбюр, давшей приток нефти и нефтепроявления в эоценовых отложениях, отмеченные в процессе бурения структурной скважины 1—Гарни, требуют постановки поискового бурения на первых двух площадях.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 12.IX. 1985.

Ա. Տ. ԱՍԼԱՆՅԱՆ, ՅՈՒ. Ռ. ԿԱԳՐԱՄԱՆՈՎ, Ռ. Ս. ՆՈՒՐԳԱԼԵՅԵՎ, Գ. Վ. ԳՐԻՆԵՆՈՎ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՕՀ ԲՆԱՏԱՐԱԾՔԻ ԿԱՎՃԻ ՆԱՏՎԱԾՔՆԵՐԻ
ՆԱԿԹԱԴ ԼԶԱԲԵՐՈՒԹՅԱՆ ՀԵՌԱՆԿԱՐՆԵՐԻ ԵՎ ՈՐՈՆՈՂԱԿԱՆ
ԽՆԴԻՐՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հոգվածում երկրաբանական և երկրաֆիզիկական տնտեսասիրությունների, հորատման և հորատանցքերի փորձարկման ու հարակից բնատարածքների կավճի առաջացումների նախընտրելի և անհրաժեշտ ապարների համեմատման արդյունքների վերլուծության հիման վրա գնահատված է ՀՍՍՀ բնատարածքի կավճի նստվածքների նստվածքներում: Նստվածքների հիմնական հետաքննարկումը կապված են վերին կավճի նստվածքների հետ, գլխավորապես Մերձարարտան, Երևան — Օրգորագի և մասամբ, Մաղկունք-Ջանգեզուրի կառուցվածքային-ֆազիտը զոնաների հետ, ինչպես նաև Շիրակի ու Սարունջի իջույթների հետ, որոնք համարվում են Կարսի երրորդականի հասակի ճկվածքի ծովածոցերը:

Հոգվածում զգալի տեղ է հատկացված սելամահատախտուկության մեթոդների կատարելագործմանը և երկրաբանա-հետախույզական աշխատանքների ուղղության հիմնավորմանը՝ նշելով ժխտաբանների հանքակուտակների որոնման առաջնահերթ օբյեկտները:

A. T. ASLANIAN, YU. R. KAGRAMANOV, R. M. NURGALEYEV, O. V. PIMENOV
ON THE PROSPECTS OF OIL AND GAS CONTENT OF THE
ARMENIAN SSR

TERRITORY CRETACEOUS DEPOSITS AND THE
PROSPECTING TASKS

A b s t r a c t

On the basis of geological and geophysical investigations, drilling and borehole testing data as well as results of comparing the local and adjacent territories Cretaceous oil-saturated deposits an estimation of oil and gas content is made in this paper. The general prospects are connected with the Upper Cretaceous deposits of mainly Near-Araxian, Yerevan-Ordubadian and partially Tzaghkunk—Zangueזור structural-facial zones as well as with the Shirak and Saburchi depressions, which have been the bays of the Karstian Tertiary trough.

In this paper it is given significant consideration to the problems of seismic prospecting methods improving and survey substantiating with the indicating the primary territories for searching the hydrocarbon deposits.

ЛИТЕРАТУРА

1. Асланян А. Т. Основные черты геологического строения Армянской ССР.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1981, № 3, с. 3—21.
2. Гусейнов А. Н., Кочарян Ш. С., Ибрагимов З. М. Геологическое строение и нефтегазоносность месторождения Мурадханлы.—Азерб. нефт. хоз-во, 1977, № 9, с. 3—7.
3. Кадастр зарубежных стран, обладающих природными ресурсами нефти и газа. Л.: Изд. Недра, 1983, с. 155—199.
4. Сатин М. А., Степанян Ж. О., Чолахян Л. С. О литологии отложений верхнего мела Еревано-Вединского прогиба в связи с перспективами их нефтегазоносности.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1967, № 3, с. 48—58.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXIX, № 4, 9—17, 1986
УДК 552.11+551.24] (479)

С. И. БАЛАСАНЯН

ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ
ЗЕМЛИ (НА ПРИМЕРЕ М. КАВКАЗА И ДРУГИХ РЕГИОНОВ)¹

Намечены некоторые закономерности в эволюции магматизма в геологической истории ряда регионов, которые рассматриваются как отражение общего развития литосферы.

Эволюция магматизма в геологической истории Земли протекала довольно сложно и многообразно в причинной зависимости от геодинамических условий. Тем не менее как в эволюции отдельных тектономагматических циклов, так и на протяжении геологической истории Земли намечаются определенные закономерности. В ходе геологической истории прежде всего наблюдается периодически поступательное развитие магматизма, что хорошо доказывается и на примере Малого Кавказа, входящего в состав Понтийско-Малокавказско-Карадагской дуги Средиземноморского складчатого пояса [2]. Продукты магматических процессов размещены в современных сложных тектонических комплексах Малого Кавказа, отличающихся возрастом складчатости [9].

Магматические процессы разыгрались в байкальско-каледонском и особенно интенсивно альпийском этапах. Последний делится на геосин-

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

A. T. ASLANIAN, YU. R. KAGRAMANOV, R. M. NURGALEYEV, O. V. PIMENOV
ON THE PROSPECTS OF OIL AND GAS CONTENT OF THE
ARMENIAN SSR

TERRITORY CRETACEOUS DEPOSITS AND THE
PROSPECTING TASKS

A b s t r a c t

On the basis of geological and geophysical investigations, drilling and borehole testing data as well as results of comparing the local and adjacent territories Cretaceous oil-saturated deposits an estimation of oil and gas content is made in this paper. The general prospects are connected with the Upper Cretaceous deposits of mainly Near-Araxian, Yerevan-Ordubadian and partially Tzaghkunk—Zangueזור structural-facial zones as well as with the Shirak and Saburchi depressions, which have been the bays of the Karstian Tertiary trough.

In this paper it is given significant consideration to the problems of seismic prospecting methods improving and survey substantiating with the indicating the primary territories for searching the hydrocarbon deposits.

ЛИТЕРАТУРА

1. Асланян А. Т. Основные черты геологического строения Армянской ССР.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1981, № 3, с. 3—21.
2. Гусейнов А. Н., Кочарян Ш. С., Ибрагимов З. М. Геологическое строение и нефтегазоносность месторождения Мурадханлы.—Азерб. нефт. хоз-во, 1977, № 9, с. 3—7.
3. Кадастр зарубежных стран, обладающих природными ресурсами нефти и газа. Л.: Изд. Недра, 1983, с. 155—199.
4. Сатин М. А., Степанян Ж. О., Чолахян Л. С. О литологии отложений верхнего мела Еревано-Вединского прогиба в связи с перспективами их нефтегазоносности.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1967, № 3, с. 48—58.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXIX, № 4, 9—17, 1986
УДК 552.11+551.24] (479)

С. И. БАЛАСАНЯН

ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ
ЗЕМЛИ (НА ПРИМЕРЕ М. КАВКАЗА И ДРУГИХ РЕГИОНОВ)¹

Намечены некоторые закономерности в эволюции магматизма в геологической истории ряда регионов, которые рассматриваются как отражение общего развития литосферы.

Эволюция магматизма в геологической истории Земли протекала довольно сложно и многообразно в причинной зависимости от геодинамических условий. Тем не менее как в эволюции отдельных тектономагматических циклов, так и на протяжении геологической истории Земли намечаются определенные закономерности. В ходе геологической истории прежде всего наблюдается периодически поступательное развитие магматизма, что хорошо доказывается и на примере Малого Кавказа, входящего в состав Понтийско-Малокавказско-Карадагской дуги Средиземноморского складчатого пояса [2]. Продукты магматических процессов размещены в современных сложных тектонических комплексах Малого Кавказа, отличающихся возрастом складчатости [9].

Магматические процессы разыгрались в байкальско-каледонском и особенно интенсивно альпийском этапах. Последний делится на геосин-

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

клинальный (ранняя юра-предпоздний эоцен) и орогенный (поздний эоцен-антропоген) подэтапы, а также на ряд тектоно-магматических циклов: среднеюрский-предпозднеюрский, позднеюрский-раннемеловой, позднемеловой-палеоценовый, раннеэоценовый-предпозднеэоценовый, позднеэоценовый-раннеолигоценовый, среднеолигоценовый-предпозднеплиоценовый, позднеплиоценовый-антропоценовый.

В основу предложенной схемы тектоно-магматического развития М. Кавказа легли схемы периодизации геотектонической истории этого региона, предложенные рядом известных геологов-тектонистов [1, 3, 12].

Термин «тектоно-магматический цикл» обычно применяется для обозначения значительного отрезка геологического времени, начиная от зарождения геосинклинального пояса до его превращения в консолидированную складчатую область. Однако в термине «тектоно-магматический цикл» здесь вкладывается более узкое понятие. Под ним подразумеваются отдельные отрезки геологического времени, характеризующиеся одновременным проявлением тектонических и магматических процессов, приводящих к формированию ряда последовательно сменяющихся магматических формаций различного фацциального положения, обнаруживающих некоторые общие черты сходства в силу близких геотектонических условий. В истории геологического развития подвижного пояса тектоно-магматические циклы характеризуются законченностью и периодической повторяемостью, что как раз соответствует смыслу слова «цикл».

Некоторые из указанных тектоно-магматических циклов проявились и в других регионах альпийского Средиземноморского складчатого пояса. В частности, в пределах этого пояса широко проявились магматические процессы первых двух циклов, в результате чего сформировался обширный вулканический пояс, охватывающий Малый Кавказ и Восточный Понт. Интрузивный магматизм средне-предпозднеюрского и позднеюрско-раннемелового циклов известен также в пределах Крыма и Большого Кавказа. Магматические процессы (особенно вулканические) позднемелового-палеоценового, средне-предпозднеэоценового и позднеэоценового-олигоценового тектоно-магматических циклов в той или иной степени происходили в Иране и Понте. Известково-щелочной вулканизм последних двух тектоно-магматических циклов проявился не только на Малом Кавказе, но и на Большом Кавказе и т. д.

Геологическая история байкальско-каледонского этапа полностью не выяснена. Предполагается, что в догерцинское время на территории Малого Кавказа существовал однообразный геосинклинальный режим, и земная кора характеризовалась большой подвижностью и проницаемостью [8]. Следовательно, имелись вполне благоприятные условия для проявления интенсивной магматической деятельности. Однако трудно в достаточной мере судить о масштабе и особенностях проявления магматизма байкальско-каледонского мегаэтапа, так как невозможно точно определить петрографический состав и объем продуктов магматизма среди исходных пород метаморфического комплекса и поэтому возраст последнего и содержащихся в нем магматических пород до сих пор является спорным. По имеющимся данным, выделяются следующие формации: андезито-базальтовая, гипербазитовая, габбровая, гранито-гнейсовая, плагиогранитовая. Последовательность их формирования точно не установлена, поэтому вопрос эволюции магматизма для этого отрезка времени не выяснен.

В альпийском этапе эволюция магматизма в пределах отдельных тектоно-магматических циклов характеризуется определенной направленностью, состоящей в увеличении во времени кислотности и щелочности формаций. Это объясняется тем, что образование главной массы кислых пород обеих фаций падает на конечный период цикла. Указанная направленность более отчетливо выражается во второй стадии цикла в период проявления интрузивной деятельности.

Однако закономерная смена во времени основных формаций более кислыми и щелочными характерна для тектоно-магматических циклов геосинклинального подэтапа. Эволюция орогенных циклов, как увидим ниже, шла более сложно.

В ходе развития первых двух тектоно-магматических циклов геосинклинального подэтапа последовательно формировались базальт-андезитовая, плагиолипаритовая и плагиогранитовая формации. В конце второго цикла образовалась также качественно новая габбро-диорит-плагиогранодиоритовая формация. В поздне меловом-палеоценовом цикле возникли базальт-андезитовая, гипербазитовая, габбровая, липаритовая, плагиогранитовая формации, а в раннеэоценовом-предпозднеэоценовом цикле—базальт-андезитовая, габбро-диоритовая, липаритовая, габбро-диорит-гранодиоритовая формации.

Тектоно-магматические циклы орогенного подэтапа отличаются друг от друга по эволюции магматизма. В начале позднеэоценового-раннеолигоценового цикла намечается возрастание во времени кислотности (андезитовая, габбро-монцонит-гранодиоритовая формации), затем кислотность падает, но резко увеличивается щелочность с появлением щелочных формаций (трахит-фонолитовая, щелочно-сиенитовая), в конце цикла снова появляются кислые формации с повышенной щелочностью (трахилипаритовая, граносиенитовая). В среднеолигоценовом-предпозднеплиоценовом цикле состав магматических формаций эволюционировал в сторону уменьшения кислотности и щелочности (трахилипаритовая, гранитовая, андезит-дацитовая). В начале позднеплиоценового-четвертичного тектоно-магматического цикла состав формаций эволюционировал в сторону возрастания кислотности (базальт-андезит-дацитовая, липаритовая формации), но в конце увеличивается основность (базальт-андезитовая формация).

Таким образом, эволюция магматизма в пределах тектоно-магматических циклов геосинклинального подэтапа происходит более закономерно, чем орогенного подэтапа. Однако направленность магматизма в сторону возрастания кислотности иногда нарушается тем, что на протяжении одних и тех же отрезков геологического времени (в рамках тектоно-магматических циклов) в пределах единой тектонической зоны одни участки характеризуются поднятием и вторжением кислой магмы, в то время как одновременно в соседних погружающихся прогибах развивается основной вулканизм. Параллельное развитие основного вулканизма в отрицательных структурах и кислого магматизма в смежных положительных зонах наблюдается в пределах Большого Кавказа, Монголо-Охотского пояса [13] и Уральской геосинклинальной системы [17].

Осложнение общего хода эволюции магматизма объясняется тем, что в течение отдельных тектоно-магматических циклов над крупными магматическими очагами, возникшими в верхней мантии, на разных уровнях, в том числе и в пределах земной коры, зарождаются вторичные магматические источники разного состава, которые в зависимости от геодинамической обстановки действуют как в определенной последовательности, так и в ряде случаев одновременно.

Естественно ожидать, что состав вторичных магматических источников меняется в широких пределах в причинной зависимости от их пространственного расположения, химизма окружающих пород, количества тепловой энергии, интенсивности проявления глубинной дифференциации и ассимиляции.

Возможно этим вызваны некоторые наблюдаемые отклонения от нормального хода эволюции вулканизма, как то—чередование различных по составу пород (например, основных, средних и более кислых) в строении базальтоидных вулканических формаций, или же возрастание в их вертикальных разрезах снизу вверх основности пород.

Каждый тектоно-магматический цикл характеризуется своими определенными геологическими особенностями, создающими специфическую обстановку, которая накладывает свой отпечаток на продукты

магматизма. Этим объясняется, что, во-первых, магматические формации, формировавшиеся в течение данного тектоно-магматического цикла, обладают рядом общих признаков и, во-вторых, однотипные вулканические и интрузивные формации разных тектоно-магматических циклов обнаруживают значительные различия в минералогических, петрохимических, геохимических и металлогенических особенностях, отражающие необратимую эволюцию магматизма в геологической истории Малого Кавказа. Существенные различия наблюдаются между магматическими формациями геосинклинального и орогенного подэтапов.

Общая направленность магматизма, прежде всего выражается в усложнении во времени состава его продуктов. В направлении от ранних к более поздним тектоно-магматическим циклам Малого Кавказа устанавливается возрастающее разнообразие магматических пород и усложнение вещественного состава однотипных магматических формаций [6]. Эта закономерность особенно хорошо проявляется в эволюции интрузивного магматизма [5]. Для интрузивных формаций байкальско-каледонского этапа и ранних тектоно-магматических циклов альпийского этапа (главным образом плагиогранитовые формации) характерно небольшое разнообразие петрографического состава пород, в то время как интрузивные формации поздних тектоно-магматических циклов (габбро-диорит-гранодиоритовая, габбро-монзонит-гранодиоритовая и др.) отличаются исключительно большим разнообразием слагающих их пород. При переходе от древних к молодым формациям увеличивается количество главных породообразующих и аксессуарных минералов, обогащаются ассоциации микроэлементов, расширяются пределы колебания породообразующих минералов и петрогенных элементов. Все это приводит к возникновению от ультраосновных до кислых и редко встречающихся в природе щелочных пород и целого ряда переходных между ними разновидностей горных пород.

Во многих наших работах [3, 4, 5, 6 и др.] было показано, что одной из общих закономерностей эволюции магматизма является возрастание во времени щелочности его продуктов. Вулканические и интрузивные формации, возникшие в ранних тектоно-магматических циклах геосинклинального подэтапа развития, обладают пониженной щелочностью и натриевым составом. Эти петрохимические признаки особенно характерны для раннегеосинклинальных вулканических формаций, которые отличаются также высокой магнезиальностью и железистостью. На территории Грузии имеются и спилит-порфиритовые офиолитовые формации [11]. Натриевый состав и общая пониженная щелочность характерны и для байкальско-каледонских формаций, но у них этот признак менее отчетливый.

Содержание щелочей возрастает в продуктах позднегеосинклинального магматизма. В начале орогенного подэтапа (позднеэоценовый-раннеолигоценый тектоно-магматический цикл) образуются магматические породы повышенной щелочности. Примечательно, что в это время формируются также щелочные вулканогенные и интрузивные породы.

В более поздних тектоно-магматических циклах орогенного подэтапа щелочность вулканических и интрузивных формаций падает. В конце орогенного подэтапа снова появляются вулканические формации базальтоидного происхождения, но последние принципиально отличаются от базальтоидных формаций геосинклинального подэтапа повышенной щелочностью.

Итак, переход геосинклинального подэтапа развития в орогенный знаменуется формированием новых по качеству как вулканических, так и интрузивных формаций. Геосинклинальный и орогенный подэтапы отличаются также эволюцией магматизма. В продолжение геосинклинального подэтапа намечается возрастание во времени содержания щелочей, прямо противоположная картина наблюдается в истории развития орогенного подэтапа. Это объясняется тем, что содержание ще-

лочей достигает максимума в магматических породах начала орогенного подэтапа. Несмотря на это, общая эволюция магматизма на протяжении всей геологической истории проявляется в порядке возрастающей щелочности.

В эволюции магматизма устанавливается возрастание содержания калия от ранних к поздним тектоно-магматическим циклам. Интересно поведение другого щелочного элемента—натрия, количество которого в ходе геологического времени остается более или менее постоянным. Эта закономерность наблюдается и в эволюции магматизма большинства тектоно-магматических циклов.

Направленность магматизма хорошо выражается также в изменении в определенном направлении петрохимических параметров. Так, при омолаживании вулканических формаций основного состава в общем намечается увеличение значений параметров a , s и уменьшение параметров b , c , n . В противоположность базальтоидным формациям в кислых вулканических формациях убывает величина параметра s и возрастает— b . К ним близко стоят гранитоидные формации, в которых со временем уменьшается значение параметра s , n , но возрастает величина параметров b , c , m .

Продукты магматизма разных возрастов характеризуются также определенным набором микроэлементов. Так, орогенные вулканические формации основного состава отличаются от геосинклинальных вышекларковыми содержаниями Mo , Sn , Ga и др.

Для последних характерно наибольшее содержание Ti , V , Co , Cu , а для первых—высокое содержание Mo , Sr , Ga , Zr , Pb и др. Орогенные кислые вулканические формации также отличаются повышенным содержанием Mo , Sn , Ga и др. В гранитоидных формациях со временем уменьшается роль элементов группы железа. Одной из основных геохимических черт орогенных гранитоидов является наличие в них в качестве главного микроэлемента молибдена и многих других редких и рассеянных элементов (TR и др.).

Общая геохимическая направленность эволюции магматизма состоит в возрастании в ходе геологического времени многообразия ассоциаций микроэлементов. Наибольшая ассоциация редких и рассеянных элементов-примесей присуща магматическим формациям, возникшим в первой половине орогенного подэтапа.

В эволюции магматизма намечается также наследованное развитие, заключающееся в том, что магматические формации каждого тектоно-магматического цикла обнаруживают общие черты с формациями предшествующего цикла. Например, магматические формации позднеюрско-раннемелового тектоно-магматического цикла повторяют ряд главных петрохимических признаков средне-предпозднеюрского цикла, габбро-монцит-гранодиоритовая формация повторяет многие минералогические и петрохимические особенности габбро-диорит-гранодиоритовой формации ранне-предпозднеэоценового цикла, самая молодая базальтоидная формация орогенного подэтапа унаследовала много петрохимических признаков у предшествующей базальт-андезитовой формации и т. д.

Одним из проявлений магматических процессов является эндогенное рудообразование, в ходе развития которого также намечается определенная направленность. На протяжении геологической истории прослеживаются усиление рудообразования и возрастающее многообразие рудных формаций. Переход геосинклинального подэтапа Малого Кавказа в орогенный знаменуется возникновением новых по качеству не только магматических, но и рудных формаций. Наиболее интенсивное рудообразование имело место в первой половине орогенного подэтапа в тесной связи с формированием наиболее разнообразных магматических формаций.

Таким образом, магматические процессы характеризуются направленным и вместе с тем наследованным развитием, что является проявлением общей эволюции верхней мантии и земной коры. Такое заклю-

чение нам кажется наиболее правдоподобным на том основании, что, по существующим представлениям [7 и др.], более кислая оболочка нашей планеты, имеющая незначительную мощность, возникла за счет дифференциации ультраосновного вещества мантии.

В строении земной коры главная роль принадлежит породам, которые по своему происхождению обязаны магматическим процессам, проходящим в больших масштабах в верхней мантии. Здесь глубинные процессы приводили обычно к выплавлению легкоплавких расплавов основного состава, о чем свидетельствует наличие обширных базальтоидных вулканогенных образований, слагающих сотни тысяч кв. км. Достаточно отметить, что сибирские траппы составляют 1550000 кв. км при общей мощности 3 км [10]. Кроме того, базальтовые породы формировались на протяжении всей геологической истории Земли, причем они преобладали на ранних этапах ее развития [14]. В ряде случаев возникают и ультраосновные магматические расплавы, отвечающие по составу породам верхней мантии. В связи с этим интересно отметить, что в истории Земли, начиная от древнего докембрия до настоящего времени происходило одностороннее направленное угасание ультраосновного магматизма [16].

Процесс периодического выплавления и последующего выжимания легкоплавких частей мантии создает неоднородность как в глубинных магматических очагах, так и над ними, где фактически постепенно формировалась земная кора. Благодаря миграции легких элементов в сферу земной коры повышается основность тех участков верхней мантии, где имеет место выплавление легкоплавких расплавов. Но со временем наибольшие неоднородности возникают над крупными глубинными магматическими очагами в сфере земной коры, являющейся фактически вместилищем всех продуктов деятельности магматических очагов. Вследствие формирования и дальнейшего утолщения земной коры в ней создаются условия для образования более кислых и щелочных магматических очагов, продукты которых выжимаются в верхние части земной коры. Итак, создаются новые неоднородности, но только в пределах земной коры.

Все эти процессы неоднократно повторялись в геологической истории Земли и именно они, по-видимому, привели к усложнению состава и строения внешних частей Земли. По всей вероятности, в этом и кроется причина возрастающего разнообразия пород магматических формаций на протяжении геологической истории Земли.

Необходимо отметить, что неоднородности в литосфере особенно резко увеличивались в периоды плутонизации. Это обусловлено тем, что эти периоды характеризовались проявлением в широких масштабах процессов дифференциации, ассимиляции и гранитизации. Подтверждением этого является исключительное разнообразие пород плутонических формаций по сравнению с одновозрастными с ними вулканическими формациями. В связи с этим важно отметить, что в истории Земли, начиная от древнего докембрия до настоящего времени, происходило одностороннее усиление интенсивности процессов гранитизации [16].

Одной из общих закономерностей эволюции магматизма, как было отмечено выше, является возрастание во времени щелочности. Это объясняется тем, что в начальный период геологической истории преобладали породы, образующиеся путем выплавления исходного однородного материала верхней мантии, и потому они обладают общей пониженной щелочностью и высоким содержанием элементов группы железа.

Со временем возрастает роль пород, представляющих результат многократной переработки вещества мантии, в силу чего в них увеличивается содержание щелочей. Иногда создаются также благоприятные условия для возникновения настоящих щелочных пород различного фациального положения. Об этом свидетельствует то, что щелочной магматизм возник довольно поздно—в среднем протерозое, затем часто повторяется в течение более юных магматических эпох [16]. Ороген-

ные кислые и щелочные формации Малого Кавказа, судя по петрогеохимическим особенностям (повышенная величина параметра α , но пониженная—параметров n , v , высокая концентрация микроэлементов Mo, Sn, Zr, TR и др.), могли образоваться за счет сналической коры. Поэтому их можно рассматривать как один из конечных переработанных продуктов вещества мантии.

Необходимо отметить, что в разных регионах развитие магматизма происходило несколько по-разному, в причинной зависимости от характера и интенсивности проявления дифференциации вещества мантии, геологической истории верхних частей Земли и других факторов. Поэтому намеченные некоторые общие закономерности в эволюции магматизма в своих деталях, безусловно, отличаются в разных районах. Так, щелочные глубинные породы в пределах М. Кавказа появились в начале кайнозоя, на Кольском полуострове они имеют возраст 1830 млн. лет и 400 млн. лет, на Дальнем Востоке—650 млн. лет, в Индии—580 млн. лет, в Скандинавии—230 млн. лет и т. д. [16].

В других регионах Средиземноморского пояса щелочные породы возникли также раньше, чем на Малом Кавказе. В Румынских Карпатах они образовались еще в палеозое, а в пределах Большого Кавказа—на рубеже поздней юры и раннего мела [12]. При сравнении средних химических составов разновозрастных магматических образований выявляется более высокое содержание кремнезема в докембрийских магматических породах Балтийского и Украинского щитов, чем в мезо-кайнозойских породах Кавказа и Дальнего Востока [15] и т. д.

В заключение следует отметить, что все магматические породы земной коры в конечном итоге являются в той или иной степени переработанными продуктами вещества мантии. Исходя из этого соображения, как направленное, так и наследованное развитие магматизма можно рассматривать как следствие неоднократной переработки вещества мантии в пределах определенного участка Земли. Однако, поскольку каждый регион характеризуется своими специфическими особенностями развития, то тот или иной переработанный продукт вещества мантии возникает в разное время. Вполне очевидно, что направленность и наследование магматических явлений чаще всего должны проявляться в многоэтапных складчатых поясах, где процессы переработки вещества мантии в ходе геологической истории имели место многократно.

Ереванский государственный
университет

Поступила 4.XII. 1985.

Ս. Ի. ԲԱԼԱՍԱՆՅԱՆ

ՄԱԳՄԱՏԻԶՄԻ ԷՎՈԼՅՈՒՑԻԱՆ ԵՐԿՐԻ ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ՊԱՏՄՈՒԹՅԱՆ
ԸՆԹԱՑՔՈՒՄ (Փ. ԿՈՎԿԱՍԻ ԵՎ ԱՅԼ ՄԱՐԶԵՐԻ ՕՐԻՆԱԿՈՎ)

Ս. մ փ ո փ ու մ

Մագմատիզմի էվոլյուցիայի մեջ նշվում են մի շարք օրինաչափություններ, որոնք դիտվում են որպես բարեպատյանի ընդհանուր զարգացման արտահայտություն: Երկրի երկրաբանական զարգացման ընթացքում ավելանում է մագմատիկ ֆորմացիաների և նրանց հետ կապված հանքանյութերի բազմազանությունը, բարդանում է նույնատիպ ֆորմացիաների նյութական կազմը, աճում է ալկալիների, հատկապես կալիումի պարունակությունը: Մագմատիզմի ընդհանուր երկրաբանական ուղղվածությունն արտահայտվում է պետրոգեն, հանքային, հազվագյուտ և ռբված տարրերի զուգորդությունների բազմաանություն աճմամբ: Մագմատիզմի էվոլյուցիայի մեջ դիտվում է նաև ժառանգ-

դականութիւն: Երկրի երկրաբանական զարգացման պատմութեան ընթացքում նկատվող օրինաչափութիւններն ընդհանուր գծերով կրկնվում են տեկտոնա-մագմատիկ ցիկլերի շրջանակներում:

S. I. BALASANIAN

THE MAGMATISM EVOLUTION DURING THE EARTH
GEOLOGICAL HISTORY (THE M. CAUCASUS AND
OTHER REGIONS AS EXAMPLES)

A b s t r a c t

Some regularities are revealed in the magmatism evolution which are considered as the lithosphere general development expression. During the Earth geological development the magmatic formations and ores connected diversity has increased. The identical formations material composition become more complicated, alkali content, especially potassium, increases. The general geochemical trend is expressed by increasing the diversity of petrogenetic, metallic and rare-earth elements associations. The magmatism evolution has inherital features. The observed regularities are generally reiterated in the limits of separate tectonic-magmatic cycles during the Earth geological history.

ЛИТЕРАТУРА

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958, 430 с.
2. Асланян А. Т. Основные черты геологического строения Армянской ССР. В кн.: Магматические и метаморфические формации Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1981, с. 8—27.
3. Баласанян С. И. Различия в химизме разновозрастных однотипных эффузивных пород Армении и прилегающих частей Малого Кавказа. Геохимия, 1957, № 8, с. 736—739.
4. Баласанян С. И. Эволюция интрузивного магматизма Армянской части Малого Кавказа. ДАН СССР, 1957, т. 116, № 3, с. 467—469.
5. Баласанян С. И. Интрузивный магматизм Сомхето-Кафанской зоны. Ереван: Изд. ЕГУ, 1963, 465 с.
6. Баласанян С. И. Особенности проявления магматизма в связи с тектоническим развитием орогенического пояса.—В кн.: Вулканизм и тектогенез. М.: Наука, 1968, с. 115—116.
7. Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. М.: Изд. АН СССР, 1959, 43 с.
8. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1959, 185 с.
9. Габриелян А. А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1964, 259 с.
10. Даминова А. М. Петрография магматических горных пород. М.: Недра, 1967, 232 с.
11. Дзоценидзе Г. С. Опыт сопоставления мезо-кайнозойского магматизма Кавказа, Крыма, Балкан и Карпат.—В кн.: Вулканизм и тектогенез. М.: Наука, 1968, с. 44—52.
12. Милановский Е. Е., Хаик В. Е. Геологическое строение Кавказа. М.: Изд. МГУ, 1963, 360 с.
13. Нагибина М. С. Об эволюции тектонических условий проявлений гранитоидного магматизма в процессе развития структуры земной коры.—В кн.: Вулканизм и тектогенез. М.: Наука, 1968, с. 216—222.
14. Ронов А. Б. Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы.—Геохимия, 1964, № 8, с. 715—743.
15. Соловьев С. П. Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Л.: Наука, 1970, 311 с.
16. Тигаринов А. Н. Общая геохимия. М.: Атомиздат, 1973, 288 с.
17. Штрейс Н. А. Проблема связи магматизма со структурами геосинклинальных систем.—В кн.: Вулканизм и тектогенез. М.: Наука, 1968, с. 5—10.

Э. Х. ГУЛЯН, К. А. КАРАМЯН, П. М. БАРТИКЯН, Р. Н. ТАЯН

ЭТАПЫ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ МАЛОГО КАВКАЗА¹

Рассматривается периодичность проявления медно-молибденового оруденения на территории Малого Кавказа. Выделяются три этапа, характеризующихся пространственной и генетической связью с магматизмом определенных формаций, масштабом и особенностями развития рудной минерализации.

Медно-молибденовая минерализация в пределах Малого Кавказа проявляется периодически в связи с определенными этапами тектономагматического развития этой территории.

Выделяются три этапа проявления медно-молибденового оруденения: 1) верхнеюрско-нижнемеловой; 2) верхнеэоцен-нижнемиоценовый; 3) верхнемиоцен-среднеплиоценовый.

Наиболее значительные рудные концентрации медно-молибденового оруденения приходятся на второй из выделенных этапов и сосредоточены в пределах южного сегмента Цахкунк-Зангезурской зоны—в Зангезурском рудном районе. Медно-молибденовая минерализация верхнеюрско-нижнемелового этапа проявляется в пределах Алаверди-Кафанской структурно-металлогенической эвгеосинклинальной зоны, которая согласно А. А. Габриеляну [4] является областью киммерийской (юра-ранний мел) складчатости. По А. Т. Асланяну [1] эта область представлена мегантиклинорной зоной, осложненной многочисленными антиклинорными и синклинорными структурами, преимущественно антикавказского простирания.

Алаверди-Кафанская эвгеосинклиналь в конце верхней юры в северо-западной части и в конце неокома—в юго-восточной испытывает повсеместное воздымание. В это время внедряются Кохб-Шнохский, Цахкашатский, Цавский интрузивы диорит-тоналитовой формации, с которыми связаны месторождения Техут и Шикахох².

Верхнеюрско-нижнемеловой этап

Техутское медно-молибденовое месторождение находится в Алавердском рудном районе. Район месторождения сложен средне-позднеюрскими вулканитами андезито-базальт-плагнолипаритового ряда, прорванными полифазным и полифациальным Кохб-Шнохским интрузивом [3]. В пределах рудного поля широко развиты штокообразные тела даек диорит-порфиров, аплитов, диабазов, керсантитов. Интрузивные породы представлены в основном кварцевыми диоритами, тоналитами и габбро-диоритами. Рудовмещающими породами являются гидротермально измененные кварцевые диориты.

Рудоконтролирующими разрывными структурами на Техутском месторождении являются преимущественно системы трещин северо-восточного простирания с падением на северо-запад. Развитие этих разрывных нарушений и систем мелкой тектонической трещиноватости создало благоприятные условия для образования месторождения штокверкового типа.

В рудном штокверке сульфидная минерализация распределена неравномерно. Выделяются отдельные, обогащенные медно-молибденовой минерализацией рудные зоны, приуроченные к системам близпараллельно ориентированных разрывных нарушений. Рудный штокверк

¹ Доклад, представленный на 27-ой Международном геологическом конгрессе (Москва, 1984).

² На территории Азербайджанской ССР в пределах Кедабекского рудного района установлены перспективные площади медно-молибденового оруденения (Хар-харское, Карадагское, Славянское, Хачисарское), генетически связанные с интрузивами габбро-плагногранитной формации [8].

Техутского месторождения прослеживается в северо-восточном направлении на 1 км при средней мощности до 500 м. Оруденение сконцентрировано в тонких прожилках и образует вкрапленность в рудовмещающих жильных (кварц-ангидрит) и интрузивных породах. Мощность прожилков варьирует от долей до 1—2 см, протяженность их непостоянна от сантиметров до первых метров. Часто рудные прожилки ветвятся, соединяясь друг с другом, создавая сложную протяженную сеть. Вкрапленный тип характерен для медной минерализации. Меньшим развитием пользуются брекчиевидные руды с богатой медно-молибденовой минерализацией.

Процесс минералообразования на Техутском месторождении протекал в течение ряда последовательных стадий: 1) кварцевая (безрудная); 2) кварц-пиритовая (с молибденитом); 3) кварц-молибденитовая; 4) ангидритовая; 5) кварц-ангидрит-пирит-халькопирит-молибденитовая; 6) кварц-кальцит-пирит-халькопирит-сфалеритовая; 7) кварц-карбонатная; 8) гипсовая [2].

Шикахохское медно-молибденовое месторождение расположено на юге рассматриваемой структурно-металлогенической зоны, в пределах Кафанского блока и приурочено к северному экзоконтакту Цавского интрузива.

В геологическом строении месторождения принимают участие вулканогенно-осадочные образования верхней юры и прорывающие их породы Цавского интрузива. Рудовмещающими преимущественно являются гидротермально измененные (окварцевание, серицитизация) породы верхней юры.

В пределах Цавского интрузива выделяются два разновозрастных интрузивных комплекса: габбро, габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты нижнемелового и граниты третичного возрастов. На месторождении широко проявлены дайковые образования, развитые как в пределах гранитоидного массива, так и за его пределами. Среди даек отмечаются как аплиты и пегматиты, так и диорит-порфиры и диабазы. Оруденение представлено двумя морфологическими типами—штокверковым и жильным. Первый из них имеет более широкое развитие на месторождении. Жильный тип имеет второстепенное значение.

Минералообразование на Шикахохском месторождении, по данным Р. Н. Зарьяна, протекало в шесть стадий в следующей последовательности: 1) кварц-магнетитовая; 2) кварц-молибденитовая; 3) кварц-пиритовая; 4) кварц-халькозин-борнит-халькопиритовая; 5) кварц-карбонатная; 6) ангидрит-гипсовая.

Верхнеэоцен—нижнемиоценовый этап

Каджаранское, Агаракское, Дастакертское, Айгедзорское, Джиндаринское месторождения Зангезурского рудного района. Эти месторождения на территории Армянской ССР приурочены к медно-молибденовому поясу, который протягивается с юга на северо-запад на 300 км при ширине 20—30 км. В пределах этого пояса выделяются Зангезурский, Айоцзорский и Памбакский рудные районы. Значительная часть этого пояса перекрыта четвертичными базальтовыми лавами.

Зангезурский рудный район в тектоническом отношении представляет собой антиклинорий северо-западного простирания, прорванный крупными габброидными и гранитоидными интрузивами. В строении Зангезурского рудного района выделяются три структурных этажа.

Нижний структурный этаж сложен древними образованиями докембрия и среднего палеозоя и характерен интенсивной дислоцированностью и сжатой складчатостью. Средний этаж представлен отложениями верхнего мела, датского яруса, палеоцена и эоцена. Верхний структурный этаж сложен отложениями верхнего миоцена-плиоцена, приуроченными обычно к палеогеновым структурным седловинам и имеют ингрессивное залегание.

Интрузивный магматизм Зангезурского рудного района проявился в значительных масштабах в период от верхнего эоцена до нижнего миоцена. В верхнем эоцене-олигоцене сформировались три интрузивных комплекса: габбро-оливинитовый габбро-монсонит-сиенитовый и габбро-диорит-гранодиорит-граносиенитовый; в нижнем миоцене — интрузивный комплекс порфировидных гранитов и гранодиоритов. Формирование каждого из выделенных интрузивных комплексов завершается дайковыми образованиями преимущественно среднего и кислого состава. Интенсивность проявления магматизма возрастает от ранних комплексов к поздним, достигая наибольшего значения при формировании третьего интрузивного комплекса.

В пределах выделенных интрузивных комплексов при полном развитии магматизма наибольшие массы интрузивных пород образуются в средние фазы их развития [5]. Рассматриваемый палеогеновый интрузивный магматизм в целом характеризуется направленностью развития интрузивного процесса от основных и субщелочных в начальном и раннем этапах к гранитоидным и кислым — в среднем и позднем.

В Зангезурском рудном районе выделяются следующие структурно-морфологические типы медно-молибденовых месторождений: 1) рудные поля в интрузивных породах, пересеченных сериями даек, развившихся висячем боку крупных разрывных нарушений (Каджаран); 2) рудоносные штокверки в апикальных частях раздробленных штоков малых интрузий гранодиорит-порфиров (Агарак); 3) минерализованные участки в зонах дробления, развивающихся в останцах кровли и пересеченных дайками в экзо- и эндоконтактах массивов; 4) системы рудных жил и минерализованных зон в интрузивных породах и породах кровли, висячем боку крупных разрывных нарушений; 5) зоны вкрапленной минерализации в эндоконтакте гранодиоритового массива нижнемиоценового возраста.

Рудные поля и рудоносные площади, в пределах Зангезурского рудного района, локализуются в участках изгибов крупных нарушений, зонах дробления, осложненных эндо- и экзоконтактов интрузивных массивов в штоках малых интрузий, на площадях развития боковых тектонических швов висячем боку крупных нарушений, в породах, благоприятных для локализации оруденения.

Исследование зональности оруденения в медно-молибденовых рудных полях показало, что в Каджаране, Агараке, Айгедзоре проявляется зональность двух типов: а) пульсационная зональность, характеризующаяся последовательным развитием рудо локализирующих систем трещин по мере удаления от крупных рудоконтролирующих структур; б) зональность отложения, обусловленная последовательным отложением различных парагенетических ассоциаций из одной порции растворов.

Характерной чертой всех медно-молибденовых месторождений Зангезурского рудного района является многостадийность проявления минерализации. На рис. 1 приводится схема стадийности минералообразования медно-молибденовых месторождений Зангезурского рудного района. Количество стадий минерализации на крупных месторождениях достигает 10, на других обычно не превышает 7—8. Рудопроявления чаще характеризуются небольшим числом стадий минерализации. Наряду с отмеченным установлено, что отдельные парагенетические ассоциации характерны для определенных месторождений. К ним, в частности, относятся кварц-молибденит-халькопиритовая стадия, которая проявлена лишь на Каджаранском и Дастакертском месторождениях. Вместе с тем одни и те же стадии минерализации на отдельных месторождениях проявляются с различной интенсивностью, вследствие чего наблюдается известное отличие в количественных соотношениях полезных компонентов, в частности между медью и молибденом. При проявлении кварц-молибденит-халькопиритовой стадии процесс минерализации оказывается значительно более растянутым во времени, и формирование промышленного оруденения молибдена и меди происходит не в одну, а в две или три стадии.

**СХЕМА ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СТАДИЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ И ИНТЕНСИВНОСТИ ИХ ПРОЯВЛЕНИЯ
НА ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ЗАНГЕЗУРСКОГО РУДНОГО РАЙОНА**

КАДЖАРАНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ		АГАРАНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ		ДАСТАКЕРТСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ	
Стадии минерализации	Интенсивность проявления	Стадии минерализации	Интенсивность проявления	Стадии минерализации	Интенсивность проявления
1 Кварц магнетитовая	—	1 Магнетитовая	—	1 Кварц магнетитовая	—
2 Кварц палевошпатовая	—	2 Палевошпатовая	—	2 Палевошпат кварц-халькопиритовая	—
3 Кварц молибденитовая	—	3 Кварц безрудная	—	3 Кварц молибденит халькол	—
4 Кварц молибденит халькопиритовая	—	4 Кварц молибденитовая	—	4 Кварц молибденит халькопир	—
5 Кварц халькопиритовая	—	5 Кварц халькопиритовая	—	5 Кварц пиритовая	—
6 Кварц пиритовая	—	6 Кварц пиритовая	—	6 Кварц сфалерит галенитов	—
7 Кварц сфалерит галенитовая	—	7 Кварц сфалерит галенитов	—	7 Алабандиновая	—
8 Кварц карбонатная	—	8 Карбонатная	—	8 Карбонатная	—
9 Халцедоновая	—				
10 Ангидрит гипсовая	—				

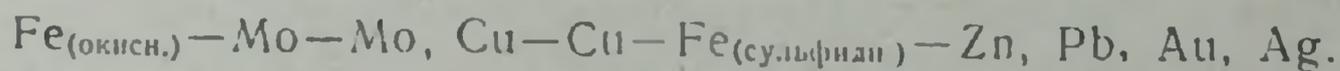
ЛИЧИНСКАЯ ГРУППА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

АЙГЕДЗОР. ЛИЧИНАЗ-ТЕН

Стадии минерализации	Интенсивность проявления	Стадии минерализации	Интенсивность проявления
1 Магнетит-бутитовая	—	1 Кварц молибденит-халькопир	—
2 Кварц борнит халькопирит	—	2 Кварц халькопиритовая	—
3 Кварц молибденитовая	—	3 Кварц пиритовая	—
4 Кварц молибденит халькопиритовая	—	4 Кварц сфалерит галенитов	—
5 Кварц пиритовая	—	5 Кварц арсенопиритовая	—
6 Кварц сфалерит галенитов	—	6 Карбонатная	—
7 Кварц карбонатная	—	7 Ангидрит гипсовая	—
8 Кварц халцедоновая	—		
9 Ангидрит гипсовая	—		

Рис 1

Помимо этих отличий, в Зангезурском рудном районе выделяются месторождения, различающиеся последовательностью проявления продуктивных стадий минерализаций. Обычной последовательностью развития минерализации на медно-молибденовых месторождениях следует считать ту, при которой происходит более раннее образование кварц-молибденитовой парагенетической ассоциации по отношению к кварц-халькопиритовой. Это характерно для Каджаранского, Агарацкого и Айгедзорского месторождений. На этих месторождениях характерен следующий порядок выноса соединений элементов из источника в сферу рудоотложения:



Однако на ряде месторождений отмечается другая последовательность проявления стадий минерализации. Первой формируется халькопиритовая, а затем молибденитовая ассоциация. Такая последовательность развития стадий минерализации установлена на Дастакертском и Джиндаринском месторождениях, в связи с чем на этих месторождениях намечается иная последовательность выноса соединений элементов из источника $Fe_{(окисл.)} - Cu - Mo, Cu - Fe_{(сульфиды)} - Zn, Pb, Au, Ag.$

Таким образом, следует отметить, что среди медно-молибденовых месторождений Зангезурского рудного района выделяются месторождения с растянутым режимом минерализации и месторождения с сжатым режимом. Для месторождений с растянутым процессом минерализации характерно образование промежуточных стадий минерализации, а также проявление отчетливой преемственности минерального состава. Такие главные рудообразующие минералы как молибденит, халькопирит, пирит, сфалерит, галенит, энаргит, борнит, магнетит проявляются в ряде последовательных стадий. В этом случае могут быть выделены стадии максимального проявления того или иного минерала.

Помимо детально рассмотренных гидротермальных медно-молибде-

новых месторождений, Зангезурский рудный район характеризуется большим разнообразием и других генетических типов. Среди них выделяются: контактово-метасоматические (скарновые)—железорудные—Лернашен, медно-молибденовые—Кейфашен; пегматитовые медно-молибденовые—Калер, Аткиз, Кармир-Кар; грейзеновые медно-молибденовые—Аравус; гидротермальные—кварц-магнетитовые, золото-сульфидные.

В целом, в развитии медно-молибденового оруденения Зангезура прослеживается преемственность минерализации от раннемагматических, высокотемпературных до среднетемпературных—гидротермальных.

Сравнительно небольшое медно-молибденовое месторождение рассматриваемого этапа—Анкаванское, расположено в северо-западной части медно-молибденового пояса (Памбакский рудный район). Оруденение прослеживается вдоль близширотной полосы контакта Мисханского гранитоидного интрузива с докембрийскими сланцами.

К верхнеэоцен-нижнемиоценовому этапу относятся и медно-молибденовые месторождения Далидагского рудного района в центральной части Малого Кавказа (Азербайджанская ССР). Среди них Теймурчандагское, Султангейдарское, Агчайское, Катырдагское, Багирсахское, Далидагское и др., близкие по условиям формирования к месторождениям Зангезурского рудного района.

Верхнемиоцен-среднеплиоценовый этап

Варденисское и Элпинское месторождения. Медно-молибденовые месторождения верхнемиоцен-среднеплиоценового этапа в основном развиты в пределах Айоцзорского района и парагенетически связаны с субвулканическими телами гранитоидов. Варденисское месторождение расположено в верховьях р. Ехегис. В геологическом строении месторождения принимают участие эффузивы андезито-дацитов среднеэоценового возраста, прорываемые липарито-дацитами. Вдоль контактов последних, во вмещающих метасоматически измененных породах (вторичных кварцитах и аргиллитах) устанавливается молибденитовое оруденение в виде вкрапленности и небольших прожилков. Содержание Mo весьма убогое и редко достигает 0,01—0,02%. Характерной чертой молибденовой минерализации Варденисского месторождения является повышенное содержание Re , которое, по данным табл. 1, достигает значительных величин.

Таблица 1

Содержание молибдена и рения в молибденитовых концентратах и молибдените Варденисского месторождения

Наименование и место взятия пробы	Содержание, в %		Автор
	Mo	Re	
Центральный участок			
Молибденитовый концентрат	6,0	0,02	И. Г. Магакьян
Молибденитовый концентрат	12,3	0,255	Н. С. Хачатрян
Молибденитовый концентрат	29,0	0,96	Б. Д. Акопян
Молибденит	58,34	1,88	А. С. Фармазян

Элпинское медно-молибденовое месторождение расположено в 2—3 км к СЗ от с. Элпин. Оруденение приурочено к месту пересечения разрывных нарушений северо-западного и северо-восточного простираний.

На месторождении проявлен комплекс разновозрастных по составу фаций магматических пород трахиандезит-липаритовой формации. На глубине эти породы прорваны субвулканической интрузией гранодиорит-порфиров. Рудная минерализация представлена пиритом, халькопиритом, молибденитом, изредка сфалеритом, теннантитом и др., ко-

торые в виде тончайших прожилков развиты во вторичных кварцитах. На месторождении [6, 9] выделяются две зоны вторичных кварцитов: надрудная, мощностью 300 м, представленная монокварцевой, алунитовой, каолинитовой фациями, и рудоносная зона, представленная каолинит-гидрослюдистыми, карбонат-гидрослюдистыми кварцитами, характеризующимися высоким содержанием меди и молибдена. Содержание Cu в молибденитах Элпинского месторождения достигает 0,45% [9].

Таким образом, медно-молибденовое оруденение Малого Кавказа проявлялось периодически в тесной связи с развитием магматизма отдельных тектоно-магматических зон.

Ранние медно-молибденовые месторождения (Техут, Шикахох) приурочены к интрузивам инверсионного этапа развития геосинклинали Алаверди-Кафанской зоны, в то время как наиболее значительные концентрации медно-молибденового оруденения связаны со сложнопроявленным, многофазным раннеорогенным магматизмом Мисхано-Зангезурской зоны (Каджаран, Агарак, Дастакерт, Айгедзор, Джиндара и др.).

Завершающий этап проявления руд рассматриваемой формации связан с позднеорогенным магматизмом Айоцдзорского рудного района, представленным преимущественно субвулканическими фациями (Варденис, Элпин).

Управление геологии Армянской ССР,
Институт геологических наук АН АрмССР

Поступила 5.VI. 1986.

Է. Խ. ՂՈՒԼՅԱՆ, Կ. Ա. ԿԱՐԱՄՅԱՆ, Պ. Մ. ԲԱՐՏԻԿՅԱՆ, Ռ. Ն. ՏԱՅԱՆ

Փոքր կովկասի պորֆիր-սուլֆիդներու շանքանագուման էտապները

Ա մ փ ո փ ու մ

Փոքր կովկասի բնատարածքում առանձնացվում է պղինձ-մոլիբդենային հանքանագուման երեք էտապ՝ 1) վերին յուրա-ստորին կավճի, 2) վերին էոցեն-ստորին միոցենի և 3) վերին միոցեն-միջին պլիոցենի:

Առաջին էտապը հանդես է գալիս ՀՍՍՀ Ալավերդի—Ղափանի կառուցվածքա-մետաղածնային զոնայում, որտեղ ներկայացված է Թեղուտի և Շիկահողի հանքավայրերում: Երկրորդ էտապի հետ են կապված պղինձ-մոլիբդենային հանքանյութերի զգալի կուտակներ Ջանգեզուրի հանքային շրջանում՝ Մաղկունք—Ջանգեզուրի զոնայի հարավում: Այստեղ են գտնվում Քաջարանի, Ագարակի և Դաստակերտի հանքավայրերը: Երրորդ էտապի պղինձ-մոլիբդենային հանքանագուման արտահայտված է հիմնականում Վայոցձորի շրջանում (Վարդենիսի և Ելփինի հանքավայրեր) և կապված է սուբհրաբխային գրանիտոիդային մարմինների հետ: Հանքանագուման մասշտաբներն աննշան են:

E. KH. GHULIAN, K. A. KARAMIAN, P. M. BARTIKIAN, R. N. TAYAN
THE MINOR CAUCASUS PORPHYRY COPPER-MOLYBDENUM
MINERALIZATION STAGES

A b s t r a c t

Three stages of porphyry copper-molybdenum mineralization are distinguished: 1) Late Jurassic—Early Cretaceous, 2) Late Eocene—Early Miocene, 3) Late Miocene - Middle Pliocene.

The first stage is revealed in the limits of Alaverdi—Kaphan structural-metallogenical zone of the Armenian SSR and is presented by Teghut and Shikahogh deposits. With the second one the significant deposits of copper-molybdenum ores are connected in the Zangueזור ore region where Kadjaran, Agarak and Dastakert ore deposits are located. The mineralization of the third stage is connected with the subvolcanic granitoids in the Vayots-dzor region (Vardenis and Yelpin ore deposits).

ЛИТЕРАТУРА

1. Асланян А. Т. Тектоника. В кн.: Геология СССР. т. 43, Армянская ССР. М., Недра, 1970, с. 366—396
2. Асланян А. Т., Гулян Э. Х., Пиджян Г. О., Амирян Ш. О., Фарамазян А. С., Овсепян Э. Ш., Арутюнян С. Г., Галстян Х. Г. Техутское медно-молибденовое месторождение.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1980, № 5, с. 3—25.
3. Акопян М. С., Мелконян Р. Л., Пароникян В. О. К вопросу генезиса Техутского медно-молибденового месторождения.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1982, т. 35, № 6, с. 38—43.
4. Габриелян А. А. Тектонические основы металлогенического районирования Армении.—Изв., АН АрмССР, Науки о Земле, 1978, № 5, с. 31—48.
5. Карамян К. А., Таян Р. Н., Гуюмджян О. П. Основные черты интрузивного магматизма Зангезурского рудного района АрмССР.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1974, № 1, с. 54—65.
6. Качурин В. Ф., Меликсетян Б. М., Саркисян Г. А., Лисица А. А. Особенности геологического строения и основные черты рудоносности Зовашен-Варденисской вулкано-тектонической депрессии (Западный Байк).—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1975, № 4, с. 3—12.
7. Магакьян И. Г. Закономерности размещения и прогноз оруденения на территории Армянской ССР. В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. VIII. М.: Наука, 1967, с. 239—250.
8. Пириев А. С. Габбро-плагногранитовая формация Кедабекского рудного района и связанное с нею медно-порфировое оруденение. Вопросы магматизма Азербайджана. Баку, 1983.
9. Фарамазян А. С., Акопян А. Г. Рений в некоторых молибденовых рудопроявлениях Айоцзорского рудного района.—Изв. АН АрмССР, сер. геолог.-географ. наук, 1963, № 8, с. 61—66.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле. XXXIX, № 4, 23—28, 1986

УДК 551.217.24(479.25)

К. И. КАРАПЕТЯН

ОБ ОДНОЙ РАЗНОВИДНОСТИ НЕСПЕКШИХСЯ ИГНИМБРИТОВ

В статье впервые описываются неспекшиеся игнимбриты Армянской ССР. Условия залегания, строение и состав наиболее интересной разновидности неспекшихся игнимбритов дают основание для вывода об относительно слабой газонасыщенности отложившихся ее пепловых потоков.

В литературе по игнимбритам Армянской ССР нет публикаций, посвященных неспекшимся игнимбритам (НИ); сведения о них, в основном, сводятся к упоминаниям о переходе плотных, литифицированных разновидностей к рыхлым («туфовые пески»), слагающим самые низы и реже краевые части потоков. Нет таких работ, как будто, и по другим районам СССР, да и в мировой литературе они единичны. Между тем специальные исследования НИ насущны, ибо дают информацию о «первичном» состоянии игнимбритослагающей массы, ее температуре, вязкости, газонасыщении и т. п. и, в конечном счете, могут «содействовать нашему пониманию механизма пирокластического потока» [4].

Автору удалось установить, что неспекшиеся фации присущи большинству типов игнимбритов Армянской ССР (исключая, пожалуй, арктик-туфы и игнимбриды антарутского типа) и что они нередко слагают потоки по всей мощности. Все это, а также факт резко возросшей популярности точки зрения о лавовом происхождении игнимбридов [1, 5, 6, 2 и др.] побудило автора к публикации настоящего сообщения. Объем статьи не позволяет подробно охарактеризовать все изученные НИ, почему и приводится описание наиболее интересной и не совсем обычной разновидности; данные о других НИ, имеющих, кстати, много общего между собой, привлекаются только для сравнения.

В Армянской ССР потоков, полностью сложенных НИ, как будто, нет¹. Являясь рыхлой фацией, НИ, помимо обычных слоев в низах потоков, составляют также отдельные, иногда довольно протяженные

¹ Может быть такие потоки и извергались, но были размывы или перекрыты продуктами поздней вулканической деятельности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Асланян А. Т. Тектоника. В кн.: Геология СССР. т. 43, Армянская ССР. М., Недра, 1970, с. 366—396
2. Асланян А. Т., Гулян Э. Х., Пиджян Г. О., Амирян Ш. О., Фарамазян А. С., Овсепян Э. Ш., Арутюнян С. Г., Галстян Х. Г. Техутское медно-молибденовое месторождение.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1980, № 5, с. 3—25.
3. Акопян М. С., Мелконян Р. Л., Пароникян В. О. К вопросу генезиса Техутского медно-молибденового месторождения.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1982, т. 35, № 6, с. 38—43.
4. Габриелян А. А. Тектонические основы металлогенического районирования Армении.—Изв., АН АрмССР, Науки о Земле, 1978, № 5, с. 31—48.
5. Карамян К. А., Таян Р. Н., Гуюмджян О. П. Основные черты интрузивного магматизма Зангезурского рудного района АрмССР.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1974, № 1, с. 54—65.
6. Качурин В. Ф., Меликсетян Б. М., Саркисян Г. А., Лисица А. А. Особенности геологического строения и основные черты рудоносности Зовашен-Варденисской вулкано-тектонической депрессии (Западный Байк).—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1975, № 4, с. 3—12.
7. Магакьян И. Г. Закономерности размещения и прогноз оруденения на территории Армянской ССР. В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. VIII. М.: Наука, 1967, с. 239—250.
8. Пириев А. С. Габбро-плагногранитовая формация Кедабекского рудного района и связанное с нею медно-порфировое оруденение. Вопросы магматизма Азербайджана. Баку, 1983.
9. Фарамазян А. С., Акопян А. Г. Рений в некоторых молибденовых рудопроявлениях Айюндзорского рудного района.—Изв. АН АрмССР, сер. геолог.-географ. наук, 1963, № 8, с. 61—66.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле. XXXIX, № 4, 23—28, 1986

УДК 551.217.24(479.25)

К. И. КАРАПЕТЯН

ОБ ОДНОЙ РАЗНОВИДНОСТИ НЕСПЕКШИХСЯ ИГНИМБРИТОВ

В статье впервые описываются неспекшиеся игнимбриты Армянской ССР. Условия залегания, строение и состав наиболее интересной разновидности неспекшихся игнимбритов дают основание для вывода об относительно слабой газонасыщенности отложившихся ее пепловых потоков.

В литературе по игнимбритам Армянской ССР нет публикаций, посвященных неспекшимся игнимбритам (НИ); сведения о них, в основном, сводятся к упоминаниям о переходе плотных, литифицированных разновидностей к рыхлым («туфовые пески»), слагающим самые низы и реже краевые части потоков. Нет таких работ, как будто, и по другим районам СССР, да и в мировой литературе они единичны. Между тем специальные исследования НИ насущны, ибо дают информацию о «первичном» состоянии игнимбритослагающей массы, ее температуре, вязкости, газонасыщении и т. п. и, в конечном счете, могут «содействовать нашему пониманию механизма пирокластического потока» [4].

Автору удалось установить, что неспекшиеся фации присущи большинству типов игнимбритов Армянской ССР (исключая, пожалуй, арктик-туфы и игнимбриты антарутского типа) и что они нередко слагают потоки по всей мощности. Все это, а также факт резко возросшей популярности точки зрения о лавовом происхождении игнимбритов [1, 5, 6, 2 и др.] побудило автора к публикации настоящего сообщения. Объем статьи не позволяет подробно охарактеризовать все изученные НИ, почему и приводится описание наиболее интересной и не совсем обычной разновидности; данные о других НИ, имеющих, кстати, много общего между собой, привлекаются только для сравнения.

В Армянской ССР потоков, полностью сложенных НИ, как будто, нет¹. Являясь рыхлой фацией, НИ, помимо обычных слоев в низах потоков, составляют также отдельные, иногда довольно протяженные

¹ Может быть такие потоки и извергались, но были размывы или перекрыты продуктами поздней вулканической деятельности.

участки литифицированных потоков, причем переход между этими двумя крайними разновидностями всегда постепенный, выраженный в различной степени спекания. НИ обычно образуются в краевых частях пепловых потоков; реже они слагают языковидные ответвления или отдельные отрезки по простиранию, чередуясь в этом случае с полуспекшимися разновидностями. Как правило, на долю НИ приходится всего несколько процентов объема потока.

Рассматриваемая разновидность НИ является фацией игнимбригов кош-агаракского типа (КАТ), иногда ошибочно идентифицируемых с туфами андийского типа (или «пемзовыми туфами»). Игнимбриги КАТ, залегающие в низах мощного и разнообразного среднечетвертичного игнимбригового комплекса, образованы многими потоками длиной свыше 17—18 км и мощностью до 15 м, основная часть которых, слившись, покрыла большие площади, особенно на Ю и ЮВ склонах г. Арагац и прилегающих к ней с этих сторон плато.

Несмотря на относительно плохую обнаженность и размытость игнимбригов КАТ, в их общих характеристиках выявлены следующие примечательные, присущие только им особенности.

1. Степень спекания нигде не достигает максимума, а по удалении от привершинной зоны Арагаца, т. е. от места извержения, величина этого параметра, в общем, постепенно понижается; за пределами горы абсолютно преобладают полуспекшиеся и неспекшиеся фации. Эти фации составляют не менее 60—70% объема игнимбригов.

2. В большинстве случаев потоки нацело окислены до оливковых и желтых цветов; только участками, в наиболее спекшихся частях, они бывают розовато-охристыми. В отличие от других игнимбригов, имеющих рыхлые фации, игнимбриги КАТ никогда не окисляются до ярко-красных цветов.

Как и игнимбриги других типов, игнимбриги КАТ слагаются из матрицы, кристаллов и обломков плагиноклаза, гиперстена, клинопироксена и рудного минерала, фьямме (пемзовых и стекловатых) и ксенолитов. Колебания содержания отдельных составляющих значительны и незакономерны, но в объеме породы всегда преобладает матрица, среди минералов—плагиноклаз, а среди фьямме—пемзовые. Фьямме, особенно стекловатые, плохо оформлены и слабо уплощены, исключая образцы из наиболее спекшихся разновидностей; длина их от долей мм до 16—18 см. Матрица состоит из частиц свежего, невыкристаллизованного стекла и пыли. Частицы стекла имеют пластичные формы, причем многие из них бесспорно являются межпузырьковыми стенками и их фрагментами, а некоторые содержат тонкие поры; преобладают сравнительно толстые, массивные частицы. Пыль доминирует только в редких случаях, обычно же она выполняет интерстиции. С возрастанием степени спекания увеличиваются степень сваривания пыли и степень деформации, вытянутости стекловатых частиц. Состав игнимбригов КАТ, как и состав других игнимбригов, изменяется в пределах андезит—дацит.

II

В ассоциации с полуспекшимися и, изредка, со спекшимися разновидностями НИ хорошо обнажены в полосе сс. Агарак-Кош и к югу от нее, где они вскрыты 6—7 карьерами (рис. 1) почти на полную мощность, которая меняется здесь в пределах 4,5—6,5 м.

Цвет этих НИ оливковый и желтоватый, участками серый. Состоят они из тонкой, лишенной слоистости, рыхлой матрицы, включающей куски пемзы и обсидиановидного стекла, которые при спекании образуют фьямме, и ксенолиты.

Пемза образована изометричными, близизометричными, иногда слегка уплощенными кусками, имеющими округлые, сглаженные и, только иногда, рваные очертания; размер их до 6—7 см, редко до 13—

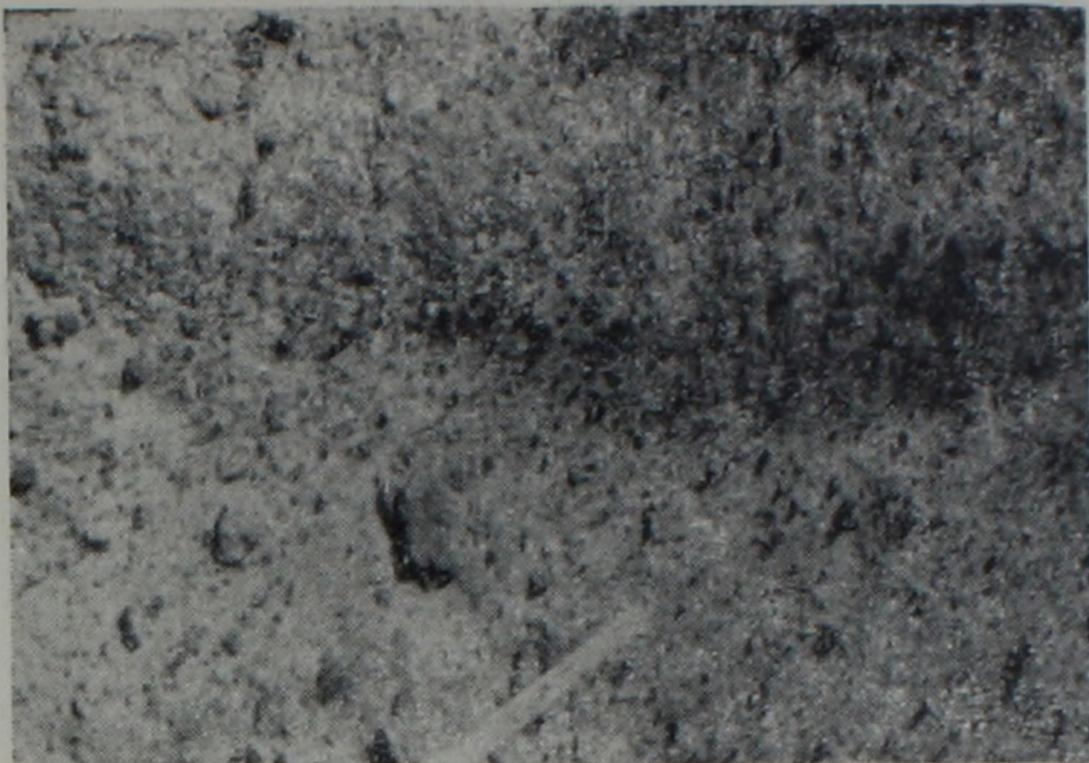


Рис. 1. Неспекшиеся игнимбриты кош-агаракского типа, вскрытые карьером в 2 км к ЗЮЗ от с. Агарак, у шоссе Ереван—Ленинкан.

15 см и более. Пемзовая мелочь обыкновенно окислена до желтых цветов; крупные образцы, обычно окрашенные в черный цвет, как правило, окислены только по периферии. Намного реже встречаются куски черного, нередко рассыпчатого, с редкими овальными тонкими порами обсидиановидного стекла, размером до 7—8 см. Форма их менее правильная, а контуры угловаты. Ксенолиты представлены образцами обломочной и оскольчатой формы длиной до 12—14 см, редко более. Обычно они сложены лавами, чаще всего андезитами и андезито-базальтами; крупные ксенолиты в большинстве случаев представлены породами, которые в окрестностях обнажения залегают в основании игнимбритов.

Содержания пемзы, обсидиановидного стекла и ксенолитов значительны; на 1 м² площади в вертикальном срезе приходится 200—500 крупных (>2,5 см) образцов пемзы и стекла и 100—300 ксенолитов. Изменчивость содержаний не закономерна; нет также какой-либо зависимости формы, размера и состава этих включений от положения в потоке, толщины последнего и т. п.

Матрица сложена частицами нераскристаллизованного стекла, пемзы, минералами и ксенолитами. О механическом составе можно судить по данным анализов, выполненных по карьерам у с. Бюракан и в районе с. Агарак (табл. 1, рис. 2). Во всех случаях преобладает пепловая составляющая (36,40—61,55%), причем большая часть ее выражена в грубых пеплах. Пеплам уступают песок (11,50—31,00%), пыль (16,45—26,40%) и гравий (0,55—15,45%). В Агараке изменения гранулометрии по мощности потока существенны—здесь, в общем, происходит уменьшение зернистости кверху; в Бюракане же изменений состава практически нет. Заметны изменения состава по направлению движения потока: от с. Бюракан до с. Агарак, на расстоянии около 5 км, возрастает роль пыли (от 16,45—18,40% до 23,25—26,40%).

Стекло матрицы представлено частицами трех типов.

Частицы I типа представлены прозрачным желтым, реже, бесцветным и черным стеклом обычно удлиненных, лепестковидных форм, степень изогнутости которых возрастает с увеличением размерности. Частицы относительно толстые и обычно содержат мельчайшие овальные поры; края их слегка оплавлены, иногда обломаны, поверхности неровные, занозистые, временами гофрированные. Многие частицы слоисты: слоистость выражена в чередовании бесцветного или, реже, черного с помутневшим, как-будто вспученным желтовато-белым стеклом. Судя по всему, это фрагменты межпузырьковых перегородок и сами перего-

Результаты гранулометрического анализа НИ КАТ (вес. %).

	№№ обр	2-10 Г	1-2 ГВП	0,5-1 ТВП	0,5-2 ВП	0,1-0,5 Гп	0,01-0,1 ТП	0,01-0,5 П	<0,01 Пы	М _д
Б	2841	14,20	16,60	14,40	31,0	23,90	12,50	35,40	18,40	0,38
	2843	15,45	17,65	9,80	27,45	24,25	16,40	40,65	16,45	0,34
А	2854	0,55	5,80	5,70	11,50	35,60	25,95	61,55	26,40	0,07
	2853	9,70	15,60	11,30	26,90	27,40	12,75	40,15	23,25	0,26

Примечания: Б—карьер у кладбища с. Бюракан; обр. 2844—верхи (h=4 м), обр. 2843—низы (h=1 м) потока; А—карьер в 2 км к ЗЮЗ от с. Агарак, у шоссе Ереван-Ленинакан; обр. 2854—верхи (h=3,5 м), обр. 2853—низы (h=0,5 м) потока. Г—гравий; ГВП—глубокие, ТВП—тонкие, ВП—вулканические пески; ГП—глубокие, ТП—тонкие, П—пески; Пы—вулканическая пыль. Размерность фракций в мм. М_д—медианный диаметр по Граксу.

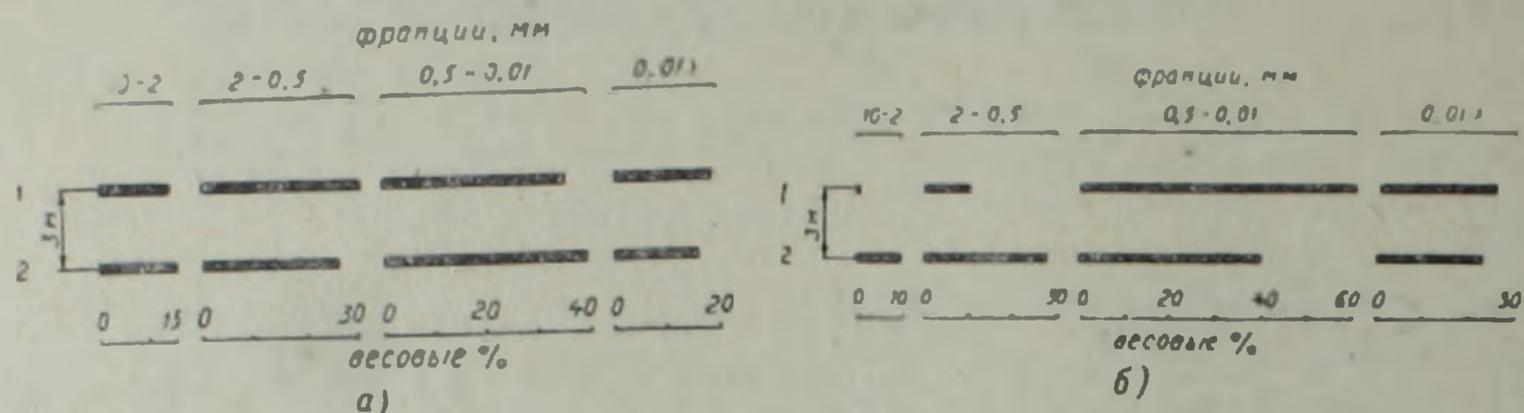


Рис. 2. Механический состав неспекшихся игнимбритов кон-агаракского типа: а) карьер у кладбища с. Бюракан: 1—обр. 2844, верхи потока (h=4 м); 2—обр. 2843, низы потока (h=1 м); б) карьер в 2 км к ЗЮЗ от с. Агарак, у шоссе Ереван-Ленинакан: 1—обр. 2854, верхи потока (h=3,5 м), 2—обр. 2853, низы потока (h=0,5 м).

родки пемз низкой кратности. Частицы I типа преобладают в тонких пеплах (до 75—80% объема); меньше всего их в грубых песках (до 20—25%). N=1,514—1,518.

Частицы II типа образованы прозрачным бесцветным и, реже, черным стеклом с обломанными краями. Это практически не изогнутые, тонкие, пленочные частицы выдержанной толщины; в немногих, относительно крупных образцах видно, что они являются обломками перегородок и перегородками полиэдрических пузырьков пемзы высокой кратности. Встречаются в небольших количествах (до 5%), главным образом в пеплах и тонких песках.

Частицы III типа представлены обломками и осколками черного, полупрозрачного массивного обсидиановидного стекла с редкими овальными порами. Отдельные частицы окислены, причем видно, что этот процесс распространяется от отдельных, точечных центров. Присутствуют они во всех фракциях—от 5—10% в тонких пеплах до 15—20% в гравии. N=1,510±0,02.

Пемзовые частицы имеют близозометричные и изометричные, сглаженные формы; только иногда они вытянуты и даже закручены. В общем, пемза тонкопористая; поры круглые, овальные, а в песках и гравии есть и трубчатые. Обычный цвет светло-бежевый и розоватый, реже встречаются белые, желтоватые, оранжевые и кирпично-красные частицы. И здесь окисление развивается от отдельных центров. Содержание пемзовых частиц возрастает от 5—10% (тонкие пеплы) до 75% (гравий).

Минералы в кристаллах длиной до 5—6 мм, нередко обломанных, представлены плагиоклазом и меньше клинопироксеном, гиперстеном и рудным минералом; в единичных случаях на их гранях наблюдается налипшее стекло. Ксенолиты, в общем, имеют обломочный облик и лавовый состав; от грубых пеплов к гравию их количество возрастает.

Химизм НИ характеризуют данные табл. 2.

Химический состав НИ КАТ

№№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	-H ₂ O	II-II	Сумма
Б 2843	63.02	0.50	16.12	2.96	0.85	0.14	1.48	3.72	3.90	4.20	0.21	0.27	2.80	100.61
2841	62.13	0.90	15.41	2.13	1.13	0.14	2.42	1.06	4.50	3.80	0.62	0.15	2.25	100.76
2842	63.51	0.65	15.59	2.50	0.10	0.05	1.35	1.82	4.20	4.00	0.23	0.09	3.05	99.64
А 2853	64.05	0.75	17.56	2.76	0.56	0.04	1.18	3.08	4.00	3.80	0.11	0.12	2.72	100.73
2852	65.40	0.65	17.18	1.31	1.42	0.04	0.90	2.66	4.30	4.10	0.11	0.11	2.55	100.73
2851 к	61.18	0.70	16.41	2.55	0.21	0.01	1.17	3.43	4.10	4.00	0.05	0.10	3.83	100.84

Опись анализов: Б—карьер у кладбища с. Бюракан, обр. 2843—НИ, обр. 2841—обсидиановидное стекло, обр. 2842—желтая пемза. А—карьер в 2 км к ЗЮЗ от с. Агарак, у шоссе Ереван-Ленинакан; обр. 2853—НИ, обр. 2852—обсидиановидное стекло, обр. 2851 к—желтая пемза. Аналитик Ж. Меликян.

В заключение краткой характеристики уместно подчеркнуть следующее. На макроуровне НИ других типов по строению своему в принципе не отличаются от описанных, но состав матрицы у них иной: главное различие заключается в том, что здесь уже практически отсутствуют частицы стекла I типа, зато частицы II типа преобладают среди стекловатых, а в тонких пеплах их содержание достигает даже 95% общего объема.

III

Условия залегания, переходы полуспекшихся и спекшихся игнимбригов в неспекшиеся, состоящие из кусков пемзы и обсидиановидного стекла, пепловых частиц, вулканической пыли и ксенолитов, не оставляют сомнений в том, что игнимбриги КАТ (так же, как и другие игнимбриги, имеющие неспекшиеся фации) отложены пепловыми, но никак не лавовыми потоками.

Фактическая неспособность к максимальным спеканию и окислению, уменьшение степени спекаемости в направлении транспортировки, высокий процент полуспекшихся и неспекшихся фаций игнимбригов КАТ объясняется относительно быстрой потерей тепла пепловым потоком в ходе движения. В этом смысле, быть может, извержения игнимбригов КАТ ближе стоят к катмайскому типу (в классическом понимании этого термина), чем извержения «классических», хорошо спекаемых игнимбригов, очень долго сохраняющих высокую температуру.

Такого рода охлаждение скорее говорит о сравнительной бедности этих, аэрозольного типа, потоков газовой составляющей, что, естественно, способствовало ускоренной потере тепла. Сама дисперсная фаза, в данном случае магматическая составляющая, при выходе на поверхность вряд ли имела более низкую температуру, чем таковая потоков, отложивших игнимбриги других типов. В пользу такого предположения говорит и факт близости состава магм разных типов игнимбригов, и отсутствие какой-либо зависимости основных их черт от «внутри типовых» колебаний состава.

Вероятно, об относительной бедности газам свидетельствует еще одна отличительная черта игнимбригов КАТ—обилие среди пепловых частиц фрагментов неустойчивой пены (частицы I типа) и мизерное количество межпузырьковых перегородок устойчивой пены (частицы II типа). Считается, что динамический режим неустойчивой пены обуславливает более эффективную дегазацию магмы в канале вулкана [3]: во всяком случае, во времени срыва пены, происходившего по крайней мере еще до начала движения потока, магматическая, точнее пепловая, составляющая игнимбригов КАТ была уже менее газонасыщенной.

Образование же значительных объемов неспекшихся фаций у игнимбритов других типов хотя тоже связано с быстрой потерей тепла, но такая потеря уже определяется «внешними» факторами—влиянием подстилающей поверхности (снежный или водный покров, охлажденная «почва» и т. п.), обильным выпадением осадков во время извержения и т. д.

Важнейшая роль газов в игнимбриитообразовании, в общем и целом, ни у кого не вызывает сомнений. В конкретных аспектах, хотя бы таких, как состав газов, их роль в сохранении и переносе тепла, подвижности потоков, механизме газоотделения и т. д., «газовая проблема» имеет много неясностей, обусловленных пока еще недостаточной фактической основой. В этом, информативном отношении несомненный интерес представляет установленный факт неоднородного, порционно-го характера газонасыщенности игнимбритовой магмы—в магме игнимбритов КАТ по степени газонасыщения различаются, по меньшей мере, четыре разновидности! Причины такой селективности пока еще непонятны.

Институт геологических наук
АН АрмССР

Поступила 10.XI. 1985.

Կ. Ի. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ

ՉԵՌԱԿՑՎԱԾ ԻԳՆԻՄԲՐԻՏՆԵՐԻ ՄԻ ՏԱՐԱՏԵՍԱԿԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հորվածում առաջին անգամ նկարագրվում են Հայկական ՍՍՀ շեռակցված իգնիմբրիտները: Վերջիններիս առավել հետաքրքիր մի տարատեսակի տեղագրման պայմանները, կառուցվածքը և կազմութունը հիմք են տալիս եզրակացնելու իգնիմբրիտներն առաջացնող մոխրային հոսքերի համեմատաբար թույլ գազահագեցվածության մասին:

K. I. KARAPETIAN

ON A VARIETY OF UNWELDED IGNIMBRITES

A b s t r a c t

The Armenian SSR unwelded ignimbrites are described for the first time. The mode of occurrence, structure and composition of the most interesting variety of unwelded ignimbrites allow us to conclude the relatively low gas-saturation of the ashy flows which have deposited the ignimbrites.

ЛИТЕРАТУРА

1. Маракушев А. А., Яковлева Е. Б. Генезис кислых лав.—Вестн. Моск. ун-та, сер. геол., 1975, № 1, с. 3—24.
2. Мишин Л. Ф. Породные группы и серии краевых вулканических поясов. М.: Изд. Наука, 1982, 124 с.
3. Слезин Ю. Б., Федотов С. А. Физические характеристики извержения.—В кн.: Большое трещинное Толбачинское извержение, М.: Изд. Наука, 1984, с. 143—176.
4. Смит Р. Л. Потоки вулканического пепла.—В кн.: Проблемы палеовулканизма, М.: ИЛ, 1963, с. 307—370.
5. Царев Д. И. Метаматические и метасоматические процессы в формировании игнимбритов. Новосибирск: Изд. Наука, 1980, 88 с.
6. Яковлева Е. Б. Условия формирования структур и текстур кислых пород.—Вестн. Моск. ун-та, сер. геол., 1982, № 3, с. 12—24.

Г. В. ШАГИНЯН

О НЕКОТОРЫХ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ ПОКАЗАТЕЛЯХ ЗОЛОТО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ ПРИ ПОИСКАХ

(на примере одного золото-полиметаллического месторождения Армянской ССР)

В статье рассматриваются закономерности метаморфизации химического состава вод в пределах жильных золото-полиметаллических месторождений. Рассматриваются аномальные содержания макро-и микрокомпонентов как гидрохимические показатели оруденения, а также их значение для прогноза жильных золото-полиметаллических руд.

Рудное поле изученного месторождения локализовано в средне-верхнеэоценовых вулканогенно-обломочных образованиях, представленных лавами, лавовыми брекчиями, туфами андезито-базальтов с прослоями туфопесчаников. Отмечаются также и субвулканические тела андезитов и базальтов. Широкое распространение имеет дайковый комплекс, представленный диорит-порфиритами и риолитовыми порфирами (кварцевые порфиры) средне-верхнеэоценового возраста. Этот комплекс пород вместе с субвулканическими телами андезитов и базальтов перекрыт покровами лавовых брекчий и туфов андезитов, андезито-дацитов среднемиоценового возраста (по данным О. П. Гуюмджяна). Рудные тела представлены жилами и жильными зонами, развитыми в пирокластических образованиях. Нередко жилы приурочены к контактам даек с гидротермально измененными породами. В пределах рудного поля рассматриваемого месторождения совмещены продукты рудообразовательных процессов раннеорогенной (собственно золото-полиметаллические руды верхнего эоцена—нижнего олигоцена) и позднеорогенной (реальгар-аурипигментовая минерализация мнплиоценового возраста) стадий развития области [3]. В составе руд участвуют: пирит, галенит, сфалерит, пирротин, блеклая руда, аурипигмент, реальгар, антимонит, буланжерит, геокронит, самородное золото. Жильные минералы представлены кварцем, кальцитом, в небольшом количестве иногда присутствует и барит.

Рельеф участка месторождения характеризуется большой крутизной и интенсивной расчлененностью. На расстоянии одного километра перепад высот составляет 500 м, что в конечном счете и обуславливает отсутствие четко выраженной зоны окисления. В районе месторождения господствует умеренный климат с непродолжительным летом и холодной зимой. Среднегодовая температура воздуха $+2^{\circ}\text{C}$, суммарное количество годовых осадков—700—750 мм.

Анализ биоклиматических, рельефно-морфологических и геолого-литологических факторов позволяет территорию описываемого месторождения отнести к ландшафтам сухих лесов и кустарников с кислым классом водной миграции, развитым на лесных коричневых почвах в условиях интенсивно расчлененного рельефа, сложенного вулканогенными образованиями палеоген-неогена. Река, являющаяся основной водной артерией района, дренирует значительную часть вод зон регионального и местного стоков, циркулирующих в пределах рудного поля. Преобладание вулканогенных образований обуславливает трещинный, грунтово-трещинный тип циркуляции вод, выклинивающихся на поверхность по местным базисам эрозий. Локальной областью питания изученных вод являются склоны южной экспозиции апофизного хребта, в пределах которого формы рельефа обуславливают преобладание наземного стока над подземным. Выходы подземных вод на территории месторождения немногочисленны. Действующие источники в основном носят сезонный характер, что свидетельствует о их принадлежности к водам зоны местного стока. В настоящее время горные выработки тяжелого типа выполняют роль путей разгрузки подземных вод, приводя к осу-

шению источников, оказавшихся в радиусе действия депрессионных воронок. Только небольшая часть подземных вод, движущихся по направлениям основных зон нарушений, разгружается за пределами месторождения. Две штольни, пересекающие нижние горизонты месторождения, вместе дренируют до 15 л воды в секунду, образуя один из наиболее крупных левых притоков основной водной артерии. Воды этого притока формируют свой химический состав под действием окисляющихся рудных тел и по существу являются водами нового химического класса для данного района. Метаморфизации подвергнуты и воды фланговых частей месторождения, что было установлено сравнительным анализом вод. Так, если в бассейне верхнего течения реки воды в большинстве случаев гидрокарбонатного, кальцево-магнево-натриевого класса с минерализацией 110—230 мг/л, а в нижнем течении, после смешивания с рудничными водами—гидрокарбонатные, кальцево-магниево-натриевые с минерализацией до 300 мг/л (табл. 1), на самой территории месторождения, в пределах крайне западного лога, в результате метаморфизации химический состав вод приобрел класс гидрокарбонатно-сульфатный, кальцево-магнево-натриевый с минерализацией 200—240 мг/л. Воды соседнего лога, расположенного ближе к участку известного оруденения, характеризуются сульфатным, кальцево-магниево-натриевым составом с минерализацией до 630 мг/л. В пределах центрального участка месторождения, подвергнутого геологоразведочным работам, величина общей минерализации вод достигает 670 мг/л при сульфатно-гидрокарбонатном, кальцево-магниево-натриевом классе. Наконец, воды лога, расположенного к востоку от центрального участка, характеризуются гидрокарбонатным, кальцево-магниево-натриевым классом с минерализацией до 300 мг/л.

В результате метаморфизации вод под воздействием рудной минерализации произошли существенные изменения и в их микрокомпонентном составе. Сказанное наглядно иллюстрирует график содержания макро- и микрокомпонентного составов вод ручья, дренирующего центральный участок месторождения (рис. 1). По течению ручья отмечается постепенное восстановление фонового характера вод, и этот процесс наиболее отчетливо отражается на микрокомпонентной составляющей, что обусловлено наличием различных геохимических барьеров, приводящих к более интенсивному выпадению из раствора компонентов рудной минерализации. Но в целом ореол аномальных содержаний макрокомпонентов в водах более протяженный, что позволяет уверенно диагностировать воды, подвергшиеся метаморфизации в пределах рудного поля.

Таким образом, намечается ряд компонентов, аномальные содержания которых могут служить критериями для поиска золото-полиметаллического оруденения в аналогичных или сходных природных условиях [2]. Однако, руководствуясь инструкцией гидрохимических методов поисков для масштаба 1:25000 [1] при упомянутых условиях, как будет показано далее, в зависимости от величин ореолов аномальных содержаний компонентов можно пропустить рудопроявление. В настоящей статье сделана попытка выявить наиболее рациональный набор инградиентов, относимых к категории главных и второстепенных и среди них—прямых и косвенных геохимических показателей при проведении гидрохимических поисков в масштабе 1:25000.

Из графика явствует, что из макрокомпонентов к числу главных показателей оруденения относится величина общей минерализации вод. Под влиянием окислительных процессов рудных тел этот показатель превосходит фоновые концентрации более чем в 2,5—3 раза. Поэтому кларк концентрации его может быть использован в качестве надежного

поискового признака оруденения ($K_x = \frac{\text{конц. вблизи рудных тел}}{\text{фоновая концентрация}}$

> 2,5). Но, так как общая минерализация вод может быть повышенной и в зависимости от наличия других типов оруденения или состава

пород, ее надо отнести к числу главных второстепенных показателей оруденения. Среди главных косвенных показателей оруденения является важным и повышение концентрации сульфат-иона, $K_{SO_4} > 3$. Отмеченные инградиенты находятся в тесной взаимосвязи и обладают наиболее протяженными ореолами аномальных значений, что обеспечивает более разряженный шаг опробования (200—220 м для $M_{\text{сш}}$ и 180—200 м для сульфат-иона) при поисках оруденения.

Изучение рудничных вод описываемого месторождения показало, что в результате процесса разложения сульфидов в водном растворе повышается концентрация сульфат-иона, понижается pH до значений 6,6, что соответствует слабокислой среде. Учитывая концентрацию сульфат-иона, можно предполагать о довольно интенсивном проявлении процессов окисления с образованием кислых вод, которые подвергаются, однако, разбавлению околонеutralными водами. В результате действие pH среды ограничивается созданием щелочного барьера, на котором интенсивность аномального проявления быстро затухает (рис. 1).

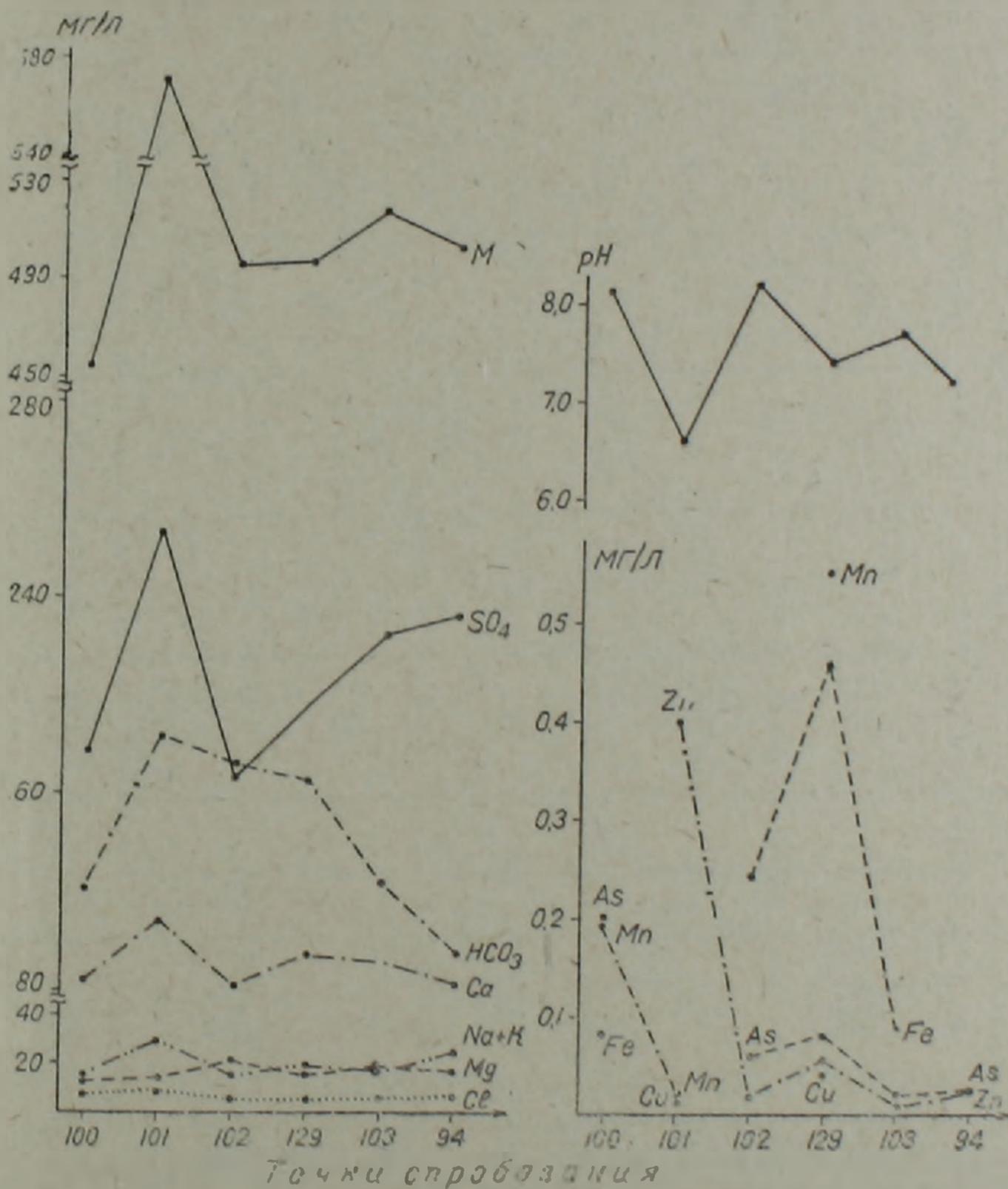


Рис. 1. Графики содержаний макро- и микрокомпонентов в водах центрального участка месторождения.

Тем не менее pH водного раствора в пределах месторождений данного типа может выступать в качестве главного косвенного критерия прогноза оруденения на стадии детальных поисковых работ, направленных на выявление рудных тел.

Анализы микрокомпонентного состава вод показывают, что микрокомпоненты не отличаются большой информативностью. Почти во всех водах зоны окисления месторождения обнаружены сравнительно повы-

Содержания макро- и микрокомпонентов в водах бассейна

Таблица 1

	экв %							мг л							
	рН	М _{общ.}	Na ⁺ +K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Fe _{общ.}	Cu	Zn	Mn	As		
Верхнее течение	инт. сод.	6,93—8,4	97—231	16—27	37—62	18—40	5—12	9—33	50—84	не обн.—0,16	0,004—0,006	не обн.—0,015	не обн.—0,055	не обн.	
	тип. ан.	7,32	166	22	48	30	6	14	80	не обн.	0,001	не обн.	не обн.	не обн.	
Участок месторождения	кр. зап. лог	инт. сод.	7,77—8,4	203—242	13—17	65—66	17—22	7	23—25	68—75	0,2—0,5	не обн.—0,008	не обн.—0,01	не обн.	не обн.
		тип. ан.	7,7	240	16	65	19	7	23	70	0,2	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.
	зап. лог	инт. сод.	4,0	526—630	8—15	58—66	19—31	2—3	86—95	3—11	не обн.	не обн.—0,012	0,02—0,03	не обн.—11,0	не обн.—0,02
		тип. ан.	4,0	610	14	60	26	3	90	7	не обн.	0,012	0,02	не обн.	0,02
	центр. уч-к	инт. сод.	6,6—8,19	455—670	10—16	63—71	13—26	2—3	54—73	24—44	0,08—1,8	0,016—0,04	0,01—0,4	0,02—0,55	0,02—0,2
		тип. ан.	7,44	515	12	66	22	3	63	34	0,08	0,04	0,02	0,19	0,06
	вост. лог	инт. сод.	7,84—8,06	292—305	8—12	69—78	11—23	3—5	9—10	85—88	не обн.—0,12	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.—0,1
		тип. ан.	7,98	306	12	72	16	4	9	87	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	0,04
Нижнее течение	инт. сод.	8,18—8,28	178—315	13—21	53—65	21—26	4—7	5—36	57—86	не обн.	не обн.—0,004	не обн.	не обн.	не обн.	
	тип. ан.	8,19	312	14	65	21	6	10	84	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	

шенные концентрации цинка, марганца, железа, мышьяка, в единичных пробах зафиксированы золото, медь.

Поставщиком меди являются халькопирит и другие минералы меди. Их разложение происходит по схеме: $\text{CuFeS}_2 + 4\text{O}_2 = \text{CuSO}_4 + \text{FeSO}_4$. Растворимость CuSO_4 в воде при $T=25^\circ\text{C}$ составляет 205 г/кг [4], поэтому медь легко переходит в раствор. Однако, вследствие большой зависимости миграции элементов от кислотно-щелочных условий раствора протяженность ореола меди в условиях околонейтральных вод, как показано на карте (рис. 2), весьма ограниченная (~60 м), что позволяет относить этот показатель к числу второстепенных прямых.

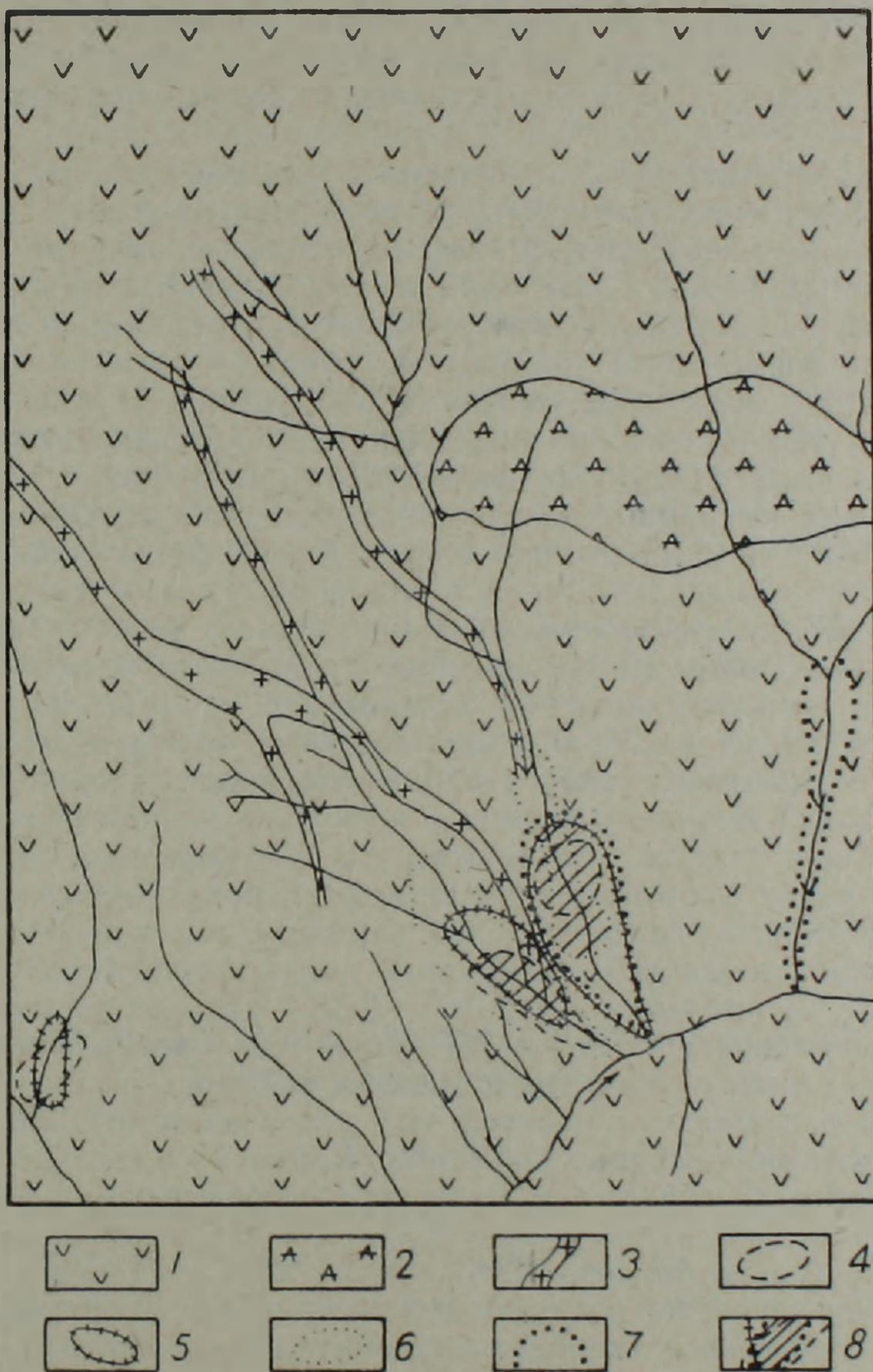


Рис. 2. Схематическая карта гидрохимических аномалий участка месторождения. 1—средне-верхнеэоценовые туфобрекчин, андезитовые порфириды, туффиты; 2—среднемиоценовые андезито-дациты, дациты; 3—средне-верхнеэоценовые диорит-порфириновые и гранодиорит-порфириновые дайки; 4—ореолы аномальных содержаний Cu; 5—ореолы аномальных содержаний Zn; 6—ореолы аномальных содержаний Mn; 7—ореолы аномальных содержаний As; 8—известные и перспективные участки оруденения.

Содержание цинка в водах месторождения достигает от 0,01 до 0,4 мг/л. Поставщиком его в основном является сфалерит: $\text{ZnS} + 2\text{O}_2 = \text{ZnSO}_4$. Растворимость ZnSO_4 составляет 541 г/кг [4]. Поскольку в водной среде цинк меньше подвержен действию щелочного геохимического барьера, чем медь, его концентрации и величина ореола аномальных содержаний достигают сравнительно больших размеров (160—170 м,

рис. 2), что позволяет считать цикл главным прямым поисковым признаком оруденения. Благоприятная ландшафтно-геохимическая обстановка способствует удержанию этого компонента в поверхностных водах при значениях pH среды, отвечающих нейтральной или слабощелочной среде.

Интенсивнее происходит окисление пирита, который разлагается по схеме: $\text{FeS}_2 + 7\text{O}_2 + 2\text{H}_2\text{O} = 2\text{FeSO}_4 + 2\text{H}_2\text{SO}_4$. Растворимость FeSO_4 составляет 263 г/кг [4], но железо в гипергенных условиях очень быстро переходит в трехвалентное состояние $\text{Fe}(\text{OH})_3$, которое является его самой трудноподвижной формой при слабокислых или околонейтральных значениях pH среды, и потому протяженность его водного ореола на месторождении составляет всего 60—70 м. Это дает основание отнести железо к ряду второстепенных прямых показателей оруденения.

В целом небольшие концентрации перечисленных металлов в водах, связанных с окислением руд месторождения, являются результатом циркуляции околонейтральных или слабокислых вод со значениями pH среды от 6,8 до 8,2. Такие воды не обладают большой агрессивной способностью по отношению к первичным сульфидам и не способствуют миграции элементов в упомянутой среде. Та часть металлов, которая переходит в подвижное состояние, при изменении щелочно-кислотных условий среды, снова осаждается, давая весьма ограниченные и слабоконтрастные ореолы аномальных концентраций.

В процессе миграции меди и частично цинка немаловажную роль играют органические соединения и в частности фульвокислоты. В присутствии этого компонента медь в растворе почти полностью бывает представленной медь-органическими формами. В водах месторождения обнаружены органические соединения, однако их влияние на поведение упомянутых металлов пока не исследовано.

В водах центрального и западного логов месторождения установлены резко аномальные концентрации марганца, среднее содержание которого в водах западного фланга в несколько раз превышает таковое на центральном участке, где ведутся разведочные работы. Минералы марганца в рудах месторождения не зафиксированы, однако, по нашему мнению, могут существовать два варианта перехода Mn в воды. В процессе существования в подземных водах бескислородной глеевой обстановки с Eh среды от $-0,2$ до $-0,3\text{В}$ марганец может поступать в раствор из вмещающих пород [5]. Поведение марганца в зоне гипергенеза очень схоже с поведением железа, но марганец быстрее восстанавливается в слабовосстановительных условиях и меньше подвержен влиянию кислотного барьера. Кроме того, сульфат марганца (MnSO_4), который образуется даже при сравнительно небольших содержаниях этого элемента, в присутствии H_2SO_4 очень легко и быстро растворяется (растворимость MnS_4 при $T = 25^\circ\text{C}$ составляет 393 г/л [4]) и может в глеевых растворах свободно мигрировать в пределах зоны гипергенеза. Но поскольку такие условия могут существовать только в зоне окисления и то на очень небольших участках интенсивного бескислородного процесса, в большинстве случаев в зоне циркуляции кислородных вод марганец встречается в основном в труднорастворимых и трудноподвижных формах. По-видимому, отмеченные условия обусловили образование высоких содержаний марганца в водах зоны окисления и его отсутствие в водах фоновых. Таким образом концентрация марганца может быть связана и с процессом окисления руд и поэтому он может выступать в качестве второстепенного косвенного показателя оруденения. Величина его водного ореола на месторождении составляет примерно 80 м (рис. 2).

Поставщиком мышьяка в воды месторождения являются энаргит, теннантит, аурипигмент, реальгар, которые в зоне гипергенеза неустойчивы и, разлагаясь, приводят слагающий их мышьяк в подвижное состояние. По С. С. Смирнову [6], в условиях зоны окисления реальгар

быстро окисляется по схеме: $12AsS + 3O_2 = 4As_2S_3 + 2As_2O_3$; образуя хорошо растворимый арсенолит.

Также легко разлагается и аурипигмент: $As_2S_3 + 3H_2O + 6O = As_2O_3 + 3H_2SO_4$. Образованный арсенолит — As_2O_3 обладает большой способностью растворяться. Анионогенность мышьяка обуславливает его переход в подземные воды и в результате действия на его сульфиды различных анионов [4]: $As_2S_3 + 6OH^- = AsO_3^{3-} + AsS_3^{3-} + 3H_2O$; $As_2S_3 + 3CO_3^{2-} = AsO_3^{3-} + AsS_3^{3-} + 3CO_2$; $As_2S_3 + 3HS^- = 2AsS_3^{3-} + 3H^+$.

Протяженность ореолов аномальных значений мышьяка (150—200 м. рис. 2) для данного месторождения значительная. В подобных условиях мышьяк может служить в качестве главного косвенного показателя для прогноза оруденения.

Анализ главных и второстепенных показателей аномальных концентраций показывает, что они не представлены широкими ореолами, а обладают локальными, иногда совмещенными, а местами разорванными в пространстве вышефоновыми концентрациями¹.

Исходя из вышеизложенного и учитывая различную информативность рассмотренных компонентов (частота встречаемости данного компонента в рудничных водах, абсолютное его содержание, протяженность водного ореола и т. д.), можно наметить определенную взаимосвязь между перечисленными факторами и отмеченные компоненты сгруппировать в качестве геохимических показателей в следующем порядке: главный прямой—Zn, главный косвенный— $M_{общ.} SO_4$, As, pH, класс воды, второстепенный прямой—Cu, Fe, второстепенный косвенный—Mn.

Интерпретация инградиентов позволяет говорить о том, что контрастность аномалий западного ущелья месторождения более высокая, чем на центральном участке, где ныне проводятся геологоразведочные работы. Эта контрастность связана либо с более интенсивным протеканием процессов окисления руд, либо с наличием здесь более богатого оруденения.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 18.II.1986.

Հ. Վ. ՇԱՀԻՆՅԱՆ

ՈՍԿԻ-ԲԱԶՄԱՄԵՏԱՂԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՅՆԱՑՄԱՆ ՈՐՈՆՄԱՆ ՈՐՈՇ ԶՐԱՔԻՄԻԱԿԱՆ ՑՈՒՑԻՉՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հողվածում քննարկվում և պարզաբանվում են Հայկական ՍՍՀ երակային տիպի ոսկի-բազմամետաղային հանքավայրերից մեկի բնատարածքում շրջապատույտ կատարող ջրերի քիմիական կազմի փոփոխություններն ու դրանց առաջացման պատճառները: Ցույց է տրված, որ քիմիական բաղադրիչների երկրորդային ջրաքիմիական եզրապսակների տարածման շեղումնային արժեքների օգնությամբ կարելի է կանխագուշակել տվյալ տիպի հանքայնացման գոյությունը: Նույն նպատակին է ծառայեցված նաև քիմիական բաղադրիչների դասակարգումն ըստ նրանց տեղեկատվության աստիճանի: Առանձնացվել են հանքայնացման ջրաքիմիական ցուցիչների երկու խումբ՝ գլխավոր և երկրորդական, ըստ որում յուրաքանչյուր խմբում անջատված են ուղղակի և անուղղակի ցուցիչները: Դրանից բացի, ելնելով տեղանքի ունիվերսալ առանձնահատկություններից և հանքավայրի տիպից, ոսկի-բազմամետաղային հանքայնացման ջրաքիմիական որոնողական աշխատանքների մեթոդիկայում լրացումներ են առաջարկվել:

¹ Содержания свинца в водах месторождения не были определены, но данные аналогичных работ [2] позволяют полагать, что если свинец и может служить показателем оруденения, то лишь в качестве второстепенного прямого.

SOME SEARCHING HYDROCHEMICAL INDICES OF THE
GOLD-POLYMETALLIC MINERALIZATION

A b s t r a c t

The circulating underground waters chemical composition alteration is considered in the limits of a veined type gold-polymetallic ore deposit. The anomalous contents of macro- and micro-components are considered as indices of mineralization as well as their significance for prognostication the veined type gold-polymetallic ores is outlined.

ЛИТЕРАТУРА

1. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. М.: Недра, 1983, 188 с.
2. Капелян П. М. Основные гидрохимические показатели Айоцзорского рудного района.—Изв. АН АрмССР, сер. геол. и географ. науки, 1962, т. 15, № 3, с. 45—60.
3. Карапетян А. И. Эндогенные рудные формации Памбак-Зангезурской металлогенической зоны Малого Кавказа. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1982, 348 с.
4. Колотов Б. А., Крайнов С. Р., Рубейкин В. З., Самсонов Г. Б., Соколов И. Ю., Эленбоген А. М. Основы гидрохимических поисков рудных месторождений. М.: Недра, 1983, 195 с.
5. Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов. М.: Недра, 1968, 316 с.
6. Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. М.—Л.: Изд. АН СССР, 1955, 320 с.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXIX, № 4, 36—41, 1986
УДК 552.22:537.63(479.25)

Г. М. АВЧЯН, В. В. НАГАПЕТЯН, Г. Г. МАРКОСЯН

ВЛИЯНИЕ МАГНИТНОГО ПОЛЯ НА ЗАВИСИМОСТЬ СКОРОСТИ
 V_p ОТ ДИНАМИЧЕСКОЙ И СТАТИЧЕСКОЙ НАГРУЗКИ В
ГОРНЫХ ПОРОДАХ

Исследовано влияние магнитного поля на зависимость скорости V_p от динамической и статической нагрузки в горных породах. Установлено, что после наложения постоянного магнитного поля время вступления продольной волны при одинаковых давлениях уменьшается, а ее амплитуда увеличивается. Среднее увеличение скорости V_p составляет от 5 до 15% по сравнению со скоростью V_p при заданном давлении в поле $H=0,5$ э. При динамическом же ударе внешнее магнитное поле способствует образованию микротрещин, т. е. наблюдается «смягчение» породы, приводящее к ее разрушению.

На основании приведенных результатов установлено уменьшение сопротивления породы сжатию под действием магнитного поля и, следовательно, разрушению.

Как известно, упругие модули ферромагнетиков и различных сплавов являются функцией внешнего магнитного поля. Согласно К. П. Белову [2], модуль Юнга E никеля с увеличением магнитного поля увеличивается. Аналогично для сплава типа пермоллой E в диапазоне температур от 0 до 600°C увеличивается с ростом магнитного поля. В работах Р. Труэлла, Е. Эльбаума и Б. Чика [4], В. П. Сизова [3] и др. рассматривается зависимость скорости продольных волн V_p в никеле от магнитной индукции B . С ростом индукции повышается V_p . Величина роста определяется частотой ультразвуковых колебаний и температурой. С повышением магнитной индукции заметно уменьшается затухание. Последнее в значительной степени зависит от частоты. Указанные результаты предопределили цель настоящей работы, а именно, исследовать наличие зависимости упругих параметров горных пород, содержащих ферромагнитные минералы от магнитного поля, а также исследовать характер изменения упругих параметров пород при воздейст-

SOME SEARCHING HYDROCHEMICAL INDICES OF THE
GOLD-POLYMETALLIC MINERALIZATION

A b s t r a c t

The circulating underground waters chemical composition alteration is considered in the limits of a veined type gold-polymetallic ore deposit. The anomalous contents of macro- and micro-components are considered as indices of mineralization as well as their significance for prognostication the veined type gold-polymetallic ores is outlined.

ЛИТЕРАТУРА

1. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. М.: Недра, 1983, 188 с.
2. Капелян П. М. Основные гидрохимические показатели Айоцзорского рудного района.—Изв. АН АрмССР, сер. геол. и географ. науки, 1962, т. 15, № 3, с. 45—60.
3. Карапетян А. И. Эндогенные рудные формации Памбак-Зангезурской металлогенической зоны Малого Кавказа. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1982, 348 с.
4. Колотов Б. А., Крайнов С. Р., Рубейкин В. З., Самсонов Г. Б., Соколов И. Ю., Эленбоген А. М. Основы гидрохимических поисков рудных месторождений. М.: Недра, 1983, 195 с.
5. Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов. М.: Недра, 1968, 316 с.
6. Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. М.—Л.: Изд. АН СССР, 1955, 320 с.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXIX, № 4, 36—41, 1986
УДК 552.22:537.63(479.25)

Г. М. АВЧЯН, В. В. НАГАПЕТЯН, Г. Г. МАРКОСЯН

ВЛИЯНИЕ МАГНИТНОГО ПОЛЯ НА ЗАВИСИМОСТЬ СКОРОСТИ
 V_p ОТ ДИНАМИЧЕСКОЙ И СТАТИЧЕСКОЙ НАГРУЗКИ В
ГОРНЫХ ПОРОДАХ

Исследовано влияние магнитного поля на зависимость скорости V_p от динамической и статической нагрузки в горных породах. Установлено, что после наложения постоянного магнитного поля время вступления продольной волны при одинаковых давлениях уменьшается, а ее амплитуда увеличивается. Среднее увеличение скорости V_p составляет от 5 до 15% по сравнению со скоростью V_p при заданном давлении в поле $H=0,5$ э. При динамическом же ударе внешнее магнитное поле способствует образованию микротрещин, т. е. наблюдается «смягчение» породы, приводящее к ее разрушению.

На основании приведенных результатов установлено уменьшение сопротивления породы сжатию под действием магнитного поля и, следовательно, разрушению.

Как известно, упругие модули ферромагнетиков и различных сплавов являются функцией внешнего магнитного поля. Согласно К. П. Белову [2], модуль Юнга E никеля с увеличением магнитного поля увеличивается. Аналогично для сплава типа пермоллой E в диапазоне температур от 0 до 600°C увеличивается с ростом магнитного поля. В работах Р. Труэлла, Е. Эльбаума и Б. Чика [4], В. П. Сизова [3] и др. рассматривается зависимость скорости продольных волн V_p в никеле от магнитной индукции B . С ростом индукции повышается V_p . Величина роста определяется частотой ультразвуковых колебаний и температурой. С повышением магнитной индукции заметно уменьшается затухание. Последнее в значительной степени зависит от частоты. Указанные результаты предопределили цель настоящей работы, а именно, исследовать наличие зависимости упругих параметров горных пород, содержащих ферромагнитные минералы от магнитного поля, а также исследовать характер изменения упругих параметров пород при воздейст-

вии давления, как функцию от внешнего магнитного поля. Выяснение указанных зависимостей несомненно поможет познанию изменения внешних физических полей при нарушении равновесия механических напряжений перед землетрясением. Выявленные закономерности будут способствовать повышению эффективности прогноза разрушения пород комплексом геолого-геофизических методов.

Влияние статической нагрузки на изменение скорости упругих продольных волн V_p в присутствии постоянного поля. Образец горной породы помещался в межполюсное пространство электромагнита ФЭЛ-1, а статическая нагрузка создавалась в направлении, перпендикулярном магнитному полю. Объектом исследования служили базальты и андезитобазальты четвертичного возраста из района Гарнийского геодинамического полигона АрмССР. Носителем намагниченности пород являются изометрические зерна магнетита размером от 10 до 30—40 мк, близкого к однодоменному. В качестве параметра, характеризующего упругие свойства пород, измеряли скорость распространения упругой продольной волны V_p . Время прохождения волны измерялось с точностью $\pm 0,05$ мс, что обеспечивало регистрацию изменения скорости на базе 2,4 см (ребро куба) с ошибкой не более ± 50 м/с.

При помещении пьезоэлементов в межполюсном пространстве электромагнита вид осциллограмм на сейсмоскопе в зависимости от наличия или отсутствия поля не изменяется. На рис. 1 представлены характерные осциллограммы ультразвуковых сигналов при различных давлениях для базальтов в земном магнитном поле 0,5 э и в поле 10000 э. Для всех образцов имело место условие: $V_p \parallel P \perp H$, где соответственно V_p —направление распространения волны; P —направление нагрузки; H —направление магнитного поля. После наложения постоянного магнитного поля, время вступления продольной волны при одинаковых

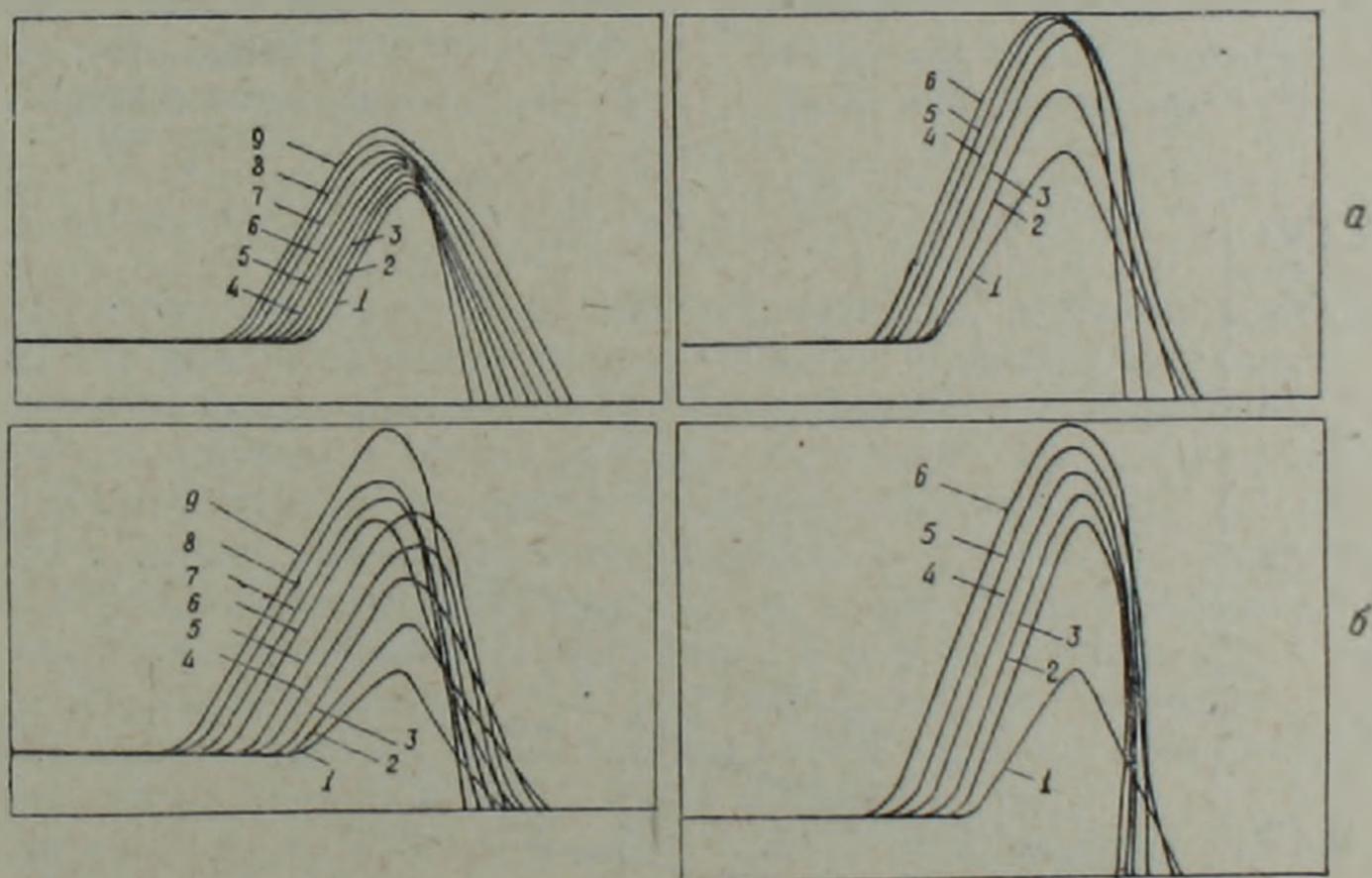


Рис. 1. Характерные осциллограммы ультразвуковых сигналов при различных давлениях без воздействия постоянного магнитного поля (а) при условии $V_p \parallel P$ и с воздействием постоянного магнитного поля 10000 э (б) при условии $V_p \parallel P \perp H$ (для различных базальтов).
1— $P=0$, 2—125, 3—250, 4—375, 5—500, 6—625, 7—750, 8—875, 9—1000 кгс/см².

давлениях уменьшается, а амплитуда увеличивается. Среднее увеличение скорости V_p для 30 образцов составляет от 5 до 15% по сравнению со скоростью V_p при заданном давлении в поле $H=0,5$ э. На рис. 2 представлен вид осциллограммы при постоянном давлении $P=500$ кгс/см² без воздействия постоянного поля (кривая 1) и при воздействии поля $H=12000$ э (кривая 2), а на рис. 3—при различных величинах постоянного поля. Во всех случаях заметно влияние внешнего

магнитного поля на величину V_p и на амплитуду прошедшей волны, т. е. на поглощение упругой энергии в породе.

Более наглядно влияние магнитного поля на зависимость V_p от давления. На рис. 4 представлены обобщенные для 32 образцов зависимости V_p от давления в полях $H=0,5$ э и $H=12000$ э. С увеличением

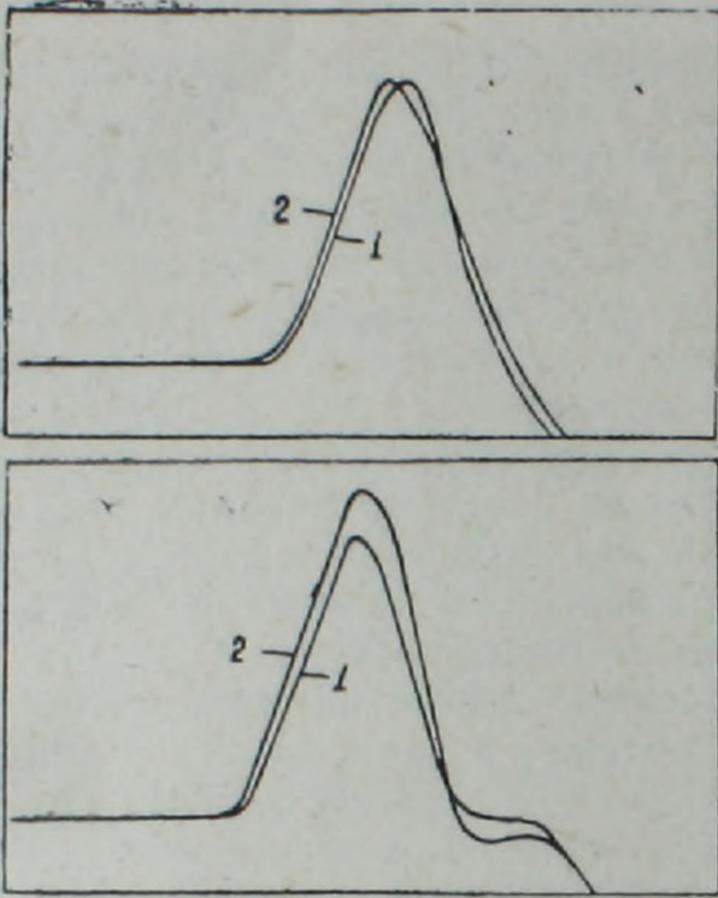


Рис. 2. Осциллограммы ультразвуковых сигналов при давлении 500 кг/см^2 без воздействия постоянного магнитного поля (кривая 1) и после воздействия постоянного магнитного поля 10000 э (кривая 2) при условии $V_p \parallel P \perp H$ (различные базальты).

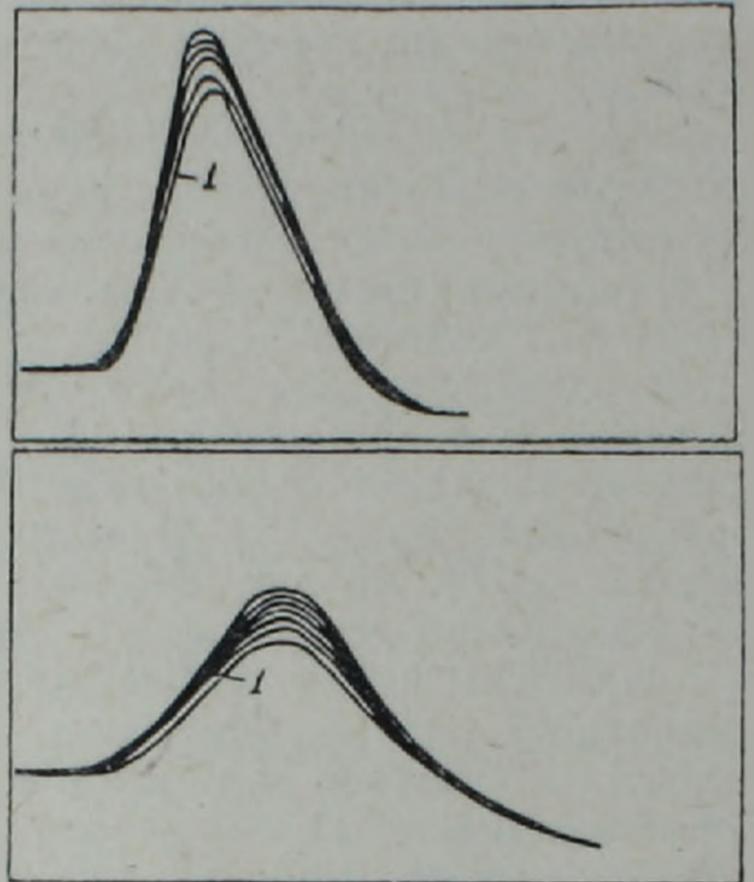


Рис. 3. Осциллограммы ультразвуковых сигналов при различных величинах постоянного магнитного поля. Кривая 1. $H=0,5$ э (земное поле), далее $H=500$ э; 2000 э; 4000 э; 6000 э; 8000 э; 10000 э; при условии $V_p \perp H$ (различные базальты).

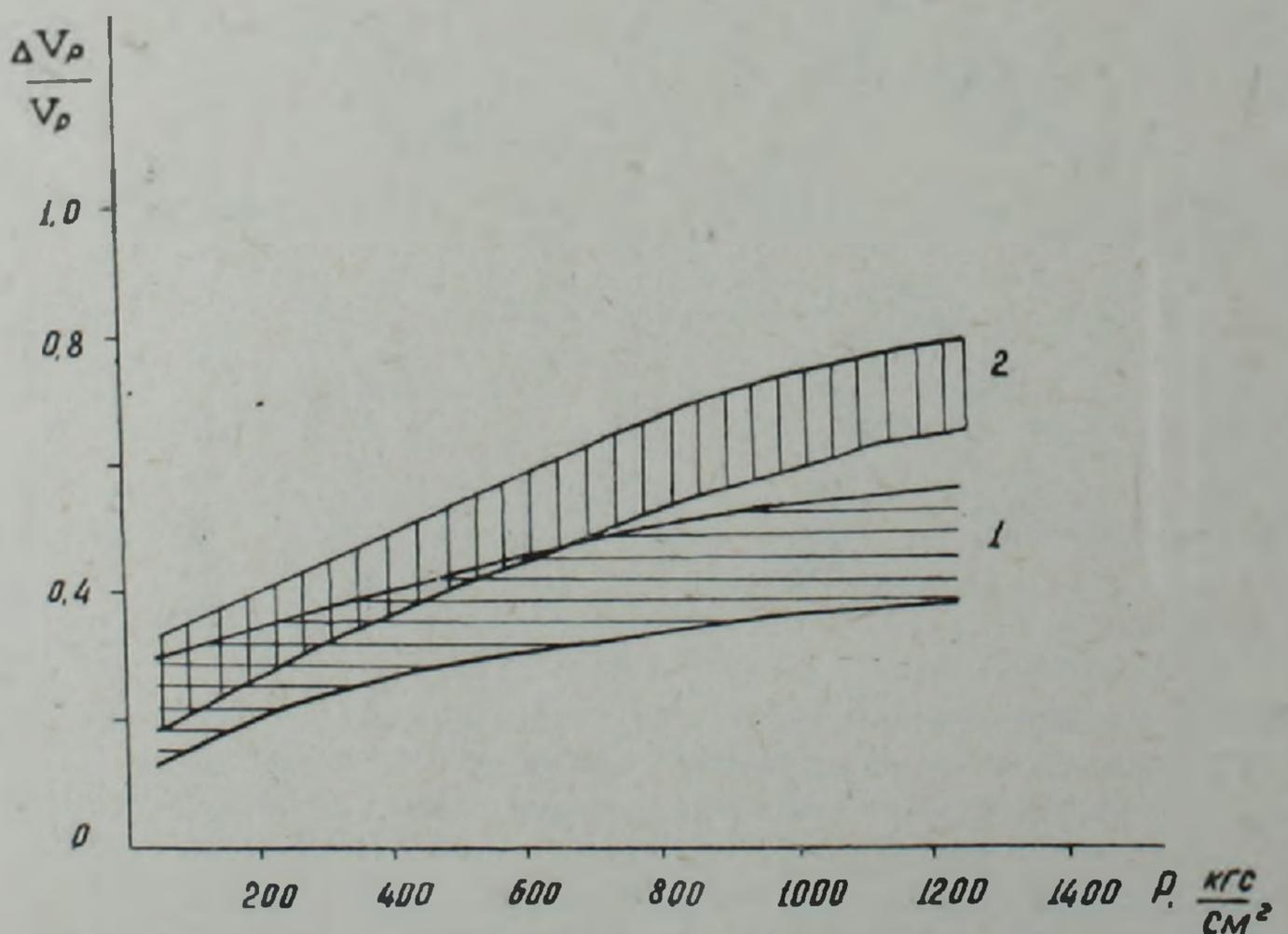


Рис. 4. Относительное изменение скорости продольных волн при одном давлении без воздействия постоянного магнитного поля (кривая 1) и с воздействием постоянного магнитного поля 10000 э (кривая 2) при условии $V_p \parallel P \perp H$ (различные базальты).

давления рост скорости V_p больше при $H=12000$ э, чем при $H=0,5$ э. Следовательно, можно предположить, что магнитное поле «смягчает» породу, т. е. способствует ее уплотнению под давлением. Чем больше

нагрузка, тем более заметно влияние наложенного магнитного поля. Без нагрузки на породу влияние магнитного поля на V_p не заметно. Таким образом, на основе приведенных результатов установлено уменьшение сопротивления породы сжатию под действием магнитного поля и, следовательно, разрушению. С указанных позиций представляет особый интерес исследование динамической нагрузки на породу в магнитном поле. Ниже рассмотрены результаты таких экспериментов.

Влияние динамической нагрузки на изменение скорости упругих продольных волн V_p в присутствии постоянного магнитного поля. Динамический удар был произведен перпендикулярно направлению воздействия внешнего магнитного поля. Динамическая нагрузка создавалась в образцах кубической формы размером $2 \times 2 \times 2$ см тарированными ударами бронзовых грузов (масса падающего груза 0,9 кг, высота падения груза $h=1$ м). Если σ удара меньше, чем σ предела упругости образца ($\sigma_{\text{упр.}} \approx 15000-18000 \text{ кгс/см}^2$), то разрушение происходило на уровне микротрещиноватости, без нарушения сплошности тела. В качестве индикатора возникновения в породе при ударе остаточных деформаций использовалось значение скорости V_p , измеренное по трем взаимноперпендикулярным направлениям образца.

В табл. 1 приведены осредненные значения относительного изменения V_p по осям x, y, z при ударе в поле 0,5 э, где y —направление действия магнитного поля, Z —направление удара.

Таблица 1

Осредненные значения относительного уменьшения скорости V_p при динамическом ударе

№ п/п	Породы	Поле $H=0,5$ э			Поле $H=14000$ э		
		x	y	z	x	y	z
1.	Порфириты	—	—	—	1,5	1,7	2,8
2.	Андезито- базальты	3,5	6,1	4,2	7,9	10,8	7,9
3.	Базальты	1,6	2,7	3,1	4,91	5,0	5,8
4.	Цеолиты	5,9	5,5	7,23	12,8	9,1	24,0

Аналогичные удары, произведенные на дубликатах образцов (табл. 1), показали относительно большие изменения скорости от динамического удара в поле $H=12000$ э. чем в поле $H=0,5$ э. Заметных отличий в значениях относительных изменений V_p , обусловленных направлениями действия поля и удара, не наблюдалось.

Из анализа данных таблицы следует, что внешнее магнитное поле способствует образованию микротрещины при динамическом ударе, т. е. наблюдается опять «смягчение» породы к разрушению. Если сравнить эти результаты с данными статической нагрузки, то можно с уверенностью констатировать факт уменьшения «сопротивляемости» горной породы разрушению в магнитных полях.

На уровне имеющихся в настоящее время экспериментальных данных трудно дать полное теоретическое объяснение наблюдаемых закономерностей. Одним из возможных механизмов «расслабления» породы к воздействию статической и динамической нагрузки может являться эффект магнитострикции ферромагнитных минералов, распределенных в породе. Несмотря на весьма малое объемное или весовое содержание ферромагнитных минералов, количество зерен с размерами, близкими к $10-30 \text{ мк}$ в 1 см^3 , достигает 10^4-10^6 . При сжатии или растяжении такого количества зерен в процессе магнитострикции, естественно, происходит нарушение напряженного состояния среды. Последнее предопределяет степень воздействия статического или динамического удара на породу.

На рис. 5 приведены амплитудные кривые первого вступления продольной волны при размагничивании базальта. Кривые сняты без из-

менения расположения образца и датчиков, то есть размагничивание проведено при прижатых к образцу датчиках с целью сохранения условий контакта. Опыты проводились на 6 образцах. Во всех случаях наблюдалась аналогичная картина—после размагничивания образца амплитуда первого вступления продольной волны уменьшается, т. е. в породе имеет место поглощение упругой энергии ультразвуковых волн. Последнее в значительной степени зависит от микротрещиноватости пород [1]. Таким образом, при воздействии сильного внешнего магнитного поля происходит намагничивание ферромагнетиков до насыщения, при котором имеет место положительная или отрицательная магнитострикция ферромагнетиков. Магнитострикция зерен ферромагнети-

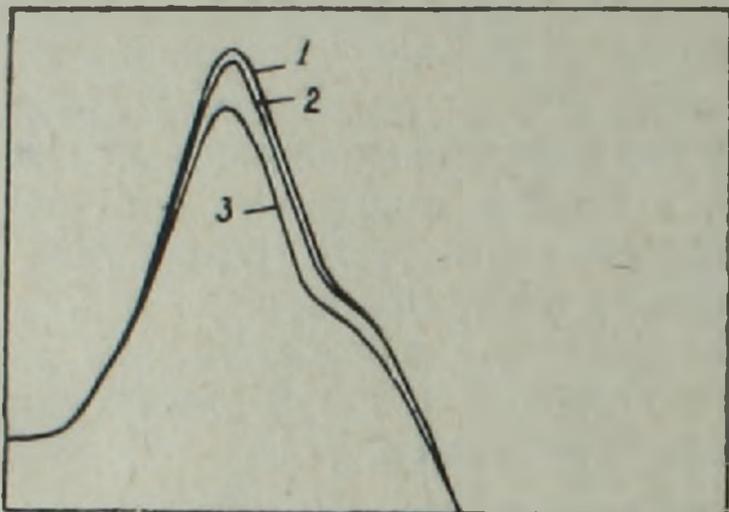


Рис. 5. Осциллограммы ультразвуковых сигналов при различных условиях эксперимента для одного из образцов базальта. Кривая 1. $H=0,5$ э (земное поле). Кривая 2—компенсированное поле. Кривая 3—после размагничивания образца.

ков обуславливает дилатансию среды, т. е. вследствие расширения или сжатия зерен ферромагнетиков в окружающей среде в матрицах породы возникают микротрещины, приводящие к изменению объема среды, уменьшению скорости распространения продольных волн, поглощению энергии и т. д. Возникающая микротрещиноватость обуславливает уменьшение сопротивления образца сжатию и разрушению.

Ереванский госуниверситет,
Институт геофизики и инженерной
сейсмологии АН АрмССР.

Поступила 15.X.1985.

Հ. Մ. ԱՎԶՅԱՆ, Վ. Վ. ՆԱԶԱՊԵՏՅԱՆ, Գ. Գ. ՄԱՐԿՈՍՅԱՆ

ՄԱԳՆԻՍԱԿԱՆ ԴԱՇՏԻ ԱԶԴԵՑՈՒԹՅՈՒՆԸ V_p ԱՐԱԳՈՒԹՅԱՆ
ԿԱԽՎԱԾՈՒԹՅԱՆ ՎՐԱ ԱՊԱՐՆԵՐԻ ԴԻՆԱՄԻԿ ԵՎ ՍՏԱՏԻԿ
ԲԵՌՆՎԱԾՈՒԹՅՈՒՆՆԻՑ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Պարզված է, որ մագնիսական դաշտի ներգործելուց հետո, նույնատիպ ճնշման պայմաններում, երկայնական ալիքների մուտքի ժամանակը նվազում, իսկ նրանց ամպլիտուդան աճում է: V_p արագության միջին աճը կազմում է 5—15 տոկոս՝ համեմատած տրված ճնշման դեպքում V_p -ի հետ, $H=0,5$ էրստեդ մագնիսական դաշտի լարվածության պայմաններում: Դինամիկ հարվածի դեպքում արտաքին մագնիսական դաշտը նպաստում է միկրոճեղբվածքավորության առաջացմանը, այսինքն դիտվում է ապարի «փափկեցում», որը հանգեցնում է նրա քայքայմանը:

Ստացված արդյունքների հիման վրա հաստատվել է մագնիսական դաշտի ազդեցության ներքո ճնշման նկատմամբ ապարների դիմադրության նվազումը և, հետևաբար, քայքայումը:

H. M. AVCHIAN, V. V. NAHAPETIAN, G. G. MARKOSIAN
INFLUENCE OF THE MAGNETIC FIELD UPON THE
DEPENDENCE OF THE VELOCITY V_p ON DYNAMIC AND
STATIC LOAD IN ROCKS

A b s t r a c t

The influence of the magnetic field upon dependence of V_p on dynamic and static load in rocks has been investigated. It has been stated that after superimposing the constant magnetic field under identical pressures the longitudinal wave arrival time decreases and its amplitude increases. The average increase of V_p is from 5 to 15%, compared with the velocity at a given pressure in a magnetic field $H=0,5$ oersted.

At a dynamic shock the outer magnetic field provides formation of microfractures, i. e. a „softening“ of the rock for destruction is observed. Based on the adduced results a decrease of the rock resistance at compression under the influence of the magnetic field and, hence, at destruction is established.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авчян Г. М. Физические свойства осадочных пород при высоких давлениях и температурах. М.: Недра, 1972, 144 с.
2. Белов К. П. Упругие, тепловые и электрические явления в ферромагнетиках. М.: Изд. технико-теоретической литературы. 1957, 279 с.
3. Сизов В. П. Исследования ΔE -эффекта и затухания упругих волн в поликристаллическом никеле акустическим методом. ДАН СССР 89, № 3, 1953, с. 427—430.
4. Труэлл Р., Элбаум Е., Чик Б. Ультразвуковые методы в физике твердого тела. М.: Мир, 1972, 307 с.

Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, XXXIX, № 4, 41—47, 1986
УДК. 550.374+622.625.28—83

В. Б. ГАМОЯН, Ф. С. УНУСЯН

ПОЛЕ БЛУЖДАЮЩИХ ТОКОВ ПРИ
РАЗНЫХ ПОЛОЖЕНИЯХ ЭЛЕКТРОВОЗА

Статья посвящена изучению особенностей полей блуждающих токов. Выведены математические формулы, выражающие поведение параметров поля. Представляются карты и графики, изображающие распределение потенциала и приращения потенциала при различных параметрах источника (электрифицированной узкоколейной железной дороги в подземных горных выработках). Результаты проведенных исследований могут служить ценным материалом для разработки методики полевых наблюдений метода блуждающих токов.

Блуждающие электрические токи возникают в земле от электрических машин и установок [8], распространяются на большое расстояние [6]. Они особенно интенсивны в районах разведываемых и эксплуатируемых месторождений [1, 3, 9], где транспортировка осуществляется электрифицированной железной дорогой. Последняя и является основным источником квазистационарных электрических помех [4].

Блуждающие токи характеризуются резкими изменениями во времени [1, 7], что связано с непостоянством нагрузки тяговой сети и движением контактных электровозов в подземных выработках [4].

Параметром изучения распределения поля блуждающих токов принято отношение приращений во времени разностей потенциалов по-

девого и базисного каналов $\frac{\delta \Delta U_n}{\delta \Delta U_0} = \Delta \Psi$ [1]. Поскольку в принятый

H. M. AVCHIAN, V. V. NAHAPETIAN, G. G. MARKOSIAN
INFLUENCE OF THE MAGNETIC FIELD UPON THE
DEPENDENCE OF THE VELOCITY V_p ON DYNAMIC AND
STATIC LOAD IN ROCKS

A b s t r a c t

The influence of the magnetic field upon dependence of V_p on dynamic and static load in rocks has been investigated. It has been stated that after superimposing the constant magnetic field under identical pressures the longitudinal wave arrival time decreases and its amplitude increases. The average increase of V_p is from 5 to 15%, compared with the velocity at a given pressure in a magnetic field $H=0,5$ oersted.

At a dynamic shock the outer magnetic field provides formation of microfractures, i. e. a „softening“ of the rock for destruction is observed. Based on the adduced results a decrease of the rock resistance at compression under the influence of the magnetic field and, hence, at destruction is established.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авчян Г. М. Физические свойства осадочных пород при высоких давлениях и температурах. М.: Недра, 1972, 144 с.
2. Белов К. П. Упругие, тепловые и электрические явления в ферромагнетиках. М.: Изд. технико-теоретической литературы, 1957, 279 с.
3. Сизов В. П. Исследования ΔE -эффекта и затухания упругих волн в поликристаллическом никеле акустическим методом. ДАН СССР 89, № 3, 1953, с. 427—430.
4. Труэлл Р., Элбаум Е., Чик Б. Ультразвуковые методы в физике твердого тела. М.: Мир, 1972, 307 с.

Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, XXXIX, № 4, 41—47, 1986
УДК. 550.374+622.625.28—83

В. Б. ГАМОЯН, Ф. С. УНУСЯН

ПОЛЕ БЛУЖДАЮЩИХ ТОКОВ ПРИ
РАЗНЫХ ПОЛОЖЕНИЯХ ЭЛЕКТРОВОЗА

Статья посвящена изучению особенностей полей блуждающих токов. Выведены математические формулы, выражающие поведение параметров поля. Представляются карты и графики, изображающие распределение потенциала и приращения потенциала при различных параметрах источника (электрифицированной узкоколейной железной дороги в подземных горных выработках). Результаты проведенных исследований могут служить ценным материалом для разработки методики полевых наблюдений метода блуждающих токов.

Блуждающие электрические токи возникают в земле от электрических машин и установок [8], распространяются на большое расстояние [6]. Они особенно интенсивны в районах разведываемых и эксплуатируемых месторождений [1, 3, 9], где транспортировка осуществляется электрифицированной железной дорогой. Последняя и является основным источником квазистационарных электрических помех [4].

Блуждающие токи характеризуются резкими изменениями во времени [1, 7], что связано с непостоянством нагрузки тяговой сети и движением контактных электровозов в подземных выработках [4].

Параметром изучения распределения поля блуждающих токов принято отношение приращений во времени разностей потенциалов по-

девого и базисного каналов $\frac{\delta \Delta U_n}{\delta \Delta U_0} = \Delta \Psi$ [1]. Поскольку в принятый

параметр входят приращения во времени потенциалов, то он характеризует только поля меняющихся промышленных токов и исключает влияние постоянных естественных и других электрических полей. Одновременно $\Delta\psi$ нормирован и приведен к одинаковым условиям по разности потенциалов на базисном пункте, что позволяет сравнить результаты наблюдений при любых изменениях интенсивности изучаемого поля, связанных с изменением нагрузки тяговой сети рудника. Однако принятый параметр не характеризует взаимного положения точки наблюдения и источника поля.

Взаимное положение питающих и приемных электродов в методе электрического сопротивления учитывается путем внесения в формулу, определяющую параметр ρ_k , коэффициента установки [8]. Ввиду того, что метод БТ, подобно методу сопротивления, основан на дифференциации геологических разновидностей по параметру ρ , местоположение контактов тяговой сети с рельсами может иметь определенную роль в интенсивности и характере распределения поля блуждающих токов.

Настоящая статья посвящена изучению поля блуждающих токов простого «линейно-двухполюсного» источника [4] при перемещении положительного полюса.

Примем прямоугольную систему координат. Совместим начальную точку ее с отрицательным полюсом источника. Ось X направим в сторону положительного полюса, Z — вверх. Y — перпендикулярно к ним. Разобьем «линейно-двухполюсный» источник на $N\Delta l$ элементарные отрезки и примем его как систему точечных источников.

Рассмотрим электротехническое подобие заданного источника [4], представленного единичной штольней длиной $\Delta l(n_1 + n_2 + n_3 + n_4)$, пройденной в однородных породах, при положении отрицательного полюса в точке $x=0$ (на расстоянии от левого конца источника, равном $\Delta l n_1$), положительного — в точке $x = \Delta l(n_2 + n_3)$ (рис. 1, а),

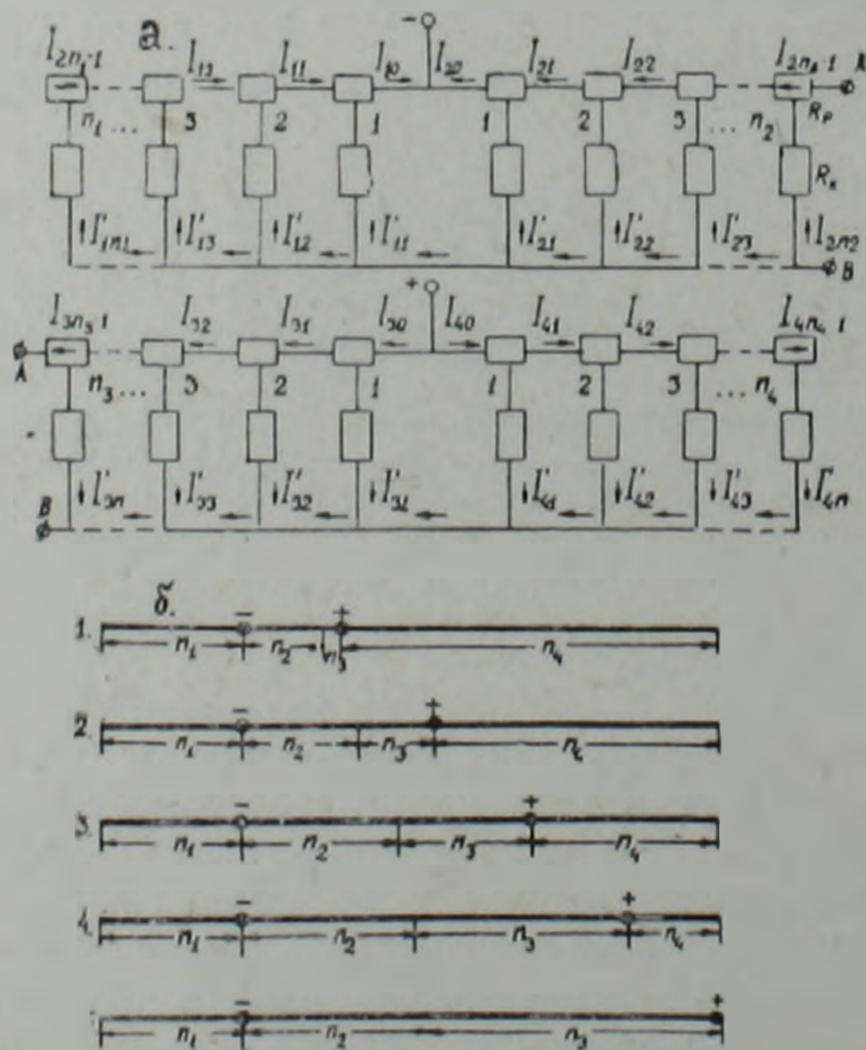


Рис. 1. Электротехническое подобие «линейно-двухполюсного» источника блуждающих токов (электрифицированная подземная дорога)—а и схемы положений положительного полюса (электровоза) источника—б.

Уравнение Кирхгофа для i -го отрезка j -ой части источника имеет такой вид:

$$I'_{j,i+1} + I'_{j,i-1} = I'_{j,i} \left(2 + \frac{R_p}{R_k} \right), \quad (1)$$

где $i=1, 2, 3, 4$;

$I'_{j,i-1}$, $I'_{j,i}$ и $I'_{j,i+1}$ — токи, стекающие от $i-1$ -го, i -го, $i+1$ -го элементарных отрезков j -ой части источника; R_k — сопротивление заземления Δl отрезка рельсового пути. Решение уравнения (1) можно представить в виде [2]:

$$I_{j,i} = A_j \operatorname{ch}(\beta_j - i) \alpha,$$

где
$$\alpha = 2 \ln \left(\frac{1}{2} \sqrt{\frac{R_p}{R_k}} + \sqrt{\frac{R_p}{4R_k} - 1} \right);$$

A и β — произвольные постоянные, определяющиеся из граничных условий задачи (рис. 1, а):

$$I_{j,0} = I'_{j,1} + I_{j,i}; \quad I_{j,1} \cdot R_p + I'_{j,2} \cdot R_k = I'_{j,1} \cdot R_k$$

$$I_{j,n_i} (2R_k + R_p) = I_{i,n_i-1} \cdot R_p;$$

$$A_j = \frac{I_{j,0} R_p}{(R_p + 2R_k) \operatorname{ch}(\beta_j - 1) \alpha - R_k \operatorname{ch}(\beta_j - 2) \alpha},$$

$$\beta_j = \frac{1}{\alpha} \operatorname{arcth} \frac{(2R_k + R_p) \operatorname{ch} n_j \alpha - R_k \operatorname{ch}(n_j - 1) \alpha}{(2R_k + R_p) \operatorname{sh} n_j \alpha - R_k \operatorname{sh}(n_j - 1) \alpha};$$

R_p — сопротивление Δl элементарного отрезка „линейно-двухполюсного“ источника (рельсового пути); $I'_{j,1}$ и $I'_{j,2}$ — токи, стекающие с 1-го и 2-го отрезков j -ой части источника; $I_{j,1}$, I_{i,n_i-1} , I_{j,n_j} — токи, протекающие по 1-ому, $n-1$ -ому, n -ому отрезкам j -ой части источника; $I_{j,0}$ — ток, подаваемый в j -ую часть рельсового пути, определяющийся с помощью законов Кирхгофа [5] путем решения следующих двух систем уравнений:

$$\begin{cases} I_{1,0} + I_{2,0} = I_0 \\ I_{1,0} = \frac{\Omega_{2,1}}{\Omega_{1,1}} \\ I_{2,0} = \frac{\Omega_{1,1}}{\Omega_{1,1}} \end{cases} \quad \begin{cases} I_{3,0} + I_{4,0} = I_0 \\ I_{3,0} = \frac{\Omega_{4,1}}{\Omega_{3,1}} \\ I_{4,0} = \frac{\Omega_{3,1}}{\Omega_{3,1}} \end{cases}$$

где $\Omega_{j,i}$ — сопротивление цепи j -ой части источника. Оно определяется следующим путем:

$$\begin{aligned} \Omega_{j,n_j} &= \frac{R_k \cdot R_p}{R_k + R_p}; \\ &\dots \dots \dots \\ \Omega_{j,i} &= \frac{(\Omega_{j,i+1} + R_p) R_k}{\Omega_{j,i+1} + R_p + R_k}; \\ &\dots \dots \dots \end{aligned}$$

$$\Omega_{j,1} = \frac{(\Omega_{j,1} + R_p) R_k}{\Omega_{j,2} + R_p + R_k}$$

Потенциал поля от прямого «линейно-двухполюсного» источника определяется формулой:

$$U = \frac{\rho}{4\pi} \left\{ - \sum_{i=1}^{n_1} \frac{I_{1j}}{\sqrt{(x+\Delta li)^2 + y^2 + z^2}} - \sum_{i=1}^{n_2} \frac{I_{2j}}{\sqrt{(x-\Delta li)^2 + y^2 + z^2}} + \right. \\ \left. + \sum_{i=1}^{n_3} \frac{I_{3,i}}{\sqrt{(x-l+\Delta li)^2 + y^2 + z^2}} + \sum_{i=1}^{n_4} \frac{I_{4,j}}{\sqrt{(x-l-\Delta li)^2 + y^2 + z^2}} \right\},$$

где ρ —удельное электрическое сопротивление среды;
 x, y, z —координаты точки определения.

С целью наглядного представления материала, изображающего изменения поля БТ при движении электровоза, представляются карты потенциала при пяти положениях (рис. 1, б) положительного полюса «линейно-двухполюсного» источника, $\rho = 500 \text{ Ом. м}$, $n_1 = 30$. Карты вычислены на ЭВМ при помощи формулы (2) (рис. 2).

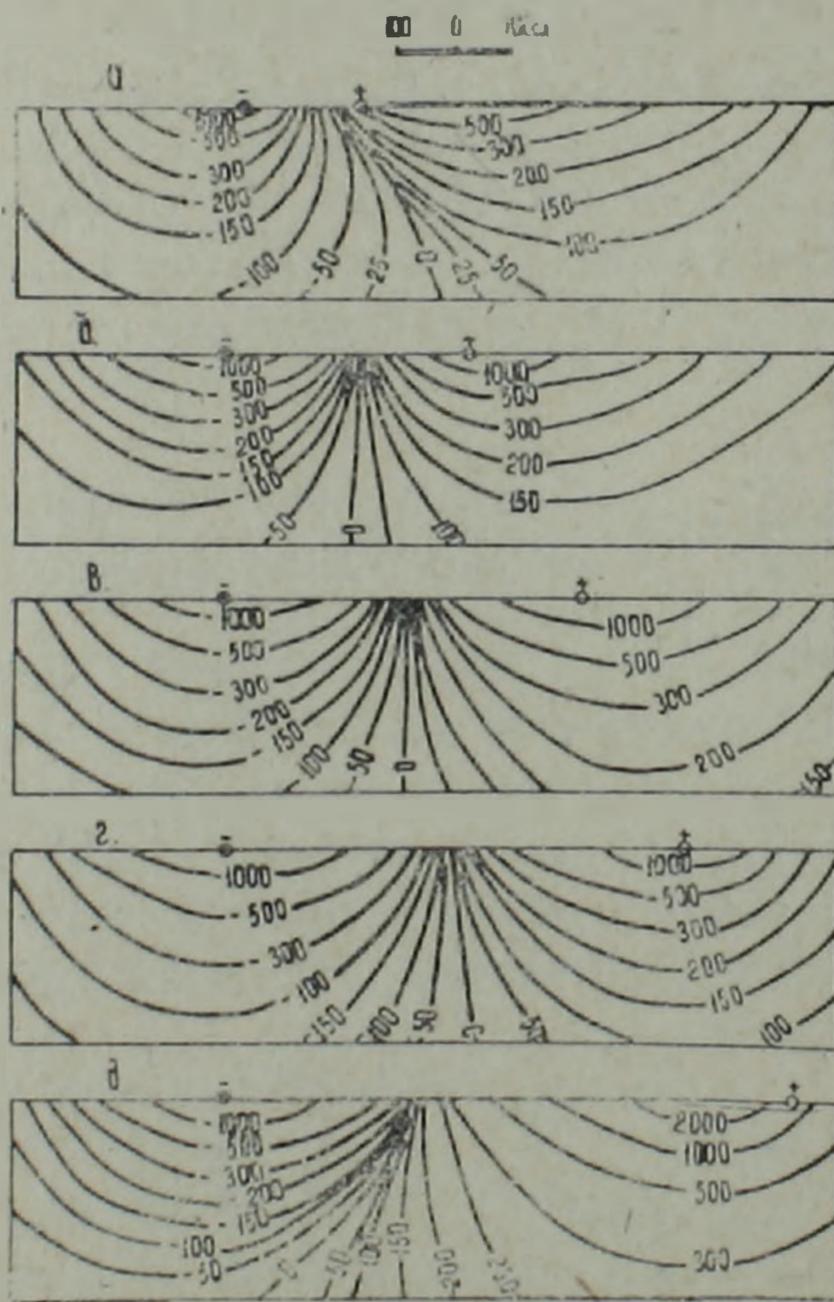


Рис. 2. Карты изолиний потенциала при различных положениях «линейно-двухполюсного» источника блуждающих токов, показанных на рис. 1, б.

а, б, в, г, д—соответствуют случаям 1, 2, 3, 4, 5 рисунка 1, б.

В случае 1 рассматривается характер поля на плоскости $y=1 \text{ м}$ (рис. 2, а), при $n_2=16$, $n_3=4$, $n_4=10$. Экстремальное значение отрицательного потенциала (U_{\min}) составляет -1200 мВ , положительного потенциала (U_{\max}) — 540 мВ . Расстояние между экстремумами больше межполюсного в 1,95 раз ($l_2/l_1=1,95$). В связи с асимметричным

положением полюсов изолинии положительного потенциала более вытянуты вдоль источника: коэффициент сжатия изолиний, огибающих положительный полюс вблизи источника ($\epsilon^{(+)}$), составляет 0,17, отрицательный полюс ($\epsilon^{(-)}$)—0,4. По ходу удаления от источника изолинии потенциала становятся менее вытянутыми.

В случае 2 (рис. 2, б), при $n_2=23$, $n_3=17$, $n_4=50$, в связи с удалением положительного полюса от отрицательного, уровень поля повышается, особенно с положительным потенциалом ($U_{\max}=1120$ мВ, $U_{\min}=-1280$ мВ). Поле становится менее асимметричным, изолинии положительного потенциала — более выпуклыми ($\epsilon^{(+)}=0,24$), отрицательного потенциала — вытянутыми ($\epsilon^{(-)}=0,125$). Уменьшается отношение расстояния между экстремумами потенциала к межполюсному ($l_2/l_1=1,25$).

При 3-ем и 4-ом положениях полюсов (рис. 2, в, г) нулевая изолиния потенциала почти перпендикулярна к источнику. Левая часть карты в одном варианте сходна с правой частью в другом варианте. При третьем случае $U_{\min}=-1200$ мВ, $U_{\max}=1200$ мВ, $\epsilon^{(+)}=0,3$, $\epsilon^{(-)}=0,115$. При четвертом случае $U_{\min}=-1330$ мВ, $U_{\max}=1280$ мВ, $\epsilon^{(+)}=0,308$, $\epsilon^{(-)}=0,307$, $l_2/l_1=1,2$.

В случае 5 (рис. 2, д), при $n_2=38$, $n_3=52$, в связи с расположением положительного полюса в конце источника, уровень поля положительного потенциала резко возрастает ($U_{\max}=3200$ мВ), отрицательного потенциала — понижается ($U_{\min}=-1200$ мВ). Изолиния с нулевым потенциалом огибает отрицательный полюс источника. Наблюдается резкая асимметрия поля по отношению к изолинии нулевого потенциала $\epsilon^{(+)}=0,25$; $\epsilon^{(-)}=0,13$; $l_2/l_1=0,8$.

Рисунок 3 изображает кривые разностей потенциалов (ΔU), приращения разностей потенциалов ($\delta\Delta U$) и отношения приращений разностей потенциалов ($\Delta\psi$). Кривые ΔU , представленные на рисунках 3, а и 3, б, получены теоретическими расчетами по профилям $y=250$ м и 600 м, при рассмотренных пяти положениях положительного полюса источника.

По профилю $y=250$ м кривые ΔU характеризуются двумя экстремумами разного знака в центральной части профилей и плавным ходом в их перифериях. В первом случае значение ΔU в начале профиля составляет $-0,16$ мВ/м. По направлению оси X оно увеличивается, достигая максимального значения в точке 480 м ($0,45$ мВ/м), далее уменьшается, принимая минимальное значение в точке 750 м ($-0,2$ мВ/м), а затем до конца профиля медленно растет. График пересекает горизонтальную ось в точках $x=33$ м, 600 м и 950 м.

По ходу удаления положительного полюса амплитуда изменения увеличивается. Точки экстремумов приближаются друг к другу, а точки перемены знака удаляются.

На профиле $y=600$ м параметр ΔU изменяется в пределах $\pm 0,2$ мВ/м, что на 1—2 порядка меньше его аномальных значений, полученных при практических работах над хорошо проводящими рудными телами [1, 3, 6].

Кривые $\delta\Delta U_0$ и $\delta\Delta U_n$ сняты на участке рудного месторождения с помощью стационарных наблюдений (рис. 3, в). Пункт исследования выбран на расстоянии 600 м от транспортной штольни. Использована четырехэлектродная потенциальная схема [1], состоящая из базисной (M_0N_0) и полевой (M_nN_n) приемных установок. Базисная установка размещена на участке однородных пород, полевая — на известном хоро-

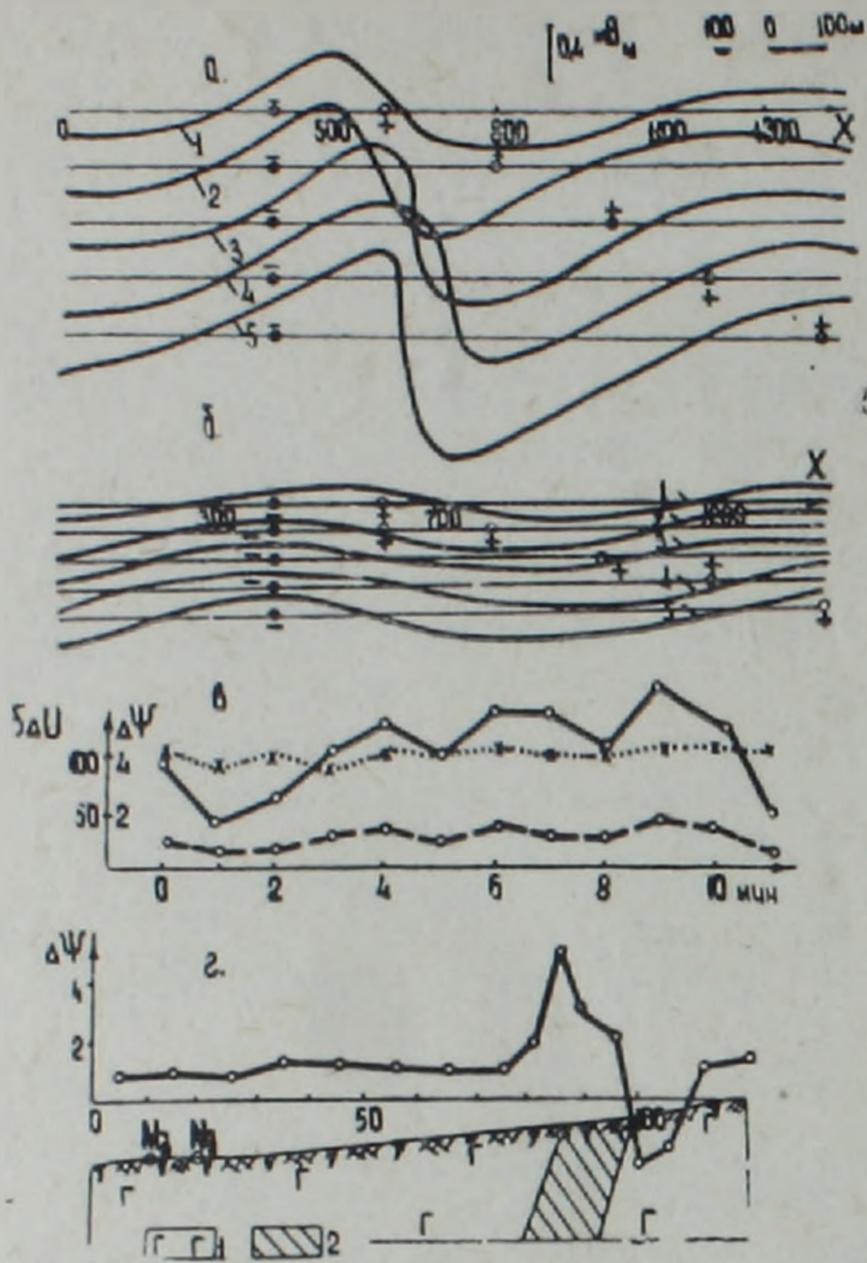


Рис. 3. Кривые разностей потенциалов (ΔU), приращения разностей потенциалов ($\delta\Delta U$) и отношения приращений разностей потенциалов ($\Delta\Psi$) блуждающих токов при разных положениях положительного полюса источника, соответствующих случаям 1, 2, 3, 4 и 5 рисунка 1, б. а—кривые ΔU , рассчитанные по профилю $y=250$ м; б—то же по профилю $y=600$ м; в—кривые $\delta\Delta U$ и $\Delta\Psi$, снятые на участке рудного месторождения при движении электроваза по подземной выработке; г—кривая $\Delta\Psi$, снятая по профилю, пройденному над известным хорошопроводящим рудным телом. 1—габбро; 2—хорошопроводящее рудное тело.

хорошопроводящем рудном теле, на расстоянии 100 м от базисной. Наблюдения проведены через каждую минуту, при движении электроваза от устья до забоя транспортной штольни протяженностью 2130 м. В результате вычислена кривая $\Delta\Psi$ [1]. Из полученных кривых следует, что $\delta\Delta U_1$ и $\delta\Delta U_n$ при движении электроваза изменяются синхронно, а $\Delta\Psi$ почти не меняется.

Рисунок 3, в изображает кривую $\Delta\Psi$, снятую по профилю, пройденному через базисный и полевой пункты стационарных наблюдений при движении электроваза. В пределах пород габбро $\Delta\Psi \approx 1$. Над хорошопроводящим рудным телом наблюдаются резкие изменения кривой ($\Delta\Psi = -2,3 \div 5$).

Исходя из полученных данных, можно предполагать, что движение электроваза в подземных горных выработках на удаленных участках существенно не изменяет характера поля БТ. В связи с этим оно не может вызывать ложных аномалий на участках, удаленных от источника на 500 м и более, при расстоянии между приемными установками до 200 метров.

Институт геофизики и
инженерной сейсмологии
АН АрмССР

Поступила 6.VII. 1984.

Վ. Բ. ԴԱՄՈՅԱՆ, Յ. Ս. ՈՒՆՈՒՍՅԱՆ

ԹԱՓԱՌՈՂ ՀՈՍԱՆՔՆԵՐԻ ԴԱՇՏՆ ԷԼԵԿՏՐԱՔԱՐՇԻ ՏԱՐԲԵՐ ԴԻՐՔԵՐԻ
ԴԵՊՔՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հողվածը նվիրված է Թափառող հոսանքների դաշտի առանձնահատկությունների ուսումնասիրմանը: Ստացված են դաշտի պարամետրերի վարքը բնութագրող մաթեմատիկական բանաձևեր: Ներկայացվում են պոտեն-

ցիալի և նրա աճի բաշխման քարտեզներ և կորեր՝ աղբյուրի տարբեր պարամետրերի դեպքում:

Հետազոտությունների արդյունքները ցույց են տալիս, որ ստորգետնյա լիւնային փորվածքներում էլեկտրաքարշերի շարժումն էական ազդեցություն չի գործում թափառող հոսանքների դաշտը բնութագրող $\Delta\Psi$ պարամետրի վրա, հրբ բազիսային և դաշտային ընդունող սարքերի միմյանցից ունեցած հեռավորությունը չի գերազանցում 200 մ: Հետևաբար, աղբյուրից 500 մ և ավելի հեռու գտնվող տեղամասերում թափառող հոսանքների մեթոդով աշխատելիս էլեկտրաքարշերի շարժումը չի կարող կեղծ անոմալիաներ առաջացնել:

Հողվածում ներկայացված նյութերը կարևոր նշանակություն կունենան էլեկտրահետախուզության թափառող հոսանքների մեթոդի զարգացման գործում:

V. B. GAMOYAN, F. S. UNUSIAN

WANDERING CURRENTS FIELD AT VARIOUS POSITIONS OF AN ELECTRIC LOCOMOTIVE

The paper is dedicated to the wandering currents fields peculiarities study. There have been deduced mathematical formulas which express the behaviour of field parameters. The maps and diagrams are represented showing the potential distribution and potential increments for various parameters of the source (the electrified narrow-gauge railway in the underground mining openings). The results of the investigations carried out may present valuable data for working out the methods of field observations of the wandering currents method.

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. Батыгин В. В., Топтыгин И. Н. Сборник задач по электродинамике. М.: Госиздфизматлит, 1962, 412 с.
3. Березин Г. И., Семенов М. В. Об использовании полей блуждающих токов для электроразведки флангов разрабатываемых месторождений. В кн.: Методика и техника разведки, Л.: № 86, 1973, с. 69—76.
4. Гамоян В. Б., Лулечян Е. М. Характер поля блуждающих токов от «линейно-двух-полосного» источника.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1978, № 2, с. 47—58.
5. Зевеке Г. В., Нонкин П. А. и др. Основы теории цепей. М.: Госэнергоиздат, 1963, 389 с.
6. Путилова И. И., Марченко А. Ф. и др. Коррозия и защита металлических сооружений средств связи. М.: Гос. изд. по вопросам связи и радио, 1960, 176 с.
7. Семенов А. С. Электроразведка методом естественного электрического поля. Л.: Изд. ЛГУ, 1955, 212 с.
8. Якубовский Ю. В., Ляхов Л. Л. Электроразведка. М.: Госгеолтехиздат, 1966, 358 с.
9. Bozvoga Voclav, Prochazka jasef, Stray currents in geological prospecting. „Sb. geol. veg“, UG, № 11, 1973. 28—36с.

Э. И. ПАРХОМЕНКО, Т. В. ТОНОЯН, Х. Д. ТОПЧЯН

ЗАВИСИМОСТЬ СЕЙСМОЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ЭФФЕКТА ГОРНЫХ ПОРОД ОТ ТЕМПЕРАТУРЫ

Исследовано влияние температуры на величину сейсмоэлектрического эффекта пиррофиллита и фельзита в интервале температур от комнатной до 150°C. Обнаружено убывание эффекта, что главным образом обусловлено увеличением электросопротивления, остальные факторы имеют незначительное влияние. Потенциал в данном случае не увеличивается ввиду того, что изученные образцы весьма мелкопористы и имеют слабо развитый диффузный слой в капиллярах.

Сейсмоэлектрический эффект наряду с другими электрическими эффектами, вызванными механическим воздействием на горную породу, такими как пьезоэлектрический и трибоэлектрический, находится в числе возможных предвестников землетрясений. Характер проявления электрических предвестников в период сейсмической активности в ряде случаев позволяет предположить их электрокинетическую природу. С другой стороны, сейсмоэлектрический эффект представляет интерес в плане использования его в разведочной геофизике и горном деле. Несмотря на это, влияние термодинамических условий на сейсмоэлектрический эффект экспериментально изучено слабо. Это не позволяет в данный момент высказать определенное суждение относительно роли сейсмоэлектрического эффекта в электризации горных пород в очаговой зоне и вне ее в период подготовки землетрясений. В связи с этим существенное значение приобретает изучение сейсмоэлектрического эффекта при высоких термодинамических условиях, которое являлось целью настоящего исследования.

Аппаратура и методика. Для осуществления указанной цели была разработана методика исследований и специальная аппаратура, позволяющая осуществлять опыты в условиях, исключающих диффузию порового раствора из образца при высокой температуре, поскольку величина сейсмоэлектрического эффекта определяется наличием влаги в образце.

Установка представляет собой толстостенный металлический цилиндр с монтированным на нем внешним нагревателем, позволяющим достигать в рабочей части температуры до 200°C. Исследуемый образец с электродами помещается в сборный контейнер, а последний в камеру высокого давления. Electroды подключались к измерительной аппаратуре через каналы в пуансонах. Ультразвуковой задержкой служил цилиндр диаметром 3,2 см и высотой 8 см из аморфного кварца, обладающего низким коэффициентом температуропроводности. Для стабилизации температуры приемника и излучателя во время опыта они были помещены в охлаждающее устройство, которое представляло стакан со змеевиком с циркулирующей по нему водой.

Для создания устойчивого акустического контакта излучателя с задержкой (кварцевый цилиндр) использовалась прокладка между излучателем и опорой из плотной резины. Пьезоэлемент возбуждался в гармоническом и импульсном режиме.

Упругие колебания в образце создавались с помощью пьезоэлектрического излучателя на монокристалле сегнетовой соли с собственной частотой 60 кГц. Нами были использованы упругие колебания двух типов—импульсные и гармонические. В первом случае излучается пакет упругих продольных волн частотой следования 100 Гц, а во втором случае непрерывно излучается упругая гармоническая волна. Причем, оба режима работы излучателя применялись последовательно в одном и том же положении образца при фиксированной температуре.

С целью выбора объекта исследования были выполнены измерения сейсмоэлектрического эффекта на образцах следующих горных пород—туффитах, песчаниках, андезитах, порфиритах, туфобрекчиях, цеолитах и на пиррофиллите. Образцы имели форму куба размером 24×24×24 мм. Результаты этих измерений приведены в

табл. 1. Наибольший сейсмоэлектрический эффект, превышающий в 5—10 раз эффект всех исследованных пород, был обнаружен у пиррофиллита, насыщенного водой. Высокая его сейсмоэлектрическая активность, однородность состава и структуры послужили основным критерием для выбора пиррофиллита в качестве объекта изучения. Кроме того, для сопоставления были проведены опыты с фельзитом.

Подготовка образцов проводилась в следующем порядке.

Таблица 1

Измерение сейсмоэлектрического эффекта

Тип и номер образца	Направление излучения	Амплитуда сейсмоэффекта (мкв)	Амплитуда сейсмоэффекта гарм метод. (мкв)	Скорость продольной волны, км/с
Пиррофиллит	1	460	900	3,154
	2	1250	2100	4,105
	3	900	2100	4,15
Цеолит (Ноемберянский район)	1	130	340	2,829
	2	110	320	2,719
	3	150	320	2,652
410 песчаник	1	130	180	2,155
	2	130	150	2,134
	3	90	120	2,138
393 туфопесчаник	1	210	240	4,041
	2	260	360	4,168
	3	250	250	4,225
212 трахиандезит	1	270	230	3,321
	2	300	300	3,272
	3	240	350	3,5
399 туффит	1	160	160	3,866
	2	160	220	3,947
	3	60	90	3,50
392 андезитовая лава	1	110	130	4,256
	2	100	120	4,263
	3	90	140	4,34

Образцы предварительно промывались спиртом для обезжиривания, затем высушивались при постоянной температуре в течение суток, после достижения постоянного веса насыщались дистиллированной водой в вакууме $1,01 \cdot 10^2$ Па и опять взвешивались. Влагонасыщенные образцы устанавливались в специальную камеру и подвергались нагружению до 0,15 ГПа для создания герметичности с целью исключения диффузии из образца. Совпадение экспериментальных данных, соответствующих нагреву и охлаждению, свидетельствовало о сохранении влаги в процессе опыта.

Для измерения сейсмоэлектрической разности потенциалов применялись тонкие латунные пластинки, полностью покрывающие оба основания цилиндрического образца. Электроды, изолированные от земли, подключались к входам дифференциального предусилителя IV14 осциллографа С1—74. Тем самым измерялась разность потенциалов между основаниями по направлению градиента давления, создаваемого упругой продольной волной. Преимуществами этого способа являются исключение влияния электропроводности образца на измеряемую величину сейсмоэлектрического эффекта и его экранирование от высоковольтной наводки.

Температура измерялась с помощью хромель-алюмелевой термопары, подключенной к потенциометру ПП-63. Скорость изменения температуры составляла 2°C в минуту. Для охлаждения камеры с постоянной скоростью применялся поток воздуха от вентилятора.

Результаты экспериментов. На рис. 1 приведены графики зависимости сейсмoeлектрического потенциала влагонасыщенного пиррофиллита от температуры, измеренной как в гармоническом режиме, так и в импульсном. В обоих случаях отмечается одинаковый характер изме-

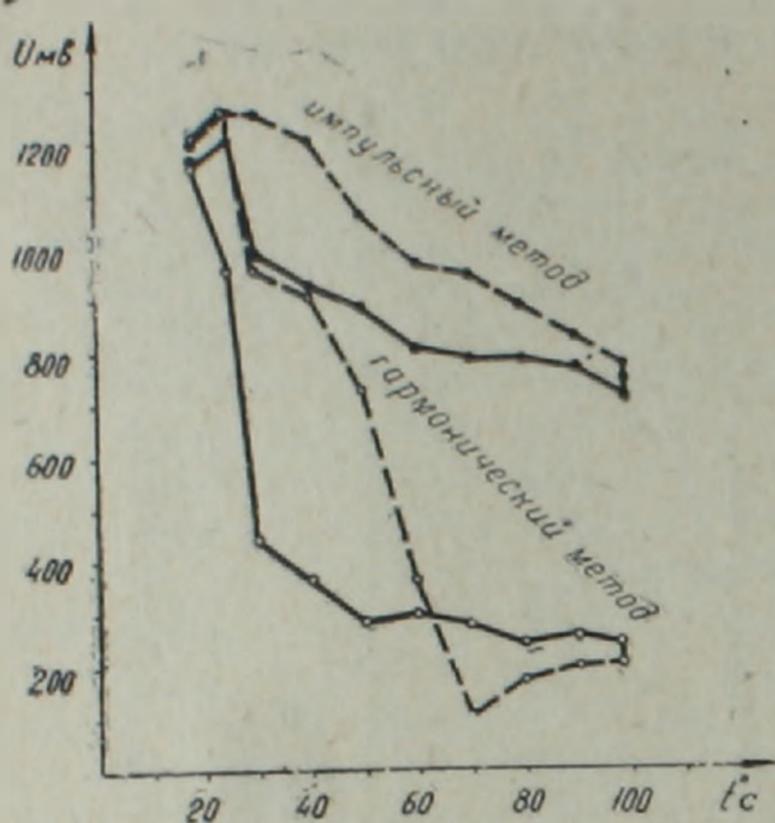


Рис. 1. Зависимость сейсмoeлектрического эффекта от температуры для пиррофиллита. Сплошная линия соответствует изменению эффекта при нагревании образца, пунктирная—при охлаждении.

нения с температурой, хотя кривые $U=f(T)$ сильно отличаются друг от друга по интенсивности уменьшения i ; по величине сейсмoeлектрического эффекта в области $T=30-100^{\circ}\text{C}$. Вероятно, это различие можно объяснить тем, что определенную роль играет резонанс образца в случае гармонического метода. Однако, как видно из приведенных графиков, уменьшение выделяется очень четко. На первый взгляд кажется, что полученный результат находится в противоречии с результатом i , однако для анализа этого факта следует обратиться к теории сейсмoeлектрического эффекта. Согласно формуле Гельмгольца-Смолуховского [2] сейсмoeлектрический эффект можно описать формулой потенциала течения

$$U = \frac{\epsilon \xi \rho}{4\pi \eta} \Delta P, \quad (1)$$

где U —разность потенциалов, ΔP —разность гидростатических давлений, ξ —скачок потенциала, называемый электрокинетическим потенциалом, ϵ —диэлектрическая проницаемость, η —коэффициент вязкости, ρ —электросопротивление. Из этой формулы видно, что при постоянной разности давлений уменьшение U может быть обусловлено слабым изменением ξ и ϵ и сильным изменением η и ρ . В наших опытах легко было контролировать ход ρ . Результаты измерений зависимости электросопротивления от температуры приведены на рис. 2. Как видно из кривой логарифма удельного электросопротивления, оно увеличивается с температурой. Поскольку вязкость воды с температурой должна уменьшаться, то, следовательно, это уменьшение не влияет на эффект i , по-видимому, компенсируется изменением ϵ и ξ .

Согласно литературным данным, зависимость ϵ —потенциала от температуры носит сложный характер и определяется многими факторами [3]. Для поверхностей, заряженных отрицательно, по данным [4], наблюдается увеличение ξ —потенциала, который возрастает приблизительно на 7% на 1°C в пределах $10-70^{\circ}\text{C}$ в растворе HCl на керамической диафрагме. Величина же $\eta/\epsilon\rho$ в тех же условиях возрастает на 2% на 1°C . Для керамических диафрагм, изменяющих знак заряда на положительный, в растворах HCl не наблюдается увеличение ξ с T , а наоборот имеет место даже уменьшение [5]. Это уменьшение

[5] объясняется тем, что потенциал специфической адсорбции H^+ не очень высок и с ростом температуры часть адсорбированных ионов H^+ переходит в раствор, уменьшая тем самым положительный заряд поверхности. Помимо этого на характер изменения ξ — потенциала влияют также структуры твердой фазы (размеры пор и их ориентация), особенно при малых размерах пор, сравнимых с толщиной двойного слоя. При таких размерах диффузная часть двойного слоя развита слабо, избыточный заряд жидкой фазы сосредоточен в основном в адсорбционном слое. Такая ситуация, видимо, существует в пирофиллите, поскольку он весьма мелкопористый и поэтому у него, вероятно, отсутствует диффузный слой, что и приводит к уменьшению ξ — потенциала и сейсмоэлектрического эффекта с повышением температуры.

На рис. 3 приведена зависимость сейсмоэлектрического эффекта

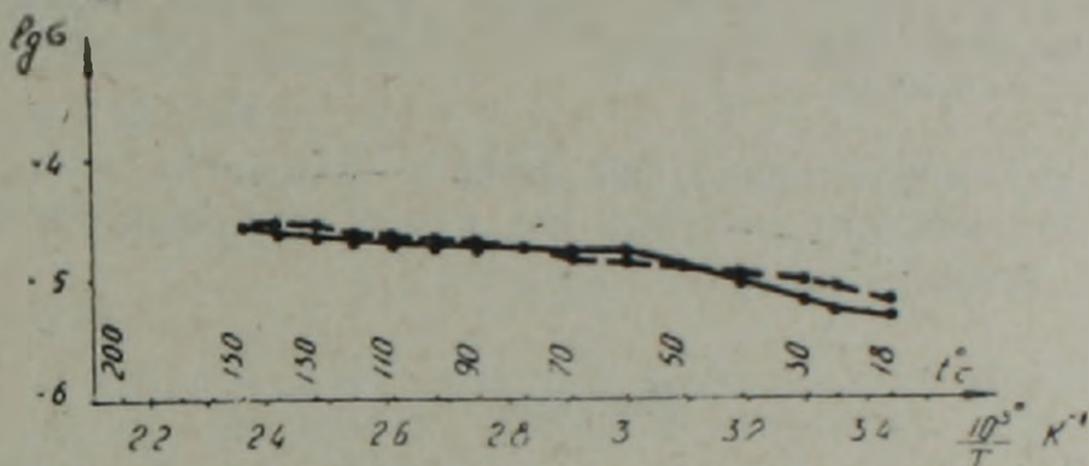


Рис. 2. Зависимость логарифма удельной электропроводности от температуры для образца пирофиллита. Сплошная линия соответствует изменению логарифма электропроводности при нагреве образца, пунктирная — при охлаждении.

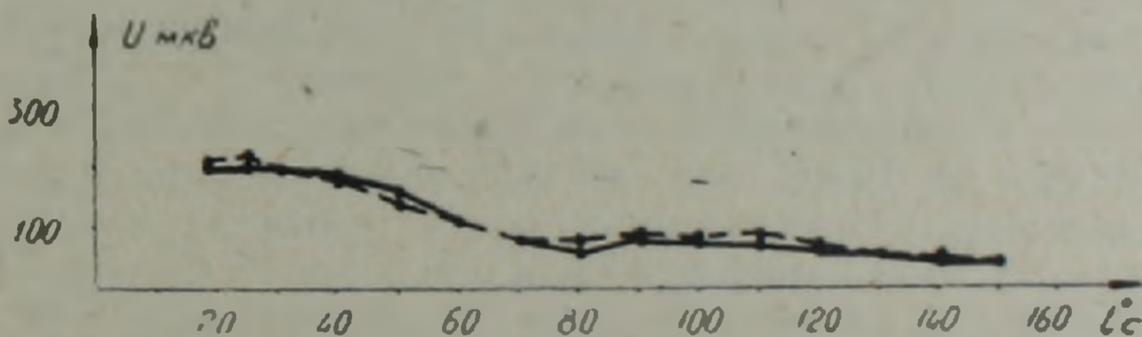


Рис. 3. Зависимость сейсмоэлектрического потенциала от температуры. Сплошная линия соответствует изменению потенциала при нагреве, пунктирная — при охлаждении.

от температуры до 150°C . Как видно из рисунка, эффект уменьшается более чем в четыре раза. Электросопротивление того же образца также изменяется почти в 4 раза (рис. 2). Таким образом, из рисунков 2 и 3 следует, что главную роль в температурной зависимости сейсмоэлектрического эффекта играет электросопротивление, роль же остальных параметров, входящих в формулу 1, по-видимому, незначительна.

Для выяснения возможного увеличения поглощения упругих волн с температурой был поставлен специальный опыт контролирования интенсивности проходящей упругой волны. С этой целью при постоянной температуре выдерживались как излучатель, так и приемник. Результат исследования приведен на рис. 4. Как видно из рисунка, отношение сейсмоэлектрического эффекта к величине напряжения приемника упругих волн проявляет тот же характер, что и график на рис. 1. Это свидетельствует о том, что изменение интенсивности упругих волн с температурой не происходит, следовательно, нормированный сейсмоэлектрический эффект также убывает с температурой.

Кроме образцов пирофиллита, сейсмоэлектрический эффект был также исследован на образцах фельзита. Результат этого исследования на одном из образцов приведен на рис. 5. Как видно из приведен-

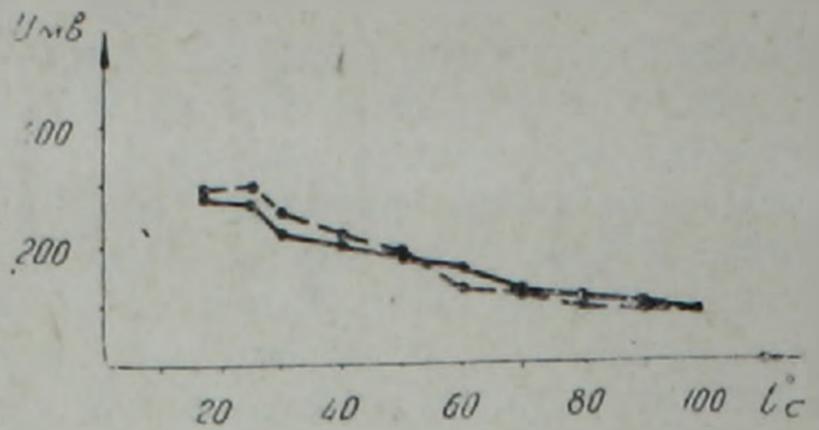
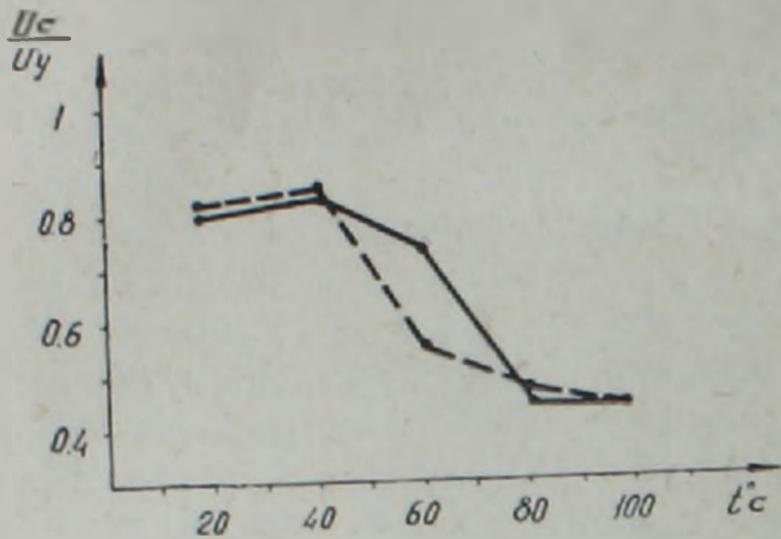


Рис. 4. Зависимость отношения сейсмоэлектрического потенциала к выходному напряжению приемника упругой волны для пиррофиллита от температуры. Сплошная линия соответствует нагреву образца, пунктирная—охлаждению.

Рис. 5. Зависимость сейсмоэлектрического эффекта от температуры для фельзита. Сплошная линия соответствует изменению эффекта при нагреве образца, пунктирная—при охлаждении.

ного рисунка, сейсмоэлектрический эффект фельзита почти в 5 раз меньше, чем у пиррофиллита, но так же, как и у пиррофиллита, убывает с повышением температуры.

Выводы

1. Сконструирована установка и разработана методика исследования зависимости сейсмоэлектрического эффекта от температуры.
2. Установлено, что сейсмоэлектрический эффект пиррофиллита превышает эффект ряда других горных пород (туффитов, песчаников, андезитов, туфобрекчий, порфириров и цеолитов), и это послужило основной причиной его использования при исследовании температурной зависимости сейсмоэлектрического эффекта.
3. Выявлено убывание сейсмоэлектрического эффекта с повышением температуры до 150°C, что, по-видимому, связано с увеличением электросопротивления. Остальные факторы, которые могут влиять на величину эффекта, изменяются слабо.
4. Полученные результаты следует учесть при решении вопроса о характере потенциалов, возникающих в период подготовки землетрясения.

Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта АН СССР,
Институт геофизики и инженерной сейсмологии
АН АрмССР

Поступила 28.VI.1985.

Է. Ի. ՊԱՐԽՈՄՆԵՆԿՈ, Տ. Վ. ՏՈՆՈՅԱՆ, Կ. Դ. ԹՈՓՉՅԱՆ

ԱՊԱՐՆԵՐԻ ՍԵՅՍՄԱԷԼԵԿՏՐԱԿԱՆ ԷՖԵԿՏԻ ԿԱԽՎԱԾՈՒԹՅՈՒՆԸ ԶԵՐՄԱՍՏԻՃԱՆԻՑ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հետազոտված է ջերմաստիճանի ազդեցությունը պիրոֆիլիտի և ֆելզիտի սեյսմաէլեկտրական էֆեկտի մեծության վրա՝ սենյակային ջերմաստիճանից մինչև 150°C սահմաններում: Նկատված է էֆեկտի նվազում, որը հիմնականում պայմանավորված է էլեկտրադիմադրության մեծացմամբ, իսկ այլ գործոնների ազդեցությունը չնչին է: Հստակացվել է այս դեպքում չի մեծանում այն պատճառով, որ ուսումնասիրված նմուշները բավականին մանր ծակոտկենություն ունեն և դիֆուզային շերտը մազանոթներում թույլ է զարգացած:

DEPENDENCE OF THE ROCKS SEISMOELECTRICAL EFFECT
ON THE TEMPERATURE

A b s t r a c t

There has been investigated the temperature influence upon the seismoelectrical effect quantity of pyrophyllite and felsite in a temperature range from the room temperature up to 150° C. A decrease of the effect has been revealed which is mainly conditioned by the increase of the electrical resistance, the other factors having not significant influence. The ξ potential does not increase in this case due to highly fine-porosity and weakly developed diffuse layer in capillaries of the studied samples.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гаскаров И. В., Пархоменко Э. И. Сейсмoeлектрический эффект горных пород и предпосылки его применения в геологоразведочном деле.—Изв. АН СССР, Физика Земли, 1974, № 1, с. 110—115.
2. Наука о коллоидах. Под ред. Г. Р. Кройта, т. 1. М.: Изд.—иностр. лит., 1955. 538 с.
3. Касимзаде М. С., Халилов Р. Ф., Балашов А. Электрокинетические преобразователи информации. М.: Изд. Энергия, 1973. 136 с.
4. Жуков Н. И., Юрженко Н. А. Влияние температуры на число переноса ионов через диафрагмы и их ξ — потенциал.—Журнал прикладной химии, 1936, № 9, с.
5. Лин Гуан-Цан, Фридрихсберг Д. А. Исследование электрокинетического потенциала в зависимости от температуры, состава раствора и его концентрации.—Вестник ЛГУ, сер. физики и химии, 1973, вып. 3. № 16, с. 88—93.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXIX, № 4, 53—58, 1986

УДК 624.15.042.7

Р. С. МИНАСЯН

ВЛИЯНИЕ ПРОДОЛЬНЫХ ВОЛН ГРУНТОВОГО ОСНОВАНИЯ
НА ИЗМЕНЕНИЕ ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ СТЕН
КРУПНОПАНЕЛЬНЫХ ЗДАНИЙ

Предлагается новый метод определения динамических сдвигающих напряжений в связях столбов стен крупнопанельных зданий от влияния продольных волн грунтового основания. Для составления и решения дифференциальных уравнений относительно динамических сдвигающих напряжений используются уравнения движения соседних волокон столбов в зависимости от динамического действия продольных волн напряжений. Расчеты показывают, что динамический эффект при определении напряжений в столбах всегда нужно учитывать, поскольку он существен.

Рассматривается изменение поля напряженного состояния стен крупнопанельных зданий при действии продольных волн напряжений, возбуждаемых от сейсмических волн или от взрыва большой мощности в грунтовом основании.

Ударная волна имитируется приложенным к зданию давлением p , которое является функцией от координат и времени: $p = p(x, t)$.

В зависимости от места приложения давления к зданию и характера их изменения, ударные волны могут быть разделены на продольные и поперечные.

DEPENDENCE OF THE ROCKS SEISMOELECTRICAL EFFECT
ON THE TEMPERATURE

A b s t r a c t

There has been investigated the temperature influence upon the seismoelectrical effect quantity of pyrophyllite and felsite in a temperature range from the room temperature up to 150° C. A decrease of the effect has been revealed which is mainly conditioned by the increase of the electrical resistance, the other factors having not significant influence. The ξ potential does not increase in this case due to highly fine-porosity and weakly developed diffuse layer in capillaries of the studied samples.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гаскаров И. В., Пархоменко Э. И. Сейсмoeлектрический эффект горных пород и предпосылки его применения в геологоразведочном деле.—Изв. АН СССР, Физика Земли, 1974, № 1, с. 110—115.
2. Наука о коллоидах. Под ред. Г. Р. Кройта, т. 1. М.: Изд.—иностр. лит., 1955. 538 с.
3. Касимзаде М. С., Халилов Р. Ф., Балашов А. Электрокинетические преобразователи информации. М.: Изд. Энергия, 1973. 136 с.
4. Жуков Н. И., Юрженко Н. А. Влияние температуры на число переноса ионов через диафрагмы и их ξ — потенциал.—Журнал прикладной химии, 1936, № 9, с.
5. Лин Гуан-Цан, Фридрихсберг Д. А. Исследование электрокинетического потенциала в зависимости от температуры, состава раствора и его концентрации.—Вестник ЛГУ, сер. физики и химии, 1973, вып. 3. № 16, с. 88—93.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXIX, № 4, 53—58, 1986

УДК 624.15.042.7

Р. С. МИНАСЯН

ВЛИЯНИЕ ПРОДОЛЬНЫХ ВОЛН ГРУНТОВОГО ОСНОВАНИЯ
НА ИЗМЕНЕНИЕ ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ СТЕН
КРУПНОПАНЕЛЬНЫХ ЗДАНИЙ

Предлагается новый метод определения динамических сдвигающих напряжений в связях столбов стен крупнопанельных зданий от влияния продольных волн грунтового основания. Для составления и решения дифференциальных уравнений относительно динамических сдвигающих напряжений используются уравнения движения соседних волокон столбов в зависимости от динамического действия продольных волн напряжений. Расчеты показывают, что динамический эффект при определении напряжений в столбах всегда нужно учитывать, поскольку он существен.

Рассматривается изменение поля напряженного состояния стен крупнопанельных зданий при действии продольных волн напряжений, возбуждаемых от сейсмических волн или от взрыва большой мощности в грунтовом основании.

Ударная волна имитируется приложенным к зданию давлением p , которое является функцией от координат и времени: $p = p(x, t)$.

В зависимости от места приложения давления к зданию и характера их изменения, ударные волны могут быть разделены на продольные и поперечные.

Влияние продольных и поперечных ударных волн в виду своей сложности целесообразно рассматривать отдельно, независимо друг от друга. Здесь изучается изменение динамических напряжений в связях стен при действии продольного удара, так как это явление при поперечном ударе уже рассмотрено в [1].

В момент приложения давления $t=t_0$ зарождается волна напряжений, которая распространяется вдоль стены с конечной скоростью «а». При этом образуется область возмущений, где стена находится в напряженно-деформированном состоянии.

Этому состоянию соответствуют разные напряжения $\sigma_1(x,t)$, $\sigma_2(x,t)$ и деформации $e_1(x,t)$, $e_2(x,t)$ в столбах:

$$\sigma_1(x,t) = E_1 e_1(x,t); \quad \sigma_2(x,t) = E_2 e_2(x,t); \quad (1)$$

$$e_1(x,t) = \frac{\partial u_1(x,t)}{\partial x}; \quad e_2(x,t) = \frac{\partial u_2(x,t)}{\partial x},$$

где $u_1(x,t)$ и $u_2(x,t)$ — соответственно осевые динамические перемещения сечений; E_1 и E_2 — модули упругости материала столбов стены.

Действительный механизм деформаций при динамическом воздействии нагрузки значительно сложнее, чем тот, который описывается в однородной теории.

Так как продольные деформации сопровождаются поперечными и при этом отношения соответствующих поперечных и продольных деформаций равно коэффициенту Пуассона, то это приводит к неравномерному распределению напряжений по поперечному сечению столбов, так что плоские поперечные сечения искажаются. Для практических целей принимаем, что закон плоского сечения сохраняется.

Движение сечений характеризуется скоростью v , которой соответствует скорость деформации:

$$\frac{\partial v_1}{\partial x} = \frac{\partial e_1(x,t)}{\partial t}; \quad \frac{\partial v_2}{\partial t} = \frac{\partial e_2(x,t)}{\partial t} \quad (2)$$

Согласно расчетной модели (рис. 1), приращения в первом и втором столбах будут:

$$\frac{\partial u_1(x,t)}{\partial x} = -\frac{Q_1(x)}{B_1} \left[1 + \frac{1}{g} \cdot \frac{\partial^2 u_1(x,t)}{\partial t^2} \right] - \frac{1}{B_1} \int_x^H \tau(x,t) dx; \quad (3)$$

$$\frac{\partial u_2(x,t)}{\partial x} = -\frac{Q_2(x)}{B_2} \left[1 + \frac{1}{g} \cdot \frac{\partial^2 u_2(x,t)}{\partial t^2} \right] + \frac{1}{B_2} \int_x^H \tau(x,t) dx,$$

где $Q_1(x)$ и $Q_2(x)$ — продольные нагрузки от собственного веса;

$\tau(x,t)$ — сдвигающие динамические напряжения в связях столбов.

Так как $\tau(x,t)$ в связях зависят от разности перемещений соседних столбов и практически линейно-пропорциональны им, то, как и при статическом действии нагрузки, можно написать:

$$\tau(x,t) = k_c [u_2(x,t) - u_1(x,t)], \quad (4)$$

где k_c — коэффициент жесткости связей сдвига (МПа). Учитывая, что в столбах стены погонные нагрузки на единицу высоты столбов одинаковы $\left(\frac{Q_1}{B_1} = \frac{Q_2}{B_2} \right)$, то из системы дифференциальных уравнений (3)

можно получить одно дифференциальное уравнение относительно неизвестного динамического сдвигающего напряжения. Для этого не-

обходимо дифференцировать (3), вычесть из второго уравнения первое и, учитывая выражение (4), получить:

$$\frac{\partial^2 \tau(x,t)}{\partial x^2} = \alpha^2 \tau(x,t) + \frac{1}{c^2} \cdot \frac{\partial^2 z(x,t)}{\partial t^2} \quad (5)$$

где

$$\alpha^2 = k_c \left(\frac{1}{B_1} + \frac{1}{B_2} \right); \quad c^2 = \frac{E}{\rho},$$

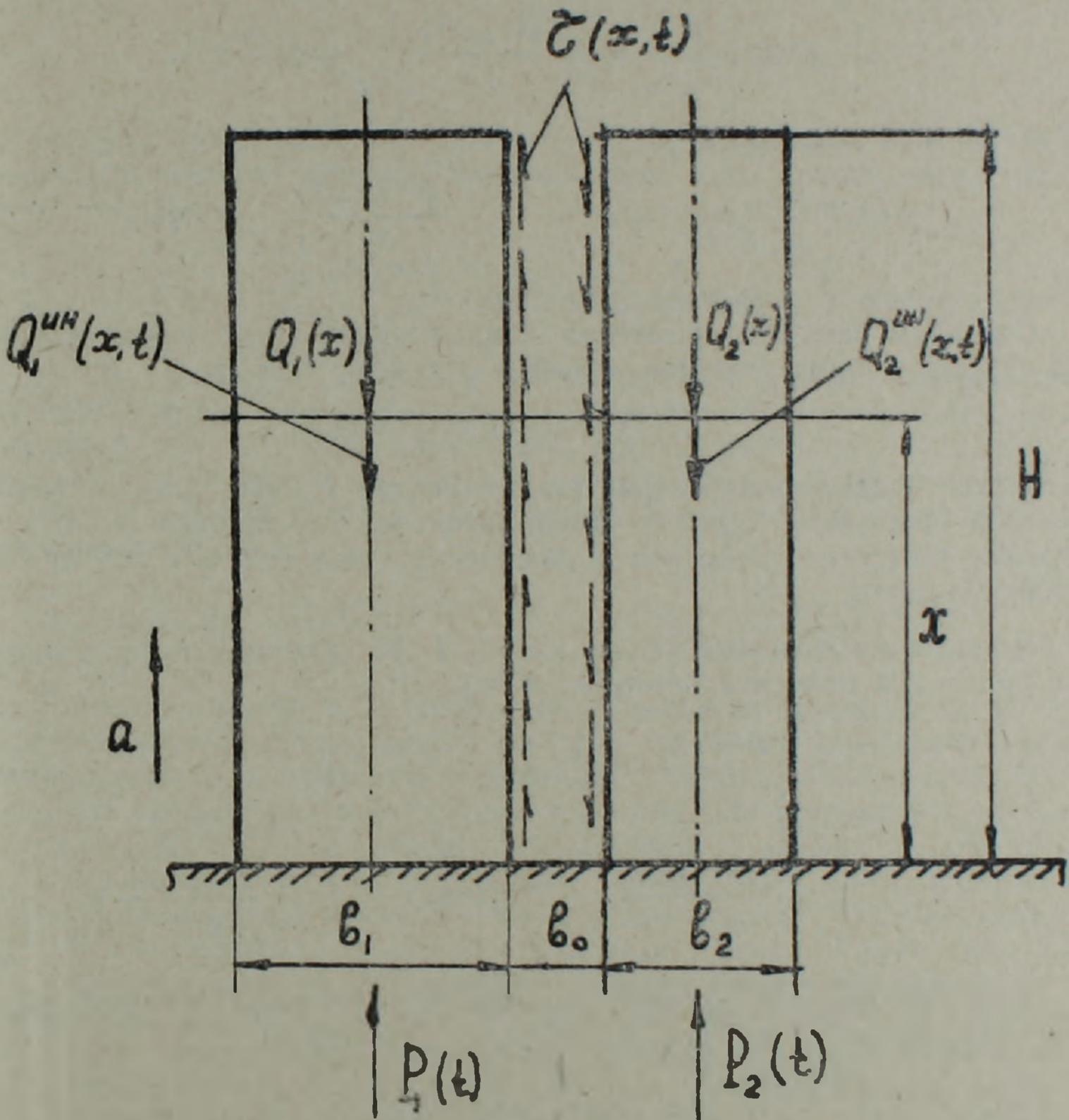


Рис. 1.

c — скорость продольных волн в столбе; E , ρ — модуль упругости и плотность материала столба.

Как видно из расчетной модели, верхние концы столбов свободны, а нижние принимаем упруго-заделанными. Применение такой схемы ближе к действительной работе стены крупнопанельного здания, чем применение жесткой заделки. В этом случае для установления характера упругой заделки необходимо совместное рассмотрение уравнений Ляме, записанных как для полупространства, так и для упругого тела при смешанных граничных условиях. Решение такой задачи наталкивается на серьезные математические трудности и не всегда удается получить строгое решение, удобное для практического приложения.

Наиболее простой и приемлемой моделью упругого основания является модель, основанная на гипотезе Винклера, где наиболее уязвимым допущением является пренебрежение массой колеблющегося грунта. Кроме того есть сомнение в возможности контакта при динамическом действии нагрузки упругого тела с упругой средой, так как времена релаксаций упругого тела и упругой среды разные. Отсюда возникает потребность не учитывать вес грунта. Для простоты рассуждений реакцию упругой среды примем в виде соответствующего обобщенной гипотезе плоского отражения [2].

Таким образом, учитывая вышеуказанное, для рассматриваемой задачи граничными условиями будут:

$$\tau(x,t) \Big|_{x=0} = 0; \quad \frac{\partial \tau(x,t)}{\partial x} \Big|_{x=H} = 0, \quad (6)$$

а начальными условиями—

$$\tau(x,t) \Big|_{t=0} = \tau(x); \quad \frac{\partial \tau(x,t)}{\partial t} \Big|_{t=0} = k_c v_0,$$

где v_0 —разность скоростей в столбах.

Составим решение уравнения динамических сдвигающих напряжений (5), зависящих отдельно от (x) и от (x,t) , т. е. :

$$\tau(x,t) = \tau_1(x) + \tau_2(x,t), \quad (7)$$

где $\tau_1(x)$ —сдвигающие напряжения в связях сдвига при статическом действии нагрузки; $\tau_2(x,t)$ —дополнительное сдвигающее напряжение в связях сдвига от действия динамических инерционных сил при продольном ударе.

Подставляя значения $\tau(x,t)$ из (7) в (5), получим дифференциальные уравнения относительно $\tau_1(x)$ и $\tau_2(x,t)$:

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial^2 \tau_1(x)}{\partial x^2} - \alpha^2 \tau_1(x) = 0; \end{array} \right. \quad (8)$$

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial^2 \tau_2(x,t)}{\partial x^2} - \alpha^2 \tau_2(x,t) = \frac{1}{c^2} \cdot \frac{\partial^2 \tau_2(x,t)}{\partial t^2}. \end{array} \right. \quad (9)$$

Решение первого дифференциального уравнения (8) при граничных условиях $x=0, \tau_1=0$ и $x=H, \tau_1 = \tau_{\max}^{cm}$ будет:

$$\tau_1(x) = \tau_{\max}^{cm} \frac{\operatorname{sh} \alpha x}{\operatorname{sh} \alpha H}, \quad (10)$$

где τ_{\max}^{cm} —максимальное значение сдвигающих напряжений при статическом действии нагрузки.

Для $\tau_2(x,t)$ имеем то же уравнение (5), но со следующими граничными и начальными условиями:

$$\tau_2(x,t) \Big|_{x=0} = 0; \quad \frac{\partial \tau_2(x,t)}{\partial x} \Big|_{x=H} = 0; \quad (11)$$

$$\tau_2(x,t) \Big|_{t=0} = 0; \quad \frac{\partial \tau_2(x,t)}{\partial t} \Big|_{t=0} = k_c v_0$$

Составим решение уравнения (10) способом Фурье, т. е. в виде:

$$\tau_2(x, t) = X(x) \cdot \Phi(t). \quad (12)$$

Подставляя значение $\tau_2(x, t)$ из (12) в (10) и разделяя функции переменных $X(x)$ и $\Phi(t)$, используя граничные и начальные условия (11), получим:

$$\tau_2(x, t) = \frac{4 k_c v_0}{\pi c} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{1}{n \lambda_n} \sin k_n x \cdot \sin c \lambda_n t, \quad (13)$$

где

$$\lambda_n = \sqrt{\alpha^2 + k_n^2}; \quad k_n = \frac{n\pi}{2H}, \quad (n=1, 3, 5, \dots).$$

Теперь, зная значения $\tau_1(x)$ из (11) и $\tau_2(x, t)$ из (13), найдем окончательное значение динамических сдвигающих напряжений в связях столбов:

$$\tau(x, t) = \tau_{\max}^{cm} \frac{\operatorname{sh} \alpha x}{\operatorname{sh} \alpha H} + \frac{4 k_c v_0}{\pi c} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{1}{n \lambda_n} \sin k_n x \cdot \sin c \lambda_n t. \quad (14)$$

Чтобы установить картину распределения динамических нормальных напряжений $\sigma_1(x, t)$ и $\sigma_2(x, t)$ по длине столбов в любой момент времени $t > 0$ в начале определяем продольные перемещения $u_1(x, t)$ и $u_2(x, t)$ в столбах из системы (3), используя уже известное значение $\tau(x, t)$ из (14), потом, зная зависимость между напряжением и перемещением, находим:

$$\sigma_1(x, t) = \rho c \frac{\partial u_1(x, t)}{\partial t}; \quad \sigma_2(x, t) = \rho c \frac{\partial u_2(x, t)}{\partial t}. \quad (15)$$

Главное внимание уделяется определению напряжений в связях столбов, так как совместность работы столбов стены обеспечивается этими связями, и практика показывает, что во многих случаях они страдают больше. Здесь никакого критерия разрушения не устанавливается, но уровень сдвигающих напряжений в связях дает некоторые указания на вероятность разрушения. Кроме того, зная закон распределения сдвигающих напряжений в связях, легко можно установить картину напряженного состояния в столбах при динамическом действии нагрузки. Расчеты показывают, что динамический эффект от внезапного действия нагрузки всегда необходимо учитывать при проектировании крупнопанельных домов, поскольку он существенен и уже при учете первых трех форм колебаний максимальные значения статических сдвигающих напряжений могут увеличиваться на 40—60%. Эти результаты были использованы при проектировании крупнопанельных домов серии I29, разработанной Армгоспроектом.

Поступила 9.VII. 1986.

Армянский сельскохозяйственный институт

Ի. Ս. ՄԻՆԱՍՅԱՆ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

ԳՐՈՒՆՏԱՅԻՆ ՀԻՄՔԻ ԵՐԿԱՅՆԱԿԻ ԱՐԻՔՆԵՐԻ ԱԶԴԵՑՈՒԹՅՈՒՆԸ
ԽՈՇՈՐԱՊԱՆԵԼ ՇԵՆՔԵՐԻ ՊԱՏԵՐԻ ԼԱՐՎԱԾՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԴԱՇՏԻ
ՓՈՓՈԽՈՒԹՅԱՆ ՎՐԱ

Հոգվածում խոշորապանել շենքերի պատերի սյուների կապերում դինամիկ կողաշարժային լարվածությունների որոշման նոր մեթոդ է առաջարկվում՝ կախված գրունտային հիմքի վրա երկայնակի ալիքների ազդեցությունից:

Դինամիկ կողաշարժային լարվածությունների որոշման համար դիֆերենցիալ հավասարումների կազմման և լուծման համար օգտագործվում են սյունների հարևան նրբաթելերի շարժման հավասարումները՝ կախված երկայնակի ալիքների լարվածությունների դինամիկ ազդեցությունից: Հաշվարկները ցույց են տալիս, որ սյուններում լարվածությունների որոշման ժամանակ մշտապես պետք է հաշվի առնել դինամիկ էֆեկտը, քանի որ այն էական նշանակություն ունի:

R. S. MINASIAN

THE GROUND FOUNDATION LONGITUDINAL WAVES INFLUENCE ON THE LARGE—PANEL BUILDINGS WALLS STRESS FIELD CHANGES

A b s t r a c t

A new method of determination the dynamical shear stresses in large—panel buildings walls post bonds under the influence of the ground foundation longitudinal waves is considered. For formulating and solving differential equations in dynamical shear stresses the equations of the posts adjacent fibres movements depending on the stresses longitudinal waves dynamical effect are used. The calculations show the dynamical effect to be always taken into account because of its importance.

ЛИТЕРАТУРА

1. Минасян Р. С. Влияние сейсмических волн на напряжение стен крупнопанельного здания.— Изв. АН Арм ССР, Науки о Земле, 1986, № 2, с. 41—47
2. Яковлев Ю. С., Лобысев В. Л., Сайгина В. И. Некоторые практические рекомендации по оценке результирующей реакции при движении абсолютно жесткого тела на границе с упругим полупространством.— Мат. техн. совещания, МС СССР, 1970, с. 63—67.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXIX, № 4, 58—62. 1986

УДК 550.822.+552.323.551.762(479.25)

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Э. М. КАРАПЕТЯН

О ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВАХ ЮРСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ БАССЕЙНА р. АЧАНАН (ХАЛАДЖ) КАФАНСКОГО РАЙОНА

Систематическое изучение физических свойств юрских образований в Кафанском рудном районе проводится более 15 лет. Результаты изучения отражены в соответствующих отчетах и представлены в виде петрофизических карт и сводных разрезов.

В данной статье, на основе анализа результатов изучения физических свойств керн-на скважин (около 800 образцов керна из 15 скважин) показано различие физических свойств юрских образований правобережья и левобережья р. Ачанан (Халадж).

Результаты обработки физических свойств представлены в табл. 1, а также иллюстрируются фрагментами блок-диаграмм (рис. 1, 2, 3, 4).

Исследуемый участок занимает центральную часть Кафанской антиклинали и выполнен вулканогенными, вулканогенно-осадочными образованиями верхнего байоса и верхнего оксфорда-кимериджа. Вдоль бассейна р. Ачанан (Халадж) проходит одноименный глубинный разлом, который на значительной части совпадает с направлением течения и достаточно четко выделяется по данным аэрофотодешифрирования, гравиразведки и сейсморазведки.

Анализ представленных материалов обнаруживает различие физических свойств плотности (σ), скорости продольных волн (V_p) и магнитной восприимчивости (χ) по обе стороны р. Ачанан. Из материалов следует, что образования, развитые в пределах правобережья, характеризуются более высокими значениями σ и V_p , но относительно низкими значениями χ по сравнению с теми же образованиями левобережья. Избыточная плотность образований правобережья составляет $+0,09 \text{ г/см}^3$,

Դինամիկ կողաշարժային լարվածությունների որոշման համար դիֆերենցիալ հավասարումների կազմման և լուծման համար օգտագործվում են սյունների հարևան նրբաթելերի շարժման հավասարումները՝ կախված երկայնակի ալիքների լարվածությունների դինամիկ ազդեցությունից: Հաշվարկները ցույց են տալիս, որ սյուններում լարվածությունների որոշման ժամանակ մշտապես պետք է հաշվի առնել դինամիկ էֆեկտը, քանի որ այն էական նշանակություն ունի:

R. S. MINASIAN

THE GROUND FOUNDATION LONGITUDINAL WAVES INFLUENCE ON THE LARGE—PANEL BUILDINGS WALLS STRESS FIELD CHANGES

A b s t r a c t

A new method of determination the dynamical shear stresses in large—panel buildings walls post bonds under the influence of the ground foundation longitudinal waves is considered. For formulating and solving differential equations in dynamical shear stresses the equations of the posts adjacent fibres movements depending on the stresses longitudinal waves dynamical effect are used. The calculations show the dynamical effect to be always taken into account because of its importance.

ЛИТЕРАТУРА

1. Минасян Р. С. Влияние сейсмических волн на напряжение стен крупнопанельного здания.— Изв. АН Арм ССР, Науки о Земле, 1986, № 2, с. 41—47
2. Яковлев Ю. С., Лобысев В. Л., Сайгина В. И. Некоторые практические рекомендации по оценке результирующей реакции при движении абсолютно жесткого тела на границе с упругим полупространством.— Мат. техн. совещания, МС СССР, 1970, с. 63—67.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXIX, № 4, 58—62. 1986

УДК 550.822.+552.323.551.762(479.25)

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Э. М. КАРАПЕТЯН

О ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВАХ ЮРСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ БАССЕЙНА р. АЧАНАН (ХАЛАДЖ) КАФАНСКОГО РАЙОНА

Систематическое изучение физических свойств юрских образований в Кафанском рудном районе проводится более 15 лет. Результаты изучения отражены в соответствующих отчетах и представлены в виде петрофизических карт и сводных разрезов.

В данной статье, на основе анализа результатов изучения физических свойств керн-на скважин (около 800 образцов керна из 15 скважин) показано различие физических свойств юрских образований правобережья и левобережья р. Ачанан (Халадж).

Результаты обработки физических свойств представлены в табл. 1, а также иллюстрируются фрагментами блок-диаграмм (рис. 1, 2, 3, 4).

Исследуемый участок занимает центральную часть Кафанской антиклинали и выполнен вулканогенными, вулканогенно-осадочными образованиями верхнего байоса и верхнего оксфорда-кимериджа. Вдоль бассейна р. Ачанан (Халадж) проходит одноименный глубинный разлом, который на значительной части совпадает с направлением течения и достаточно четко выделяется по данным аэрофотодешифрирования, гравиразведки и сейсморазведки.

Анализ представленных материалов обнаруживает различие физических свойств плотности (σ), скорости продольных волн (V_p) и магнитной восприимчивости (χ) по обе стороны р. Ачанан. Из материалов следует, что образования, развитые в пределах правобережья, характеризуются более высокими значениями σ и V_p , но относительно низкими значениями χ по сравнению с теми же образованиями левобережья. Избыточная плотность образований правобережья составляет $+0,09 \text{ г/см}^3$,

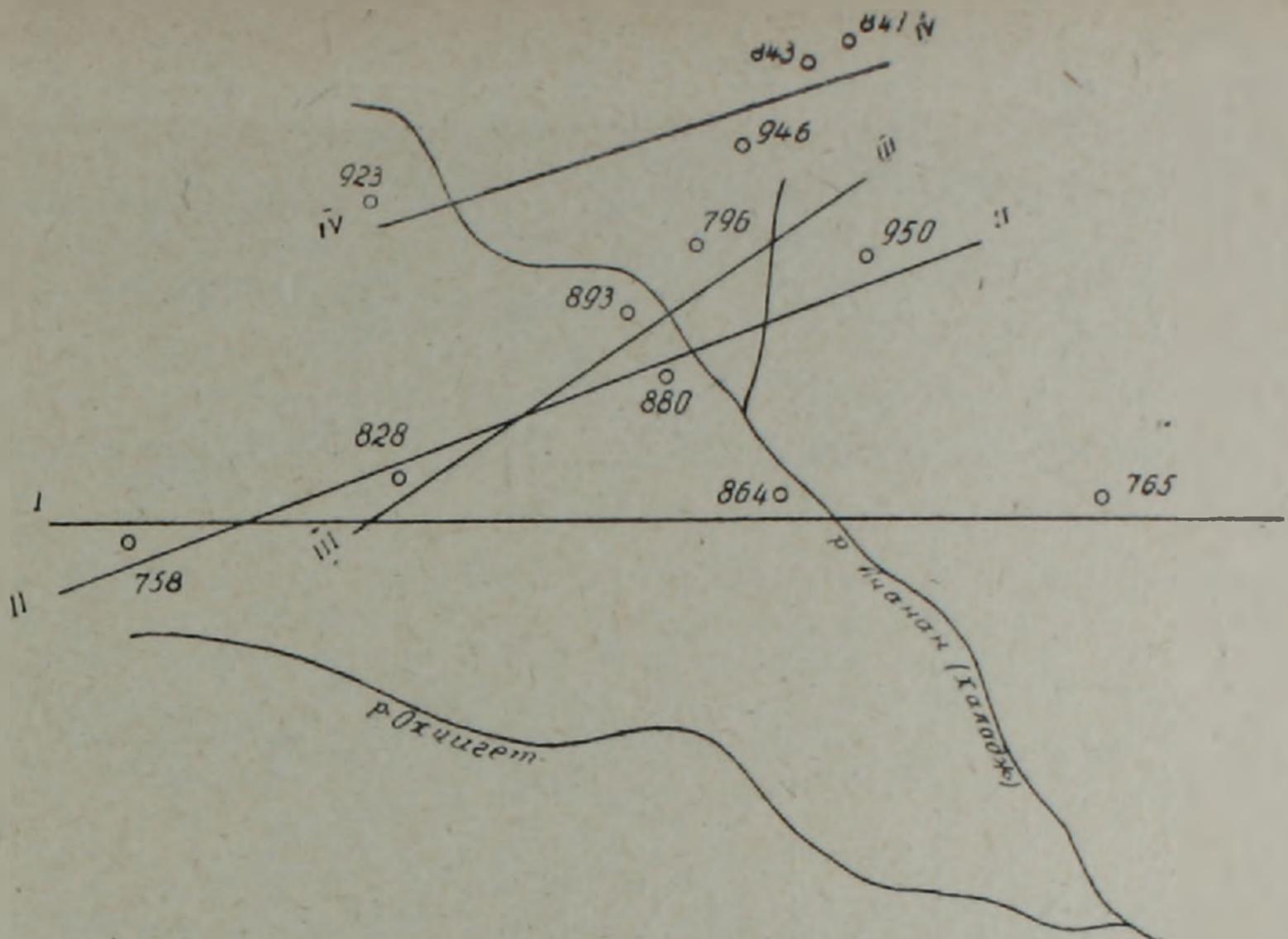


Рис. 1. Схема расположения скважин, лежащих в основе построения блок-диаграммы распределения физических свойств в юрских образованиях центральной части Кафанского района.

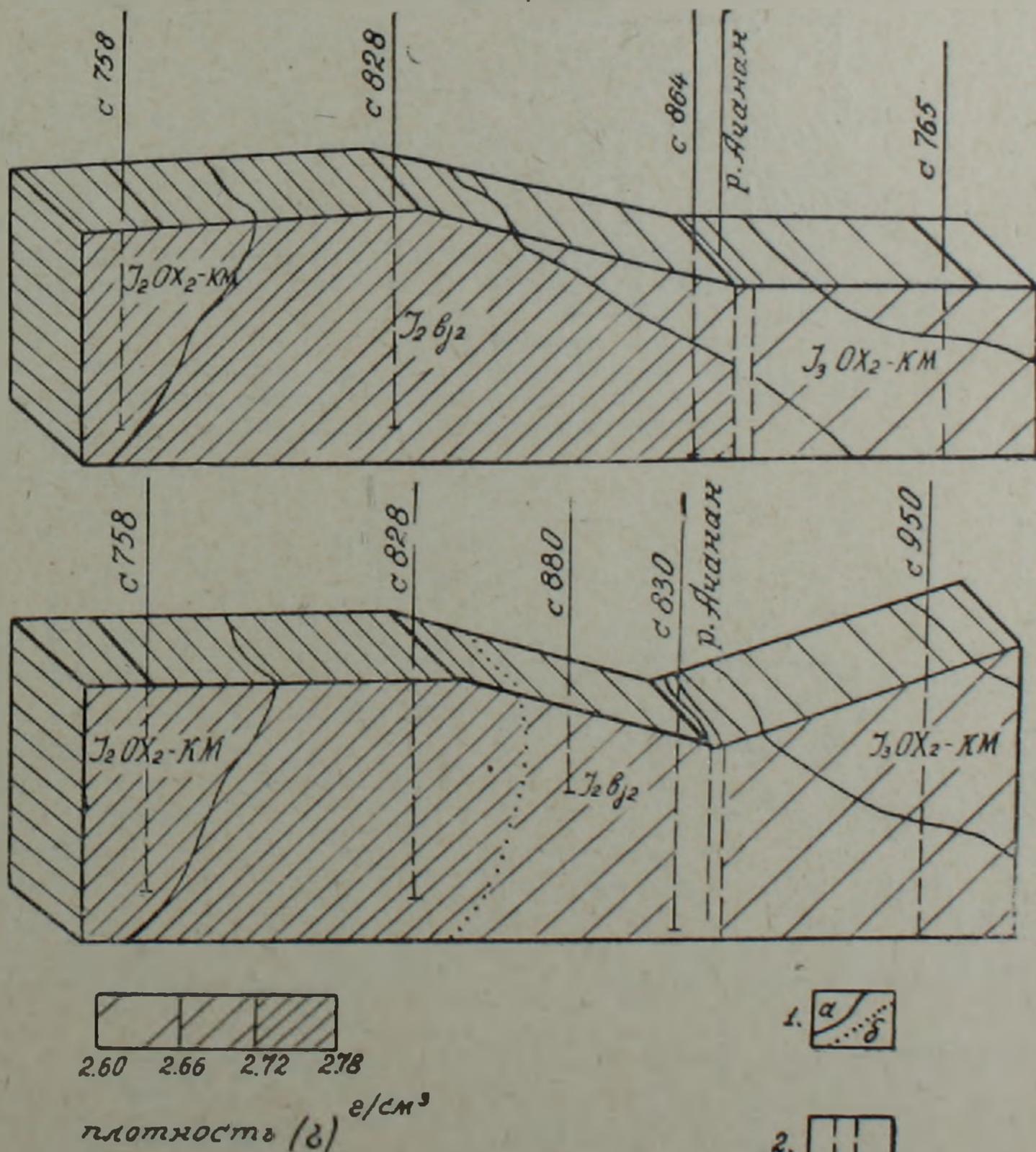


Рис. 2. Блок-диаграммы распределения плотности в юрских образованиях центральной части Кафанского района. а) разрез I—I, б) разрез II—II.
 1. а) Геологические границы. б) Границы распределения плотности.
 2. Глубинный разлом, выделяемый по данным аэрофотодешифрирования, гравirazведки и сейсморазведки.

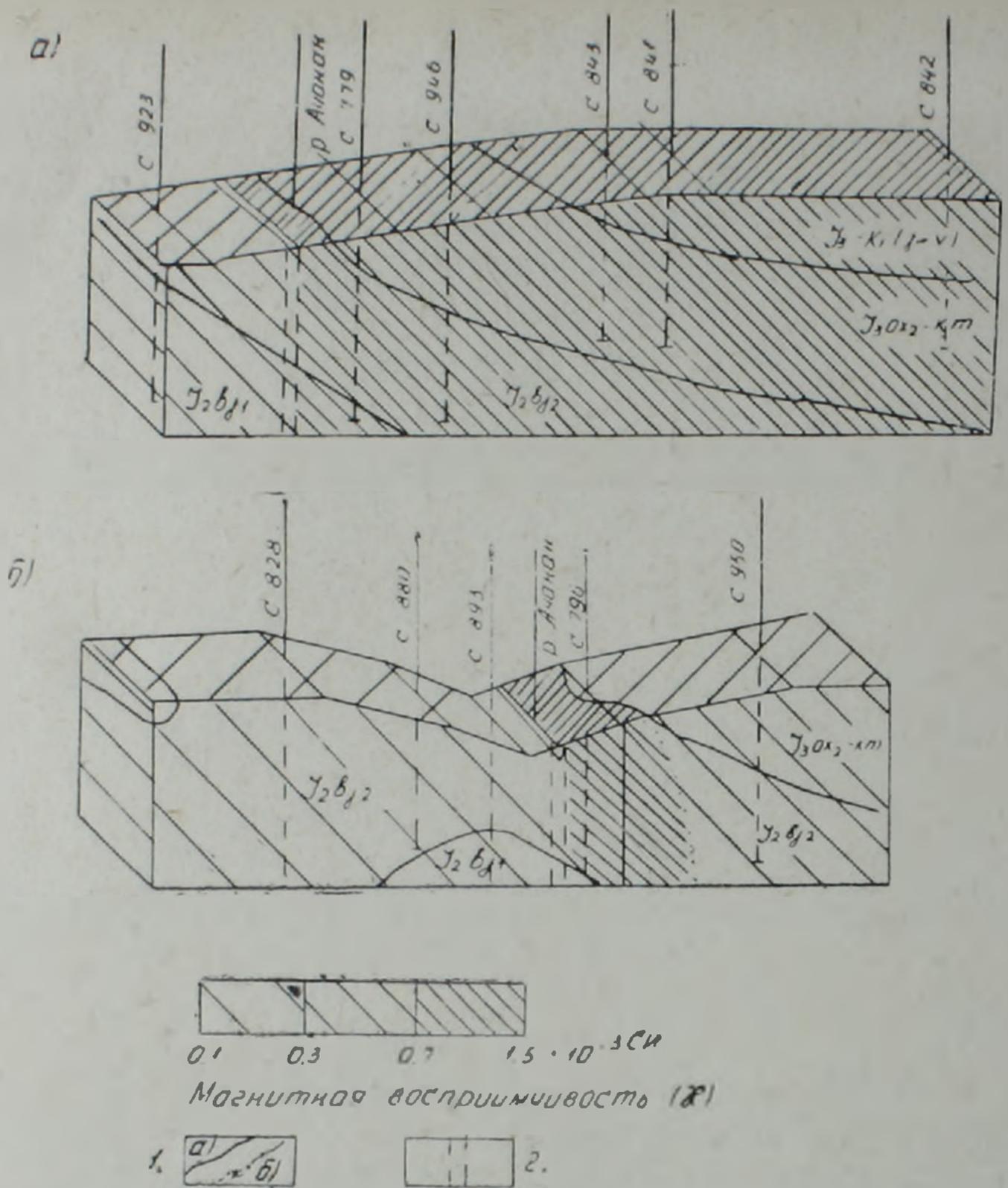


Рис. 3. Блок-диаграммы распределения магнитной восприимчивости в юрских образованиях центральной части Кафанского района. а) разрез III—III, б) разрез IV—IV.

1. а) Геологические границы,
- б) Границы распределения магнитной восприимчивости
2. Глубинный разлом, выделяемый по данным аэрофотодешифрирования, гравиразведки, сейсморазведки.

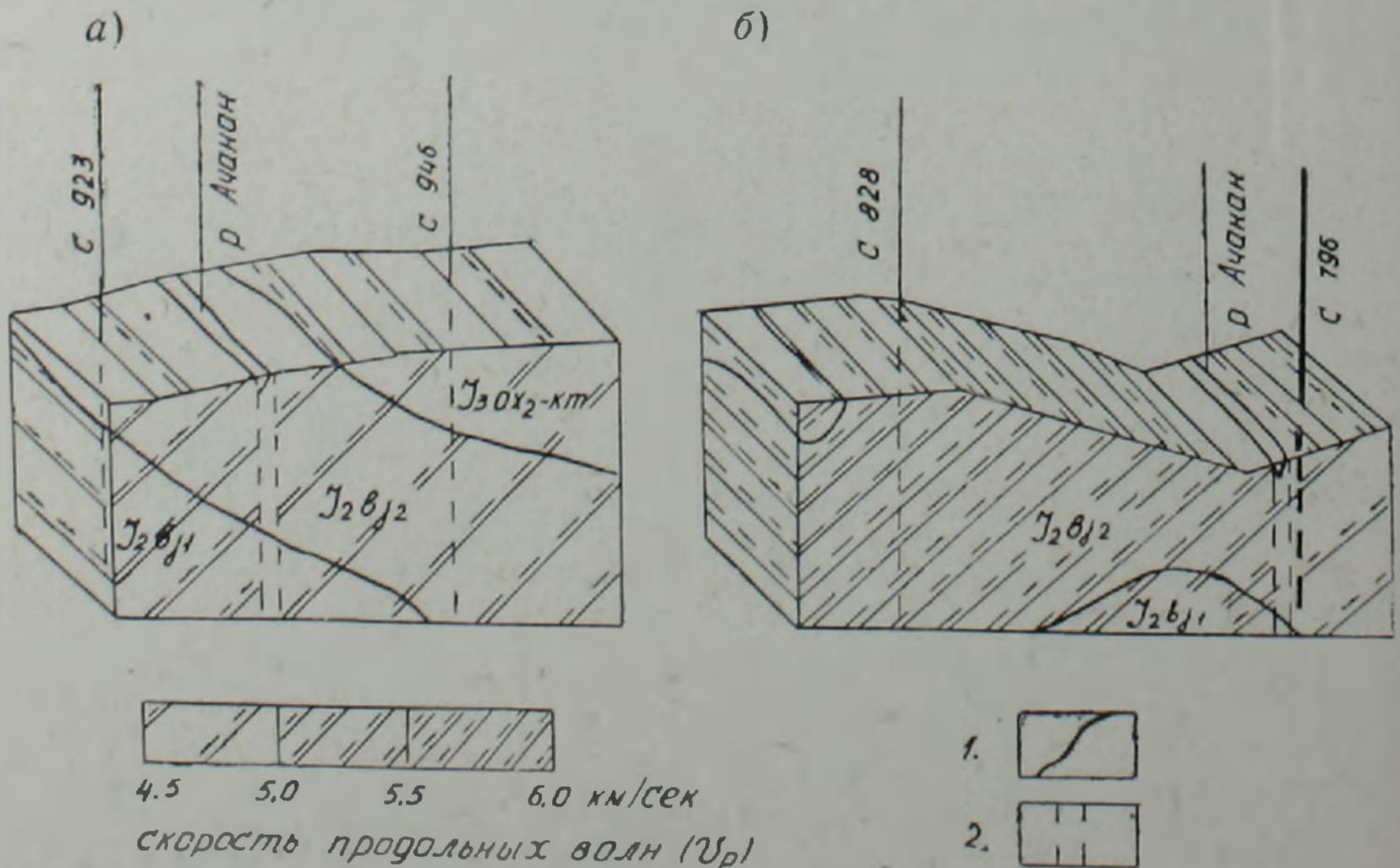


Рис. 4. Блок-диаграммы распределения скорости продольных волн в юрских образованиях центральной части Кафанского района. а) разрез IV—IV, б) разрез III—III.

1. Геологические границы.
2. Глубинный разлом, выделяемый по данным аэрофотодешифрирования, гравиразведки и сейсморазведки.

Таблица 1

Краткая характеристика отложений, вскрытых скважиной	Средневзвешенные значения физичес- ких параметров			Краткая характери- стика отложений, вскры- тых скважиной	Средневзвешен- ные значения физических па- раметров		
	ϵ	γ	V_p		ϵ	γ	V_p
	г/см ³	10 ⁻³ СН	км/с		г/см ³	10 ⁻³ СН	км/с

Правобережье р.
Ачанан

Левобережье р. Ачанан

Р а з р е з I — I

Скв. 758 (46—601 м) Базальт обломочный, ли- паритовый порфир, ан- дезито-базальт.	2,77	0,35	4,9	Скв. 765 (50—710 м) Крупнообломочный, мел- кообломочный андезито- базальт	2,62	0,49	4,6
Скв. 864 (0—260 м) Андезито-базальты	2,70		6,4				

Р а з р е з II — II

Скв. 758 (46—601 м) Базальт крупнообломоч- ный, липаритовый пор- фир, андезито-базальт.	2,77	0,35	4,9	Скв. 950 (3,0—537 м) Андезиты обломочные, андезито-базальты.	2,64	0,46	5,1
--	------	------	-----	--	------	------	-----

Р а з р е з III — III

Скв. 828 (0—650 м) Андезито-базальты, ан- дезито-дациты	2,75	—	5,6	Скв. 796 (7—600 м) Крупнообломочные анде- зиты, андезито-базальты	2,67	0,86	4,5
Скв. 880 (0—260 м) Андезито-базальты, андезито-базальты обломочные	2,71	0,16	—	Скв. 950 (3,0—537 м) Крупнообломочные ан- дезито-базальты	2,66	0,61	5,4
Скв. 893 (17—747 м) Андезито-дациты, круп- нообломочные андезито- дациты и их эпидотизи- рованные разности	2,71	0,14	4,5				

Р а з р е з IV — IV

Скв. 923 (5—470 м) Андезито-базальты, ан- дезито-базальты эпидоти- зированные, карбонати- зированные.	2,71	0,38	5,0	Скв. 779 (4,0—711 м) Крупнообломочные ан- дезито-базальты, анде- зито-дациты, андезито- базальты			
Скв. 924 (3,0—440 м) Андезито-базальты, андезито-базальты эпидотизированные, серцитизированные				Скв. 946 (9,0—702 м) Андезито-дациты, анде- зито-базальты	2,64	1,22	4,6

скорость в среднем превышает на 0,3—0,4 км/с. На наш взгляд, наблюдаемое разли-
чие можно объяснить следующими причинами:

1. Результатом вторичных наложенных процессов, имевших место в правобереж-
ном блоке и обусловивших повышенные значения ϵ , V_p и понижение γ .
2. Приподнятостью правобережного блока по сравнению с левобережным.

Предположение об имевших место вторичных процессах достаточно четко объяс-
няет различие характера сравниваемых блоков. В данном случае предполагается, что

в результате наложенных процессов имели место закупорка трещин, а также частичное замещение магнитных минералов немагнитными, такими как кварц и др., что привело к существенному повышению ε и V_p и заметному снижению χ . Интересным представляется и второе объяснение, суть которого сводится к тому, что правобережный блок, в котором вулканогенные образования по сравнению с вулканогенно-осадочными несколько преобладают (что характерно для низов разреза юрских образований этого района [1]) и характеризуются относительно высокими значениями ε и V_p , несколько приподнят, что и обуславливает эффект различия физических свойств.

Резюмируя можно отметить, что эффект различия физических свойств юрских образований правобережья и левобережья р. Ачанаи может быть объяснен наложенными процессами, имевшими место в правобережном блоке и, возможно, его приподнятостью. Окончательный ответ на поставленный вопрос, который имеет принципиальное значение для интерпретации материалов гравиразведки, а также для более глубокого понимания процессов рудообразования в правобережном блоке и, следовательно, общей оценки перспектив рудоносности, может быть получен после постановки дополнительных специальных исследований.

Управление геологии Армянской ССР

Поступила 17.X. 1985.

ЛИТЕРАТУРА

1. Малхасян Э. Г. Геологическое развитие и вулканизм Армении в юрский период. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1975, 170 с.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXIX, № 4, 62—66, 1986

УДК 550.384.33(479.25)+551.77

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

ДЖ. О. МИНАСЯН, А. К. КАРАХАНЯН

НАПРЯЖЕННОСТЬ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР В КАЙНОЗОЕ

Одной из актуальных проблем палеомагнетизма является исследование величины геомагнитного поля в прошлые геологические эпохи. Сведения о величине древнего поля важны как с точки зрения изучения эволюции Земного ядра, так и для разработки теории происхождения геомагнитного поля. Получение надежных данных о величине древнего поля позволит привлечь еще один параметр к решению прикладных задач—корреляции палеомагнитных зон.

Данные о древнем поле для различных геологических эпох далеко не равноценны. Ряд продолжительных интервалов геологического времени не охвачены исследованиями такого рода. Одним из слабо изученных периодов является палеоген [7, 8].

В настоящей статье приводятся результаты определения величины напряженности геомагнитного поля территории Армянской ССР по отдельным эпохам кайнозоя методом Телье [5].

Новые данные об $H_{др}$ неоген-четвертичного периода в дополнение к имеющимся [1], позволят более полно охарактеризовать магнитостратиграфическую шкалу кайнозоя территории Армянской ССР [4]. Отбор образцов был произведен из разрезов, охватывающих широкую разность эффузивных пород (базальты, андезиты, тuffs, порфириды). По образцам из одного разреза был определен абсолютный возраст— $2,2 \pm 0,2$ млн. лет для долеритовых базальтов Степанаванского района.

РЕЗУЛЬТАТЫ ТЕРМОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Известно, что метод Телье [6] требует удовлетворения ряда критериев применимости. Для выявления годности изученной коллекции к определению $H_{др}$ были проведены комплексные лабораторные исследования.

Термомагнитным исследованиям было подвергнуто около 100 образцов, представляющих все ярусы кайнозоя. По данным термомагнитного анализа эффузивы кайнозоя вне зависимости от возраста (эпохи) по составу ферромагнитной фракции подразделены на три группы.

Первая группа включает образцы, кривые $I_{rs}(t)$ которых характерны для магнетитового состава (рис. 1а). Кривые $I_{rs}(t)$ первого и повторного нагрева близки друг к другу. Отношение $\frac{I_{rs1}}{I_{rs2}}$ колеблется в пределах единицы. Кривые I_{rs} сливаются с осью абсцисс в пределах 530—580°C—точка Кюри магнетита.

Кривые терморазмагничивания $I_n(t)$ и термонамагничивания $I_{rt}(t)$ подобны. Направление вектора остаточной намагниченности не меняется при чистке переменным магнитным полем (рис. 1а).

Коэрцитивные спектры нормального намагничивания имеют максимум в пределах 300—400 эрстед. Для эффузивов палеогена насыщение достигает в полях выше 2000 Э, $H'_{cs} = 350—450$ Э. Соответственно для неоген-четвертичных образцов, вклю-

в результате наложенных процессов имели место закупорка трещин, а также частичное замещение магнитных минералов немагнитными, такими как кварц и др., что привело к существенному повышению ε и V_p и заметному снижению χ . Интересным представляется и второе объяснение, суть которого сводится к тому, что правобережный блок, в котором вулканогенные образования по сравнению с вулканогенно-осадочными несколько преобладают (что характерно для низов разреза юрских образований этого района [1]) и характеризуются относительно высокими значениями ε и V_p , несколько приподнят, что и обуславливает эффект различия физических свойств.

Резюмируя можно отметить, что эффект различия физических свойств юрских образований правобережья и левобережья р. Ачанаи может быть объяснен наложенными процессами, имевшими место в правобережном блоке и, возможно, его приподнятостью. Окончательный ответ на поставленный вопрос, который имеет принципиальное значение для интерпретации материалов гравиразведки, а также для более глубокого понимания процессов рудообразования в правобережном блоке и, следовательно, общей оценки перспектив рудоносности, может быть получен после постановки дополнительных специальных исследований.

Управление геологии Армянской ССР

Поступила 17.X. 1985.

ЛИТЕРАТУРА

1. Малхасян Э. Г. Геологическое развитие и вулканизм Армении в юрский период. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1975, 170 с.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXIX, № 4, 62—66, 1986

УДК 550.384.33(479.25)+551.77

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

ДЖ. О. МИНАСЯН, А. К. КАРАХАНЯН

НАПРЯЖЕННОСТЬ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР В КАЙНОЗОЕ

Одной из актуальных проблем палеомагнетизма является исследование величины геомагнитного поля в прошлые геологические эпохи. Сведения о величине древнего поля важны как с точки зрения изучения эволюции Земного ядра, так и для разработки теории происхождения геомагнитного поля. Получение надежных данных о величине древнего поля позволит привлечь еще один параметр к решению прикладных задач—корреляции палеомагнитных зон.

Данные о древнем поле для различных геологических эпох далеко не равноценны. Ряд продолжительных интервалов геологического времени не охвачены исследованиями такого рода. Одним из слабо изученных периодов является палеоген [7, 8].

В настоящей статье приводятся результаты определения величины напряженности геомагнитного поля территории Армянской ССР по отдельным эпохам кайнозоя методом Телье [5].

Новые данные об $H_{др}$ неоген-четвертичного периода в дополнение к имеющимся [1], позволят более полно охарактеризовать магнитостратиграфическую шкалу кайнозоя территории Армянской ССР [4]. Отбор образцов был произведен из разрезов, охватывающих широкую разность эффузивных пород (базальты, андезиты, тuffs, порфириды). По образцам из одного разреза был определен абсолютный возраст— $2,2 \pm 0,2$ млн. лет для долеритовых базальтов Степанаванского района.

РЕЗУЛЬТАТЫ ТЕРМОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Известно, что метод Телье [6] требует удовлетворения ряда критериев применимости. Для выявления годности изученной коллекции к определению $H_{др}$ были проведены комплексные лабораторные исследования.

Термомагнитным исследованиям было подвергнуто около 100 образцов, представляющих все ярусы кайнозоя. По данным термомагнитного анализа эффузивы кайнозоя вне зависимости от возраста (эпохи) по составу ферромагнитной фракции подразделены на три группы.

Первая группа включает образцы, кривые $I_{rs}(t)$ которых характерны для магнетитового состава (рис. 1а). Кривые $I_{rs}(t)$ первого и повторного нагрева близки друг к другу. Отношение $\frac{I_{rs1}}{I_{rs2}}$ колеблется в пределах единицы. Кривые I_{rs} сливаются с осью абсцисс в пределах 530—580°C—точка Кюри магнетита.

Кривые терморазмагничивания $I_n(t)$ и термонамагничивания $I_{rt}(t)$ подобны. Направление вектора остаточной намагниченности не меняется при чистке переменным магнитным полем (рис. 1а).

Коэрцитивные спектры нормального намагничивания имеют максимум в пределах 300—400 эрстед. Для эффузивов палеогена насыщение достигает в полях выше 2000 Э, $H'_{cs} = 350—450$ Э. Соответственно для неоген-четвертичных образцов, вклю-

ченных в эту группу, эти параметры имеют значения 3000 и 500—700 Э. Эти параметры характерны для однодоменных частиц магнетита. Полученные результаты позволяют утверждать, что магнетит в образцах этой группы является носителем термоостаточной намагниченности, синхронной процессу остывания лав [2, 3].

Вторая группа включает образцы, форма кривых $I_{rs}(t)$ которых позволяет считать, что носителями остаточной намагниченности являются магнетит и, по всей вероятности, титаномаггемит (рис. 1б). При повторном нагреве I_{rs} возрастает в 1,2—1,8 раза. Титаномаггемит в пределах 300°C разрушается с образованием магне-

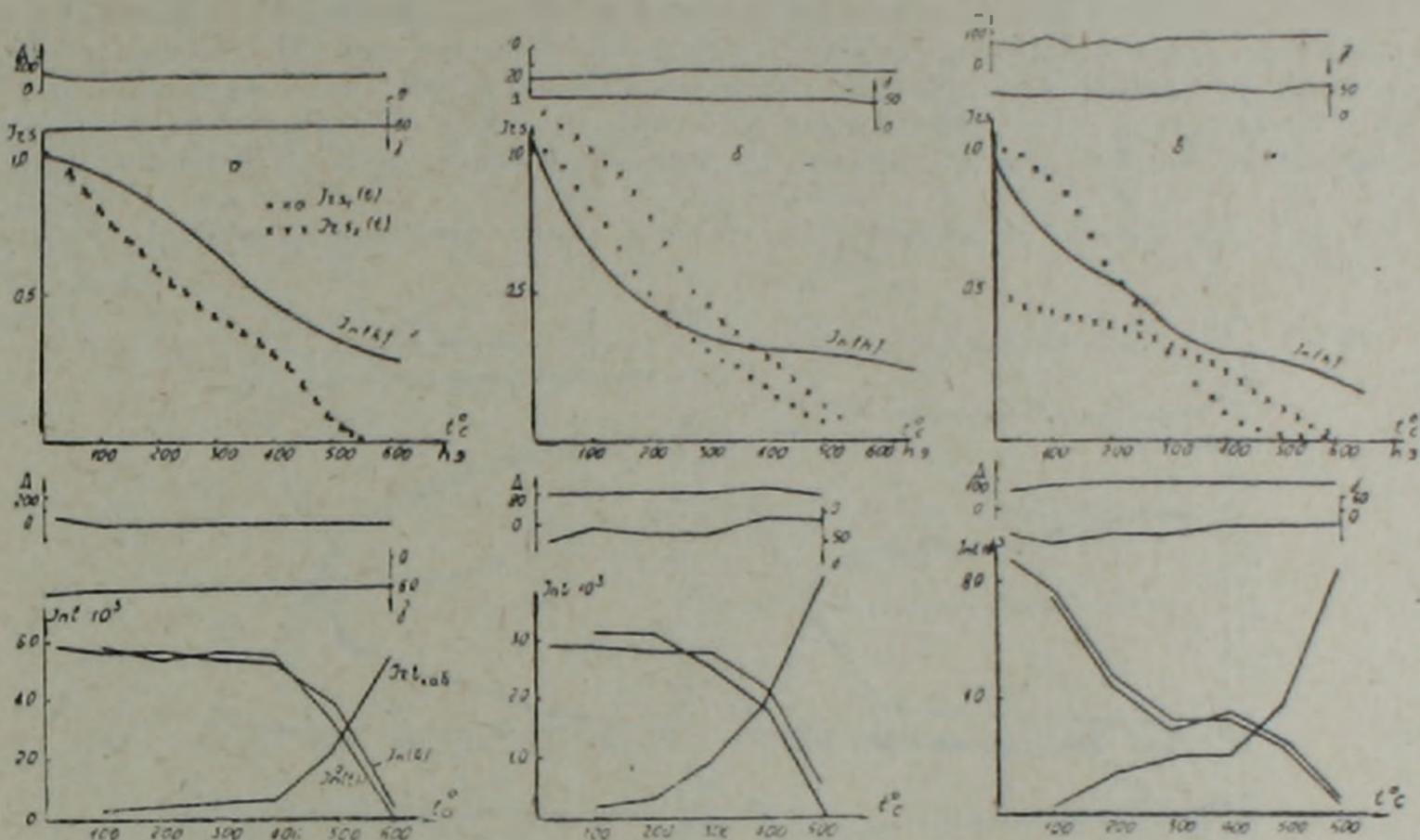


Рис. 1. Характерные кривые $I_{rs}(t)$, $I_n(t)$ и Телле для пород кайнозоя. а—первая группа, б—вторая группа, в—третья группа.

тита и гематита. Точка Кюри магнетита лежит в интервале 530—580°C. Кривые Телле этой группы надежны (рис. 1б). До 250—300° наблюдается незначительный спад I_n , связанный с титаномаггемитом. Изменяется и направление. Далее до 500—600° направление I_n стабилизируется.

Отношение I_n/I_{rs} изменяется в пределах от 0,8 до 0,95. При чистке переменным полем направление вектора I_n выше 200—300 Э остается без изменений. Это стабильное направление сравнивалось с направлением I_n одновозрастных образцов первой группы, что показало их хорошее согласие.

Намагниченность эффузивов палеогена второй группы достигает насыщения в полях около 2000 Э, $H'_{cs} = 250—300$ Э. Коэрцитивный спектр по $I_{rs}(h)$ имеет максимум в пределах 200—300 Э [2]. Неоген-четвертичные образцы этой группы характеризуются следующими значениями этих параметров: $H_{cs} = 2500$ Э, $H'_{cs} = 500$ Э, а максимум коэрцитивного спектра по $I_{rs}(h)$ лежит в пределах 100—500 Э [3].

Таким образом, все эти данные позволяют предполагать, что носителем I_n в этих образцах является магнетит, а намагниченность имеет термоостаточную природу. Титаномаггемит в образцах этой группы вторичного происхождения и обладает скорее всего химической намагниченностью крупных зерен.

Третья группа включает образцы, содержащие магнетит и маггемит. Маггемит в пределах температур 200—250°C окисляется до гематита. Величина I_{rs} при повторном нагреве уменьшается почти в два раза. Точка Кюри магнетита образцов этой группы лежит в пределах 540—580°C (рис. 1а). Кривые Телле для эффузивов палеогена не надежны (рис. 1в). До 250—450° наблюдается спад I_n , связанный с маггемитом. Изменяется и направление вектора I_n . С дальнейшим повышением температуры направление I_n остается неизменным. При h -чистке до 300 Э наблюдается изменение направления I_n и спад ее величины. Для образцов этой группы проведено сопоставление стабильной компоненты I_n с направлением I_n одновозрастных образцов с термоостаточной намагниченностью. Выявлено их хорошее соответствие, т. е. направление стабильной компоненты образцов третьей группы можно считать первичным и использовать для палеомагнитных целей. Намагниченность этих образцов достигает насыщения в полях около 1000 Э, а H'_{cs} равно около 200 Э. Максимум на коэрцитивном спектре по $I_{rs}(h)$ лежит в интервале 100—300 Э. Эти параметры характерны скорее всего для крупных зерен магнетита.

Кривые Телле для образцов неоген-четвертичного возраста, включенных в эту группу, характеризуются более лучшим подобием $I_n(t)$ и $I_{rs}(t)$, чем палеогеновые. Изменения D и J в процессе чистки температурой и переменным магнитным полем также незначительны. Можно предположить, что на долю маггемита падает незначительная часть I_n . Поля насыщения остаточной намагниченности этих образцов достигают величины $H_{cs} = 1500$ Э, а разрушающие поля насыщения $H'_{cs} = 200$ Э. Коэрцитивный спектр по нормальному намагничиванию имеет максимум в интервале полей 300—400 Э.

Итак, совокупность данных позволяет считать, что естественная остаточная на-

магничность образцов этой группы двухкомпонентна. Стабильная компонента, носителем которой является магнетит, имеет, по всей видимости, термоостаточную природу. Нестабильная компонента обусловлена маггемитом. Ее нестабильность к нагреванию и переменному полю позволяет предположить, что намагничность, обусловленная маггемитом, вязкая или же химическая.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАЛЕОИНТЕНСИВНОСТИ.

Таким образом, терромагнитные исследования показали, что во всех трех группах образцов сохраняется первичный магнетит—носитель термоостаточной намагничности, синхронный процессу остывания лав. Исследованиям методом Телье было подвергнуто свыше 250 образцов. Для определения величины древнего геомагнитного поля было выбрано около 90 образцов, в основном из первой и второй групп по ферромагнитному составу.

На рис. 2,3 приведены характерные кривые Телье образцов палеогена и неоген-

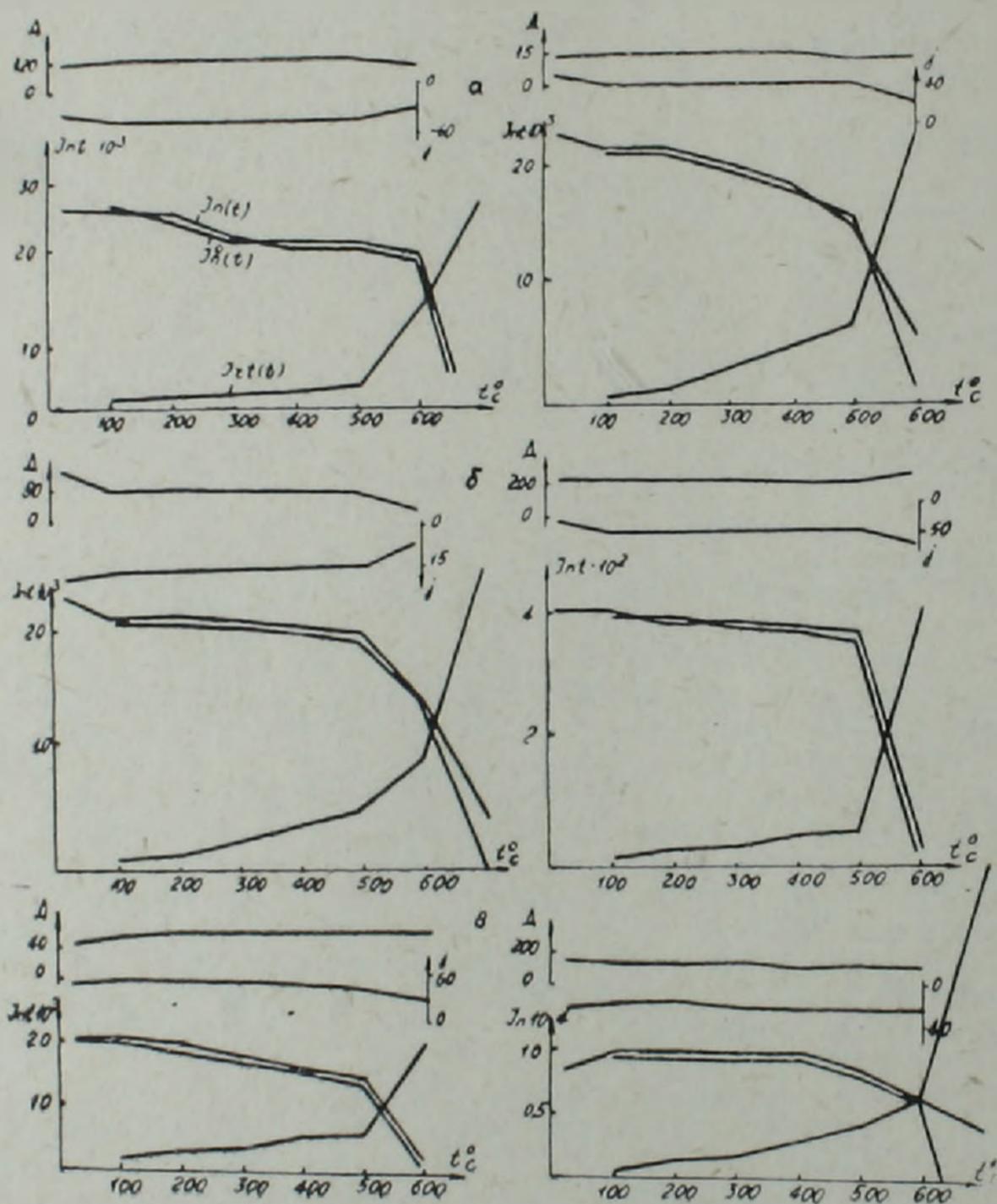


Рис. 2. Характерные кривые Телье для пород олигоцена (а), среднего эоцена (б) и верхнего эоцена (в).

четвертичного периода, по которым проводилось определение величины древнего поля. Для образцов, по которым были вычислены $H_{др}$ минералогические изменения были незначительными. Критериями пригодности исследуемых образцов для вычисления $H_{др}$ принимались изменения повторных парциальных термонамагниченностей $I_{ГТ}^{300}$ и среднее в пределах $\pm 10\%$ от величины первоначальной $I_{ГТ}^{300}$. Только в высокотемпературном интервале $500-600^\circ$ эти изменения становились заметными. Те образцы, для которых минералогические изменения были значительными в интервале $300-400^\circ\text{C}$ не использовались для вычисления $H_{др}$. Подобие экспериментального распределения K нормальному оценивалось с помощью критерия согласия $P(\lambda)$ А. Н. Колмогорова [6]. Напряженность древнего магнитного поля Земли определялась по формуле:

$$H_{др} = (K_{ср} \pm \sigma_{Kср}) \cdot H_{лаб}$$

где σ_K —средняя квадратическая ошибка определения $K_{ср}$ для каждого возрастного подразделения. Величина лабораторного магнитного поля $H_{лаб} = 0,48$ Э.

В таблице 1 приводятся величины древнего геомагнитного поля по отдельным эпохам кайнозоя территории Армянской ССР.

Таблица 1

Возраст	Полярность	n - число образцов	$K_{\text{ср}}$	$\sigma_{\text{ср}}$	$H_{\text{др}}$
1	2	3	4	5	6
Ср. эоцен	№ R	10	0,945	$\pm 0,047$	0,452
В эоцен	№ R	10	1,019	$\pm 0,06$	0,480
Олигоцен	№ R	8	0,926	$\pm 0,012$	0,455
Н.-ср. плиоцен	№ R	6	0,922	$\pm 0,07$	0,443
В. плиоцен	№ R	31	0,861	$\pm 0,04$	0,413
С. четвертичный	№ R	15	0,869	$\pm 0,05$	0,417
В. четвертичный	№ R	7	0,884	$\pm 0,07$	0,424

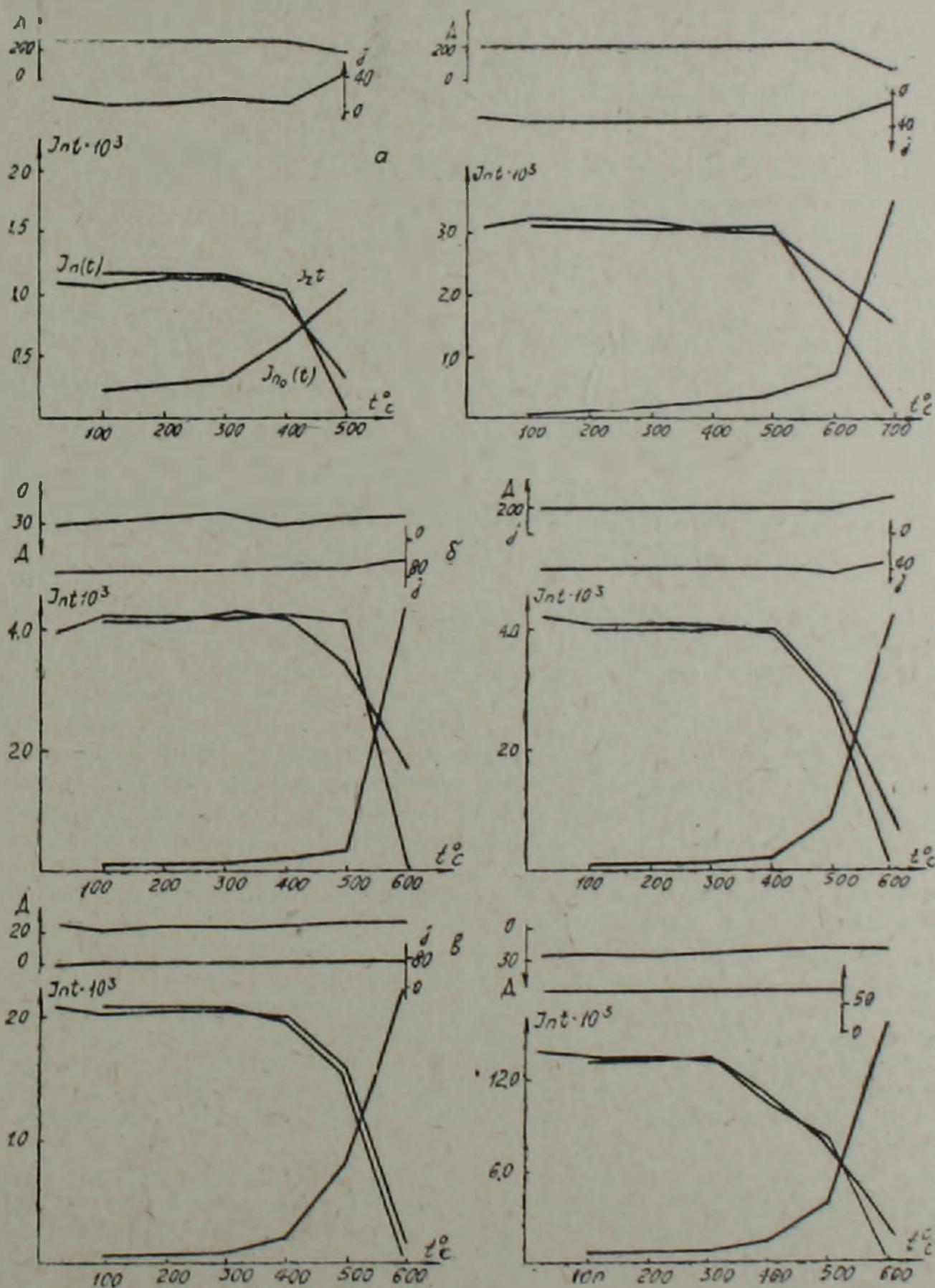


Рис. 3. Характерные кривые Телье для пород н.-ср. плиоцена (а), в. плиоцена (б) и четвертичного возраста (в).

ВЫВОДЫ

1. Терромагнитные исследования показали, что в эффузивах кайнозоя Армянской ССР сохраняется первичный магнетит, носитель термоостаточной намагниченности. Эти образцы можно использовать для определения величины древнего поля.

2. Геомагнитное поле кайнозоя территории Армянской ССР в основном имело величину, близкую к современной. Незначительные колебания величины древнего поля по эпохам кайнозоя, по всей вероятности, обусловлены вековыми вариациями.

ИГИС АН АрмССР.

Поступила 21.V. 1984

ЛИТЕРАТУРА

1. Большаков А. С., Солодовников Г. М. Палеомагнитные данные о напряженности магнитного поля Земли.—Изв. АН СССР, Физика Земли, 1980, № 8, с. 87—100.
2. Караханян А. К. Термомагнитные исследования эффузивов палеогена Армении.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1980, № 1, с. 71—76.
3. Минасян Дж. О. Ферромагнитные фазы и компоненты естественной остаточной намагниченности некоторых эффузивных пород Армении.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1976, № 6, с. 90—95.
4. Минасян Дж. О., Сирунян Т. А., Караханян А. К. Палеомагнитно-стратиграфическая шкала мезокайнозоя Армении.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 5, 1981, с. 30—37.
5. Телье Е., Телье О. Об интенсивности магнитного поля Земли в историческом и геологическом прошлом.—Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1959, № 9, с. 1296—1331.
6. Шиголев Б. М. Математическая обработка наблюдений. М.: Физматгиз, 1962. 344 с.
7. Kono M. - Intensities of the Earth's magnetic field about 60m y. ago determined from the Deccan Trap Basalts India g. geophys. Res. V. 79, № 8, 1974, p. 1135—1141.
8. Kono M., Ueno N. —Paleointensity determination by a modified theller method physies of the Earth and planetary Interiors. V. 13, № 4, 1977 p. 305—314.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXIX, № 4, 66—69, 1986

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.348.425+550.384.

С. Р. ОГАНЕСЯН

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ОЦЕНКА СЕЙСМОМАГНИТНОГО ЭФФЕКТА ПРИ ВЗРЫВАХ

Одним из возможных вариантов в отработке методов предсказания землетрясений и пока единственным методом «натурного моделирования» механизма землетрясения (исключая механизм формирования очага землетрясения) являются искусственные взрывы. Во время взрыва можно изучить не только изменения геомагнитного поля, связанные с прохождением упругой волны, но и изменения релаксационного характера с существенно большими постоянными временами. Этот процесс в первом приближении моделирует тектономагнитный эффект и, видимо, медленное накопление упругих напряжений в очаге землетрясения можно с определенными ограничениями сопоставить с релаксационными изменениями упругих напряжений после взрыва.

В настоящей статье изложены результаты регистрации изменений локального геомагнитного поля в породах с различными магнитными свойствами при взрывах разной интенсивности. С этой целью было проведено 300 взрывов в туфах, туфобрекчиях и базальтах для оценки порога эффекта, т. е. минимальных упругих напряжений, обеспечивающих при прочих равных условиях изменения поля.

Регистрация изменения поля во время взрывов проводилась двумя квантовыми Т магнитометрами типа БТМ с разрешающей способностью 1 нТл и дискретностью 3 измерения в секунду. Запись изменений поля осуществлялась самописцами со скоростью протяжки 720 мм/час и 2200 мм/час. По результатам экспериментов удалось выделить три типа (обратимый, необратимый, релаксационный) эффектов в изменениях геомагнитного поля.

Величина обратимых изменений в туфах и туфобрекчиях составляет ± 20 нТл, а в базальтах 40 нТл. Типичное обратимое изменение поля представлено на рис. 1.

Величина необратимых изменений поля (в основном уменьшение) составляет 20 нТл. Типичное изменение поля представлено на рис. 2. Результаты проведенных взрывов показали, что величина изменений поля зависит от многих факторов—количества заряда, расстояния между датчиком и местом взрыва, пьезомагнитного коэффициента пород и т. д. Поэтому в результате одного эксперимента корректно оценить полученный эффект представляется трудным.

Для определения роли трещиноватости пород в формировании сейсмоммагнитного эффекта представляют большой интерес результаты наземных взрывов в монолитной, а затем в раздробленной среде (рис. 3). Изменения поля при первом взрыве записаны в виде колебаний значений модуля полного вектора геомагнитного поля. Колебания сохраняются не более 4 секунд, амплитуда достигает 20 нТл, после чего восстанавливается исходный уровень поля. Во время второго взрыва, который происходит на расстоянии 6 м от первого, был зарегистрирован только один «пик» вели-

2. Геомагнитное поле кайнозоя территории Армянской ССР в основном имело величину, близкую к современной. Незначительные колебания величины древнего поля по эпохам кайнозоя, по всей вероятности, обусловлены вековыми вариациями.

ИГИС АН АрмССР.

Поступила 21.V. 1984

ЛИТЕРАТУРА

1. Большаков А. С., Солодовников Г. М. Палеомагнитные данные о напряженности магнитного поля Земли.—Изв. АН СССР, Физика Земли, 1980, № 8, с. 87—100.
2. Караханян А. К. Термомагнитные исследования эффузивов палеогена Армении.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1980, № 1, с. 71—76.
3. Минасян Дж. О. Ферромагнитные фазы и компоненты естественной остаточной намагниченности некоторых эффузивных пород Армении.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1976, № 6, с. 90—95.
4. Минасян Дж. О., Сирунян Т. А., Караханян А. К. Палеомагнитно-стратиграфическая шкала мезокайнозоя Армении.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 5, 1981, с. 30—37.
5. Телье Е., Телье О. Об интенсивности магнитного поля Земли в историческом и геологическом прошлом.—Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1959, № 9, с. 1296—1331.
6. Шиголев Б. М. Математическая обработка наблюдений. М.: Физматгиз, 1962. 344 с.
7. Kono M. - Intensities of the Earth's magnetic field about 60m. y. ago determined from the Deccan Trap Basalts India g. geophys. Res. V. 79, № 8, 1974, p. 1135—1141.
8. Kono M., Ueno N. —Paleointensity determination by a modified theller method physies of the Earth and planetary Interiors. V. 13, № 4, 1977 p. 305—314.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXIX, № 4, 66—69, 1986

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.348.425+550.384.

С. Р. ОГАНЕСЯН

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ОЦЕНКА СЕЙСМОМАГНИТНОГО ЭФФЕКТА ПРИ ВЗРЫВАХ

Одним из возможных вариантов в отработке методов предсказания землетрясений и пока единственным методом «натурного моделирования» механизма землетрясения (исключая механизм формирования очага землетрясения) являются искусственные взрывы. Во время взрыва можно изучить не только изменения геомагнитного поля, связанные с прохождением упругой волны, но и изменения релаксационного характера с существенно большими постоянными временами. Этот процесс в первом приближении моделирует тектономагнитный эффект и, видимо, медленное накопление упругих напряжений в очаге землетрясения можно с определенными ограничениями сопоставить с релаксационными изменениями упругих напряжений после взрыва.

В настоящей статье изложены результаты регистрации изменений локального геомагнитного поля в породах с различными магнитными свойствами при взрывах разной интенсивности. С этой целью было проведено 300 взрывов в туфах, туфобрекчиях и базальтах для оценки порога эффекта, т. е. минимальных упругих напряжений, обеспечивающих при прочих равных условиях изменения поля.

Регистрация изменения поля во время взрывов проводилась двумя квантовыми Т магнитометрами типа БТМ с разрешающей способностью 1 нТл и дискретностью 3 измерения в секунду. Запись изменений поля осуществлялась самописцами со скоростью протяжки 720 мм/час и 2200 мм/час. По результатам экспериментов удалось выделить три типа (обратимый, необратимый, релаксационный) эффектов в изменениях геомагнитного поля.

Величина обратимых изменений в туфах и туфобрекчиях составляет ± 20 нТл, а в базальтах 40 нТл. Типичное обратимое изменение поля представлено на рис. 1.

Величина необратимых изменений поля (в основном уменьшение) составляет 20 нТл. Типичное изменение поля представлено на рис. 2. Результаты проведенных взрывов показали, что величина изменений поля зависит от многих факторов—количества заряда, расстояния между датчиком и местом взрыва, пьезомагнитного коэффициента пород и т. д. Поэтому в результате одного эксперимента корректно оценить полученный эффект представляется трудным.

Для определения роли трещиноватости пород в формировании сейсмоммагнитного эффекта представляют большой интерес результаты наземных взрывов в монолитной, а затем в раздробленной среде (рис. 3). Изменения поля при первом взрыве записаны в виде колебаний значений модуля полного вектора геомагнитного поля. Колебания сохраняются не более 4 секунд, амплитуда достигает 20 нТл, после чего восстанавливается исходный уровень поля. Во время второго взрыва, который происходил на расстоянии 6 м от первого, был зарегистрирован только один «пик» вели-

чиной 14 нТл, длительность которого тоже в пределах 4 секунд, после чего исходный уровень поля восстанавливается.

Изменение поля релаксационного характера зарегистрировано в базальтах четвертичного возраста, залегающих на территории полигона водохранилища «Азат» (рис. 4). Изменение такого рода объясняется, видимо, вязкостью остаточной намагниченности базальтов и медленным затуханием упругих напряжений (пункты 1—9 и 1—1).

Такие изменения зарегистрированы только при мощных взрывах [1]—количеством ВВ в несколько десятков тонн.

Анализ результатов обратимых и необратимых эффектов показал, что знак сейсмомагнитного эффекта зависит от таких факторов, как знак остаточной намагниченности, расстановка шпуров, направление ударной волны и т. д.

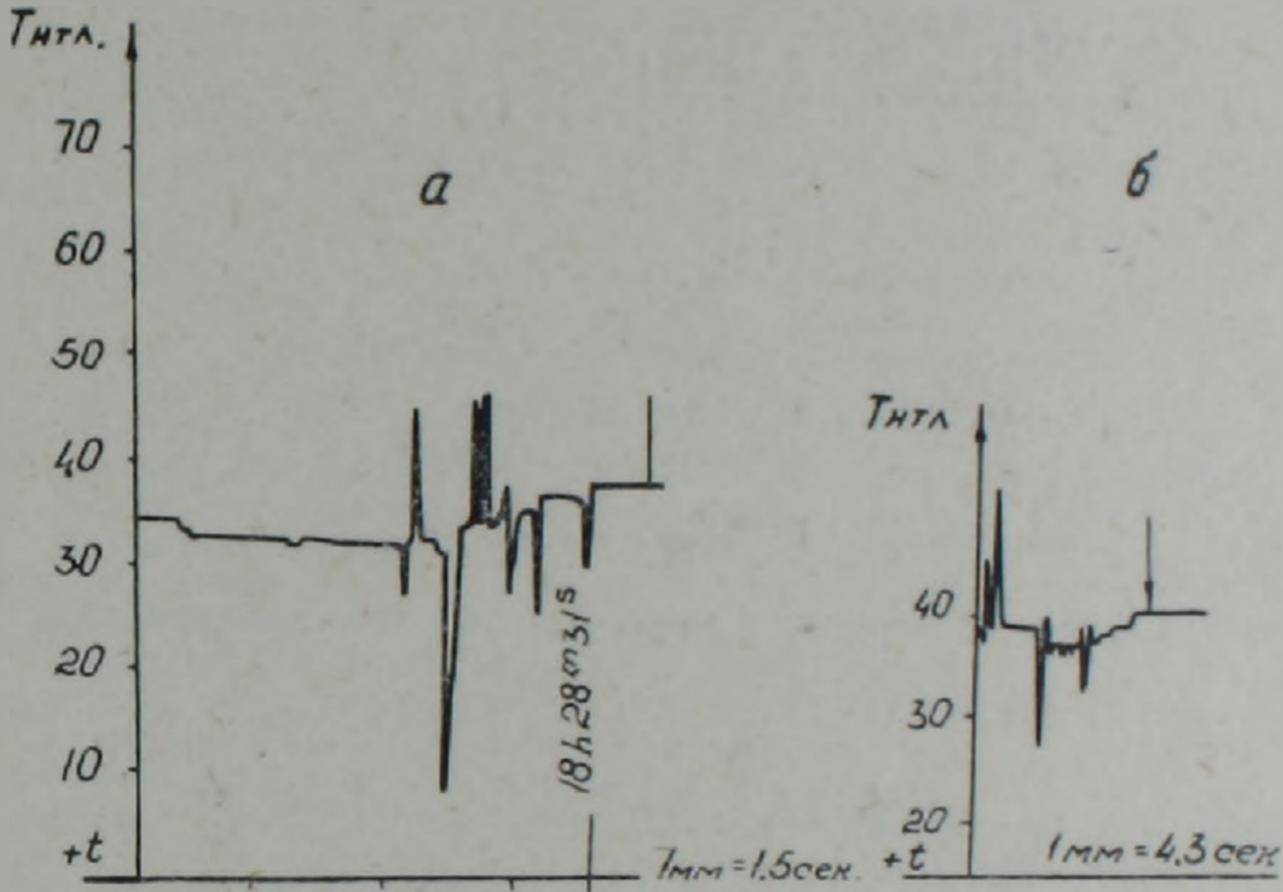


Рис. 1. Типичные обратимые изменения геомагнитного поля при взрывах. Одновременные записи двух магнитометров. а) 9-ый взрыв, 35 шпур, 22 кг, R=6 м; б) 9-ый взрыв, R=9 м.

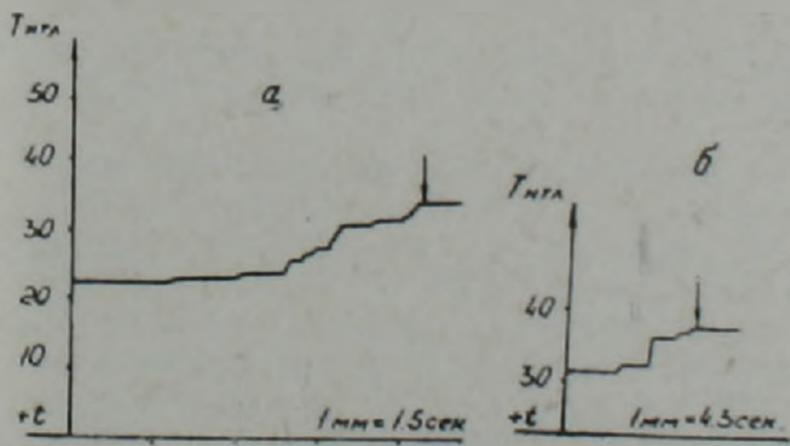


Рис. 2. Типичные необратимые изменения геомагнитного поля при взрывах. Одновременные записи двух магнитометров. а) 8-ой взрыв, 17 шпур, 1 кг, R=7,5 м; б) 8-ой взрыв, R=10,5 м.

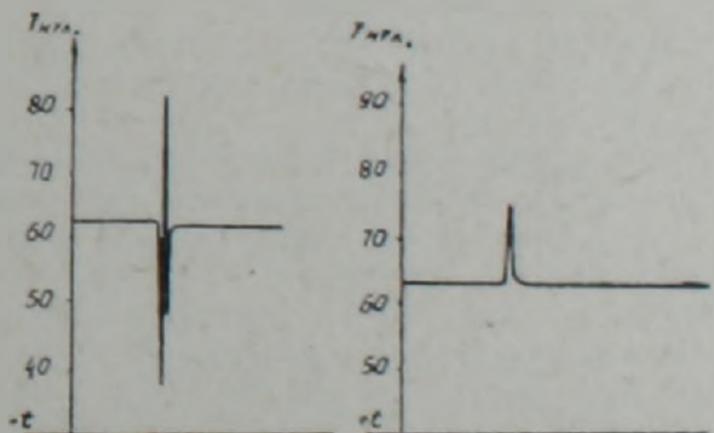


Рис. 3. Результаты последовательных взрывов. Скорость записи 60 $\frac{мм}{сек}$ = 720 $\frac{мм}{час}$.

На записях положительные и отрицательные изменения (рис. 1) часто разделяются по группам. Это обстоятельство объясняется тем, что первыми взрывались нижние ряды шпуров, а затем верхние, что приводило к изменению угла между вектором намагниченности и направлением ударной волны (предполагается, что фронт волны близок к сферическому).

Давление ударной волны можно вычислить по формуле [2]

$$P = a_1 \cdot \frac{\sqrt{C}}{R} + a_2 \cdot \frac{\sqrt[3]{C^2}}{R^2} + a_3 \cdot \frac{C}{R^3}$$

где коэффициенты a_1, a_2, a_3 зависят от того, на каком расстоянии от центра взрыва мы определяем давление. Здесь C—масса взрывного вещества (ВВ) в кг, R—рас-

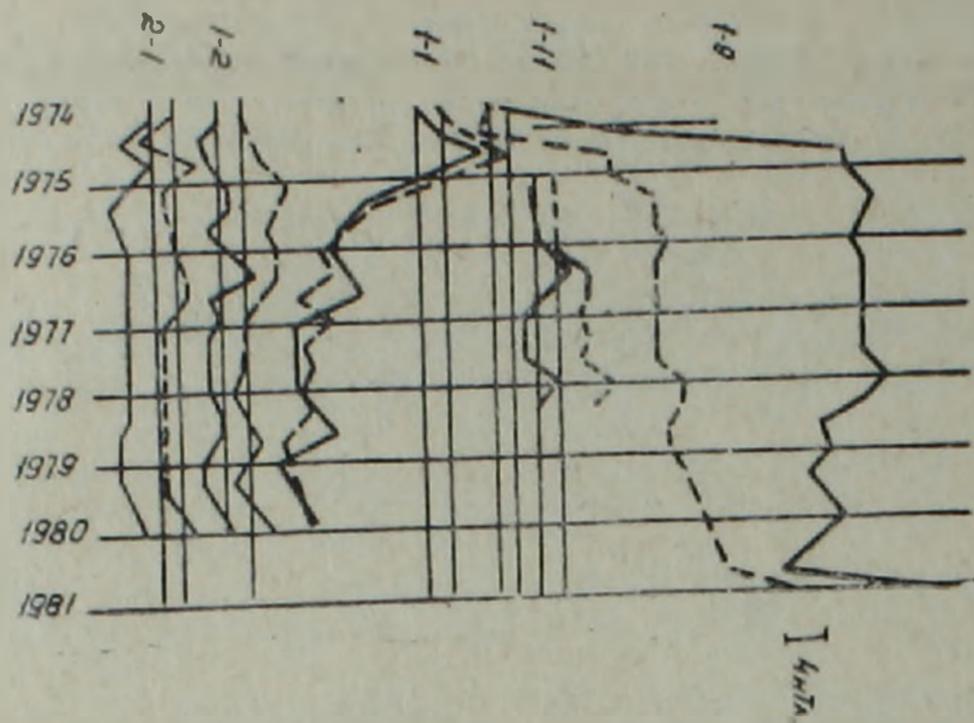


Рис. 4. Релаксационное изменение геомагнитного поля на пунктах 1—9 и 1—1 полигона водохранилища «Азат».

стояние датчика от центра взрыва. Значения коэффициентов даются в таблицах отдельно для каждого ВВ.

Характерное время (в секундах) действия импульса давления определяется формулой:

$$\tau = 0,015 \sqrt{R} \cdot \sqrt[3]{C};$$

его амплитуда определяется выражением:

$$I = \int P dt = A \cdot \frac{C}{R^2} \text{ кгс/м},$$

где A —коэффициент, зависящий от свойств ВВ. Расчеты показали, что в горных породах с $I_n = 10^{-3} - 10^{-4}$ СГС (базальты, андезиты-базальты, туфобрекчии вохачбердской толщи Гегамского хребта) можно получить эффект величиной до 5 нТл, когда импульс ударной волны $I = 10 \text{ кг} \cdot \text{с/м}$ до 30 нТл, и $I = 70 \text{ кг} \cdot \text{с/м}$ на расстоянии 6—8 м от места взрыва.

Можно констатировать, что в тех случаях, когда среда была максимально монолитна—глыбы базальтов, цементированные туфами,—были наблюдаемы максимальные изменения поля.

Регистрация обратимых эффектов может объясняться только наличием упругих деформаций во время прохождения упругих волн, а регистрация необратимых эффектов объясняется как разрушением остаточной намагниченности, так и пластическими деформациями среды, скольжением и обвалом больших глыб. С этой точки зрения трудно гарантировать упругую природу всех необратимых эффектов. Можно предполагать, что в тех случаях, когда изменения поля во время взрыва отсутствовали, упругие напряжения не достигали той критической величины, с которой начинаются изменения намагниченности в туфобрекчиях. Причиной этого может быть и поглощение упругой волны глинами, и отсутствие монолитной среды.

Как видим, эксперимент утверждает существование сейсмамагнитного эффекта в горных породах изучаемых районов и возможность регистрации ожидаемых изменений. Но полученные результаты полностью не характеризуют явление, возникающих при медленных накоплениях механических напряжений. При взрыве возникают большие по величине давления, которые создают изменения геомагнитного поля, превышающие истинные значения сейсмамагнитного эффекта в природных условиях. И, наконец, взрыв полностью не моделирует процесса образования очага землетрясения. Моделирование такого рода станет вполне возможным при заполнении больших водоемов.

Исходя из вышесказанного, можно сделать выводы:

а) эффект зависит как от давления при прохождении ударной волны, так и от монолитности массива горной породы;

б) существует прямо пропорциональная связь между амплитудой изменения поля, величиной и направлением намагниченности горных пород.

Институт геофизики и
инженерной сейсмологии
АН Армянской ССР

Поступила 20.VI. 1983.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барсуков О. М., Сквородкин Ю. П. Магнитные наблюдения в районе взрыва в Медве. — Физика Земли. 1969, с. 68—69.
2. Эпов Б. А. Основы взрывного дела. М.: Изд. 1974, стр.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXIX, № 4, 69—74, 1986

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.576:551.558.21

Г. Р. ТОРОЯН

О ВЛИЯНИИ РАЗМЕРА ПРЕПЯТСТВИЯ, ТЕМПЕРАТУРЫ И ВЛАЖНОСТИ НА МЕЗО- И МИКРОСТРУКТУРУ ОРОГРАФИЧЕСКИХ ОБЛАКОВ

Исследование орографических облаков, образующихся при обтекании горного препятствия воздушным потоком, необходимо для решения многих проблем горной метеорологии, в частности, для оценки облачных ресурсов, совершенствования методов прогноза погоды, для обеспечения безопасности полетов в горных районах и др. Наземные методы исследования орографических облаков дают неполную информацию, а самолетные методы — ограничены правилами техники безопасности полета в горных районах. При этом возрастает роль методов математического моделирования при исследовании динамики обтекания и мезо- и микроструктуры облаков. В работах [4, 5, 7, 8], в которых рассчитывались динамические характеристики обтекания, показано, что картина обтекания имеет волновую структуру. В работе [5], кроме динамических характеристик обтекания, была исследована также структура границ орографических облаков, но их микроструктура не учитывалась. В работах Янга [15], Коттона, Никерсона. [1, 3, 6] более детально рассчитывалась микроструктура облаков, но часто динамика рассматривалась в приближении квазистатики, не учитывалась волновая структура обтекания и турбулентный перенос субстанций.

В работах [10, 13] разработана двумерная нестационарная микрофизическая численная модель образования и эволюции орографических облаков с учетом микроструктуры облаков, их фазового состояния и волнового характера обтекания хребта. Ситуация, аналогичная моделируемой, возникает, например, в зимних условиях при обтекании юго-западным потоком Гегамского хребта, когда с наветренной стороны, а также за хребтом над Севаном образуются стабильные валы орографических облаков, которые согласно исследованиям [2, 9] являются переохлажденно-капельными.

Динамика обтекания (поля вертикальной (W) и горизонтальной (U) скоростей ветра) рассчитывалась путем решения линейного неоднородного волнового уравнения Гельмгольца для функции тока [5, 7]:

$$\Delta\psi + K^2\psi = -K^2 U_0 Z.$$

При решении (1) профиль рельефа аппроксимировался полуцилиндром радиуса R_0 .

Скорости U , W находились из соотношения $U = \frac{\partial\psi}{\partial Z}$, $W = -\frac{\partial\psi}{\partial X}$ [5, 7, 10, 12].

Эволюцию полей температуры (T), влажности (q), функций распределения по размерам капель (f_1) и кристаллов (f_2) удобно рассчитывать к криволинейной системе координат ($X' = X$, $Z' = Z - h(x)$). После преобразования к ней уравнения переноса тепла, влаги, кинетические уравнения для f_1 и f_2 в матричном виде примут следующий вид:

$$\frac{\partial\varphi}{\partial t} + \tilde{U} \frac{\partial\varphi}{\partial x'} + \tilde{W}' \frac{\partial\varphi}{\partial Z'} = \frac{\partial}{\partial x'} K_x \frac{\partial\varphi}{\partial x'} + \frac{\partial}{\partial Z'} K_z \frac{\partial\varphi}{\partial Z'} + I, \quad (2)$$

$$\varphi = \begin{pmatrix} T \\ q \\ f_i \end{pmatrix}, \quad \tilde{U}' = \begin{pmatrix} U' \\ U' \\ U' \end{pmatrix}, \quad W' = \begin{pmatrix} W' \\ W' \\ W' - V_i(r_i) \end{pmatrix}, \quad I = \begin{pmatrix} \frac{L_i}{c_p} \varepsilon_{cl} - \left(W' + U \frac{dh}{dx} \right) \gamma a \\ - \varepsilon_{cl} \\ - \frac{\partial}{\partial r_i} (r_i f_i) + \left(\frac{\partial f_i}{\partial t} \right)_{col} + I_i \end{pmatrix} \quad (3)$$

Здесь $U' = U$, $W' = W - U \frac{dh}{dx}$, $h(X)$ — профиль рельефа; ε_{cl} — скорости конденсации и сублимации; r_i — скорости конденсационного и сублимационного роста капель и

ЛИТЕРАТУРА

1. Барсуков О. М., Сквородкин Ю. П. Магнитные наблюдения в районе взрыва в Медве. — Физика Земли. 1969, с. 68—69.
2. Эпов Б. А. Основы взрывного дела. М.: Изд. 1974, стр.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXIX, № 4, 69—74, 1986

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.576:551.558.21

Г. Р. ТОРОЯН

О ВЛИЯНИИ РАЗМЕРА ПРЕПЯТСТВИЯ, ТЕМПЕРАТУРЫ И ВЛАЖНОСТИ НА МЕЗО- И МИКРОСТРУКТУРУ ОРОГРАФИЧЕСКИХ ОБЛАКОВ

Исследование орографических облаков, образующихся при обтекании горного препятствия воздушным потоком, необходимо для решения многих проблем горной метеорологии, в частности, для оценки облачных ресурсов, совершенствования методов прогноза погоды, для обеспечения безопасности полетов в горных районах и др. Наземные методы исследования орографических облаков дают неполную информацию, а самолетные методы — ограничены правилами техники безопасности полета в горных районах. При этом возрастает роль методов математического моделирования при исследовании динамики обтекания и мезо- и микроструктуры облаков. В работах [4, 5, 7, 8], в которых рассчитывались динамические характеристики обтекания, показано, что картина обтекания имеет волновую структуру. В работе [5], кроме динамических характеристик обтекания, была исследована также структура границ орографических облаков, но их микроструктура не учитывалась. В работах Янга [15], Коттона, Никерсона. [1, 3, 6] более детально рассчитывалась микроструктура облаков, но часто динамика рассматривалась в приближении квазистатики, не учитывалась волновая структура обтекания и турбулентный перенос субстанций.

В работах [10, 13] разработана двумерная нестационарная микрофизическая численная модель образования и эволюции орографических облаков с учетом микроструктуры облаков, их фазового состояния и волнового характера обтекания хребта. Ситуация, аналогичная моделируемой, возникает, например, в зимних условиях при обтекании юго-западным потоком Гегамского хребта, когда с наветренной стороны, а также за хребтом над Севаном образуются стабильные валы орографических облаков, которые согласно исследованиям [2, 9] являются переохлажденно-капельными.

Динамика обтекания (поля вертикальной (W) и горизонтальной (U) скоростей ветра) рассчитывалась путем решения линейного неоднородного волнового уравнения Гельмгольца для функции тока [5, 7]:

$$\Delta\psi + K^2\psi = -K^2 U_0 Z.$$

При решении (1) профиль рельефа аппроксимировался полуцилиндром радиуса R_0 .

Скорости U , W находились из соотношения $U = \frac{\partial\psi}{\partial Z}$, $W = -\frac{\partial\psi}{\partial X}$ [5, 7, 10, 12].

Эволюцию полей температуры (T), влажности (q), функций распределения по размерам капель (f_1) и кристаллов (f_2) удобно рассчитывать к криволинейной системе координат ($X' = X$, $Z' = Z - h(x)$). После преобразования к ней уравнения переноса тепла, влаги, кинетические уравнения для f_1 и f_2 в матричном виде примут следующий вид:

$$\frac{\partial\varphi}{\partial t} + \tilde{U} \frac{\partial\varphi}{\partial x'} + \tilde{W}' \frac{\partial\varphi}{\partial Z'} = \frac{\partial}{\partial x'} K_x \frac{\partial\varphi}{\partial x'} + \frac{\partial}{\partial Z'} K_z \frac{\partial\varphi}{\partial Z'} + I, \quad (2)$$

$$\varphi = \begin{pmatrix} T \\ q \\ f_i \end{pmatrix}, \quad \tilde{U}' = \begin{pmatrix} U' \\ U' \\ U' \end{pmatrix}, \quad W' = \begin{pmatrix} W' \\ W' \\ W' - V_i(r_i) \end{pmatrix}, \quad I = \begin{pmatrix} \frac{L_i}{c_p} \varepsilon_{cl} - \left(W' + U \frac{dh}{dx} \right) \gamma a \\ - \varepsilon_{cl} \\ - \frac{\partial}{\partial r_i} (r_i f_i) + \left(\frac{\partial f_i}{\partial t} \right)_{col} + I_i \end{pmatrix} \quad (3)$$

Здесь $U' = U$, $W' = W - U \frac{dh}{dx}$, $h(X)$ — профиль рельефа; ε_{cl} — скорости конденсации и сублимации; r_i — скорости конденсационного и сублимационного роста капель и

кристаллов; $\left(\frac{\partial f_i}{\partial t}\right)_{col}$ — скорость изменения спектров капель и кристаллов за счет коагуляции и аккреции. Остальные обозначения общепринятые и приведены в [1, 10, 11, 12, 13, 14].

В данной работе с помощью модели [10, 13] исследованы мезо- и микроструктуры орографической облачной системы при различных размерах препятствия, метеопараметров (температуры, влажности и др.).

В табл. 1 приведены значения параметров R_0 — радиус цилиндра, T_0, q_{T0} — температура и влажность на поверхности земли, Λ_D — параметр распределения влажности по высоте, которые соответствуют различным вариантам расчета.

Таблица 1
Параметры модели, используемые в вариантах расчета

Параметры модели	$q_{T0}, \%$	$R_0, м$	$T_0, К$	$\Lambda_D, км$
Вариант №				
1	65	600	280,15	20
2	65	400	258,15	10
3	85	400	268,15	10
4	85	200	268,15	10
5	95	400	268,15	4

Область счета по горизонтали 20 км, по вертикали — 9 км. Центр горы расположен в точке $X=10$ км, $Z=0$. В варианте 1 выбирались следующие значения параметров: $q_{T0}=65\%$, $R_0=600$ м, $T_0=280,15^\circ К$, $\Lambda_D=20$ км, который назовем основным набором параметров (ОНИ). Поля функции тока и вертикальных скоростей при расчетах с ОНИ представлены на рис. 1. Максимальная скорость $W_{max}=2,3$ м/с наблюдается в точке $X=12$ км, $Z=1$ км, минимальная $W_{min}=2,1$ м/с — за горой ($X=14$ км, $Z=1,6$ км). Наиболее сильно возмущения развиты с подветренной стороны (подветренные волны), знаки вертикальных скоростей $W \sim \mp 0,6-1$ м/с чередуются,

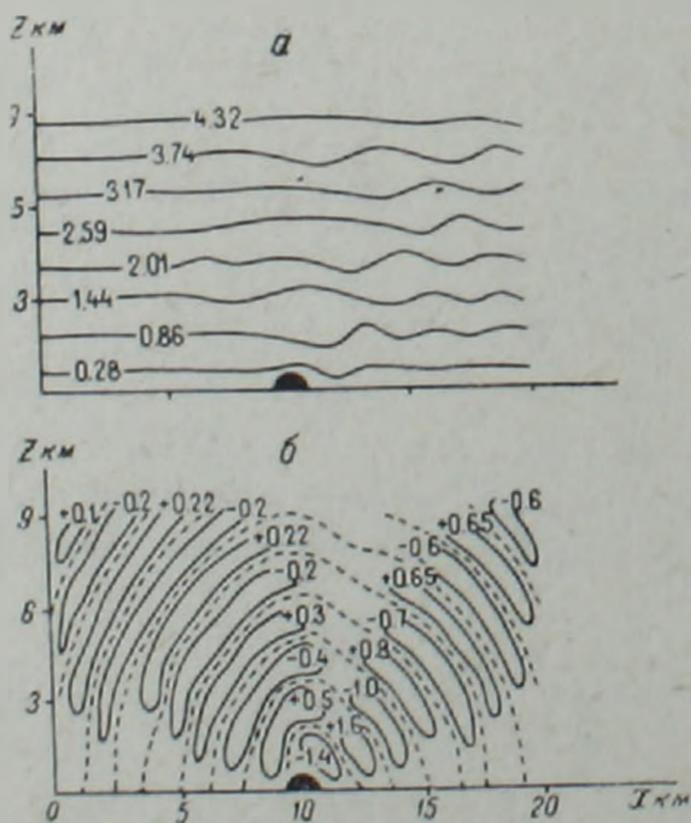


Рис. 1. Поля функций тока ψ , $—10^8$ см²/с (а) и вертикальных скоростей W , м/с (б) в варианте с ОНИ (пунктир излучения $W=0$).

а амплитуды уменьшаются и смещаются вниз по потоку с ростом высоты (так называемый «эффект обращения»). Важно, что возмущения, хотя и гораздо меньшей, амплитуды $W \sim \pm 15-20$ см/с существуют и с наветренной стороны, т. е. гора вызывает волновые возмущения и с наветренной стороны, причем до больших высот, что является следствием сжимаемости натекающего потока. Такая картина обтекания, обнаруженная В. Н. Кожевниковым, находится в качественном согласии с наблюдениями [4, 5, 6, 7]. Из-за наличия максимальных восходящих движений $W \sim 1,5-2$ м/с, в расчетах с ОНИ впервые конденсация начинается через 30 мин в областях W_{max} . Со временем поля температуры и влажности, которые в начальный момент были «не согласованы» с динамикой обтекания, все больше адаптируются к полю скоростей. В

областях восходящих движений происходит охлаждение, возникает пересыщение и образуется облачность.

Как видно из рис. 2, в течение 2 часов эволюции образуется сложная многоярусная орографическая облачная система. С наветренной стороны имеется сплошной слой облаков на высотах 1—5 км, состоящий из сомкнутых облачных валов в нижнем и среднем ярусах, соответствующих областям восходящих движений и представляющих собой систему Sc—Ac. Отчетливо вырисовывается облачная шапка над горой. С подветренной стороны этот слой разбивается на отдельные валы, повторяющие конфигурацию восходящих токов и разделенные безоблачными промежутками с большими нисходящими движениями. Эти валы соответствуют облакам Acind [5]. Интересно, что в верхнем ярусе, на высотах 8—9 км образуется слой перистых облаков. Механизм их образования следующий. При заданных в ОНП профилях температуры и влажности на этих высотах существует положительное пересыщение надо льдом. При попадании натекающего потока в область восходящих движений реализуются оба ус-

ловия, необходимые для активации ядер сублимации: $\Delta_2 > 0$, $\frac{\partial T}{\partial t} < 0$ (Δ_2 — пересыщение надо льдом) и образуются ледяные кристаллы, которые растут за счет сублимации. И хотя ниже по потоку они могут попадать в области нисходящих движений, где $\frac{\partial T}{\partial t} > 0$, по-прежнему в них $\Delta_2 > 0$ и рост кристаллов продолжается. Это объясняет

частую повторяемость перистых облаков в горных районах. Как ясно из предыдущего, для их образования необходимо, чтобы температура и влажность на этих высотах были такими, чтобы было $\Delta_2 > 0$.

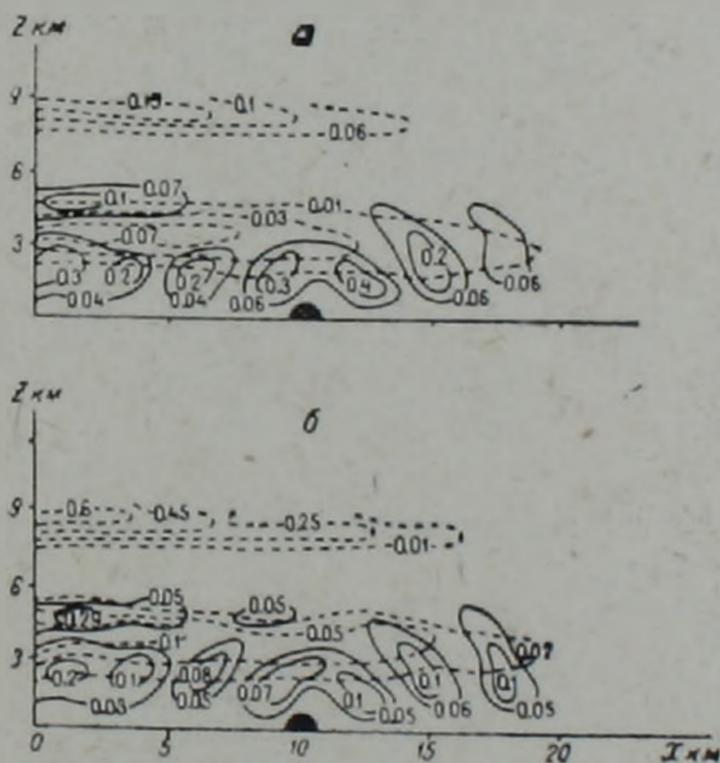


Рис. 2. Поля водности q_{L1} , ледности q_{L2} , г/кг (а) и концентрации капель N_1 , 10^6 г^{-1} и кристаллов, 10^3 г^{-1} (б) в варианте с ОНП через 2 ч эволюции облачности ($t=2.5 \text{ ч}$).

Как отмечено в монографии [6], в горных районах часто наблюдаются двух-трехслойные облачные системы. Именно такую ситуацию иллюстрирует рис. 2, где приведены двумерные поля водности и ледности, концентрации капель и кристаллов.

Как видно из рис. 2, через 2 часа эволюции в области «шапки» и с подветренной стороны, сохраняет конфигурацию в виде отдельных валов, повторяющих конфигурацию поля восходящих скоростей. Это обусловлено тем, что происходит постоянная активация ядер конденсации при переносе их горизонтальными и вертикальными потоками из области нисходящих движений в область восходящих. На больших расстояниях перед горой ($X=0 \div 6 \text{ км}$) также видны очаги водности, обусловленные теми же причинами, однако здесь водность в слое 2,5—4,5 км почти исчезает вследствие кристаллизации на этих высотах. Выше нулевой изотермы, которая находится на высоте 0,6 км, происходит интенсивное замерзание капель, ледность достигает 0,05—0,07 г/кг, а концентрация кристаллов—10—20 г⁻¹. Наличие концентрации кристаллов ($N_2 \sim 5 \text{ г}^{-1}$) и ледности ($q_{L2} \sim 0,04 \text{ г/кг}$) в облаках Sc—Ac обусловлено их переносом с наветренной части по потоку. Характерные значения микрофизических параметров орографической облачной системы приведены в табл. 2.

При уменьшении размера препятствия ($R_0=400 \text{ м}$) и при более быстром убывании влажности по высоте ($\Delta D=10 \text{ км}$) (вариант 2) конденсация начинается позже (через 1 ч, 20 мин). При этом облакообразование происходит медленнее, а облака верхнего яруса Ci—Cs отсутствуют (рис. 3). Малая мощность ($\Delta H=2 \text{ км}$) и малое влагосодержание ($q_{L1} \sim 0,05 \text{—} 0,09 \text{ г/кг}$), а также медленный процесс облакообразования Sc—Ac, объясняются наличием относительно маленьких восходящих движений

Таблица 2

Характерные значения водности (q_{L1}), ледности (q_{L2}), концентрации капель (N_1) и (N_2) через 2 ч эволюции географической облачной системы

Вариант №	$\frac{W_{\max}, \text{ м/с}}{W_{\min}, \text{ м/с}}$	Время начала конденсации (мин)	Облака низкого и среднего яруса Sc—Ac (с наветренной стороны)			„Облачная шапка“ и подветренные облачные валы Sc—Ac и nd		Облака среднего яруса Ci—Cs
			$\Delta h, \text{ км}$	$\frac{N_1, 10^6 \text{ з}^{-1}}{N_2, \text{ з}^{-1}}$	$\frac{q_{L1}, \text{ г/кг}}{q_{L2}, \text{ г/кг}}$	$\frac{N_1, 10^6 \text{ з}^{-1}}{N_2, \text{ з}^{-1}}$	$\frac{q_{L1}, \text{ г/кг}}{q_{L2}, \text{ г/кг}}$	$\frac{N, \text{ з}^{-1}}{q_{L2}, \text{ г/кг}}$
1	$\frac{2,3}{-2,1}$	30	4,2	$\frac{0,05-0,17}{10-20}$	$\frac{0,2-0,3}{0,05-0,07}$	$\frac{0,06-0,1}{2-5}$	$\frac{0,4-0,5}{0,03-0,04}$	$\frac{30-50}{0,08-0,15}$
2	$\frac{1}{-0,9}$	80	2	$\frac{0,05-0,14}{1-3}$	$\frac{0,05-0,09}{0,01}$	$\frac{0,04-0,08}{-}$	$\frac{0,05-0,08}{-}$	$\frac{-}{-}$
3	$\frac{1}{-0,9}$	40	4	$\frac{0,07-0,2}{5-10}$	$\frac{0,1-0,2}{0,02-0,03}$	$\frac{0,03-0,07}{1-3}$	$\frac{0,1-0,15}{0,005-0,01}$	$\frac{15-30}{0,04-0,06}$
4	$\frac{0,3}{-0,25}$	105	3,5	$\frac{0,04-0,1}{0,9-2}$	$\frac{0,07-0,1}{0,01}$	$\frac{0,04-0,09}{1-2}$	$\frac{0,07-0,09}{0,005}$	$\frac{15-30}{0,01-0,03}$
5	$\frac{1}{-0,9}$	5—10	4,8	$\frac{0,1-0,3}{0,01-0,02}$	$\frac{0,1-0,25}{0,002}$	$\frac{0,05-0,1}{-}$	$\frac{0,13-0,2}{-}$	$\frac{10-20}{0,02-0,04}$

в варианте 2, чем при ОНП. Малая водность приводит к тому, что при замерзании капель ледность ($q_{L_2} \sim 0,01 \text{ г/кг}$) и концентрация кристаллов ($N_2 \sim 1-3 \text{ г}^{-1}$) тоже малы по сравнению с ОНП. Отсутствие же облаков верхнего яруса обусловлено первоначальным распределением влажности по высоте. На высотах 7—9 км начальная относительная влажность составляет 20—40% и даже при наличии восходящих движений 5—8 см/с не достигается условие насыщения ни над водой, ни над льдом.

Как видно из табл. 2, при увеличении начальной приземной влажности на 20% (вариант 3), чем при ОНП, конденсация начинается через 40 мин. При этом водность и ледность облаков Sc—Ac на 25—30% меньше, чем в расчетах с ОНП, что обусловлено малыми восходящими движениями (0,8—1 м/с) в варианте 3. Но благодаря большой начальной влажности, мощность, водность и ледность этих облаков на 40—50% больше, чем в варианте 2. Этим же обусловлено образование облаков верхнего яруса Ci—Cs, ледность и концентрация кристаллов в которых достигает соответственно $q_{L_2} \sim 0,04-0,06 \text{ г/кг}$ и $N_2 \sim 15-30 \text{ г}^{-1}$.

Уменьшение радиуса цилиндра $R_0 = 200 \text{ м}$ (вариант 4) приводит к уменьшению W ($W_{\max} \sim 25-30 \text{ см/с}$), что является причиной более медленного развития процессов

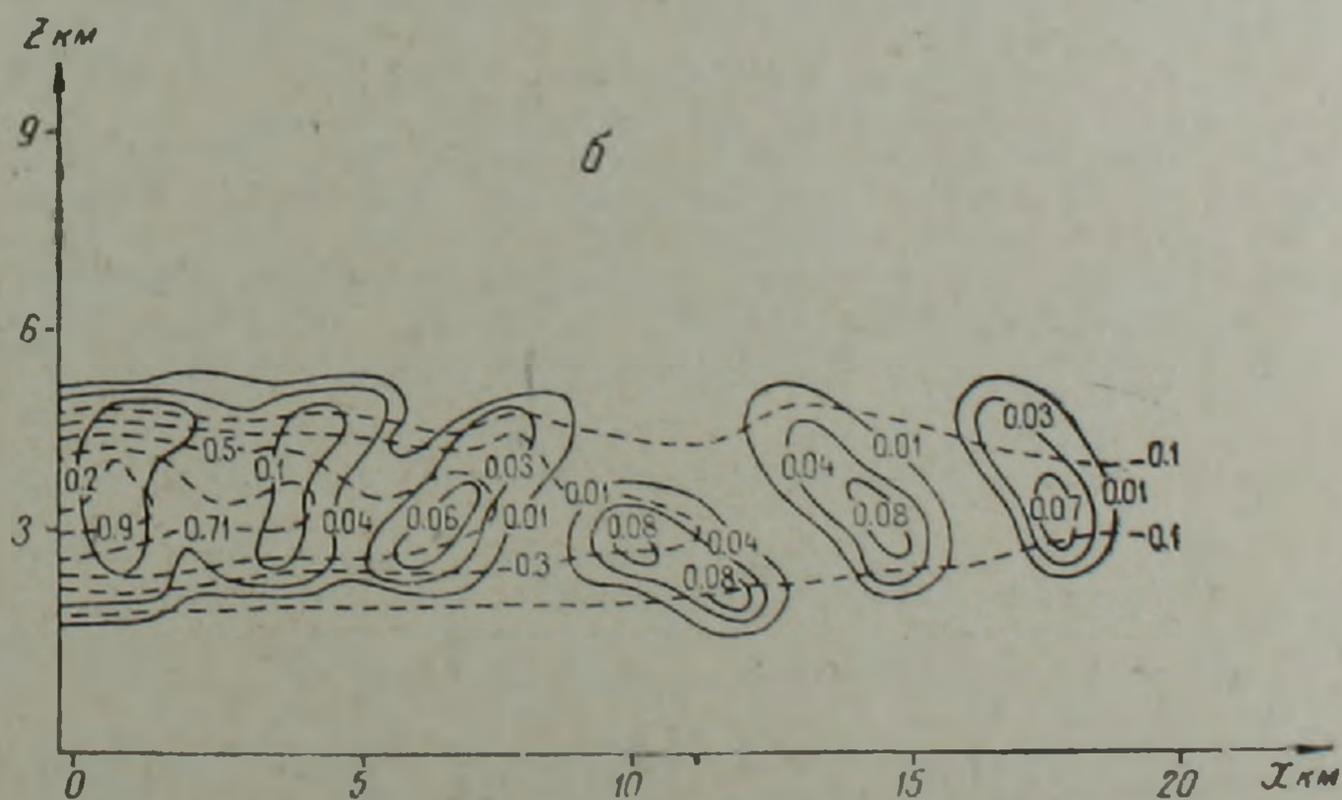
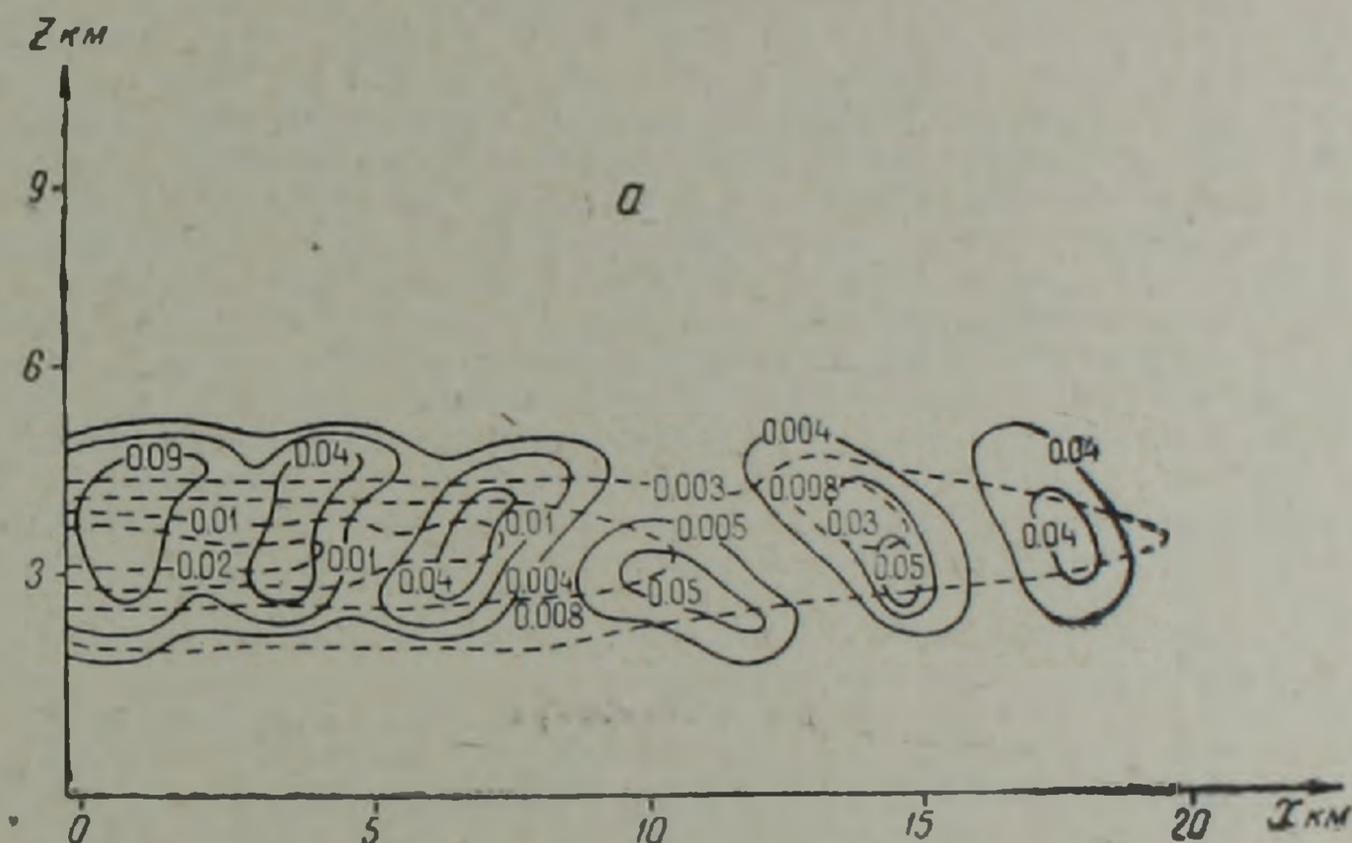


Рис. 3. Поля водности, ледности, г/кг (а), концентрации капель, 10^5 г^{-1} и кристаллов, 10^3 г^{-1} (б) в варианте 2 через 2 ч эволюции облачности.

осадкообразования (через 1 ч 45 мин), чем при ОНП. Через 2 ч эволюции облачной системы, водность облаков Sc—Ac достигает $0,07-0,1 \text{ г/кг}$, а ледность $0,5-0,9 \cdot 10^{-2} \text{ г/кг}$. Водность в облачных валах Acupnd и в облачной «шапке» $0,08 \text{ г/кг}$. Хотя в варианте 4 W_{\max} меньше, чем при расчетах с ОНП, тем не менее благодаря высокой начальной относительной влажности, на высотах $Z \sim 7-9 \text{ км}$ образуются облака верхнего яруса Ci—Cs с ледностью $0,01-0,03 \text{ г/кг}$. Более того, из-за небольшого недосыщения по отношению ко льду в областях $Z \sim 5-7 \text{ км}$, вызванного маленькими отрицательными W ($W_{\min} \sim -2,7 \text{ см/с}$), часть кристаллов $N_2 \sim 0,1 \text{ г}^{-1}$, выпадая из облаков Ci—Cs, достигает вершины облаков Ac, т. е. происходит засев облаков среднего яруса из верхнего. Это так называемый эффект „seeder—feeder“.

Кроме расчетов над сухой поверхностью земли, исследовано также образование мезо- и микроструктур облаков над поверхностью, покрытой снегом ($q_{го} = 95\%$, $R_0 = 400$ м, $A_0 = 4$ км) (вариант 5). При этом благодаря большой приземной влажности (95%), конденсация начинается довольно быстро (через 5 мин). Мезоструктура образующихся орографических облаков в варианте 5 аналогична системе облаков, полученной в вариантах 1, 3. Но при этом они сильно различаются своей микроструктурой. При расчетах над снежной поверхностью, относительная влажность на всех высотах большая, испарение капель в областях нисходящих движений происходит медленнее, чем над почвой, сохраняется большое число мелких капель, их средний радиус в облаках Sc—Ac 3—4 мкм, вероятность их замерзания мала ($M_1 \sim r_1^3$) [1, 6]. Поэтому облака Sc—Ac в варианте 5 являются почти чисто капельными (см. табл. 2). Концентрация кристаллов и ледность в Ci—Cs достигает $10\text{—}20 \text{ г}^{-1}$ и $0,03\text{—}0,04 \text{ г/кг}$.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

С помощью разработанной в [10, 13] модели исследованы образование, мезо- и микроструктура орографической облачной системы, образующейся при различных начальных метеопараметрах (температура, влажность, их распределение по высоте) и размерах препятствия. Показано, что при определенных сочетаниях параметров нисходящего потока и размера препятствия может образоваться многоярусная облачная система со сложной микроструктурой. Мезо- и микроструктура облаков сильно зависят от начальной влажности, ее распределения по высоте и от размера препятствия. Исследованы случаи образования облаков верхнего яруса Ci—Cs. Обнаружен эффект «seeder-feeder» (вариант 4), засев облаков среднего яруса из облаков верхнего яруса.

В заключение автор выражает глубокую благодарность В. И. Хворостьянову за весьма ценные советы и внимание к работе.

Центральная аэрологическая
обсерватория

Поступила 25.III. 1986.

ЛИТЕРАТУРА

1. Буйков М. В. Численное моделирование облаков слоистых форм. Обзор.—Обнинск, ВНИИГМИ-МЦД, 1978, 63 с.
2. Воронов П. С. О параметрах переохлажденных слоистообразных облаков в бассейне оз. Севан.—Труды УкрНИИ, 1983, вып. 193, с. 78—83.
3. Деннис А. Изменение погоды засевом облаков.—М., Мир, 1983, 272 с.
4. Зейтунян Х. И. Нелинейная задача образования облачности за препятствием.—Изв. АН СССР, серия геофизическая, 1963, № 9, с. 1427—1437.
5. Кожевников В. Н. Орографические возмущения в двумерной стационарной задаче.—Изв. АН СССР, ФАО, 1968, № 1, с. 33—52.
6. Мазин И. П., Шметер С. М. Облака. Строение и физика образования.—Л., Гидрометеониздат, 1983, 279 с.
7. Матвеев Л. Т. Динамика облаков.—Л., Гидрометеониздат, 1981, 311 с.
8. Мусаелян Ш. А. Волны препятствий в атмосфере. Л., Гидрометеониздат, 1962, № 11, 142 с.
9. Лесков Б. Н., Червоный Н. П. Поле облачности в бассейне оз. Севан зимой при юго-западном переносе.—Труды УкрНИИ, 1976, вып. 144, с. 30—52.
10. Тороян Г. Р., Хворостьянов В. И. Моделирование орографических облаков с учетом микроструктуры капельной и кристаллической фаз.—Труды ЦАО, 1986, вып. 163, с. 105—116.
11. Тороян Г. Р., Хворостьянов В. И. Численное моделирование самолетного засева орографических облаков с целью увеличения осадков. Труды ЦАО, 1986, вып. 164, с. 78—86.
12. Хворостьянов В. И. Моделирование искусственной кристаллизации и рассеяния переохлажденных туманов.—Метеорология и гидрология, 1984, № 3, с. 21—30.
13. Хворостьянов В. И., Тороян Г. Р. Микрофизическая численная модель зимних орографических облаков, осадков и воздействия на них.—Метеорология и гидрология, 1986, № 8, с. 43—54.
14. Численное моделирование облаков. (Коган Е. Л., Мазин И. П., Сергеев Б. Н., Хворостьянов В. И.)—М., Гидрометеониздат, 1984, 185 с.
15. Young K. C. A numerical simulation of wintertime, orographic precipitation: Part 1. Description of model microphysics and numerical techniques. J. Atmos. Sci., 1974, v. 31, p. 1735—1748.

УДК 550.362.001.57

Г. А. САРКИСЯН

К ВОПРОСУ О МОДЕЛИРОВАНИИ ТЕПЛОПЕРЕНОСА В
ВЕРХНЕМ СЛОЕ ПОЧВЫ

В настоящее время вопросы теплового баланса деятельной поверхности можно считать хорошо изученными: разработаны достаточно надежные методы определения его характеристик. В исследованиях, в которых эти вопросы поднимаются, обычно пренебрегается одной из его составляющих—тепловым потоком в почву. Подобный подход оправдан тогда, когда приходится иметь дело с большими временными интервалами. Для малых же интервалов, порядка суток и меньше, такое пренебрежение неправомерно, так как известно, что величина потока тепла в почву в дневное время может достигать 20—30% от радиационного баланса, а ночью и того больше [6].

Задача определения тепловых потоков в почву за короткие интервалы времени имеет большую важность в изучении метеорологического режима приземного слоя атмосферы для процессов с малыми характерными временами и в частности, при прогнозировании заморозков. Достаточно полный обзор и анализ существующих в настоящее время расчетных методов определения потоков тепла в почву и ее теплофизических параметров можно найти в известных работах [4, 6 и др.]. Следует отметить, что все расчетные формулы, проанализированные в этих работах, предназначены для упрощенных вычислений, и поэтому при их выводе обычно делаются ограничивающие предположения о закономерностях теплообмена в почве (постоянство коэффициента теплопроводности, периодичность температуры поверхности и т. п.).

Первая попытка построения модели, более адекватной физической сути теплообмена и ориентированной на использование современных ЭВМ, была сделана в [1]. В этой работе задачи по определению потока тепла и теплофизических почвенных характеристик рассматриваются как обратные задачи теплофизики почвы. При постановке и решении таких задач авторы исходят из того, чтобы по имеющимся данным о температуре в почвенном профиле получить наиболее полную информацию о теплофизических характеристиках, температуре и потоке тепла на поверхности. Можно отметить, что подобный подход к исследованию почвенного теплообмена был впервые предложен в [5].

Во многих случаях теплоперенос в почве с достаточной точностью можно описать уравнением теплопроводности вида:

$$c(z, t) \frac{\partial u(z, t)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \lambda(z, t) \frac{\partial u(z, t)}{\partial z}, \quad (1)$$

где c и λ —объемная теплоемкость и коэффициент теплопроводности, z —глубина, t —время. Температура почвы u здесь предполагается зависимой лишь от глубины и времени. Задавая для уравнения (1) начальные и граничные условия:

$$u(z, t)|_{t=0} = \psi(z) \quad (2)$$

$$-\lambda_0 \frac{\partial u}{\partial z} \Big|_{z=0} = P(t), \quad (3)$$

$$u(z, t)|_{z=H} = u_0 = \text{const}, \quad (4)$$

мы поставим для него краевую задачу. Здесь H —глубина, на которой можно пренебрегать суточными колебаниями температуры. Решение (1)—(4) при заданных $c(z, t)$ и $\lambda(z, t)$ и определит температурное поле в почве. Иными словами, если считать $\psi(z)$ известной, то, исходя из информации о температурном режиме на границах исследуемого слоя и пользуясь данными о теплофизических характеристиках почвы, мы сможем, в принципе, рассчитать $u(z, t)$ для любых z и t .

Здесь для нас будет важным обсудить одну из возможных постановок обратной задачи теплопроводности применительно к почве. Вернемся к краевой задаче (1)—(4), однако граничное условие (3) на поверхности будем считать неизвестным, но при этом предположим, что нам известна динамика температуры на какой-либо из глубин. Ею, в частности, может быть один из уровней стандартных наблюдений. В такой постановке искомой функцией является $P(t)$.

Следует отметить, что так сформулированная обратная задача, как и все подобные задачи теплофизики, является математически некорректно поставленной. Это означает, что небольшие изменения температуры на заданной глубине могут вызвать значительные вариации $P(t)$. Физическая интерпретация этого состоит в следующем:

малым изменениям температуры на некоторой глубине ($z=h$) могут соответствовать значительные колебания теплового потока и температуры на поверхности почвы. Отмеченное необходимо учитывать ввиду того, что распределение температуры в почве известно с точностью до погрешности измерения, которая обычно составляет примерно $0,2^\circ\text{C}$ внутри почвы и 1°C на ее поверхности.

Следует иметь в виду еще и то, что в приповерхностном слое почвы градиент температуры и коэффициент теплопроводности быстро меняются с глубиной и существенно зависят от времени. В то же самое время изменения потока тепла с глубиной сравнительно невелики. В терминах математики это означает, что функция потока является более гладкой по сравнению с $u(z, t)$ и $\frac{\partial u(z, t)}{\partial z}$.

Учитывая отмеченные свойства почвенного теплообмена, представляется целесообразным следующий подход в его исследовании. Выберем какой-либо промежуточный уровень h , достаточно удаленный от поверхности почвы, так чтобы флуктуации $\frac{\partial u}{\partial z}$ и $\lambda(z, t)$ были сравнительно небольшими в (h, H) . Рассмотрим краевую задачу

$$c \frac{\partial u}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \lambda \frac{\partial u}{\partial z}, \quad h < z < H \quad (5)$$

$$u(z, t)|_{t=0} = \psi_1(z), \quad h \leq z \leq H \quad (6)$$

$$u(z, t)|_{z=h} = \varphi_1(t), \quad (7)$$

$$u(z, t)|_{z=H} = u_0. \quad (8)$$

В слое (h, H) коэффициенты уравнения (5) являются достаточно гладкими функциями от z и t , поэтому задачу (5)–(8) нетрудно решить известными численными методами. Существенно подчеркнуть, что для этого наиболее удобно и естественно применить метод потоковой прогонки [2]. В таком случае мы имеем непосредственную возможность получить значения потоков тепла в (z, H) . Применительно к верхнему слою $(0, h)$ это позволяет сформулировать задачу Коши для уравнения теплопроводности в следующем виде:

$$c \frac{\partial u}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \lambda \frac{\partial u}{\partial z}, \quad 0 < z < h \quad (9)$$

$$u(z, t)|_{t=0} = \psi_2(z), \quad 0 \leq z \leq h \quad (10)$$

$$u(z, t)|_{z=h} = \varphi_1(t), \quad (11)$$

$$-\lambda \frac{\partial u}{\partial z} \Big|_{z=h} = q(t). \quad (12)$$

Имея в виду непрерывность потока, при постановке граничного условия (12), для $q(t)$ мы можем использовать решение задачи (5)–(8). И, наконец, решая задачу (9)–(12), например, методом Рунге Кутты, относительно u , мы определим температуру $u(0, t)$ и поток тепла на поверхности $P(t)$.

Таким образом, описанный способ дает возможность по значениям температуры почвы на двух глубинах определить температуру и поток тепла на ее поверхности в предположении, что нам известна зависимость теплоемкости и теплопроводности от глубины и времени. Подчеркнем, что при этом на функции $\lambda(z, t)$ и $c(z, t)$ не налагается каких-либо ограничений, кроме условий, которые обеспечивают сходимость при численном решении задач (5)–(8) и (9)–(12).

Для проверки предложенной схемы расчета теплового потока и температуры на поверхности почвы были проведены численные эксперименты в следующей постановке. Нижняя граница исследуемого слоя и уровень, на котором задавалась динамика температуры, считались равными $A=40$ см и $h=10$ см. Начальное распределение температуры в $(0, H)$ принималось линейным. Исходя из известного факта, что в активном слое почвы объемная теплоемкость меняется в небольших пределах, в модельных расчетах можно положить $c(z, t) = \text{const}$ [5]. Что же касается коэффициента теплопроводности, который меняется более значительно, в первом приближении его достаточно задать линейно зависящим от глубины: $\lambda = \lambda_0 + az$.

На первом этапе расчетов, при заданных $u(H, t) = \text{const} = u_0$ и $u(h, t) = \varphi_1(t)$, вычислялся поток на поверхности $P(t)$. Затем, при подстановке его в граничное условие (3) решалась прямая задача (1)–(4). Надежность метода оценивалась по разности между заданными и вычисленными значениями температуры на уровне h . В проведенных численных экспериментах $|\varphi_1(t) - u_{\text{выч}}(h, t)|$ обычно не превосходила $0,1^\circ\text{C}$, что, по нашему мнению, свидетельствует о достаточной точности метода. Ранее же указывалось, что температура в почве измеряется с точностью до $0,2^\circ\text{C}$.

В таблице приведены заданные и вычисленные по нашей методике значения температуры на уровне h , при следующих величинах параметров модели: $c = 1.67 \cdot 10^{-6} \frac{\text{Дж}}{\text{м}^3 \cdot \text{К}}$.

$$\lambda_0 = 1.5 \cdot 10^{-5} \frac{\text{Дж}}{\text{с} \cdot \text{К} \cdot \text{с}}; \quad a = 5 \cdot 10^{-9} \frac{\text{Дж}}{\text{м}^3 \cdot \text{К} \cdot \text{с}}$$

Упомянем, что временной ход температуры $u(h,t)$ в этом случае представляется периодической функцией.

Таблица 1

Заданные и вычисленные значения температуры на $z = 10$ см.

Часы	2	4	6	8	10	12
$u_{\text{зад}}$	14.31	14.42	15.20	16.35	18.40	21.76
$u_{\text{выч}}$	14.37	14.46	15.31	16.38	18.50	21.81

В целом проведенные численные эксперименты позволяют утверждать, что разработанная методика дает возможность достаточно надежно рассчитать поток тепла в почву и температуру ее поверхности с использованием стандартной информации о температурной динамике на двух уровнях.

Государственный гидрологический институт

Поступила 7.V. 1986

ЛИТЕРАТУРА

1. Лев Ф. М., Петров Е. С., Ходжер С. Г., Вечерский С. С. Описание температурных данных в почве и рамках математически корректной вычислительной схемы.— В кн.: Процессы тепло- и влагопереноса в почвогрунтах юга Дальнего Востока.— Владивосток: изд. ДВЦ АН СССР, 1982, с. 25—48.
2. Самарский А. А. Теория разностных схем. М.: Наука, 1977. 656 с.
3. Тихонов А. Н. Обратные задачи теплопроводности.— Инженерно-физический журнал, 1975, том 29, № 1, с. 7—12.
4. Чудновский А. Ф. Расчетные методы определения термических характеристик почвы и теплового потока в почву.— В кн.: Сборник работ по методике исследований в области физики почв.— Л.: АФИ, 1964. с. 261—275.
5. Чудновский А. Ф. Теплофизика почв. М.: Наука, 1976. 352 с.
6. Цейтин Г. Х. О расчетных методах определения потоков тепла в почву.— В кн.: Процессы тепло- и влагопереноса в почво-грунтах юга Дальнего Востока.— Владивосток: Изд. ДВЦ АН СССР, 1982, с. 3—21.

Известия АН АрмССР. Науки о Земле, XXXIX, № 4. 77—79, 1986

РЕЦЕНЗИИ

УДК 552.321

М. Г. ЛОМИЗЕ

ЧТО ПРЕДСТАВЛЯЛИ СОБОЙ ОФИОЛИТОВЫЕ ПРОГИБЫ МЕЗОТЕТИСА?

(о книге М. А. Сатяна «Офиолитовые прогибы Мезотетиса». Ереван: Изд. АН АрмССР, 1984, 196 с.)

Вопрос о природе офиолитов, вероятных условиях их формирования, последующего перемещения и преобразования не случайно оказался в последние десятилетия в центре внимания. От его решения зависят не только трактовка и металлогеническая оценка зон современного размещения офиолитов, но также подход к происхождению цепых складчатых областей и к палеотектоническим реконструкциям. Для решения этого вопроса привлекались в первую очередь тектонические и петролого-геохимические данные. Тем больший интерес представляет собой появление монографии М. А. Сатяна, известного специалиста-литолога, который собрал и рассмотрел под единым углом зрения большой материал о вулканогенно-осадочных и осадочных образованиях, связанных с офиолитами Средиземноморского пояса¹. Основой для анализа послужило проведенное им детальное изучение офиолитовых зон Малого Кавказа.

Вслед за региональным обзором, охватывающим геологическую характеристику офиолитовых зон от Восточного Ирана до Альп, автор монографии переходит к типизации стратифицированных офиолитовых серий, а затем к обсуждению особенностей

¹ Следует отметить, что М. А. Сатян, вслед за некоторыми другими исследователями, ошибочно включает радиоляриты в «триаду Штейнмана» (стр. 97). Г. Штейнман (1905, 1926) объединил в офиолитовую триаду серпентиниты (перидотиты), габбро и диабазы-спилиты.

В таблице приведены заданные и вычисленные по нашей методике значения температуры на уровне h , при следующих величинах параметров модели: $c = 1.67 \cdot 10^{-6} \frac{\text{Дж}}{\text{м}^3 \cdot \text{К}}$.

$$\lambda_0 = 1.5 \cdot 10^{-5} \frac{\text{Дж}}{\text{с} \cdot \text{К} \cdot \text{с}}; \quad a = 5 \cdot 10^{-9} \frac{\text{Дж}}{\text{м}^3 \cdot \text{К} \cdot \text{с}}$$

Упомянем, что временной ход температуры $u(h,t)$ в этом случае представляется периодической функцией.

Таблица 1

Заданные и вычисленные значения температуры на $z = 10$ см.

Часы	2	4	6	8	10	12
$u_{\text{зад}}$	14.31	14.42	15.20	16.35	18.40	21.76
$u_{\text{выч}}$	14.37	14.46	15.31	16.38	18.50	21.81

В целом проведенные численные эксперименты позволяют утверждать, что разработанная методика дает возможность достаточно надежно рассчитать поток тепла в почву и температуру ее поверхности с использованием стандартной информации о температурной динамике на двух уровнях.

Государственный гидрологический институт

Поступила 7.V. 1986

ЛИТЕРАТУРА

1. Лев Ф. М., Петров Е. С., Ходжер С. Г., Вечерский С. С. Описание температурных данных в почве и рамках математически корректной вычислительной схемы.— В кн.: Процессы тепло- и влагопереноса в почвогрунтах юга Дальнего Востока.— Владивосток: изд. ДВЦ АН СССР, 1982, с. 25—48.
2. Самарский А. А. Теория разностных схем. М.: Наука, 1977. 656 с.
3. Тихонов А. Н. Обратные задачи теплопроводности.— Инженерно-физический журнал, 1975, том 29, № 1, с. 7—12.
4. Чудновский А. Ф. Расчетные методы определения термических характеристик почвы и теплового потока в почву.— В кн.: Сборник работ по методике исследований в области физики почв.— Л.: АФИ, 1964. с. 261—275.
5. Чудновский А. Ф. Теплофизика почв. М.: Наука, 1976. 352 с.
6. Цейтин Г. Х. О расчетных методах определения потоков тепла в почву.— В кн.: Процессы тепло- и влагопереноса в почво-грунтах юга Дальнего Востока.— Владивосток: Изд. ДВЦ АН СССР, 1982, с. 3—21.

Известия АН АрмССР. Науки о Земле, XXXIX, № 4. 77—79, 1986

РЕЦЕНЗИИ

УДК 552.321

М. Г. ЛОМИЗЕ

ЧТО ПРЕДСТАВЛЯЛИ СОБОЙ ОФИОЛИТОВЫЕ ПРОГИБЫ МЕЗОТЕТИСА?

(о книге М. А. Сатяна «Офиолитовые прогибы Мезотетиса». Ереван: Изд. АН АрмССР, 1984, 196 с.)

Вопрос о природе офиолитов, вероятных условиях их формирования, последующего перемещения и преобразования не случайно оказался в последние десятилетия в центре внимания. От его решения зависят не только трактовка и металлогеническая оценка зон современного размещения офиолитов, но также подход к происхождению цепых складчатых областей и к палеотектоническим реконструкциям. Для решения этого вопроса привлекались в первую очередь тектонические и петролого-геохимические данные. Тем больший интерес представляет собой появление монографии М. А. Сатяна, известного специалиста-литолога, который собрал и рассмотрел под единым углом зрения большой материал о вулканогенно-осадочных и осадочных образованиях, связанных с офиолитами Средиземноморского пояса¹. Основой для анализа послужило проведенное им детальное изучение офиолитовых зон Малого Кавказа.

Вслед за региональным обзором, охватывающим геологическую характеристику офиолитовых зон от Восточного Ирана до Альп, автор монографии переходит к типизации стратифицированных офиолитовых серий, а затем к обсуждению особенностей

¹ Следует отметить, что М. А. Сатян, вслед за некоторыми другими исследователями, ошибочно включает радиоляриты в «триаду Штейнмана» (стр. 97). Г. Штейнман (1905, 1926) объединил в офиолитовую триаду серпентиниты (перидотиты), габбро и диабазы-спилиты.

седиментации, эпигенетических преобразований и, наконец, палеотектонических условий формирования. При этом он исходит из широких теоретических предпосылок и допускает возможность зарождения офиолитов в зонах раздвига литосферы, а также их шарьирование на десятки и сотни километров. В этом отношении «истинные» офиолитовые прогибы, как место формирования офиолитов, противопоставляются «ложным», в которых захоронялся уже перемещенный, аллохтонный офиолитовый материал.

Большой интерес представляет предложенная М. А. Сатнаном типизация и характеристика формаций, особенно кремнисто-вулканогенных и осадочных, среди которых выделены кремнистые (преимущественно радиоляритовые), кремнисто-известняковые и песчано-кремнисто-известняковые. Убедительно показано разнообразие этих формаций, отражающее соответствующее разнообразие фациальных обстановок в офиолитовых бассейнах. Большое внимание уделено восстановлению фациальных взаимоотношений, реконструкции переходов от фаций осевых частей бассейнов к краевым. Исследованы аналоги металлоносных осадков современных океанов.

Важны предложенные М. А. Сатнаном оценки батиметрии офиолитовых бассейнов, основанные главным образом на учете критической глубины карбонатаккумуляции и структурно-текстурных признаках. Показано, что для большинства исследованных формаций глубины вероятно не превышали 2,5 км. Это хорошо согласуется с данными о составе вулканитов, среди которых широко распространены образования, сходные с породами островных дуг и «вулканических гор» современных океанов (стр. 19, 58, 83).

Интересные соображения высказаны в работе относительно зависимости органо-генного кремнеаккумуляции от характера вулканизма.

Большое внимание уделяется в книге обсуждению ряда сложных и дискуссионных вопросов, касающихся природы офиолитов Мезотетиса. Выскажем наше отношение к некоторым из этих вопросов.

1. Начнем с термина «офиолитовый прогиб». Если исходить из аналогии офиолитового разреза с разрезом современной океанической коры, то процесс формирования офиолитов—это процесс новообразования коры океанического типа. М. А. Сатнан, по-видимому, присоединяется к господствующему мнению о том, что новообразование этой коры происходит в процессе раздвига литосферы (стр. 173), т. е. спрединга. При таком механизме «истинный» офиолитовый бассейн формируется не путем *прогибания*, а путем *раздвига*, и лучше не называть его *прогибом*. К данной категории М. А. Сатнан относит бассейны выделяемого им апеннинского типа с отчетливо стратифицированными «обособленными» офиолитовыми сериями.

Другое дело—бассейны захоронения аллохтонных офиолитов и продуктов их разрушения (от олигостолитов до псаммитового и алевроитового материала). Это были сравнительно мелководные эпиконтинентальные морские *прогибы*. Но называть их офиолитовыми (даже «ложными») вряд ли целесообразно.

2. Термин «офиолитовый прогиб» мог бы все же применяться для случаев формирования офиолитов поверх погружающейся в результате растяжения континентальной коры. М. А. Сатнан признает такими многие офиолиты Передней Азии. Он придает большое значение выделению соответствующего малокавказского типа офиолитовых бассейнов со сложно построенными «смешанными» офиолитовыми сериями. Предполагается, что эти офиолиты формировались над рассекающими континентальную кору глубинными разломами без существенного ее раздвига. Предполагается также, что последующие деформации не сопровождались существенным сокращением ширины офиолитового бассейна. Это весьма спорные положения, остановимся на них.

3. В офиолитовых комплексах, относимых М. А. Сатнаном к малокавказскому («смешанному») типу, в том числе в хорошо знакомых нам Севанском и Ведикском комплексах, различимы фрагменты всех основных членов нормального офиолитового разреза, порожденного спредингом. Поэтому для них можно предполагать такие же большие размеры раздвига (спрединга), как и для бассейнов апеннинского типа. Сложность изображенного в книге сводного разреза таких офиолитовых комплексов (рис. 38, II) отражает, на наш взгляд, не первичные взаимоотношения, а более поздние тектонические нарушения и смешение пород, ведущие к формированию тектонического меланжа.

4. Что касается размеров сокращения ширины офиолитовых бассейнов малокавказского типа при их замыкании, то М. А. Сатнан их недооценивает. Он отрицает наличие на Малом Кавказе офиолитовых аллохтонов (стр. 55) между тем как, судя по всему, они надежно доказаны. Более того, местами характерно выражена тектоническая дивертикуляция—возникшее при последовательном надвигании покровных пластин обратное размещение пород в вертикальном разрезе. В частности, в Ведикской зоне пластины перидотитов и габбро занимают самое высокое положение, залегая в ядре синформы. В Севанской зоне известны случаи опрокинутого залегания покровных пластин, сложенных подушечными лавами.

Таким образом, сокращение ширины офиолитовых бассейнов малокавказского типа могло быть столь же значительным, как и в бассейнах апеннинского типа. Трудно оценить его количественно (особенно при наличии на их обрамлении следов субдукции), палеоматричные данные для этого пока недостаточны.

5. Мы не разделяем также трактовку вертикальных формационных рядов (табл. 15), которые по М. А. Сатнану отражают первичную последовательность в областях образования офиолитов малокавказского типа. В этих стратиграфических

разрезах офиолитовый материал залегает в виде тектонических пластин (олистолак), олистолитов или в составе офиолитокластических пород. Эти формационные ряды характеризуют сравнительно поздние бассейны захоронения аллохтонного, уже тектонизированного офиолитового материала, т. е. «ложные» офиолитовые прогибы.

б. Свидетельством автохтонности офиолитов в опорных для рецензируемой работы офиолитовых зонах Малого Кавказа ее автор считает признаки унаследованного развития—от доофиолитовой предыстории к последующим этапам. Однако М. А. Сатнан признает наложенное залегание ведиских офиолитов (стр. 148), а предложенная им палеотектоническая схема для юры- раннего мела (рис. 28) вызывает ряд возражений и может быть интерпретирована существенно иначе. Прекрасно выражено постумное развитие прогибов над некоторыми офиолитовыми синформами (например в Црдутской синклинали), которое прослеживается вплоть до эоцена, но не имеет отношения к области первичного формирования офиолитов. Что касается сейсмических данных Г. В. Егоркиной и др. о крутых разломных зонах, то они установлены как под участками распространения офиолитов, так и без них, и совсем не обязательно фиксируют глубинные офиолитовые швы.

Все изложенное показывает как много важных и сложных вопросов поднято в рецензируемой монографии М. А. Сатнана. Ее публикация означает новый шаг в решении этих вопросов, стимулирует их дальнейшее обсуждение и изучение.

Московский государственный университет
им. М. В. Ломоносова

Поступила 25.05. 1986

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXIX, № 4, 79—80, 1986.

РЕЦЕНЗИИ

УДК:552.52:551.242.3(479.25)

В. В. ХОЛОДОВ

К РАЗВИТИЮ ЛИТОЛОГИИ В АРМЕНИИ

(О книге И. Х. Петросова «Глинистые породы Армянской ССР»,
Изд. АН АрмССР, Ереван, 1983, 322 с.)

Монография И. Х. Петросова представляет собой, пожалуй, первую в СССР, а возможно и во всем мире, попытку систематически охарактеризовать глинообразование, происходившее на разных стадиях развития крупной геотектонической структуры первого порядка.

Исследования автора охватили всю территорию Армянской ССР, последовательно реконструируя историю ее глинообразования от отложений девона и нижнего карбона до олигоцена и верхнего миоцена.

Разновозрастные и литологически различные формации этого региона И. Х. Петросов изучал на протяжении более чем 20 лет; за этот отрезок времени им был собран и обобщен огромный фактический материал. Достаточно сказать, что свыше 2300 индивидуальных образцов горных пород было исследовано с помощью петрографического, гранулометрического, минералогического, термического, рентгеноструктурного, электронографического, электронномикроскопического, химического и спектрального анализов.

Большое количество представительных разрезов позволило И. Х. Петросову охарактеризовать процесс глинообразования на разных его стадиях, начиная с выветривания, переноса и седиментогенеза и кончая довольно сложными трансформациями глинистых минералов, несомненно осуществлявшихся в ходе диагенеза, катагенеза, метагенеза, а иногда и метаморфизма; последние завершили формирование разнотипных глинистых накоплений.

Особое внимание автор справедливо уделил промышленным типам глин Армении: под его руководством и при его непосредственном участии были исследованы каолиновые породы Туманянского месторождения, а также бентониты Саригюхского, Ноябрьянского и ряда других месторождений, охарактеризованы перспективы находок новых глинопроявлений, установлена их генетическая связь с агатами, аметистами, яшмами, цеолитами, а также со скоплениями окислов железа и марганца, разработаны критерии их поисков и промышленной оценки.

Центральной идеей рецензируемого исследования является мысль о тесной связи процессов тектогенеза и осадконакопления. Для того, чтобы вскрыть эту связь, И. Х. Петросов выделяет оаочные и вулканогенно-осадочные формации, группирует их по различным структурно-формационным зонам, увязывает их со стадиями и этапами развития региона и, таким образом, получает довольно полное представление об эволюции глинообразования в процессе геологического развития геосинклинали.

В результате сравнительного анализа вырисовывается довольно яркая картина эволюции глинообразования—каолинитовая ассоциация субплатформенного этапа постепенно сменяется каолинит-гидрослюдистой ассоциацией ранней геосинклинали, а в позднегеосинклинальную стадию начинает доминировать монтмориллонитовая ассоциация. Орогенная стадия отличается максимальным распространением палыгорскита.

Таким образом, смена преобладающих глинистых минералов во времени носит ярко выраженный направленный характер.

разрезах офиолитовый материал залегает в виде тектонических пластин (олистолак), олистолитов или в составе офиолитокластических пород. Эти формационные ряды характеризуют сравнительно поздние бассейны захоронения аллохтонного, уже тектонизированного офиолитового материала, т. е. «ложные» офиолитовые прогибы.

б. Свидетельством автохтонности офиолитов в опорных для рецензируемой работы офиолитовых зонах Малого Кавказа ее автор считает признаки унаследованного развития—от доофиолитовой предыстории к последующим этапам. Однако М. А. Сатнан признает наложенное залегание ведиских офиолитов (стр. 148), а предложенная им палеотектоническая схема для юры- раннего мела (рис. 28) вызывает ряд возражений и может быть интерпретирована существенно иначе. Прекрасно выражено постумное развитие прогибов над некоторыми офиолитовыми синформами (например в Црдутской синклинали), которое прослеживается вплоть до эоцена, но не имеет отношения к области первичного формирования офиолитов. Что касается сейсмических данных Г. В. Егоркиной и др. о крутых разломных зонах, то они установлены как под участками распространения офиолитов, так и без них, и совсем не обязательно фиксируют глубинные офиолитовые швы.

Все изложенное показывает как много важных и сложных вопросов поднято в рецензируемой монографии М. А. Сатнана. Ее публикация означает новый шаг в решении этих вопросов, стимулирует их дальнейшее обсуждение и изучение.

Московский государственный университет
им. М. В. Ломоносова

Поступила 25.05. 1986

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXIX, № 4, 79—80, 1986.

РЕЦЕНЗИИ

УДК:552.52:551.242.3(479.25)

В. В. ХОЛОДОВ

К РАЗВИТИЮ ЛИТОЛОГИИ В АРМЕНИИ

(О книге И. Х. Петросова «Глинистые породы Армянской ССР»,
Изд. АН АрмССР, Ереван, 1983, 322 с.)

Монография И. Х. Петросова представляет собой, пожалуй, первую в СССР, а возможно и во всем мире, попытку систематически охарактеризовать глинообразование, происходившее на разных стадиях развития крупной геотектонической структуры первого порядка.

Исследования автора охватили всю территорию Армянской ССР, последовательно реконструируя историю ее глинообразования от отложений девона и нижнего карбона до олигоцена и верхнего миоцена.

Разновозрастные и литологически различные формации этого региона И. Х. Петросов изучал на протяжении более чем 20 лет; за этот отрезок времени им был собран и обобщен огромный фактический материал. Достаточно сказать, что свыше 2300 индивидуальных образцов горных пород было исследовано с помощью петрографического, гранулометрического, минералогического, термического, рентгеноструктурного, электронографического, электронномикроскопического, химического и спектрального анализов.

Большое количество представительных разрезов позволило И. Х. Петросову охарактеризовать процесс глинообразования на разных его стадиях, начиная с выветривания, переноса и седиментогенеза и кончая довольно сложными трансформациями глинистых минералов, несомненно осуществлявшихся в ходе диагенеза, катагенеза, метагенеза, а иногда и метаморфизма; последние завершили формирование разнотипных глинистых накоплений.

Особое внимание автор справедливо уделил промышленным типам глин Армении: под его руководством и при его непосредственном участии были исследованы каолиновые породы Туманянского месторождения, а также бентониты Саригюхского, Ноябрьянского и ряда других месторождений, охарактеризованы перспективы находок новых глинопроявлений, установлена их генетическая связь с агатами, аметистами, яшмами, цеолитами, а также со скоплениями окислов железа и марганца, разработаны критерии их поисков и промышленной оценки.

Центральной идеей рецензируемого исследования является мысль о тесной связи процессов тектогенеза и осадконакопления. Для того, чтобы вскрыть эту связь, И. Х. Петросов выделяет оадошные и вулканогенно-осадочные формации, группирует их по различным структурно-формационным зонам, увязывает их со стадиями и этапами развития региона и, таким образом, получает довольно полное представление об эволюции глинообразования в процессе геологического развития геосинклинали.

В результате сравнительного анализа вырисовывается довольно яркая картина эволюции глинообразования—каолинитовая ассоциация субплатформенного этапа постепенно сменяется каолинит-гидрослюдистой ассоциацией ранней геосинклинали, а в позднегеосинклинальную стадию начинает доминировать монтмориллонитовая ассоциация. Орогенная стадия отличается максимальным распространением палыгорскита.

Таким образом, смена преобладающих глинистых минералов во времени носит ярко выраженный направленный характер.

Автор монографии также хорошо показал, что в истории развития геосинклинали чередуются эпохи осадочного и вулканогенно-осадочного глинообразования, причем последние наиболее типичны для позднегеосинклинального этапа. Именно в это время, благодаря диагенетическим и гидротермальным преобразованиям пирокластического материала, в вулканогенно-осадочных толщах формировались бентониты и цеолиты.

Большое внимание И. Х. Петросов уделит вторичным преобразованиям минералов глин; автором построены ряды трансформации глинистых минералов, типичные для каждого этапа тектогенеза, а также рассмотрены различные преобразования по стадиям литогенеза.

Далее автор книги выделил и проанализировал важнейшие факторы, определявшие глинообразование на разных этапах развития региона, и, опираясь на их соотношения, разработал генетическую классификацию глин и глинистых минералов. В соответствии с представлениями И. Х. Петросова среди глин выделяются латеритный, осадочный и вулканогенно-осадочный типы, в свою очередь распадающиеся на 8 генетических групп.

Работа И. Х. Петросова производит впечатление довольно стройной и продуманной системы, многогранно и полно отражающей предмет исследования-условия и механизм формирования глин антиклинория Малого Кавказа.

Наряду с множеством очевидных достоинств, рецензируемая работа не свободна и от некоторых недостатков.

Прежде всего трудно согласиться с автором в том, что важнейшие особенности глинообразования четко отражают особенности развития геоструктур первого порядка. Думается, что соотношение между осадочным и вулканогенно-осадочным образованием глин даже в истории двух очень схожих по особенностям геологического развития геосинклиналей могут весьма существенно различаться между собой—ведь терригенное глинообразование, заведомо доминирующее в общей схеме осадочного процесса, все-таки определяется не явлениями тектогенеза, а климатом!

Следует также иметь в виду, что процессы вулканической деятельности весьма прихотливы и несомненно индивидуальны в каждой эвгеосинклинали. Поэтому очень жаль, что исследования И. Х. Петросова не вышли за пределы Малого Кавказа; отсутствие сравнительных, хотя бы просто литературных данных по другим геосинклиналям делает целый ряд очень интересных выводов чисто региональными, типичными для древних толщ Армении. Естественно, что это несколько обедняет работу.

Нельзя также назвать удачной главу монографии, в которой рассматриваются геологические особенности строения исследуемого района: этот раздел написан очень лаконично и слабо иллюстрирован геологическим материалом—отсутствуют геологическая карта, геологические разрезы и привязка исследованных обнажений, скважин и выработок. Это обстоятельство несомненно затрудняет работу с книгой и делает ее местами излишне сложной.

Палеоклиматические реконструкции герцинского этапа (глава IV) И. Х. Петросов основывает на данных академика Н. М. Страхова (1960—1962), который выполнял свои построения без учета относительного движения палеоматериков; более точные и современные сведения о климате девона-карбона следовало бы, по мнению рецензента, взять из работ М. А. Жаркова (1978) и Н. М. Чумакова (1984).

Трудно согласиться с определением формации, которая понимается как «сближенные по возрасту ассоциации пород, объединенные генетической или парагенетической связью и образующие крупное и относительно «изотропное» геологическое тело, которое ограничено значительными перерывами и отражает определенный этап тектонического развития региона» (стр. 7). В этом определении генетический и парагенетический подход становятся чуть ли не синонимами, хотя всем хорошо известны непримиримые противоречия в этих двух разных методах исследования.

Наконец, при рассмотрении морфологии, состава и механизма образования кластических даек (глава V) следовало бы учесть новейшие данные, приведенные в книге В. И. Холодова «Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах» (Изд. Наука, М., 1983). В этой работе, кстати, формирование гидроразрывов, палеоплывунов, кластических даек и «горизонтов с включениями» генетически связывается с процессами гидрослюдизации монтмориллонитовых глин, вызванными повышением температуры и давления при погружении глин на глубины порядка 2—3 км.

В заключение необходимо еще раз подчеркнуть, что отмеченные нами выше недостатки не могут существенно повлиять на оценку всей монографии И. Х. Петросова в целом. Она несомненно является крупным вкладом в развитие литологической науки, в ней обосновывается ряд принципиально важных и новых теоретических положений, дается начало новому направлению в науке, причем направлению, имеющему важное народнохозяйственное значение.

Институт геологии
и географии
Академии наук Армянской
ССР

ЛИТЕРАТУРА

- Жарков М. А. История палеозойского соленакпления. Новосибирск: Изд. Наука, 1978, 272 с.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М.: Изд. АН СССР, 1960—1962, т. I, 212 с.; т. II—574 с.; т. III—550 с.
- Чумаков Н. М. Главные ледниковые события прошлого и их геологическое значение.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1984, № 7, с. 35—52.