

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

ԽՐԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈՒՆԻՒՍ.

ՀՍՍՀ ԳԱ ակադ. Ա. Տ. Ասլանյան, տեխն. գիտ. թեկն. Ս. Վ. Բաղալյան,
ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Բ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ակադ. Ա. Հ. Գաբրիել-
յան (պատասխանատու խմբագիր), երկրա-հանք. գիտ. դոկտ. Ա. Ի. Կառապետ-
յան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Է. Խ. Ղուլյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն.
Բ. Մ. Մելիքսերյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Կ. Գ. Շիրինյան, երկրա-հանք.
գիտ. թեկն. Ռ. Տ. Միրիջանյան, Է. Ա. Ռոստոմովա (պատասխանատու քարտու-
ղար), ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Գ. Ի. Տեր-Ստեփանյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն.
Ա. Ս. Ֆառամալյան (պատասխանատու խմբագրի տեղակալ):

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Акад. АН АрмССР А. Т. Асланян, член-корр. АН АрмССР А. Б. Багдасарян, канд. техн. наук С. В. Бидалян, академик АН АрмССР А. А. Габриелян (ответственный редактор), канд. геол.-мин. наук Э. Х. Гулян, доктор геол.-мин. наук А. И. Каралетян, 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.

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

© Издательство АН Арм. ССР
Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1987



Arme 409

Բ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

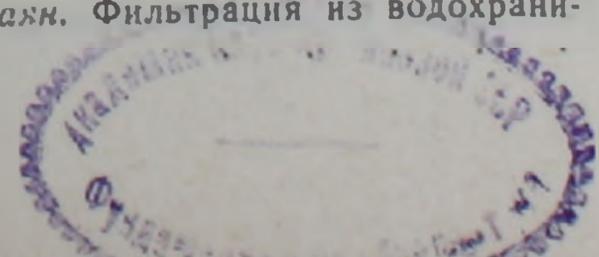
Ի. Գ. Բարան, Ա. Ս. Պապոյան. Փոքր Կովկասի յուրայի և վաղ կավճի սկլերակա- նիանների և հիդրոդոանների տարածման կենդանաշխարհագրական յուրահատկություն- ների մասին	3
Ա. Տ. Ասլանյան, Ա. Վ. Հաբուրյունյան. Միջին-ովկիանոսային լեռնաշղթաների կազմա- վորումը բարձր ջերմաճնշումային բնութագրերով փորձարարական հետազոտու- թյունների լույսի տակ	12
Հ. Ա. Խանգատյան. Փոքր Կովկասի հարավային մասի վերին պերմի և ստորին տրիասի կարբոնատային ապարների կալային միներալները որպես հնաշխարհագրական պայմանների չափանիշներ	18
Ա. Ի. Իշխանյան, Ի. Յա. Յենտեբ. Հայկական լեռնաշխարհի նեոգեն-չորրորդականի լա- վանների ապարամազնիսական բնութագրումը՝ կապված նրանց կազմի և բյուրեղաց- ման պայմանների յուրահատկությունների հետ	25
Խ. Հ. Սարգսյան. Դիստանցիոն տեղեկության կիրառումը Հայկական լեռնաշխարհի սեյս- միկության ուսումնասիրման ընթացքում	37
Մ. Գ. Կեոկչակյան. Երկրի էլեկտրամազնիսական դաշտերում երկրատեկտոնական կա- ռույցների ծագման մեխանիզմի տեսական հիմունքները և նրանց ուղղվածության առաջացման օրինաչափությունները	50
Ա. Կ. Մարեոսյան. Պատվոլու էլեկտրական դաշտի գրգռումը բաղմէլեկտրոդ տեղակա- յանքի միջոցով	56
Ս. Շ. Նուրիջանյան, Վ. Ս. Սարգսյան, Գ. Ս. Կարայան. Ֆիլտրացիան ջրամբարներից ջրի մակարդակի տատանումների պայմաններում	64

Հ Ա Մ Ա Ռ Ո Տ Հ Ա Ղ Ո Ր Դ ՈՒ Մ Ն Ե Ր

Թ. Ա. Ավագյան, Լ. Պ. Յաշվիլի. Միսիանի դիատոմիտային ստվարաշերտում (Հայկա- կան ՍՍՀ) հանքային կոնկրեցիանների հայտնաբերման մասին	71
Վ. Բ. Սեյրանյան. Մարմարային օնիքսի նոր ծագումնային տիպ Հայաստանում	75
Լ. Ա. Աբաբաթյան, Ս. Ա. Զախարյան. Հայկական ՍՍՀ հողերում հողալկալային տար- րերի տեղաշարժման որոշ օրինաչափությունների մասին	77

СОДЕРЖАНИЕ

Р. Г. Бабаев, А. С. Папоян. О зоогеографических особенностях распростране- ния юрских и раннемеловых склерактиний и гидрзоа Малого Кавказа	3
А. Т. Асланян, А. В. Арутюнян. Становление срединно-океанических хребтов в свете экспериментальных исследований при высоких термодинамических па- раметрах	12
Г. А. Ханзатян. Глинистые минералы в карбонатных породах верхней перми и нижнего триаса юга Малого Кавказа как критерии палеогеографической обстановки	18
А. Р. Ишханян, И. Я. Центер. Петромагнитная характеристика неоген-четвер- тичных лав Армянского нагорья в связи с особенностями их состава и ус- ловий кристаллизации	25
Х. О. Саргсян. Применение дистанционной информации при изучении сейсмич- ности Армянского нагорья	37
М. Г. Геокчакян. Теоретические основы механизма и закономерности возник- новения направленности геотектонических структур в электромагнитных полях Земли	50
А. К. Матевосян. Вращение направления возбуждаемого электрического поля многоэлектродной установкой	56
С. Ш. Нуридджанян, В. С. Саркисян, Г. С. Габаян. Фильтрация из водохрани- лищ при колебаниях уровней воды в них	64



КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

<i>T. A. Avakyan, L. P. Yashvili.</i> Об обнаружении рудных конкреций в сисианской диатомитовой толще (Армянская ССР)	71
<i>V. B. Seyranian.</i> Новый генетический тип мраморного оникса в Армении	75
<i>L. A. Araratyan, S. A. Zakharyan.</i> О некоторых закономерностях миграции щелочноземельных элементов в почвах Армянской ССР	77

CONTENTS

<i>R. G. Babayev, A. S. Papoyan.</i> On the Minor Caucasus Jurassic and Early Cretaceous Scleractinia and Hydrozoa spreading zoogeographical peculiarities	3
<i>A. T. Aslanian, A. V. Haroutiunian.</i> The formation of middle-oceanic ridges in the light of experimental investigations at high thermodynamical parameters	12
<i>H. A. Khanzatian.</i> Clay minerals in the Southern Minor Caucasus Upper Permian and Lower Triassic carbonaceous rocks as criteria of paleogeographical environment	18
<i>A. R. Ishkhanian, I. Ya. Tsenter.</i> The Armenian highland Neogene-Quaternary lavas petromagnetic characteristic in connection with their composition and crystallization conditions peculiarities	25
<i>Kh. H. Sargsian.</i> The remote sensing information application in the Armenian highland seismicity investigations	37
<i>M. G. Gueokchakian.</i> The geological structures formation mechanism theoretical principles and regularities of their trend origin in the Earth's electromagnetic fields	50
<i>A. K. Matevosian.</i> The stimulated electrical field direction rotation by a multielectrode array	56
<i>S. Sh. Nouridjanian, V. S. Sarkisian, G. S. Giabayan.</i> Filtration from reservoirs during water level fluctuations	64

SHORT REPORTS

<i>T. A. Avakian, L. P. Yashvili.</i> On the discovering ore concretions in the Sisiian diatomite series (Armenian SSR)	71
<i>V. B. Seyranian.</i> The onyx marble new genetic type in Armenia	75
<i>L. A. Araratian, S. A. Zakharian.</i> On some regularities of alkaline-earth elements migration in the Armenian SSR grounds	77

Р. Г. БАБАЕВ, А. С. ЦАПОЯН

О ЗООГЕОГРАФИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЮРСКИХ И РАННЕМЕЛОВЫХ СКЛЕРАКТИНИЙ И ГИДРОЗОА МАЛОГО КАВКАЗА

На основании выявленных коралловых биоценозов и экологически сопутствующей фауны впервые для Малого Кавказа (территории Армянской ССР и Азербайджанской ССР) проведено палеозоогеографическое районирование. Малый Кавказ рассматривается как самостоятельная провинция, внутри которой по наличию неповторяющихся эндемичных видов и подвидов и по установленной границе распространения коралловых сообществ для соответственно исследованных геологических отрезков времени выделены три палеозоогеографических района: для бат-келловейского времени—Сомхето-Карабахский район; оксфорд-титонского—Иджеван-Дашкесанский, Карабахский и Кафанский районы и баррем-раннеаптского—Кафанский район. Составлены также карты-схемы, позволяющие наметить рубежи (границы) распространения коралловой фауны и изменения в их систематическом составе.

Важными зоогеографическими индикаторами мезозоя современного Мирового океана, в частности, Средиземноморского геосинклинального пояса, являются мелководные герматипные (рифостроящие) и агерматипные склерактинии и гидрозоя. Однако проблема палеозоогеографического районирования бассейнов ряда регионов указанного пояса далеко еще не разрешена. В целом, этот пробел объясняется либо недостаточной изученностью фауны палеобассейнов, либо палеонтологической неполнотой разрезов. К таким регионам относится и Малый Кавказ.

В связи с этим, на основании выявленных коралловых комплексов в пределах указанной территории и анализа литературных данных по идентичной фауне одновозрастных бассейнов предпринята попытка зоогеографического районирования юрского и раннемелового бассейнов исследованной территории по коралловым биоценозам, с учетом распространения герматипных и агерматипных кораллов, хеттид и строматопорондей.

До наших исследований зоогеографическое районирование юрских и меловых бассейнов СССР и сопредельных стран по фауне коралловых построек (склерактиний и экологически связанных с ними иных групп организмов) производилось рядом исследователей [8, 4]. Однако, в самой Малокавказской эвгеосинклинальной области зоогеографическое районирование по парастратиграфическим группам организмов проводится впервые.

Существуют различные мнения о принципах и методике биогеографического районирования древних морей с учетом распространения различных групп организмов в пространстве и времени в зависимости от исторической и тектонической обстановки [2, 9, 6, 7 и др.]. Нет необходимости анализировать все работы в этой области, так как они в общей форме критически были рассмотрены при установлении критериев районирования коралловых бассейнов мезозоя СССР и сопредельных стран [4].

При разработке вопросов палеозоогеографического районирования и для выяснения многих вопросов хордологии и экологии организмов мы придерживались существующей точки зрения, допускающей проведение районирования по отдельно взятой группе организмов [8, 4], а из существующих принципов зоогеографического районирования нами выбран ареалогенетический или фаунистический и типологический принципы.

За основу палеозоогеографического подразделения, согласно фаунистическому, типологическому и ландшафтно-географическому принципам районирования, нами принимается следующее соподчинение: область, провинция и район. Для этих целей изучалось распростране-

ние юрских и раннемеловых герматипных и агерматипных кораллов и экологически близких к ним групп фауны—хететид, строматопороидей, брюхоногих и двустворчатых моллюсков.

В результате зоогеографического анализа юрских и раннемеловых склерактиний и гидрозоа в пределах Средиземноморского геосинклинального пояса выделяются локальные биотопы, с очагами длительного периода развития этих организмов. Такие очаги были развиты в Крыму, на Кавказе, в Чехословакии, Польше, которые были разделены крупными и мелкими островными поднятиями и островками меридионального и поперечного направлений, служившими барьерами для проникновения личинок коралловой фауны и экологически близких к ним групп фауны в соседние биотопы. Соответственно создавались благоприятные условия для появления и развития большого числа эндемичной фауны.

В течение юрского периода и раннемеловой эпохи в систематическом составе склерактиний и гидрозоа в различных регионах Тетиса произошли изменения, по которым и произведено соответствующее зоогеографическое районирование. При этом, *области* характеризуются распространением определенного комплекса семейств, *провинции*—родов и видов, *районы*—отличаются одни от другого эндемичными видами, подвидами и некоторыми родами и видами. Изучение эндемичной фауны в целях палеозоогеографического районирования приобретает важное значение, указывая на существование отличительных условий внешней среды в очаге развития этой фауны, в частности—температуры, рельефа дна, его освещенности, характера субстрата, поступления терригенных и биогенных частиц с размываемых суши, гидрохимического и гидрологического режима и др.

До настоящего времени Малый Кавказ в номенклатуре зоогеографического районирования не был выделен как самостоятельный район, а рассматривался по брахиоподам в составе Германо-Кавказской подобласти в Кавказской провинции [7], а по склерактиниям и экологически близким к ним группам фауны—в составе Средиземноморской провинции, в так называемом Азербайджанском зоогеографическом районе [4].

В настоящее время Малый Кавказ (территории Армянской ССР и Азербайджанской ССР) на основании характерных таксонов и эндемичной фауны по юрским и раннемеловым склерактиниям и гидрозоа выделяется нами как самостоятельная провинция, которая в юрское и раннемеловое время отличалась тектонической активностью, выразившейся в интенсивном прогибании в начале ранней юры, воздыманием в конце юры, прогибанием в раннем мелу. В связи с этим наблюдались и изменения глубины моря, солевого, температурного и газового режимов, обусловленные пароксизмами подводного вулканизма и возникновением вулканических островов, что создавало разнообразные условия в локальных биотопах для обитания и расселения фауны. В одних участках бассейна или зоогеографической провинции создавались условия мелководья с многочисленными островами, в других—открытое море различной глубины, что соответственно изменяло температурные и гидродинамические условия бассейна в целом, на различных этапах его развития. Указанные обстоятельства привели к развитию в Малокавказской зоогеографической провинции в юрско-раннемеловое время представителей многочисленных надсемейств, семейств, родов и видов, среди которых выделяются и монопровинциальные таксоны.

Характерными и руководящими для выделенной провинции таксонами, имеющими широкое географическое распространение в Средиземноморской или Тетической области, являются представители надсемейств *Montlivaltioidae*, *Astraeoidae*, *Thamnasterioidae*, *Synastraeidae* и др. и семейств *Cyathophoridae*, *Stylinidae*, *Montlivaltiidae*, *Faviidae*, *Amphiastraeidae* и др.

Наряду с вышеуказанными крупными таксонами в пределах Малокавказской провинции четко выражен эндемичный характер склерактиний, представленный родами *Meandramorpha Bab.*, *Brevimaandra Bab.*, *Grandifavia Bab.*, *Carabachastraea Bab.* и 14 видами известных родов *Cyathophora parva Bab.*, *Heliocoenia bendukidzeae Bab.*, *H. choratani Pap.*, *Diplocoenia gagarini Bab.* и др.

Всего в Малокавказской провинции известно 50 родов склерактиний, 7 родов, принадлежащих хететидам, и 1 род—строматопоронидеям.

На основании важного таксономического критерия—наличия неповторяющихся эндемичных видов и подвидов и по установленной границе распространения коралловых сообществ внутри выделенной провинции в направлении с северо-востока на юго-запад выделяются три палеобногеографических района: Алаверди-Дашкесанский, Карабахский и Кафанский.

Следует отметить, что в пределах Малокавказской провинции устанавливается определенная связь и закономерность при выделении палеозоогеографических подразделений со стратиграфическим делением юры и раннего мела. В связи с этим, в пределах исследуемой территории для каждого геологического отрезка времени—для бат-келловейского*, оксфорд-титонского и баррем-раннеаптского составлены карты-схемы, позволяющие наметить рубежи (границы) распространения склерактиний и гидрозоа и изменения в их систематическом составе.

В бат-келловейское время (рис. 1) в пределах Малокавказской провинции нами выделен Сомхето-Карабахский биотоп, занимающий север-северо-западную и центральную часть акватории палеобассейна. В этом биотопе получают массовое развитие представители семейств *Montlivaltiidae* (род *Montlivaltia*) и *Microsoleniidae* (род *Chomatoseris*). К условиям неустойчивого режима бассейна седиментации (чередование процессов интенсивного вулканизма с периодами его затишья) было приурочено развитие указанного комплекса одиночных и колоннальных агерматипных кораллов, которыми были заселены лишь отдельные участки единого Сомхето-Карабахского биотопа [1].

Видовой состав кораллов выделенного биотопа представлен весьма неравномерно. Род *Montlivaltia* довольно разнообразен, род *Chomatoseris* представлен большим числом особей, принадлежащих лишь виду *Ch. orbulites (Lam.)*. Малокавказская провинция является единственным регионом, где обнаружено около 100 экземпляров вида *Ch. orbulites*, представленных различными возрастными его стадиями. Популяции этого вида полностью исчезают по всей территории Малого Кавказа к началу келловейского века. Не исключено, что одновременная гибель особей этой популяции, представленной различными возрастными стадиями в пределах Малокавказской провинции, связана с бурной подводной вулканической деятельностью, с очередным заносом туфогенного материала.

Единичными экземплярами представлены семейства *Synastraeidae* (представители рода *Dimorphastraea*) и *Stylophyllidae* (представители родов *Epismilia* и *Macgeopsis*). В целом, систематический состав выделенного биотопа представлен 7 семействами и 10 родами. Комплекс склерактиний и гидрозоа представлен в основном сообществом одиночных, редко колоннальных нерифостроящих (агерматипных) склерактиний и гидрозоа, обитающих в одной и той же, так называемой Закавказской фациально-тектонической зоне эвгеосинклинальной области Малого Кавказа (по Э. Шихалибейли и Р. Бабаеву). Появление представителей родов *Montlivaltia* и *Chomatoseris* в Малокавказской провинции четко приурочено к началу батского века, а пышного раз-

*) При этом принимается во внимание регрессивный характер среднего и верхнего бата.

вития поселения этих родов в Сомхето-Карабахском локальном биотопе достигают на протяжении всего бата и в начале келловейского века. Такое тождество в составе агермагипных коралловых комплексов Алавердской, Дашкесанской и Карабахской частей локального биотопа объясняется широким площадным распространением (ареалом) видов агерматипного комплекса, обусловленным свободным сообщением между различными частями биотопа, отсутствием интрагеоантисинальных поднятий, заметных крупных тектонических движений и горообразовательных процессов, которые способствовали бы миграции и развитию коралловой фауны.

Одинаковые условия существования представителей родов *Montlivaltia* и *Chomatoseris* нашли свое выражение в морфологии и характере популяций, а также в составе отложений, свидетельствуя тем самым о наличии в бат-келловейское время в пределах Малокавказской акватории бассейна локального биотопа. Наличие в выделенном Сомхето-Карабахском локальном биотопе нерифостроящих кораллов, являющихся обитателями относительно глубоководных морских условий [1] также не противоречит и предполагаемое положение береговой линии, значительно отстоящее от границы их распространения (рис. 1).

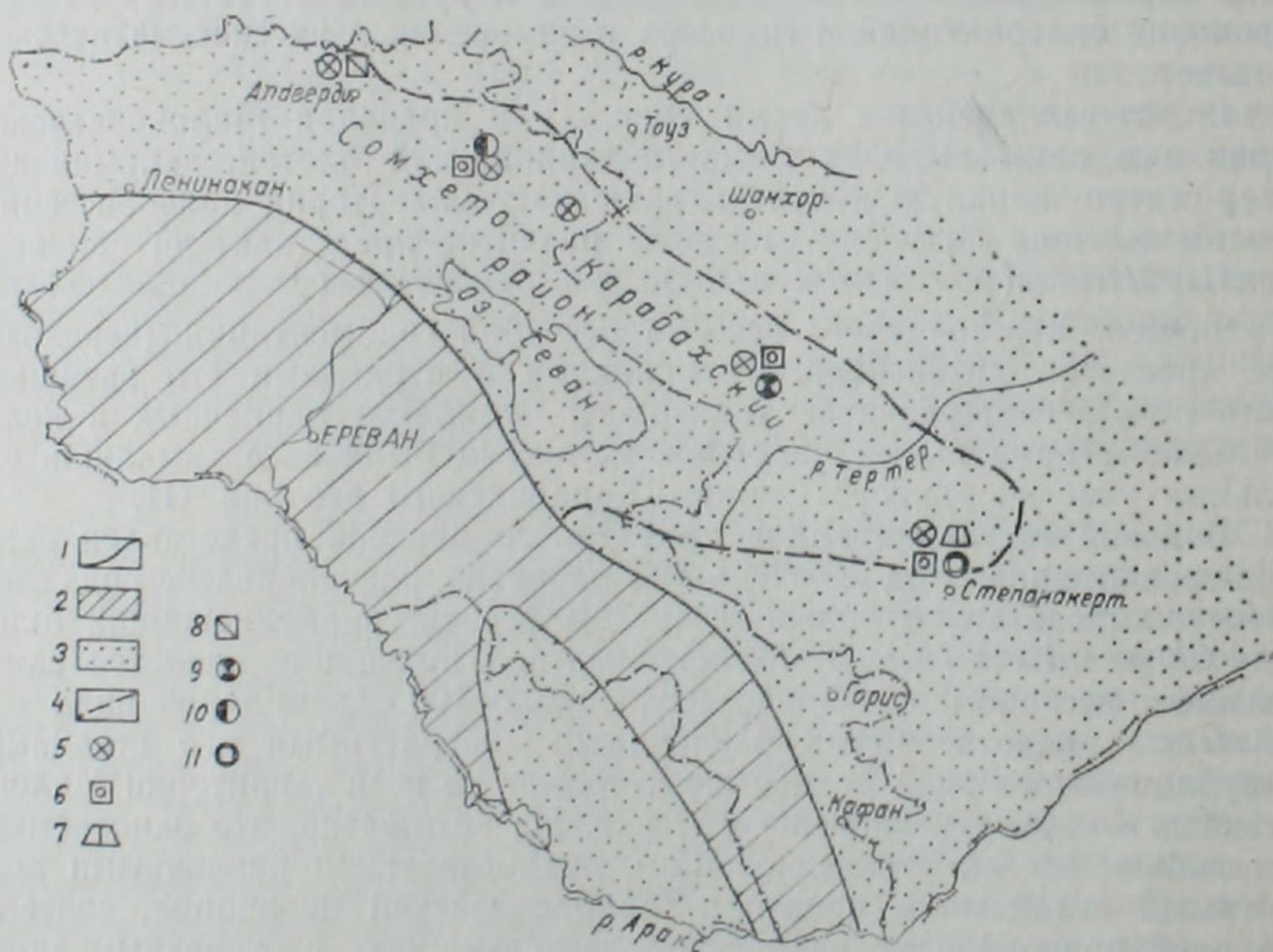


Рис. 1. Карта-схема географического распространения кораллов в бат-келловейское время для Малокавказской палеобиогеографической провинции: 1—предполагаемое положение береговой линии; 2—суша; 3—море; 4—граница распространения склерактиний в пределах Малокавказской провинции; 5—семейство *Montlivaltidae*; 6—семейство *Microsolentidae*; 7—семейство *Synaestraeidae*; 8—семейство *Favllidae*; 9—семейство *Amphlastraeidae*; 10—семейство *Stylophyllidae*; 11—хететиды.

В позднеюрское время, охватывающее оксфорд-титонский век, Малокавказская провинция претерпела некоторые изменения. Существующий со среднеюрского времени режим, несмотря на продолжающееся погружение бассейна, в конце эпохи приобретает новые черты. Хотя местами погружение бассейна и вулканическая деятельность до келловейского века включительно продолжают, однако вулканизм развивался неравномерно, с моментами его ослабления и усиления,

а сам бассейн носил мелководный, островной характер. Последние образовывались в результате освобождения из-под водного покрова сводовых частей положительных (Алавердской, Шамхорской, Гекгельской, Мровдагской, Агдамской, Карабахской, Лачинской и Кафанской) структур.

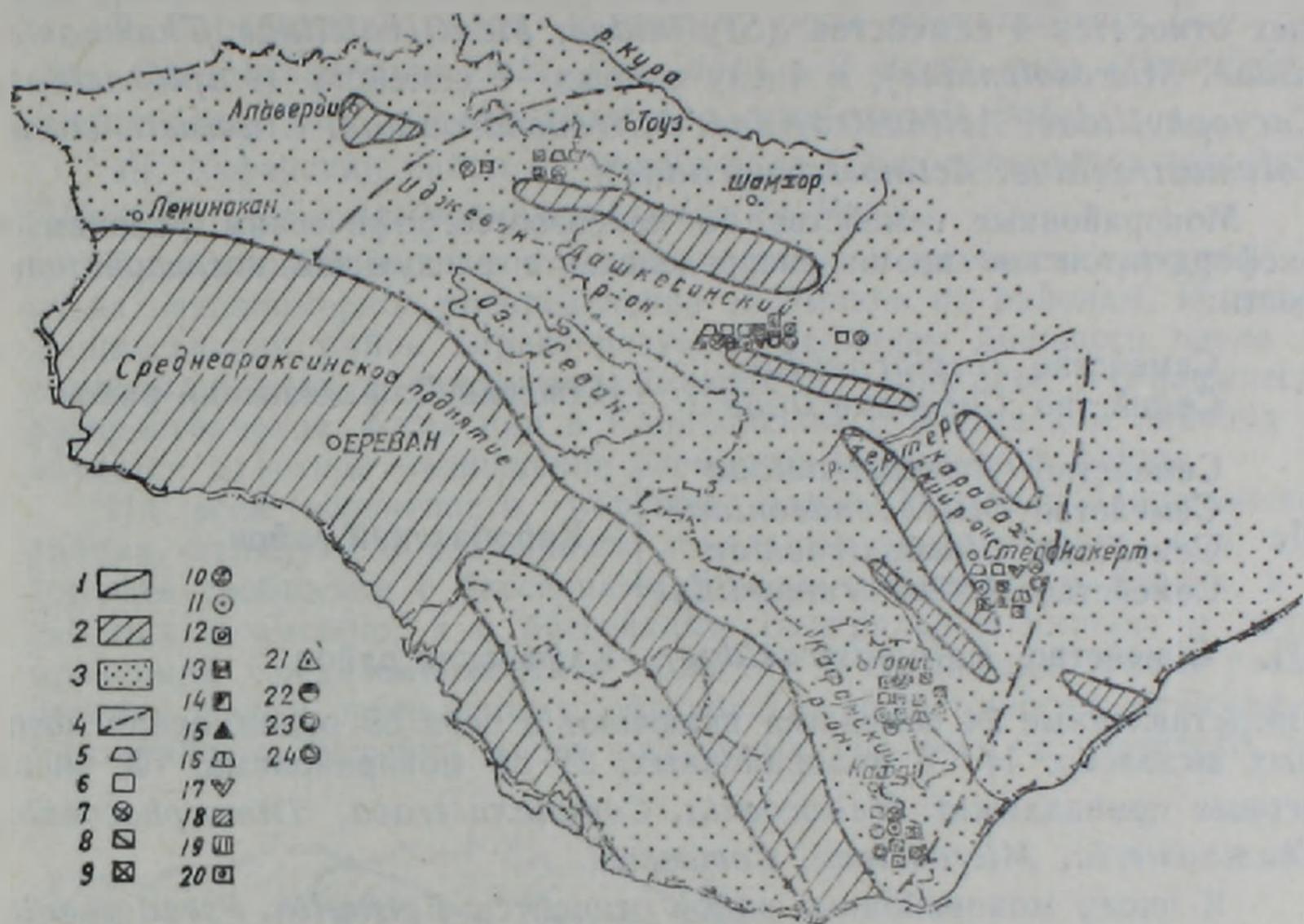


Рис. 2. Карта-схема географического распространения кораллов в оксфорд-титонское время для Малокавказской палеобногеографической провинции: 1—предполагаемое положение береговой линии; 2—суша; 3—море; 4—граница распространения склерактиний в пределах Малокавказской провинции; 5—семейство *Cyathophoridae*; 6—семейство *Stylinidae*; 7—семейство *Montlivaltiidae*; 8—семейство *Faviidae*; 9—семейство *Meandriidae*; 10—семейство *Amphiastraeidae*; 11—семейство *Thamnasteriidae*; 12—семейство *Microsolenidae*; 13—семейство *Dermosmilidae*; 14—семейство *Lato-meandriidae*; 15—семейство *Actinacidae*; 16—семейство *Synastraeidae*; 17—семейство *Smilotrochidae*; 18—семейство *Haplaraeidae*; 19—семейство *Caryophyllidae*; 20—семейство *Clausastraeidae*; 21—семейство *Actinastreaeidae*; 22—семейство *Mitridendronidae*; 23—хететиды; 24—строматопороиден.

На относительно малую глубину моря указывает и ассоциация кораллов, граница простирающихся которых непосредственно приурочена к участкам этих поднятий. Исходя из состава коралловых ассоциаций в оксфорд-титонский век, в Малокавказской провинции отчетливо выделяются: *Иджеван-Дашкесанский*, *Карабахский* и *Кафанский* зоогеографические районы (рис. 2). Последние, в пределах вышеуказанной провинции, территориально протягиваются с северо-запада на юго-восток, занимая Иджеванский, Шамшадинский, Казахский, Дашкесанский, Агджакендский, Мардакертский, Тоургачайский, Сарыбабинский, Мартунинский, Гадрутский, Хузабиртский и Гочасский прогибы, где склерактинии и гидрозоа наиболее богато представлены в различных фациях известняков и крупнозернистых туфопесчаников. В указанных участках бассейна эта фауна получила исключительно широкое распространение, составляя одну из основных и характернейших частей биоценоза существующего бассейна. Комплекс склерактиний в указанное время представлен в подавляющем большинстве герматипными, которые, занимая прибрежные части бассейна, приурочены

к участкам древних поднятий, являющихся областями размыва. Немаловажную роль в биоценозе моря в оксфорд-титонское время играли строматопороидеи и хететиды. В целом, комплекс кораллов представлен 24 семействами, из которых 4 принадлежат хететидам, а одно—строматопороидеям. Среди встреченных семейств удалось выделить: 1) полирайонные и 2) монорайонные семейства. К числу первых относятся 4 семейства (*Stylinidae*, *Montlivaltiidae*, *Thamnasteriidae*, *Microsolenidae*); к числу вторых—7 семейств (*Haplaraeidae*, *Caryophyllidae*, *Actinastraeidae*, *Mitrodendronidae*, *Clausastraeidae*, *Columastraeidae*, *Actinostromariidae*).

Монорайонные семейства по палеозоогеографическим районам в оксфорд-титонское время распределены в следующей последовательности:

- | | | | |
|------|-------------------------------------|------------------|-----------------------------|
| I. | Семейство <i>Haplaraeidae</i> | } | —Иджеван-Дашкесанский район |
| | Семейство <i>Caryophyllidae</i> | | |
| II. | Семейство <i>Actinastraeidae</i> | } | —Карабахский район |
| | Семейство <i>Mitrodendronidae</i> | | |
| | Семейство <i>Clausastraeidae</i> | | |
| | Семейство <i>Actinostromariidae</i> | | |
| III. | Семейство <i>Columastraeidae</i> | —Кафанский район | |

Представленные 24 семейства включают в себя 59 родов, среди которых выделено: 1) 6 полирайонных, 2) 36 монорайонных. К числу первых принадлежат: *Heliocoenia*, *Complexastraea*, *Dimorphocoenia*, *Thamnasteria*, *Microsolena*, *Comoseris*.

К числу монорайонных родов относятся: *Epismilia*, *Pseudocoenia*, *Ironella*, *Aplophyllia*, *Felixigyra*, *Myriophyllia*, *Confusastraea*, *Meandramorpha*, *Brevimaeandra*, *Latiphyllia*, *Puschastraea*, *Rhabdophyllia*, *Carabachastraea*, *Grandifavia*, *Stephanocoenia*, *Dimorpharaea*, *Dermoseris*, *Dendraraea*, *Actinaraeopsis*, *Microphyllia*, *Ovalastraea*, *Latiastrea*, *Allocoenia*, *Actinastraea*, *Aplosmilia*, *Rhipidogyra*, *Psammogyra*, *Schizosmilia*, *Mitrodendron*, *Clausastraea*, *Actinaraea*, *Trochocyathus*, *Astrotyloopsis*, *Actinostromaria*, *Blastochaetetes*, *Ptychochaetetes*.

Распределение монорайонных родов по палеозоогеографическим районам в оксфорд-титонское время следующее:

I. Иджеван-Дашкесанский район—11 родов (*Pseudocoenia*, *Confusastraea*, *Meandromorpha*, *Brevimaeandra*, *Dimorpharaea*, *Dermoseris*, *Dendraraea*, *Actinaraeopsis*, *Psammogyra*, *Trochocyathus*, *Blastochaetetes*).

II. Карабахский район—21 род (*Aplophyllia*, *Felixigyra*, *Myriophyllia*, *Latiphyllia*, *Puschastraea*, *Rhabdophyllia*, *Carabachastraea*, *Grandifavia*, *Ovalastraea*, *Latiastrea*, *Allocoenia*, *Actinastraea*, *Aplosmilia*, *Rhipidogyra*, *Schizosmilia*, *Mitrodendron*, *Clausastraea*, *Actinaraea*, *Astrotyloopsis*, *Actinostromaria*, *Ptychochaetetes*).

III. Кафанский район—4 рода (*Epismilia*, *Ironella*, *Stephanocoenia*, *Microphyllia*).

В выделенных в верхнеюрскую эпоху палеозоогеографических районах основная роль принадлежит представителям новых родов и видов. Они распределены следующим образом:

I. Иджеван-Дашкесанский район—2 новых рода (*Meandramorpha* Bab. gen. nov., *Brevimaeandra* Bab. gen. nov.) и 12 новых видов

(*Cyathophora parva* Bab., *Heliocoenia bendukidzaea* Bab., *H. chortani* Pap., *Diplocoenia gagarini* Bab., *Thecosmilia vurguni* Bab., *Th. zagaliensis* Bab., *Dimorphocoenia jurassica* Bab., *Meandramorpha daschkessanica* Bab., *Brevimaeandra alizadei* Bab., *Calamophylliopsis kyrvakarensis* (Bab)).

II. Карабахский район—2 новых рода (*Grandifavia* Bab. gen. nov., *Carabachastraea* Bab., gen. nov) и 2 новых вида (*Grandifavia bendukidzaea* Bab., *Carabachastraea syzylcaensis* Bab.).

III. Кафанский район—2 новых вида (*Dimorphocoenia schachtverdijarensis* Bab., *Actinaraea meandroida* Pap.).

Приведенный выше состав новых родов и видов склерактиний показал неравномерное распределение эндемиков по районам. Иджеван-Дашкесанский район характеризуется наличием большого числа эндемиков, наряду с таксонами, имеющими обширное географическое распространение, тогда как в Карабахском и Кафанском районах намечается заметное уменьшение элементов эндемичной фауны.

По всей вероятности, морской залив Иджеван-Дашкесанского района, наряду с образованием локальных экологических ниш, имел хорошее сообщение с бассейнами Большого Кавказа и Крыма, а через них, возможно, и с бассейнами Центральной Европы и других провинций Средиземноморской области. А специфика такого распределения фауны, по-видимому, обусловлена непостоянным режимом существующего бассейна в его различных участках, в частности, глу-

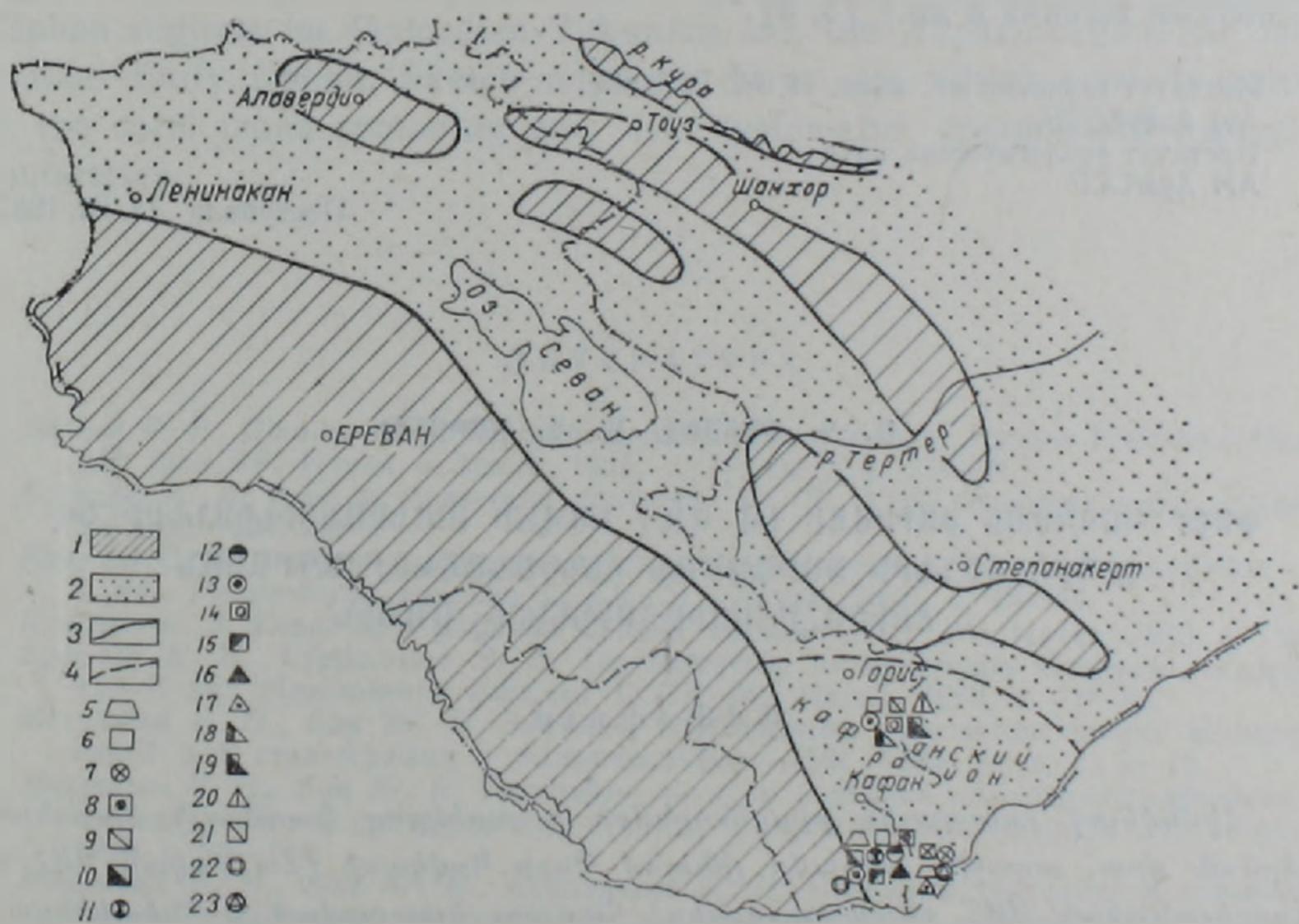


Рис. 3. Карта-схема географического распространения кораллов в баррем-раннеаптское время для Малокавказской палеобиогеографической провинции: 1—суша; 2—море; 3—предполагаемое положение береговой линии; 4—граница распространения склерактиний в пределах Малокавказской провинции; 5—семейство *Cyathophoridae*; 6—семейство *Styllniidae*; 7—семейство *Montlivaltidae*; 8—семейство *Clausastraeidae*; 9—семейство *Favillidae*; 10—семейство *Echinoporidae*; 11—семейство *Amphistraeidae*; 12—семейство *Mitrodendronidae*; 13—семейство *Thamnasteriidae*; 14—семейство *Microsolenidae*; 15—семейство *Latomeandriidae*; 16—семейство *Actinacidae*; 17—семейство *Actinastreaeidae*; 18—семейство *Placosmiliidae*; 19—семейство *Placocaenidae*; 20—семейство *Poritidae*; 21—семейство *Meandriidae*; 22—хететиды; 23—строматопорониды.

биной бассейна, рельефом дна, характером и степенью интенсивности поступления терригенных и биогенных частиц с размываемых суш, характером проявления подводного вулканизма и т. д.

И, наконец, в раннемеловую эпоху (баррем-раннеаптское время) граница распространения кораллов в пределах Малокавказской провинции заметно сместилась к югу в связи с изменением тектонической обстановки в конце поздней юры, с проявлением киммерийской фазы складчатости, где морской бассейн носил островной характер. Территория, занятая островными поднятиями (Алавердским, Бердским, Шамхорским, Мровдагским, Карабахским, Лачинским и др.), значительно по площади увеличивается, занимая, в целом, северо-восточные части исследованной территории (рис. 3). Площадь морской акватории в связи с этим заметно сужается, расширяясь лишь в юг-юго-западной части Малокавказской провинции. В указанное время в пределах провинции сохраняется лишь Кафанский палеозоогеографический район. В комплексе встреченных кораллов значительная роль принадлежит также строматопороидеям и хететидам. Ассоциация кораллов представлена 15 семействами, принадлежащими 23 родам. Большинство из встреченных родов (*Thecosmilla*, *Calamophylliopsis*, *Microsolena* и др.), зародившись еще в оксфорд-кимериджское время, продолжает свое развитие и в баррем-раннеаптское время. Наличие такой преемственности между позднеюрскими и раннемеловыми кораллами свидетельствует о существовании в пределах Малокавказской провинции в указанное время единого этапа осадконакопления и почти одинаковых условий для развития коралловой фауны, что намечается и по ряду регионов Средиземноморской области (Крым, Северный Кавказ и др.) [3, 5].

Институт геологии им. акад. И. М. Губкина
АН АзербССР.
Институт геологических наук
АН АрмССР

Поступила 15. IX. 1987.

Ռ. Գ. ԲԱՐԱԵՎ, Ա. Ս. ՊԱՊՈՅԱՆ

ՓՈՔՐ ԿՈՎԿԱՍԻ ՅՈՒՐԱՅԻ ԵՎ ՎԱՂ ԿԱՎՃԻ ՍԿԼԵՐԱԿՏԻՆԻԱՆԵՐԻ ԵՎ
ՀԻՒՐՈՋՈՒԱՆԵՐԻ ՏԱՐԱԾՄԱՆ ԿԵՆԴՐԱՆԱՇԽԱՐՀԱԳՐԱԿԱՆ
ՅՈՒՐԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հիմնվելով բուստային բիոցենոզների և ուղեկցող ֆաունայի հայտնաբերման վրա, առաջին անգամը լինելով Փոքր Կովկասի (Հայկական ՄՍՀ և Ադրբեջանական ՄՍՀ բնատարածքներ) համար, կատարված է հնեակենդանաշխարհագրական շրջանացում: Փոքր Կովկասը նկարագրվում է որպես մի ինքնուրույն մարզ, որի սահմաններում, ըստ անկրկնելի էնդեմիկ տեսակների և էնթատեսակների առկայության ու բուստային համակեցությունների տարածման սահմանների որոշման, երկրաբանական ժամանակի տարրեր հատվածներին համապատասխան, առանձնացվում են երեք հնեակենդանաշխարհագրական շրջաններ. բաթ-կելովիյի համար՝ Սոմխեթա-Ղարաբաղի շրջանը, օբս-ֆորդ-տիտոնի համար՝ Իջևան-Դաշքեսանի, Ղարաբաղի և Ղափանի շրջանները, իսկ բարրեմ-վաղ ապտի համար՝ Ղափանի շրջանը: Կադմված են

նաև քարտեղ-սխեմաներ, որոնք թույլ են տալիս սլարդելու բուստային ֆաունայի տարածման սահմանները և նրա համակարգային կաղմում տեղի ունեցող փոփոխությունները:

R. G. BABAYEV, A. S. PAPOYAN

ON THE MINOR CAUCASUS JURASSIC AND EARLY CRETACEOUS
SCLERACTINIA AND HYDROZOA SPREADING ZOOGEOGRAPHICAL
PECULIARITIES

A b s t r a c t

On the basis of revealed coral biocenoses and ecologically accompanying fauna for the first time for the Minor Caucasus (territories of the Armenian SSR and the Azerbaijan SSR) a paleozoogeographical zoning is carried out. The Minor Caucasus is considered as an independent province, in the limits of which, by the presence of unique endemic species and subspecies as well as by the spreading boundaries of coral associations, for investigated geological time intervals following three paleozoogeographical zones are marked out: the Somkhet-Karabagh region for Bathonian-Callovian, the Idjevan-Dashkesan, Karabagh and Kaphan regions for Oxfordian-Tithonian and the Kaphan region for Barremian—Early Aptian. Sketch-maps are drawn up, which allow to outline the coral fauna spreading and its systematic composition changes boundaries.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Бабаев Р. Г., Папоян А. С. Юрские агерматипные кораллы Малого Кавказа.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1985, т. 37, № 2, с. 25—30.
2. Борисяк А. А. Курс исторической геологии. М.—Л.: ГИТ горногеол.-нефт. изд-во, 3-е изд., 1934, 200 с.
3. Краснов Е. В. Значение позднемезозойских склерактиний для палеобиогеографии.— В кн.: Мезозойские кораллы СССР. М.: Наука, 1970, с. 49—54.
4. Краснов Е. В. Кораллы в рифовых фациях мезозоя СССР. М.: Наука, 1983, с. 159.
5. Краснов Е. В., Старостина Э. А. Позднеюрские склерактинии Северного Кавказа.—В кн.: Мезозойские кораллы СССР. М.: Наука, 1970, с. 75—80.
6. Макридин В. П., Кац Ю. И. Значение обобщающих палеонтологических исследований для стратиграфии и палеогеографии.—ПЖ, 1965, № 3, с. 3—15.
7. Макридин В. П., Кац Ю. И. Некоторые вопросы методики палеобиогеографических исследований.—В кн.: Организм и среда в геологическом прошлом, М.: Наука, 1966, с. 98—114.
8. Макридин В. П., Кац Ю. И., Кузьмичева Е. П. Принципы, методика и значение фауны коралловых построек для зоогеографического районирования юрских и меловых морей Европы, Средней Азии и сопредельных стран.—В кн.: Ископаемые рифы и методика их изучения. Свердловск: Труды 3-ей палеоэколого-литологич. сессии, 1968, с. 184—195.
9. Эйно О. Л. Содержание и связи палеоэкологии и палеобиогеографии.—В кн.: Организм и среда в геологическом прошлом. М.: Наука, 1966, с. 85—97.

А. Т. АСЛАНЯН, А. В. АРУТЮНЯН

СТАНОВЛЕНИЕ СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ
В СВЕТЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИ
ВЫСОКИХ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРАХ

На основании результатов исследований упругих и плотностных свойств мафитов и ультрамафитов Малого Кавказа при высоких давлениях и температурах, а также многочисленных геолого-геофизических данных, имеющих по срединно-океаническим хребтам, интерпретируются фактические геолого-геофизические данные. При образовании срединно-океанических хребтов определенная роль принадлежит третьему слою океанической коры, который представлен в основном серпентинизированными ультрабазитами.

В настоящей статье сделана попытка на основании результатов лабораторных исследований при высоких термодинамических условиях, а также известных геолого-геофизических данных наметить механизм образования срединных хребтов.

Представление о перидотитовом составе вещества верхней мантии и связи с ним интрузий ультрамафитов пользуется большой популярностью. Сейсмологические исследования показали приблизительное постоянство мощности третьего слоя океанической коры. Указанный факт, отмеченный впервые Хессом ([8], а также находки серпентинизированных пород в осевых зонах срединных хребтов дали основание предполагать, что третий слой океанической коры состоит в основном из серпентинизированных перидотитов, в которых скорости прохождения продольных волн v_p весьма изменчивы и колеблются от 6,0 до 6,9 км/сек (среднее значение 6,7 км/сек).

Срединно-океанические хребты представляют крупнейшие морфологические структуры океанической коры, сопоставимые с геосинклинальными поясами; средняя ширина их 1300 км (по гребню 200—300 км), высота гребня около 2,5 км, суммарная протяженность примерно 65000 км [5, 6]. Вдоль этих хребтов отмечаются необычайно высокие значения теплового потока, многочисленные очаги мелкофокусных землетрясений и небольшие аномалии силы тяжести (до ± 50 мгл). У гребня их слой-3 характеризуется скоростями продольных волн 4,5—5,5 км/сек (вместо обычных 6,0—6,9 км/сек), а поверхность Мохоровичича не фиксируется или представлена, возможно, зоной перехода от скоростей, характеризующих слой-3, к скоростям около 7,4 км/сек [8]. Хесс объясняет приподнятое положение хребта изменением плотности перидотитового вещества от 3,3 г/см³ (оливин) до 2,6 г/см³ (серпентин), причем для поднятия хребта на 2—2,5 км, по его оценкам, требуется сильная серпентинизация (до 70%) 8-километрового слоя подстилающих пород верхней мантии.

Трансформные разломы расчленяют в поперечном направлении срединные хребты на отдельные сегменты. К этим структурам приурочены многочисленные вулканические и сейсмические очаги, а также серпентинитовые протрузии. Вместе с этим геофизические исследования показали преобладание в осевых зонах срединных хребтов, в самой верхней части литосферы, горизонтальных сжимающих напряжений над растягивающими [9], что подкрепляется анализом тектонических данных [10]; фундаментальный интерес представляет обнаружение в рифтовых долинах гидротермальных источников с температурой до 400°C. В осевой части рифтов почти полностью отсутствует осадочный слой. Значительную роль в составе рифтов играют серпентинизированные породы. Заметно большое развитие получают здесь базальтовые потоки шаровой текстуры.

По представлениям сторонников тектоники плит, в рифтовых зонах литосферные плиты расходятся, освобождая место для внедрения базальтов и формирования новой океанической коры, а в глубоководных желобах плиты погружаются в мантию и уничтожаются. Важно понять, каким образом осуществляется раздвижение (спрединг) океанического дна, как наращивается новая кора и как образуются новые структуры океанической коры.

Предложено более дюжины моделей их образования, которые обеспечили существенный прогресс в решении проблемы, но в ряде случаев остаются внутренне противоречивыми. Предлагаемая ниже модель построена на основании результатов экспериментальных исследований базитов и ультрабазитов Малого Кавказа при высоких термодинамических условиях. Данные этих исследований опубликованы в работах [1—3 и др.].

Проанализировав имеющиеся данные о составе и свойствах океанической коры (особенно по срединно-океаническим хребтам) и учитывая упругие, плотностные и реологические свойства серпентинитов и серпентинизированных ультрабазитов при высоких давлениях и температурах, мы придерживаемся предположения о том, что в состав современной океанической коры входят в различной степени серпентинизированные породы, которые залегают непосредственно под базальтовым слоем между корой и мантией. Мы предполагаем, что подобно офиолитовым структурам [2, 3], при образовании срединных хребтов определенную роль играют серпентинизированные массы третьего океанического слоя (рис. 1). Вследствие высокой пластичности и низкой плотности (по отношению к вышележащим породам с-

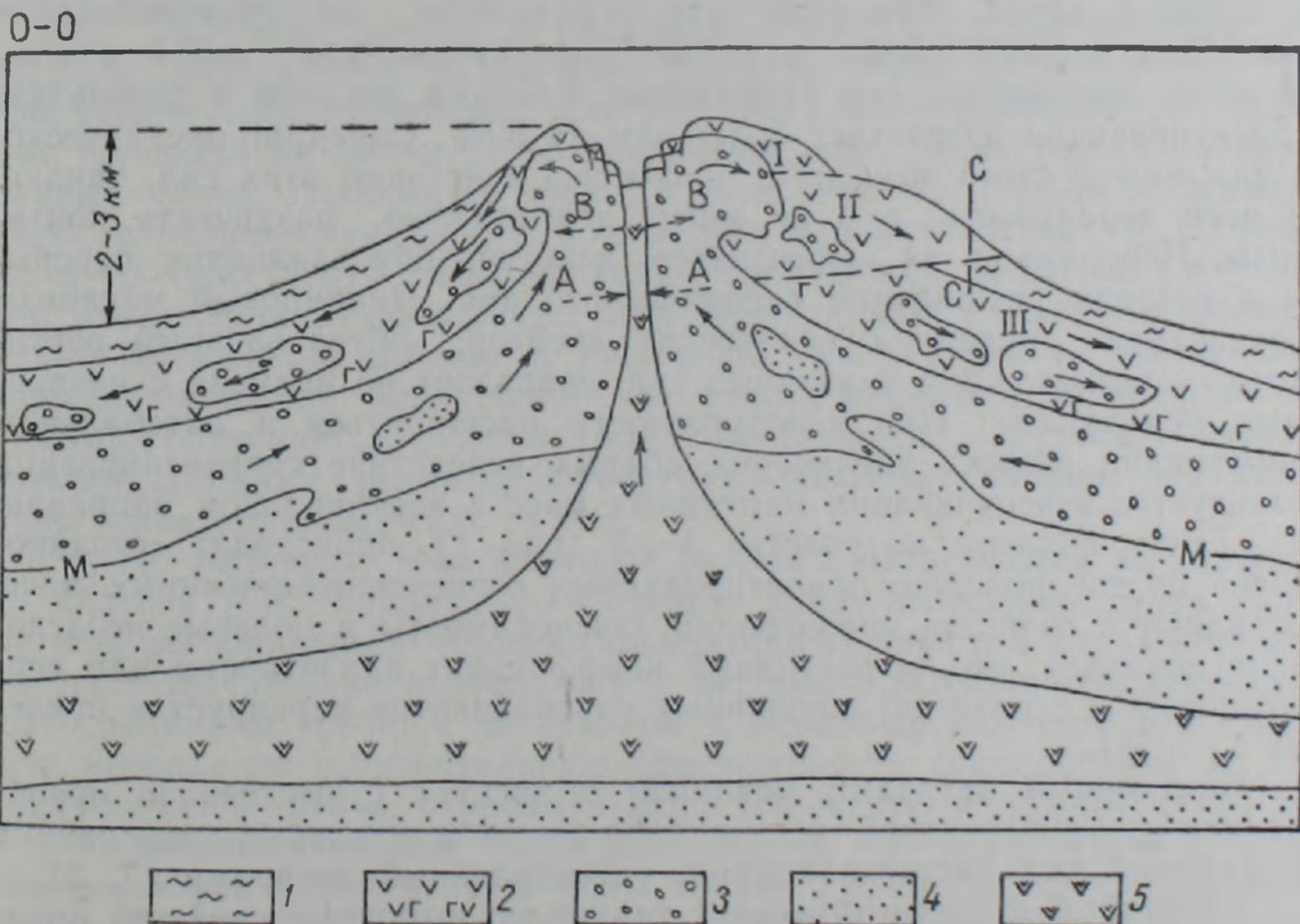


Рис. 1. Схема образования срединно-океанических хребтов.

1—осадочный слой, 2—вулканогенный слой, 3—серпентинизированные ультрабазиты, 4—ультрабазиты—верхняя мантия, 5—магматические расплавы.

нового состава) они по тектоническим трещинам центральной зоны обеих сторон всплывают вверх и в виде протрузий внедряются в океаническую кору. По всей вероятности, этот процесс начался в юрское время—в начале крупного глобально выраженного тектоно-магматического цикла. За всплыванием серпентинизированных масс следуют из-

лияния базальтовых лав. Рост и расширение срединных хребтов, в данном случае, обуславливаются не только внедрением многочисленных даек и спредингом океанического дна, но и внедрением в осевую часть хребта и распирающим действием серпентинизированных масс. Накопленные в осевой зоне рифта большие массы лав под влиянием собственного веса соскальзывают вниз по серпентинизированному слою к подножьям хребта, захватывая серпентинизированные блоки 3-го океанического слоя, причем между этими блоками сохраняется мало-мощный осадочный слой (разрез С—С, рис. 1).

Рассматривая действующие силы в осевой плоскости хребта, можно отметить, что вследствие «столкновения» противоположно всплывающих серпентинизированных слоев, на определенной глубине (5—6 км) возникают силы горизонтального сжатия (разрез А—А, рис. 1). При всплывании силы горизонтального сжатия постепенно переходят в силы растяжения (разрез В—В, рис. 1), ввиду сохранения серпентинизированными слоями своей геометрической формы.

В предложенной схеме мы пытались интерпретировать указанные выше явления в следующем смысле:

1. В предложенной нами модели силы горизонтального распора, которые возникают вследствие процесса серпентинизации, обуславливают стрессовые напряжения в слое-3. Если до серпентинизации распирающее горизонтальное напряжение равнялось $\sigma_0 = \frac{\nu_0}{1-\nu_0} \rho_0 \cdot g \cdot h$,

то после серпентинизации оно будет $\sigma'_0 = \frac{\nu'}{1-\nu'} \rho' \cdot g \cdot h'$ (ν — коэффициент Пуассона, ρ_0 — плотность пород, g — гравитационное ускорение, h — толщина слоя).

Принимая для перидотитов до серпентинизации $\nu_0 = 0,25$ и $\rho_0 = 3,2 \text{ г/см}^3$, а после серпентинизации $\nu' = 0,4$ и $\rho' = 2,6 \text{ г/см}^3$, выясняется, что напряжение бокового распора в результате серпентинизации возрастает более чем на 50%. Спрединг океанического дна можно было объяснить полностью действием этих сил, однако, по всей вероятности, они не могут перманентно раздвигать континенты. Перерывы в их эффективном действии обуславливают перерывы в истории расширения океанического дна. Диапировый механизм образования срединно-океанических хребтов, обусловленный вертикальным компонентом указанных сил, совпадает во времени с названными перерывами. При невозможности расширяться в латеральном направлении эффект увеличения объема вследствие серпентинизации реализуется в вспучивании мантийных масс в вертикальном направлении. Таким образом на участке А—А (рис. 1) происходит «столкновение» противоположно ориентированных серпентинизированных масс, проявляются свойства анизотропии (эксперименты и полевые исследования показали, что эффективный коэффициент анизотропии для серпентинитов и серпентинизированных ультрабазитов варьирует в пределах 4—11%).

Намеченный авторами механизм объясняет существенное преобладание в самой верхней части литосферы горизонтальных сжимающих напряжений над растягивающими, установленный авторами [7, 8].

Указанный процесс объясняет также анизотропные свойства литосферы на глубине 5—8 км ниже кровли твердой коры, на уровне слоя-3.

Упругая анизотропия литосферы океанов стала обсуждаться в литературе после выхода в 1964 г. статьи Х. Хесса, который проанализировал данные Д. Ж. Шора и Р. В. Рейга о величинах скорости продольных сейсмических волн (v_p) на нескольких участках дна Тихого океана и показал зависимость их от направления. Позднее аналогичные данные были получены на крестообразных и дуговых сейсмических профилях в пределах более чем 25 участков Тихого и Атлантического океанов. Кроме специально выполненных профилей, сведения о суще-

ствовании анизотропии скорости получены на рядовых профилях глубинного сейсмического зондирования. Общая схема распределения в зависимости от азимута сейсмических профилей повсеместно одна и та же: величина скорости в субширотном направлении в среднем больше, чем в субмеридиональном [4].

2. Данные глубоководного бурения с корабля «Гломар Челенджер» показали, что в некоторых скважинах происходит переслаивание базальтов и брекчий с осадочным цементом, базальтов и известковых илов и т. д., а в скважине № 334, пробуренной на Северо-Атлантическом срединном хребте, с глубины 310 м состав пород существенно меняется. Здесь вскрываются неправильно чередующиеся оливиновые габбро, серпентинизированные перидотиты и брекчии из обломков габбро и перидотитов с известковым цементом. По мнению некоторых исследователей, эта толща относится уже к слою-3 океанической коры. Если это так, то данный разрез свидетельствует о том, что океанические осадки участвуют в строении не только второго, но и третьего океанического слоя.

Иная картина рисуется в предложенной нами схеме. Серпентинизированные блоки третьего слоя с осевой части хребта вовлекаются в базальтовые лавы и под действием гравитационных сил соскальзывают по склону хребта вниз. Таким образом, серпентинизированные отторженцы третьего океанического слоя скорее всего участвуют также в составе второго вулканического слоя. Переслаивание базальтов и осадочных пород может быть объяснено как перерывами в излиянии лав, так и соскальзыванием базальтовых блоков. При соскальзывании верхнего второго блока по отношению к третьему между ними могут оказаться осадочные породы, как это показано в разрезе С—С (рис. 1).

3. Рифтовые долины в сводовых частях срединно-океанических хребтов представляют собой цепь длинных, узких тектонических трогов, ограниченных сбросами. Для рифтовых зон характерны разобщенные приподнятые блоки. В предложенной нами схеме серпентинизированные блоки, поднимаясь вверх в виде жестких слябов, сохраняют свою геометрическую форму, покрываясь лавовыми потоками. На уровне В—В (рис. 1) эти блоки начинают расходиться, испытывая влияние сил растяжения. Продолжение указанного процесса может привести к рифтообразованию именно в срединной части хребта. Нормальное сбросообразование, наблюдаемое во многих рифтовых долинах, по-видимому, объясняется разрушением уже поднятых, покрытых базальтовыми потоками, жестких серпентинизированных блоков, под влиянием гравитационных сил.

4. По размерам трансформные разломы разделяются на несколько классов [6]: глобальные—имеющие длину несколько тысяч километров, региональные—горизонтальная протяженность и расчлененность которых значительно меньше, чем у первых, и локальные—пересекающие срединный хребет с интервалом в несколько километров и имеющие небольшую горизонтальную протяженность (они нередко не выходят из зоны хребта, охватывая лишь его осевую и гребневую части).

Из рассматриваемой схемы следует, что при образовании локальных разломов определенную роль играют процессы соскальзывания базальтовых масс с оси хребта по склону. Соскальзывание блоков (хребтов) базальтовых масс, естественно, происходит неодновременно, вследствие чего между блоками могут образоваться локальные разломные структуры, которые в таком случае должны располагаться поперек оси хребта. Этим можно объяснить соизмеримость локальных разломов с шириной срединно-океанического хребта.

Наличие серпентинитовых протрузий, морфологически проявляющихся в виде приразломных хребтов, и гидротермальной активности объясняется авторами работы [6] как результат проникновения морской воды до ультраосновных пород и их серпентинизации. При серпентинизации породы становятся более легкими, образуют серпенти-

нитовые протрузии, морфологически проявляющиеся в виде приразломных хребтов. Гидротермы приуроченные к приразломным структурам, по мнению авторов той же работы, являются результатом выхода из больших глубин разогретой океанической воды, причем выясняется, что чем ниже скорость спрединга, тем слабее гидротермальная деятельность.

Интерпретируя приведенные факты, серпентинитовые протрузии и связанные с ними гидротермы, приуроченные к трансформным разломам, можно предполагать, что причиной образования серпентинитовых протрузий является не морская вода, проникшая в толщу ультраосновных пород третьего слоя и верхней мантии, а уже существующие серпентинизированные породы самого третьего слоя, которые по слабым участкам вышележащего второго океанического слоя внедряются в виде протрузий и достигают дна океана.

В районах срединных хребтов на определенной глубине, как указывалось выше, существуют активные силы сжатия и высокий тепловой поток, обуславливающие дегидратацию серпентинизированных пород третьего слоя; можно полагать, что дегидратированная вода в разогретом состоянии поступает на дно океана в виде гидротерм.

Пассивность гидротермальной деятельности в низкоскоростных срединных зонах может оказаться следствием невысоких значений температуры и давления, следовательно, и малой интенсивности процесса дегидратации серпентинизированных пород.

5. Под углом зрения указанных выше идей, в предложенной нами схеме можно интерпретировать такие данные по срединным хребтам, как отрицательные аномалии силы тяжести, низкие скорости v_p в осевой части хребта, увеличение возраста пород от оси хребта к его подножиям и т. д.

Вопрос о существовании в верхней части мантии достаточного количества воды для серпентинизации ультраосновных пород является предметом дискуссии. Однако в последние годы появился ряд публикаций, в которых делается усиленная попытка связать эти воды с верхней мантией и обосновать возможность проникновения океанических вод в литосферу до глубины 10—12 км. Исследование проницаемости ультраосновных пород в связи с их серпентинизацией показало [7], что глубина просачивания вод составляет 4,8 км при температурном градиенте 160 град/км и 9,4 км при температурном градиенте 30 град/км. Следовательно, можно полагать, что серпентинизация пород третьего слоя океанической коры является результатом воздействия инфильтрации океанической воды на ультрабазиты верхней мантии, причем инфильтрация вод происходит, вероятно, по всей площади океанического дна.

В заключение отметим, что для обоснования рабочих схем, связанных с проблемой образования срединно-океанических хребтов, необходимо гораздо больший объем геофизических и геологических данных, а также данные исследований физико-механических свойств горных пород при высоких давлениях и температурах.

Институт геологических наук
АН АрмССР
Ереванский политехнический институт
им. К. Маркса

Поступила 19. XI. 1987.

Ա. Տ. ԱՍԻԱՆՅԱՆ, Ա. Վ. ՀԱՐՈՒԹՅՈՒՆՅԱՆ

ՄԻՋԻՆ-ՕՎԿԻԱՆՈՍԱՅԻՆ ԼԵՌՆԱՇՂԹԱՆԵՐԻ ԿԱԶՄԱՎՈՐՈՒՄԸ, ԲԱՐՁՐ
ՋԵՐՄԱՃՆՇՈՒՄԱՅԻՆ ԲՆՈՒԹԱԳՐԵՐՈՎ ՓՈՐՁԱՐԱՐԱԿԱՆ
ՀԵՏԱԶՈՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԼՈՒՅՍԻ ՏԱԿ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Փոքր Կովկասի մաֆիտների և ուտրամաֆիտների բարձր ճնշումների ու ջերմաստիճանների պայմաններում առաձգականության և խտության ու-

սումնասիրությունների արդյունքների, ինչպես նաև միջին-օվկիանոսային լեռնաշղթաներին վերաբերող բազմաթիվ երկրաբանա-երկրաֆիզիկական տվյալների հիման վրա առաջարկվում է միջին-օվկիանոսային լեռնաշղթաների առաջացման մի մեխանիզմ, որի միջոցով մեկնաբանվում են փաստացի երկրաբանա-երկրաֆիզիկական տվյալները: Ըստ հեղինակների պատկերացումների, միջին-օվկիանոսային լեռնաշղթաների կազմավորման մեջ որոշակի դեր ունի սերպենտինացած ուլտրաբազալիտներով ներկայացված օվկիանոսային կեղևի երրորդ շերտը:

A. T. ASLANIAN, A. V. HAROUTIUNIAN

THE FORMATION OF MIDDLE-OCEANIC RIDGES IN THE LIGHT OF EXPERIMENTAL INVESTIGATIONS AT HIGH THERMODYNAMICAL PARAMETERS

A b s t r a c t

On the basis of Minor Caucasus mafites and ultramafites elastic and density properties investigations at high pressures and temperatures results, as well as of numerous geological-geophysical data on middle-oceanic ridges, a new mechanism of middle-oceanic ridges formation is proposed, which the factual geological-geophysical data are interpreted by. The authors suppose, that during formation of middle-oceanic ridges the oceanic crust third layer, represented by serpentized ultramafites, plays a certain part.

ЛИТЕРАТУРА

1. Асланян А. Т., Воларович М. П., Арутюнян А. В. О составе, строении и упругих характеристиках земной коры и верхней мантии на территории Армении.— ДАН АрмССР, т. XI, № 3, 1975, с. 152—159.
2. Асланян А. Т., Арутюнян А. В., Воларович М. П., Левыкин А. И. Об одном возможном механизме становления гипербазитовых поясов и спрединговых структур литосферы.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 5, 1976, с. 3—12.
3. Асланян А. Т., Арутюнян А. В. Глубинное строение, состав и некоторые процессы в недрах Земли в свете исследований физико-механических свойств горных пород при высоких давлениях и температурах. В кн.: Моделирование земной коры территории АрмССР с помощью экспериментального изучения петрофизических свойств горных пород. Межвузовский тематический сборник научных трудов ЕрПИ, Ереван: 1986, с. 12—21.
4. Булин Н. К. Сейсмический анализ в проблеме океанизации Земли.—В кн.: Проблемы океанизации Земли. Калининград; 1983, с. 44—54.
5. Подводные геологические исследования с обитаемых аппаратов. Отв. ред. А. С. Монин, А. П. Лисицын. М.: Наука, 1985, 229 с.
6. Трансформные разломы Индийского океана. По материалам 25-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев». Отв. редактор А. П. Лисицын. М.: Наука, 1986, 244 с.
7. Шмонов В. М., Аксюк А. М. Исследование проницаемости ультраосновных пород в связи с серпентинизацией в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов. Тезисы докладов VII Всесоюзной школы морской геологии, т. 3. М., 1986.
8. Hess H. H. History of ocean basins, *Petrol studies*, vol to honor of A. F. Buddington p. 599—620, 1962.
9. Hast N. The state of stresses in the upper part of the Earth's crust—*Tectonophysics*, vol. 8, № 3, p. 169—211, 1969.
10. Meyerhoff N. A. Discussion on the paper A reappraisal of the structure of the Earth (with special reference to the African craton and its bordering orogens) by A. J. Vroman. *Isr. J. Earth Sci.* vol. 29, № 1, p. 34—36, 1977.

Г. А. ХАНЗАТЯН

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ ВЕРХНЕЙ ПЕРМИ И НИЖНЕГО ТРИАСА ТЕРРИТОРИИ АРМССР КАК КРИТЕРИИ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ*

Климат поздней перми и раннего триаса на территории Армянской ССР воссоздается по парагенезам глинистых минералов в синхронных отложениях с использованием других признаков и региональных данных. Климат в хачикский век (поздняя пермь) характеризуется как гумидный тропический, который сменяется в последующие века семигумидным и аридным. Для Малого Кавказа подтверждаются данные о муссонном климате с влажным летом и сухой зимой, господствовавшем на юге Лавразии. Обсуждаются вопросы палеогеографии и условия осадконакопления.

Пограничные отложения верхней перми и нижнего триаса, обнажающиеся в бассейнах рек Веди и Арпа, представлены карбонатными породами с редкими прослоями доломитизированных ($\sim 0,6$ м) и глинистых (0,05—0,2 м) разностей. Мощность последних увеличивается в верхах индского яруса и достигает максимума (24 м) в основании оленекского яруса нижнего триаса. Терригенная примесь в них составляет от 10 до 50%, в карбонатных породах от 1 до 10%; она представлена главным образом глинистыми частицами. Исследованиями охвачены отложения верхней части хачикской свиты мидийского яруса** (P_2 до 20 м), ахурийской свиты джувльфинско-дарашамского яруса (P_2 до 14 м) и индского (~ 100 м), оленекского (~ 166 м) ярусов нижнего триаса.

Глинистая фракция ($< 0,001$ мм) была извлечена из пород методом упрощенного отмучивания, предложенного М. Ф. Викуловой, с использованием 2% HCl и комплексно изучена в лабораториях ИГН АН АрмССР и ИГФМ АН УССР (контрольные анализы).

В черных сланцеватых глинисто-битуминозно-известковых органо-генных и органо-генно-полидетритовых породах хачикской свиты установлен каолинит, незначительная примесь монтмориллонита и смешаннослойного минерала типа монтмориллонит—гидрослюда; после обработки глицерином линии с $d = 10,9$ Å и $14,7$ Å смещаются в сторону малых углов со значениями соответственно $12,8$ Å и $17,6$ Å (обр. Вх—5, табл. 1). В породах верхней части этой свиты отмечаются гидрослюда (мусковитового типа), примесь смешаннослойного монтмориллонит-гидрослюда, каолинита и гетита.

Отложения джувльфинского и дарашамского ярусов (ахурийская свита) представлены серыми, светло-серыми, иногда желтовато-серыми толсто- и среднеслойными, органо-генно-шламовыми и неравномерно доломитизированными известняками, переходящими в пограничной части разреза в красноцветные, среднеслойные, комковатые, шламовые и микрозернистые разности известняков с редкими линзовидными телами биоморфных водорослей, присутствующих в основании индского яруса (нижний триас); в верхах разреза встречены почковидные разности этих пород.

Породы индского яруса в основании сложены серыми, светло-серыми, красноватыми, иногда желтоватыми, средне- и тонкослойными, микрозернистыми, реже органо-генными известняками с глинистыми прослойками. Мощность последних увеличивается в верхней части красноцветного и в низах оленекского ярусов (до 24 м). В основании инд-

* Доклад прочитан на V научной сессии молодых ученых и специалистов ИГН АН АрмССР.

** Литологическое описание пограничных отложений приводится согласно стратиграфической схеме [19]; детально она была разработана Р. А. Аракелянном и др. [2] и уточнена Э. Я. Левенем [16, 17].

ского яруса залегает маркирующий горизонт известняков с цельными остатками *Claraia* мощностью 20—25 м. В глинистых фракциях пород указанных ярусов установлены гидрослюда, каолинит, редко вермикулит (?), гематит, гетит. Содержание каолинита несколько увеличивается в верхней части индского и в низах оленекского ярусов (обр. 19/8, 21/2а). Вермикулит (?) диагностируется по наличию рефлекса с $d=14,2 \text{ \AA}$ который не изменяется после обработки глицерином, перемещаясь в сторону больших углов (до 10 \AA) после прокаливания до 600° C (обр. 2/52). Гематит и гетит отмечены в красноцветных глинистых известняках.

Отложения оленекского яруса (нижний триас) представлены в основном серыми средне- и микрозернистыми известняками, переходящими в толстослоистые, массивные органогенные, органогенно-оолитовые, оолито-сгустковые разности. В верхней части разреза отмечены сильно доломитизированные известняки и доломиты мощностью до 12 м. В глинистой фракции одной пробы установлена гидрослюда. Как правило, во всех пробах фиксируется тонкодисперсный кварц.

Таблица 1

Результаты рентгеноструктурного анализа глинистых фракций верхнепермских и нижнетриасовых карбонатных пород*

Обр. ВХ-5		Обр. 06/1		Обр. 2/52		Обр. 19/8		Обр. 21/2а		Обр. Ж-30	
d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I
14,7	3ш	9,9	10	14,2	2	10,0	4	10,0	4	9,9	10
10,9	3ш	7,14	2	9,97	9	7,14	4	7,14	5	5,0	6
7,14	6	5,00	4	7,13	4	5,0	3	5,00	3	4,49	2
4,24	3	4,49	2	5,01	6	4,49	3	4,49	3	4,24	2
3,58	3	4,24	4	4,46	3	4,24	5	4,25	5	3,65	1
3,34	10	3,55	1	4,25	3	4,17	2	4,18	4	3,50	1
3,20	1	3,34	10	3,58	3ш	3,57	3	3,57	4	3,33	7
2,455	2	2,69	3	3,34	10	3,50	2	3,34	10	1,989	4
2,280	2	2,567	2	2,70	4	3,34	10	2,985	1		
2,126	2	2,509	2	2,098	3	3,19	3	2,681	2		
1,817	2	2,458	2	1,928	1	2,567	3	2,567	3		
1,542	2	2,281	1	1,768	2	2,455	3	2,455	4		
		2,128	21	2,542	1	2,379	1	2,281	2		
		1,989	3	1,502	1	2,280	2	2,236	2		
		1,817	1			2,231	2	2,128	2		
		1,542	2			2,179	1	1,994	3		
						2,129	2	1,980	3		
						1,999	3	1,817	4		
						1,817	3	1,213	1		
						1,542	2	1,659	2		
								1,542	3		
								1,504	2		

*Анализы выполнены в рентгеноструктурной лаборатории ИГН, аналитик Ревазова Н. В

Термическими исследованиями установлено, что в глинистой фракции пород верхней перми и триаса доминируют гидратированные слюды (исключая породы хачикской свиты). Об этом свидетельствуют интенсивность первого эндоэффекта с максимумом при $110-140^\circ \text{C}$, а также данные силикатного анализа ($\text{H}_2\text{O} + \text{ппп}$ от 4,9 до 9,6%; K_2O —3,5—4,9%; табл. 2). Отмечается незначительная примесь каолинита, отсутствующая в верхах оленекского яруса. В разрезе верхней перми и триаса из состава глинистых минералов выпадает монтмориллонит, резко уменьшается содержание каолинита и возрастает роль гидрослюда. Для сравнения отметим: в разрезе Иранской Джульфы (гора Кух-э-Алибаши) в переходных слоях рассланцованных глин и мергелей

рентгеновскими анализами установлены в значительном количестве каолинит и гидратированный галуазит [27].

Электроннографическими исследованиями (Р. Г. Мхитарян) установлено, что гидрослюда имеет несовершенную структуру; параметры элементарной ячейки: $a=5,20-5,22 \text{ \AA}$; $b=9,02-9,06 \text{ \AA}$, $c=9,75 \text{ \AA}$ и $=101^\circ 30'$, что соответствует модификации 1М. Вермикулит (?) и смешаннослойный минерал типа М—Г, по-видимому, имеют аутигенное происхождение; предполагается, что первый формируется в результате преобразования каолинита и слюдистых минералов, второй — за счет монтмориллонита в условиях гидрогенизации обильной органики [11]. Как отмечается в [11], гидрослюдизация монтмориллонита является не только следствием преобразования органики, но и сама в некоторой степени способствует битумсообразованию. Вместе с тем, битумообразование может происходить также вследствие эпигенеза и метаморфизма [13, 14, 15].

Таблица 2

Химический состав глинистой фракции верхнепермских и нижнетриасовых известняков*

№№ обр.	Окислы													Сумма
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	P ₂ O ₅	H ₂ O	ППП	Na ₂ O	K ₂ O	
02/4	58,60	1,04	18,97	2,71	0,84	сл.	1,41	2,71	0,32	1,90	6,20	0,29	4,90	99,89
2/26	55,96	0,24	16,58	6,60	1,96	---	0,08	2,56	0,18	2,17	9,49	0,13	4,0	99,95
03/2	58,50	0,84	19,40	4,07	0,28	сл.	1,26	3,01	0,07	2,25	5,50	0,23	4,0	99,41
06/2	50,20	1,10	19,50	9,09	0,28	сл.	3,92	2,52	0,25	2,90	5,2	0,23	4,3	99,49
2/50	57,60	0,94	17,70	8,38	0,56	0,16	1,10	2,47	0,23	1,50	4,9	0,10	3,8	100,28
0/5	55,62	0,45	12,68	12,05	0,86	---	3,46	3,18	0,04	1,0	7,76	0,20	3,5	100,78
0/5a	61,23	0,37	12,98	6,85	0,86	---	1,82	2,34	---	1,12	4,8	0,18	4,3	100,85
0/9	48,01	0,70	21,49	10,90	1,43	---	1,82	3,04	0,18	1,62	6,45	0,20	5,1	100,94
1/3	47,50	1,20	21,35	12,60	0,84	0,02	1,52	2,35	0,08	1,75	7,40	0,35	3,9	100,86
2/52	50,70	0,45	20,35	13,56	0,56	0,04	0,07	2,75	0,11	1,82	5,53	0,20	5,0	100,14
08/1	56,25	0,85	20,40	3,76	0,56	сл.	1,33	2,52	0,13	2,60	6,75	0,29	4,5	99,94
08/2	50,48	0,91	20,20	11,6	0,28	сл.	1,33	2,61	0,30	2,60	5,40	0,27	4,3	100,20
10/2	58,36	0,60	17,39	5,04	1,40	0,03	0,98	2,27	0,06	2,73	7,46	0,22	3,6	100,08
К—2	55,75	0,85	20,40	5,05	0,28	---	1,25	2,52	0,18	2,05	5,80	0,20	4,6	99,93
К—3	56,40	1,17	16,95	3,02	---	---	2,06	2,60	0,45	1,10	9,65	0,30	3,5	100,22
К—6	61,65	0,25	16,40	1,0	0,56	---	2,60	3,03	0,45	1,40	7,80	0,27	4,1	99,51
К—7	61,20	0,91	15,25	2,51	0,84	---	1,76	3,32	0,40	1,0	9,0	0,27	4,1	100,46
К—8	59,65	1,43	19,19	2,24	0,56	сл.	1,75	2,70	0,27	2,0	5,9	0,20	4,5	100,39
15/24	55,43	0,66	17,08	7,84	0,84	---	0,09	2,43	0,34	2,63	8,87	0,16	3,60	99,92
15/28	55,86	0,60	18,40	7,05	0,84	---	0,11	2,45	0,23	2,10	8,47	0,20	3,5	99,82
19/8	50,85	0,71	21,0	9,06	0,56	---	1,82	2,43	0,18	2,40	6,60	0,23	3,9	99,73

* Анализы выполнены в хим. лаборатории ИГи АН АрмССР, аналитики Еганян Е. Г., Барсегян М. С., Гаспарян З. Ш.

Отдавая предпочтение первой точке зрения, автор предполагает, что масштабы битумообразования в отложениях хачикской свиты были небольшие, на что, в частности, указывает низкое в целом содержание монтмориллонита и преобладание каолинита. Монтмориллонит, вероятно, поступал из бассейна р. Верхний Чалус (Северный Иран), где между формациями Несен и Рутей отмечены диабазовые потоки, агломераты и туфы субаэрального происхождения мощностью до 200 м [28].

Отношения Al_2O_3/Na_2O , K_2O/Na_2O и величин индексов (001):(002), рассчитанные для глинистой фракции, можно рассматривать как показатели степени химической дифференциации (относительной зрелости) коры выветривания [3, 7, 21, 22, 26, 27]. Средняя величина отношений Al_2O_3/Na_2O и K_2O/Na_2O (табл. 3) для глинистой фракции пород верх-

ней перми равна соответственно 80,7; 17,4, для нижнего триаса—104,6 и 21,4, что указывает на высокую степень зрелости коры выветривания.

Наличие латеритовых образований на эрозионной поверхности формации Рутей (северный, центральный Иран) [28, 29] подтверждает полученные данные. Химические анализы этих пород: Al_2O_3 35—40%; SiO_2 —40—45%; Fe_2O_3 —3—5%; TiO_2 до 5%.

Отношение величин индексов (001):(002) для слюд хачикской свиты в среднем равно 3,1, джувльфинско-дарашамского и индского ярусов—2,3, оленекского—2,0. Первое значение указывает на высокую степень зрелости коры выветривания, остальные—на среднюю.

Показателем интенсивности химического выветривания является также относительная концентрация малых элементов в глинистой фракции пород, определяемая как частное от деления содержания данного элемента в глинистой фракции на его содержание в породе [7]. В среднем ее значение составляет: для титана—2,12, хрома—8,43, никеля—1,93, кобальта—4,24, ванадия—5,34, марганца—1,76, меди—19,2, стронция—1,8, бария—5,9. Отношения Al/Ga , Ti/Ga , Zr/Ga , Ti/Zn в глинистой фракции [7] соответственно равны 427,0; 420,5; 14,9; 30,1.

Установлено [4, 5, 6, 7], что большая часть малых элементов (Cu, Zn, В, Ga, Ti, Zr, V, Sr, Co) концентрируется в глинистой фракции, тогда как Mn, Sr и отчасти Pb—в карбонатной части. Такие же соотношения наблюдаются в изученных глинистых фракциях и в породах.

Для характеристики условий осадконакопления использованы такие геохимические параметры, как содержание В, Ga, Li, Rb и отношения B/Ga , B/Li , Sr/Ba [26]. Установлено, что в глинистых фракциях пород содержание этих элементов и величины отношений высокие и соответственно равны 0,010—0,044% (в среднем 0,023%); 0,0009—0,0033% (0,0018%); 0,0018—0,018% (0,0056%); 0,010—0,072% (0,033%); 7,0—19,4 (12,56); 0,69—10,7 (3,59); $> 1,0$, что указывает на нормально-морские условия осадконакопления. Высокие содержания В, Ga, Rb обусловлены наличием высокозрелой гидрослюды (адсорбирующие их больше, чем другие глинистые минералы), тропическим климатом и составом пород областей сноса.

Значительные вариации величины отношения B/Li , очевидно, являются следствием колебания содержания каолинита, который избирательно сорбирует Li; не случайно, что минимальная величина отношения характерна для пород хачикской свиты, верхов индского и низов оленекского ярусов.

В глинистой фракции черных глинисто-битуминозных органических карбонатных пород хачикской свиты величина отношения Al_2O_3/TiO_2 равна 18,2 (табл. 3). Эти данные, а также петрографо-минералогические исследования не противоречат представлениям, что территория региона на этом отрезке времени находилась в субэкваториальном поясе с гумидным переменновлажным климатом. Для джувльфинского и дарашамского ярусов эта величина колеблется от 17,7 до 29,4, что указывает на смену семигумидного климата семиаридным. В нескольких образцах из пограничной части были получены величины 35,1; 30,7; 45,2, что позволяет предполагать, что в этот короткий отрезок времени продукты привносились из прилегающей внутриконтинентальной аридной области.

Климат и тектонические условия в раннетриасовое время и в позднепермский (джувльфинский, дарашамский) период были сходными. На это указывают, в частности, величины отношения Al_2O_3/TiO_2 , которые колеблются от 13,4 до 30,6. В одной пробе серого глинистого известняка (30 см) эта величина достигает 65,6.

Наиболее аридные условия имели место в конце раннего триаса, когда происходило образование доломитовых пород, мощность которых у села Джерманис (бассейн р. Веди) составляет 12 м.

Согласно климатической зональности [24], территория изученного региона в пермское время располагалась в пределах тропической

Геохимические и кристаллохимические коэффициенты глинистой фракции известняков верхней перми и нижнего триаса

№№ обр.	Al_2O_3	K_2O	Степень зрелости	(001)	Степень деградир.	Al_2O_3	Климат	А:В	Степень измене- ния
	Na_2O	Na_2O		(002)		TiO_2			
02/4	65,4	16,8	В	3,5	В	18,2	Г	2,0	Н. к.
2/26	127,5	30,7	В	2,6	В	69,1	А	1,3	— " —
03/2	84,3	17,4	В	3,2	В	23,1	Сг	1,6	— " —
06/2	84,7	18,7	В	3,1	В	17,7	Г	2,0	— " —
2/50	177,0	38,0	Ов	1,7	С	18,8	Г	2,0	— " —
0/5	63,4	17,5	В	3,2	В	29,4	Са	1,8	— " —
0/5a	72,1	23,8	В	2,0	С	35,1	А	2,0	— " —
0/9	107,4	25,5	В	2,1	С	30,7	А	1,8	— " —
2/52	101,7	25,0	В	1,4	Н	45,2	А	2,0	— " —
08/1	70,3	15,5	В	2,5	С	24,0	Сг	2,0	— " —
08/2	74,8	15,9	В	2,3	С	22,2	Сг	2,0	— " —
10/2	78,7	16,3	В	2,1	С	28,9	Сг	1,5	— " —
К-2	102,0	23,0	В	2,0	С	24,0	Сг	2,0	— " —
К-3	56,5	11,6	С	2,1	С	14,5	Г	1,9	— " —
К-6	60,7	15,2	С	3,2	В	65,6	А	1,6	— " —
К-7	56,5	15,2	С	2,1	С	26,7	Г	2,0	— " —
К-8	95,9	22,5	В	2,0	С	13,4	Г	1,8	— " —
15/24	106,7	22,5	В	2,0	С	25,9	Са	2,0	— " —
15/28	92,0	17,5	В	3,4	В	30,6	А	1,4	— " —
19/8	91,3	16,9	В	2,0	С	19,6	Са	1,8	— " —

Примечание: Ов—очень высокая; В—высокая; С—средняя; Н—низкая; Г—гумидный; Сг—семигумидный; А—аридный; Са—семиаридный; Н. к.—начальный катагенез.

гумидной зоны (хотя близко от аридной), а в конце этого времени, а также в триасе, на отдельных участках появляются признаки существенных климатических перемен в результате быстрого перемещения экватора на юг.

И. Х. Петросов [18] отмечает, что в течение всего пермского времени и раннего-среднего триаса климат был сухим и жарким, ссылаясь при этом на данные [1, 12, 13, 25]. Исследования автора показали, что фации с прослойками гипса, обогащенные баритом и целестином, развиты на территории Малой Азии [1, 12, 25], а для изученного региона не характерны.

Данные, полученные автором, в целом подтверждают указанную зональность и дополняют существующие представления. Установлено, что в хачикский век условия были гумидными тропическими, которые затем сменяются семигумидными и аридными.

Они согласуются также с реконструкциями П. Робинсон [10, 27], указывающими на муссонную область с влажным летом и сухой зимой на юге Лавразии и Аравии. Величины отношения Al_2O_3/TiO_2 (45,2; 65,6; 69,1) свидетельствуют о привносе терригенного материала из внутриконтинентальной аридной области, а незначительное ее содержание в отложениях—на пенепленизированный характер суши (Закавказского поднятия).

Помимо глинистых минералов, на изменения климатических, гидрохимических и тектонических условий в позднепермское-раннетриасовое время указывают особенности распределения в породах $S_{орг}$ [20, 24]. Среднее содержание $S_{орг}$ в породах хачикской свиты равно 0,35%, джувльфинской—0,07%, в дарашамском ярусе и породах нижнего триаса—0,01%.

Согласно Н. М. Страхову [24], уменьшение $S_{орг}$ в отложениях объясняется усилением тектонических движений, интенсивностью процессов денудации, разбавлением обломочным материалом захороняемой органики.

По методике [8] была выявлена корреляция между степенью постседиментационных изменений гидрослюд и вмещающих их карбонатных пород. Величина отношения А:В гидрослюд на дифрактограммах глинистых фракций в пределах 1,3—2,0 (в среднем 1,8) указывает на завершающую стадию катагенеза, что коррелируется с петрографическим составом вмещающих пород. Основная масса их сложена микрозернистым, мелко-микрозернистым, редко мелкозернистым неравномерно-перекристаллизованным кальцитом.

Комплексные исследования глинистых фракций карбонатных пород, а также самих пород, верхней перми-нижнего триаса Малого Кавказа позволили: а) установить ассоциацию глинистых минералов, указывающую на осадконакопления в условиях пассивной континентальной окраины; б) определить средне-высокую степень зрелости коры выветривания Закавказского поднятия; в) выяснить особенности изменения палеоклимата поздней перми-раннего триаса.

Автор выражает глубокую благодарность Сатиану М. А., Петрову И. Х., Нисанян Г. Б. за постоянные консультации, ценные советы и замечания; Мкртчяну Г. М., Мхитаряну Р. Г., Ревазовой Н. В., Бабаян Р. О. за аналитические работы, а также сотрудникам ИГФМ АН УССР Вальтеру А. А., Горогоцкой Л. И., Гониондской Л. С. за контрольные анализы.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 22. VI 1987.

Հ. Ա. ԽԱՆՁԱՏՅԱՆ

ՓՈՔՐ ԿՈՎԿԱՍԻ ՀԱՐԱՎԱՅԻՆ ՄԱՍԻ ՎԵՐԻՆ ՊԵՐՄԻ ԵՎ ՍՏՈՐԻՆ ՏՐԻԱՍԻ ԿԱՐԲՈՆԱՏԱՅԻՆ ԱՊԱՐՆԵՐԻ ԿԱՎԱՅԻՆ ՄԻՆԵՐԱԼՆԵՐԸ ՈՐՊԵՍ ՀՆԱՇԵԱՐՉԱԳՐԱԿԱՆ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐԻ ՉԱՓԱՆԻՇՆԵՐ

Ա մ փ ո փ ու մ

Վերին պերմի և ստորին տրիասի նստվածքները մերկանում են վեդի և Արփա գետերի ավազաններում, ներկայացված լինելով հիմնականում կարբոնատային ապարներով՝ կավային դոլոմիտային տարատեսակների հազվագյուտ ենթաշերտերով: Բացառությամբ են կազմում ստորին տրիասի ինդյան հարկի վերին, օլենեկի ստորին և վերին մասերը, որտեղ այդ ենթաշերտերի հզորությունները համապատասխանաբար հասնում են՝ 24 մ և 12 մ:

Պարզվել է, որ վերին պերմի խաչիկի շերտախմբի սև կավա-բիտումա-կարբոնատային կենսածին ապարների կավային խառնուրդը ներկայացված է կաոլինիտով, մոնտմորիլլոնիտի և խառը-շերտավոր մոնտմորիլլոնիտ-հիդրոփալարի շնչին պարունակությամբ: Զուլֆա-դարաշամի մոխրավուն, կարմրավուն կենսածին-շլամային, շլամային, միկրոհատիկային և ստորին տրիասի ինդի, օլենեկի ստորին մասի մոխրավուն, բաց-մոխրավուն, գորշ-կարմրավուն միկրոհատիկային կրաքարային ապարներում կավային խառնուրդը ներկայացված է մուսկովիտային հիդրոփալարով՝ կաոլինիտի շնչին պարունակությամբ: Վերջինիս քանակության զգալի աճ է նկատվում ինդի հարկի վերին և օլենեկի ստորին մասերի նստվածքներում: Ավելի վեր՝ օլենեկի հարկի մոխրավուն միկրոհատիկային կենսածին, օօլիտային կրաքարային ապարները, որոնք ծածկվում են դոլոմիտային տարատեսակներով, պարունակում են հիդրոփալար: Այսպիսով, կարելի է նկատել, որ ուսումնասիրվող նստվածքային ապարների կավային բաղադրամասում կտրուկ

նվազել է կառլինիտի քանակությունը, խիստ ավելացել է հիդրոփայլարինը, իսկ մոնտմորիլլոնիտը և խառը-շերտավոր միներալը դուրս են մնացել միներալային շարքից: Հստ էլեկտրոնոգրաֆիական ուսումնասիրությունների, հիդրոփայլարներն ունեն ոչ-կատարյալ կառուցվածք:

Հնդհանրացնելով վերը բերվածը, կարելի է նշել, որ վերին պերմի և ստորին տրիասի կարբոնատային ապարներից կորզված կավային բաղադրամասերի համակողմանի ուսումնասիրություններով պարզվել է վերջիններիս միներալային կազմը, նստվածքակուտակման պայմանները ծովային պասսիվ մայրցամաքային եզրում, Անդրկովկասյան բարձրացման խիստ հարթեցված հողմնահարման կեղևի բարձր հասունության աստիճանը և կլիմայական պայմանների փոփոխությունը:

H. A. KHANZATIAN

CLAY MINERALS IN THE SOUTHERN MINOR CAUCASUS UPPER PERMIAN AND LOWER TRIASSIC CARBONACEOUS ROCKS AS CRITERIA OF PALEOGEOGRAPHICAL ENVIRONMENT

Abstract

Late Permian and Early Triassic climate of the Armentian SSR territory is reconstructed by the parageneses of clay minerals in synchronous sediments and other indications as well as regional data. The Khachikian (Late Permian) climate is characterized as a humid tropical one, which is later transformed into a semihumid and arid climate. For the Minor Caucasus there are corroborated data on a monsoon climate with a humid summer and an arid winter, which dominated in the southern part of Laurasia. The problems of paleogeography and sedimentation conditions are considered.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Лизибеков Ш. А.* Геология Нахичеванской АССР. М.: Изд. лит-ры по геол. и охране недр, 1962, 502 с.
2. *Аракелян Р. А., Раузер-Черноусова Д. М., Рейтлингер Е. А. и др.* Значение пермских фораминифер Закавказья для корреляции перми в пределах Тетиса.—В кн.: Стратиграфия верхнего палеозоя и мезозоя южных биогеографических провинций. Докл. сов. геологов на XXII сессии Междунар. геол. конгр. Проблемы 16а. М.: 1964, с. 63—75.
3. *Акульшина Е. П., Гурова Т. А., Косолобов Н. И., Родин Р. С., Сорокина Е. Г.* Методика литолого-формационного анализа.—В кн.: Тезисы докладов Комиссии по осадочным породам. М.: 1964, с. 12—17.
4. *Акульшина Е. П., Андреева Л. Н.* Малые элементы в глинистой части пород ордовика и силура как показатели интенсивности химического выветривания.—В кн.: Глины и глинистые минералы Сибири. Новосибирск: Наука, 1965, с. 57—68.
5. *Акульшина Е. П., Килина Л. И., Петраков В. У.* Восстановление условий осадконакопления по вещественному составу глинистой части пород нижнего палеозоя Турханского района.—В кн.: Доклады II Всесоюзного совещания по глинам. М.: Изд. ВИНТИ АН СССР, 1967, с. 18—23.
6. *Акульшина Е. П., Давидов Ю. В., Писарев В. Д., Писарева Г. М.* Литолого-геохимические особенности и условия формирования среднерифейской карбонатной толщи Майской впадины.—В кн.: Литология полезных ископаемых Сибирской платформы. Новосибирск: 1969, с. 69—71. (Труды СНИИГГ и МС, вып. 98).
7. *Акульшина Е. П.* Вещественный состав глинистой части пород палеозоя Сибирской и Русской платформ и его эволюция. Новосибирск: Наука, 1971, 152 с.
8. *Акульшина Е. П.* Глинистые минералы как показатели условий литогенеза.—Тр. Института геологии и геофизики. Новосибирск; 1976, Вып. 223, 191 с.
9. *Акульшина Е. П.* Глинистое вещество и осадочный рудогенез.—Тр. Института геологии и геофизики. Новосибирск; 1985, вып. 621, 169—170с.

10. *Жарков М. А.* История палеозойского соленакпления. Новосибирск: Наука, 1978, 272 с.
11. *Зхус И. Д.* Глинистые минералы и их палеогеографическое значение. М.: Наука, 1966, 280 с.
12. *Ильина Т. Г.* Четырехлучевые кораллы поздней перми и раннего триаса Закавказья. М.: Наука, 1965, 104 с.
13. *Копелювич А. В.* Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы.—Тр. ГИН АН СССР, М.: 1965, вып. 121 310 с.
14. *Коссовская А. Г.* Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и западного Верхоянья.—Тр. ГИН АН СССР, М.: 1962, вып. 63, 206с.
15. *Коссовская А. Г., Логвиненко Н. В., Шутов В. Д.* О стадиях формирования и изменения терригенных пород.—Докл. АН СССР, 1957, 116, № 2, с. 293—296.
16. *Левен Э. Я.* О пермских отложениях Закавказья.—Докл. АН СССР, 1972, т. 204, № 3, с. 681—684.
17. *Левен Э. Я.* Стратиграфия пермских отложений Закавказья.—Сов. геология, 1975, № 1, с. 96—110.
18. *Петросов И. Х.* Опыт реконструкции палеоклимата территории Армянской ССР по глинистым минералам.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1986, т XXXIX, № 6, с. 8—16.
19. Позднепермский этап эволюции органического мира. Л.: Наука, 1983, 200 с.
20. *Ронов А. Б.* Органический углерод в осадочных породах в связи с их нефтеносностью.—Геохимия, 1958, № 5, с. 409—423.
21. *Ронов А. Б., Мигдисов А. А.* Основные черты геохимии элементов-гидролизаторов в процессах выветривания и осадконакопления.—Геохимия, 1965, № 2, с. 131—158.
22. *Ронов А. Б., Гурин Ю. П., Казаков Г. А., Илюхина М. Н.* Сравнительная геохимия геосинклинальных и платформенных осадочных толщ.—Геохимия, 1965, № 8, с. 961—976.
23. *Синицин В. М.* Древние климаты Евразии. Л.: Изд. ЛГУ, 1965, т. 1, 166 с.
24. *Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. М.: Изд. АН СССР, 1962, т. 1, с. 184—189.
25. *Фюрон Р.* Введение в геологию и гидрогеологию Турции. М.: ИЛ, 1955, 144 с.
26. *Pettijohn F. J.* Sedimentary Rocks. New York, 1957, p. 718.
27. *Robinson P. L.* Paloclimatology and Continental Drift.—In Implication of Continental Drift in the Earth Sciences. Vol. 1. London-New York. Academic Press, 1973, p. 451—476.
28. *Stepanov D. L., Golshani F., Stöcklin J.* Upper Permian and Permian—Triassic boundary in north Iran.—Geol. Surv. Iran. Rep., 1969, № 12, p. 44—49; p. 53.
29. *Süssli P. E.* The geology of the Lower Haraz Valley Area Central Alborz, Iran.—Geol. Surv. Iran. Rep., 1976, № 38, p. 33.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XLI, № 2, 25—37, 1988

УДК: 552.313:550.382.3:551.78/.79 (479.25)

А. Р. ИШХАНЯН, И. Я. ЦЕНТЕР

ПЕТРОМАГНИТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ЛАВ АРМЯНСКОГО НАГОРЬЯ В СВЯЗИ С ОСОБЕННОСТЯМИ ИХ СОСТАВА И УСЛОВИЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ

Рассмотрены магнитные свойства (χ и I_H) продуктов четвертичного ареального вулканизма в Вайке, плиоцен-четвертичных образований на юго-восточном склоне Арагаца и неогеновых пород крупной вулканической структуры, расположенной в области соприкосновения Восточного Вайка и средней части Зангезурского хребта. Интерпретация установленных особенностей, в том числе и изменения величин χ и I_H по разрезу потока (от средней части к подошве и кровле) дана на основании детального минералогического изучения состава, количества, размера, формы кристаллов титаномагнетита и продуктов его позднемагматического окисления. Магнитные свойства пород, наряду с геологической, петрохимической, петрографической и минералогической характеристикой, использованы при реконструкции условий кристаллизации расплавов.

Магнитным свойствам вулканических пород посвящен ряд работ [11, 12, 16], в том числе по территории Армении [1, 14]. Целью настоящей работы было выяснение геологических факторов, влияющих

10. *Жарков М. А.* История палеозойского соленакпления. Новосибирск: Наука, 1978, 272 с.
11. *Зхус И. Д.* Глинистые минералы и их палеогеографическое значение. М.: Наука, 1966, 280 с.
12. *Ильина Т. Г.* Четырехлучевые кораллы поздней перми и раннего триаса Закавказья. М.: Наука, 1965, 104 с.
13. *Копелювич А. В.* Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы.—Тр. ГИН АН СССР, М.: 1965, вып. 121 310 с.
14. *Коссовская А. Г.* Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и западного Верхоянья.—Тр. ГИН АН СССР, М.: 1962, вып. 63, 206с.
15. *Коссовская А. Г., Логвиненко Н. В., Шутов В. Д.* О стадиях формирования и изменения терригенных пород.—Докл. АН СССР, 1957, 116, № 2, с. 293—296.
16. *Левен Э. Я.* О пермских отложениях Закавказья.—Докл. АН СССР, 1972, т. 204, № 3, с. 681—684.
17. *Левен Э. Я.* Стратиграфия пермских отложений Закавказья.—Сов. геология, 1975, № 1, с. 96—110.
18. *Петросов И. Х.* Опыт реконструкции палеоклимата территории Армянской ССР по глинистым минералам.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1986, т XXXIX, № 6, с. 8—16.
19. Позднепермский этап эволюции органического мира. Л.: Наука, 1983, 200 с.
20. *Ронов А. Б.* Органический углерод в осадочных породах в связи с их нефтеносностью.—Геохимия, 1958, № 5, с. 409—423.
21. *Ронов А. Б., Мигдисов А. А.* Основные черты геохимии элементов-гидролизаторов в процессах выветривания и осадконакопления.—Геохимия, 1965, № 2, с. 131—158.
22. *Ронов А. Б., Гурин Ю. П., Казаков Г. А., Илюхина М. Н.* Сравнительная геохимия геосинклинальных и платформенных осадочных толщ.—Геохимия, 1965, № 8, с. 961—976.
23. *Синицин В. М.* Древние климаты Евразии. Л.: Изд. ЛГУ, 1965, т. 1, 166 с.
24. *Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. М.: Изд. АН СССР, 1962, т. 1, с. 184—189.
25. *Фюрон Р.* Введение в геологию и гидрогеологию Турции. М.: ИЛ, 1955, 144 с.
26. *Pettijohn F. J.* Sedimentary Rocks. New York, 1957, p. 718.
27. *Robinson P. L.* Paloclimatology and Continental Drift.—In Implication of Continental Drift in the Earth Sciences. Vol. 1. London-New York. Academic Press, 1973, p. 451—476.
28. *Stepanov D. L., Golshani F., Stöcklin J.* Upper Permian and Permian—Triassic boundary in north Iran.—Geol. Surv. Iran. Rep., 1969, № 12, p. 44—49; p. 53.
29. *Süssli P. E.* The geology of the Lower Haraz Valley Area Central Alborz, Iran.—Geol. Surv. Iran. Rep., 1976, № 38, p. 33.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XLI, № 2, 25—37, 1988

УДК: 552.313:550.382.3:551.78/.79 (479.25)

А. Р. ИШХАНЯН, И. Я. ЦЕНТЕР

ПЕТРОМАГНИТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ЛАВ АРМЯНСКОГО НАГОРЬЯ В СВЯЗИ С ОСОБЕННОСТЯМИ ИХ СОСТАВА И УСЛОВИЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ

Рассмотрены магнитные свойства (χ и I_H) продуктов четвертичного ареального вулканизма в Вайке, плиоцен-четвертичных образований на юго-восточном склоне Арагаца и неогеновых пород крупной вулканической структуры, расположенной в области соприкосновения Восточного Вайка и средней части Зангезурского хребта. Интерпретация установленных особенностей, в том числе и изменения величин χ и I_H по разрезу потока (от средней части к подошве и кровле) дана на основании детального минералогического изучения состава, количества, размера, формы кристаллов титаномагнетита и продуктов его позднемагматического окисления. Магнитные свойства пород, наряду с геологической, петрохимической, петрографической и минералогической характеристикой, использованы при реконструкции условий кристаллизации расплавов.

Магнитным свойствам вулканических пород посвящен ряд работ [11, 12, 16], в том числе по территории Армении [1, 14]. Целью настоящей работы было выяснение геологических факторов, влияющих

Магнитные свойства изученных лав

Таблица 1

Район	Возраст	Группы пород	$\chi \cdot 10^{-5}$ СИ		Число образцов	$I_H \cdot 10^{-3}$ А/М		Фактор Q		Число образцов
			пределы колебаний	среднее		пределы колебаний	среднее	пределы колебаний	среднее	
Вайк	Q	Пироксен оливинные андезибазальты и андезиты	8900—1100	4600	47	11860—1660	5950	11,66—0,55	5,25	13
		Амфиболовые андезиты и андезибазальты	5080—650	3085	51	5030—1140	3144	4,17—1,04	1,98	12
Арагац	P1—Q	Оливинсодержащие андезиты	2860—100	1680	24	22050—1800	9930	27,71—2,55	11,10	19
		Двупироксеновые дациты и андезидациты	1780—320	1390	27	10550—200	1920	13,44—0,24	2,91	22
		Двупироксеновые андезиты с биотитом	2230—380	1291	15	2640—480	1100	2,37—0,92	1,63	5
Восточный Вайк—Зангезур	P1	Оливинсодержащие андезиты	5150—240	2050	61	27100—1755	7228	35,3—1,75	7,97	34
		Амфиболовые и пироксеновые андезиты и андезидациты	3600—1000	2100	90	94515—220	17780	77,47—0,20	14,96	23

на магнитные свойства лав, не затронутых метаморфо-метасоматическими изменениями. Особое внимание уделялось изучению условий их кристаллизации. Для исследования было выбрано три объекта: 1) продукты ареального четвертичного вулканизма в Вайке, 2) плиоцен-четвертичные образования на юго-восточном склоне Арагаца, 3) неогеновые породы крупной вулканической структуры, расположенной в области соприкосновения Восточного Вайка и средней части Зангезурского хребта.

Все названные объекты геологически хорошо изучены: четвертичный вулканизм Вайка—К. И. Карапетяном [5, 6 и др.]; наиболее существенные работы по Арагацу принадлежат Г. Абиху, П. И. Лебедеву, А. Н. Заварицкому, К. Н. Паффенгольцу, Г. Т. Тер-Месропяну, В. М. Амаряну, Ю. Г. Гукасяну, В. Б. Донских и др. [3], К. Г. Шириняну [19]; неогеновые лавы в Восточном Вайке и средней части Зангезурского хребта исследованы И. Я. Центер [10, 17].

Количество образцов (коллекция И. Я. Центер) по разновидностям пород отражено в табл. 1.

Минералогические особенности ферромагнетика

В лавах всех трех серий ферромагнетик представлен титаномагнетитом. Наибольшие содержания TiO_2 наблюдаются в двупироксеновых дацитах и андезидацитах Арагаца, наименьшие—в неогеновых зангезурских андезидацитах и андезитах. Различна и степень окисленности титаномагнетита: наименьшая в арагацких лавах и наибольшая в зангезурских (табл. 2). Параметры ячейки титаномагнетита*, максимальные для арагацких лав и минимальные для зангезурских, подтверждают, что установленные в магнитных фракциях различия в содержании TiO_2 и степени окисленности относятся к гомогенному кубическому ферромагнетиту. Наиболее окисленные из зангезурских титаномагнетитов следует относить к титаномагнетомаггемитам** ($a_0 = 8,353 \text{ \AA}$). Степень окисленности гомогенного титаномагнетита соответствует изменению соотношения $Fe_2O_3/FeO + Fe_2O_3$ в изученных лавах (табл. 2, 3).

Количество титаномагнетита согласуется с общей железистостью выделенных групп пород (табл. 2, 3).

В большинстве изученных лав титаномагнетит наблюдается в двух генерациях—интрателлурической (фенокристаллы) и эффузивной (зерна основной массы), представленных, соответственно, крупными и мелкими индивидами (табл. 2, 3). Исключение составляют оливинсодержащие андезибазальты и андезиты Арагаца и вулкана Далик в Вайке, где микрофенокристаллы титаномагнетита очень редки или совсем отсутствуют и ферромагнетик представлен исключительно мелкими зернами эффузивной генерации.

Магнитные свойства лав

Гистограммы распределения величин магнитной восприимчивости изученных лав существенно различны (рис. 1, а—в). В вайкских около 75% образцов имеют магнитную восприимчивость от 1800 до $8100 \cdot 10^{-5}$ СИ, при почти равном распределении образцов по трем классам внутри этого интервала. Лавы Арагаца и зангезурские по магнитности более однородны: около 85% образцов имеют магнитную

* Рентгенометрическое исследование проводилось Н. В. Кузнецовой дифрактометрическим методом и в отдельных случаях—методом Дебая.

** Состав промежуточный между титаномагнетитом и катиондефицитным титаномагнетитом (титаномаггемитом).

Характеристика ферромагнетика в неоген-четвертичных лавах

Район	Возраст	Группы пород	Кол-во феррокристаллов, %	Размер в мм		Содержание TiO_2 , вес. %	Fe_2O_3/FeO	Параметр ячейки $a_0 \text{ \AA}$	Позднемагматические преобразования титаномагнетита
				феррокристаллов	зерен в основной массе				
Вайк	Q	Оливиновые, пироксеновые, амфиболовые базальты и андезиты *	1-5	0,035-0,1	0,005-0,01	6,6-12,1	1,1-3,3	8,377-8,424	Образование гематита по титаномагнетиту обеих генераций (в краях зерен, отдельными участками внутри зерна, вплоть до полных псевдоморфоз-мартит) с последующим замещением гидроокислами железа
Арагац	P1-Q	Оливинсодержащие андезиты	единичные знаки	0,04-0,05	0,002-0,02	7,0-9,2**	1,5-1,6	8,396-8,402	Гематитизация не характерна
		Двупироксеновые дациты и андезидациты	1	0,1-0,3	0,002-0,01	12-15	1,1-1,5	8,410-8,423	Редко гематитизация и замещение гидроокислами железа титаномагнетита только эффузивной генерации
		Двупироксеновые андезиты с биотитом	1	0,07-0,33	0,002-0,01	12-12,8	1,4-1,9	8,396-8,398	Гематитизация зерен обеих генераций
Восточный Вайк-Зангезур	P1	Оливинсодержащие, пироксеновые и амфиболовые андезиты	1-4	0,08-0,2 0,02-0,03	0,001-0,003	3,5-5,4	2,4-3,0	8,353-8,394	Маггемитизация и гематитизация зерен обеих генераций. Гематит в пластинчатых выделениях, образующих решетку в кристаллах титаномагнетита

Химические и рентгеноструктурные анализы магнитных фракций выполнены в лабораториях ВСЕГЕИ.

* Группы пород, не показавшие различий в характеристике ферромагнетика, в данной таблице объединены.

** Титаномагнетит этой группы содержит также Cr_2O_3 1,1-1,6%, в то время как в остальных не более 0,4%.

восприимчивость от 1100 до $3000 \cdot 10^{-5}$ СИ. Внутри этого интервала отчетливый максимум в Арагаце приходится на $1100-1800 \cdot 10^{-5}$ СИ, а в зангезурских лавах преобладают образцы более магнитные (χ от 1800 до $3000 \cdot 10^{-5}$ СИ). Следует подчеркнуть, что отмеченные на гистограммах арагацкой и зангезурской серий максимумы в области менее магнитных лав связаны не только с малым количеством в них андезибазальтов и появлением дацитов, но и с тем, что в общей для рассматриваемых лав области основности (SiO_2 от 54 до 58%), арагацкие и зангезурские породы менее магнитны (рис. 2а) в соответствии с их меньшей железистостью (рис. 2б).

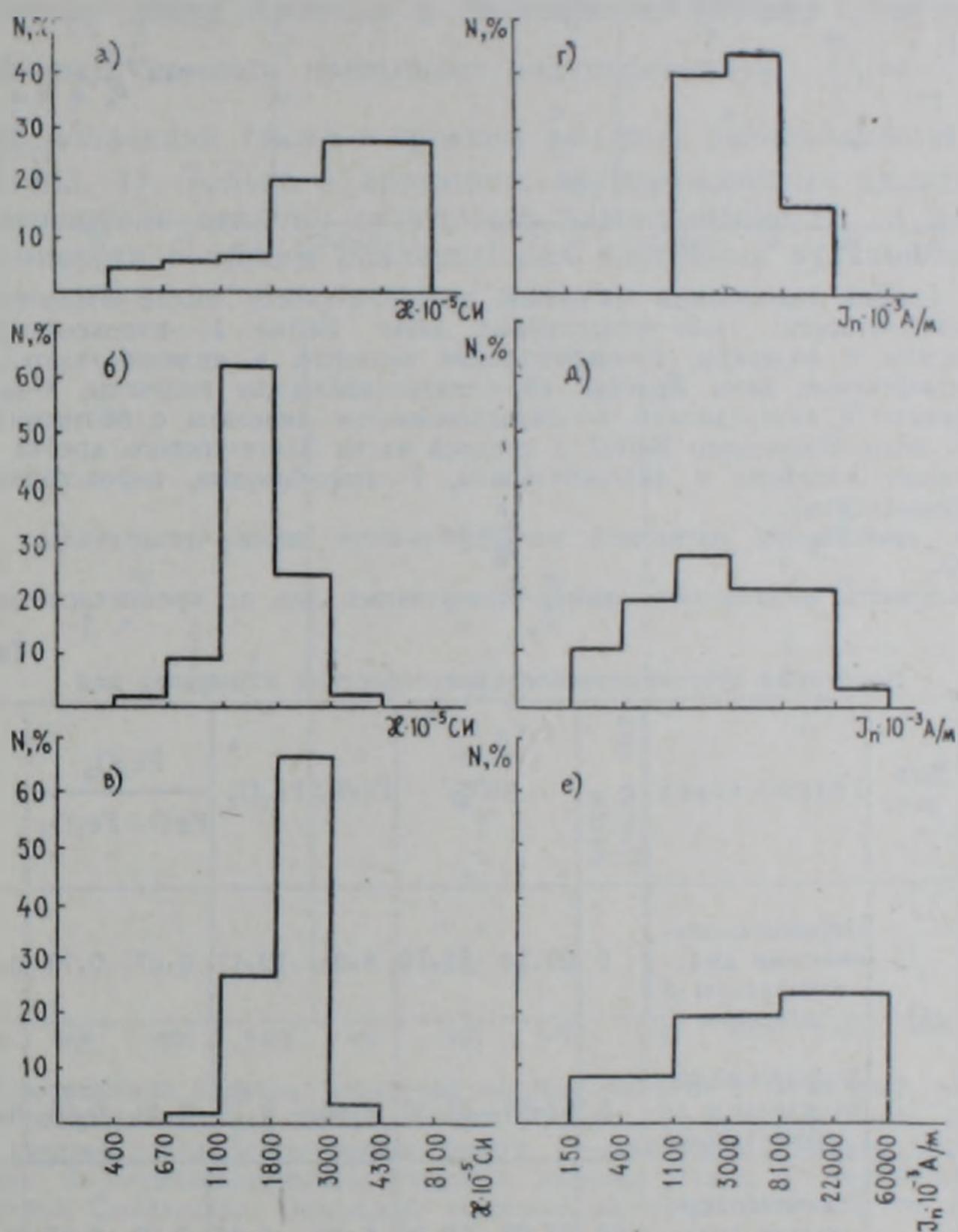


Рис. 1. Гистограммы магнитной восприимчивости (а—в) и остаточной намагниченности (г—е) неоген-четвертичных лав: а, г—четвертичные лавы Вайка; б, д—плиоцен-четвертичные лавы Арагаца; в, е—неогеновые лавы Восточного Вайка и средней части Зангезурского хребта.

При наличии четкой зависимости магнитной восприимчивости от основности и железистости для всех изученных неоген-четвертичных лав в совокупности (рис. 2а, 2б), в арагацких и зангезурских лавах в отдельности эта зависимость не проявлена. Только в четвертичных лавах Вайка основные и железистые оливиновые разновидности отчетливо более магнитны, чем амфиболовые. Исключение составляют оливинсодержащие андезиты вулкана Далик, которые при высокой железистости относительно низкомагнитны (χ от 1100 до $2800 \cdot 10^{-5}$ СИ)*.

* Особенности магнитной характеристики лав Далика отмечались и предыдущими исследователями [14].

Со степенью окисленности лав ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$) величина магнитной восприимчивости не связана; как указывалось выше, с этим петрохимическим параметром в изученных породах скорее связана степень окисленности гомогенного титаномагнетита, а не его количество.

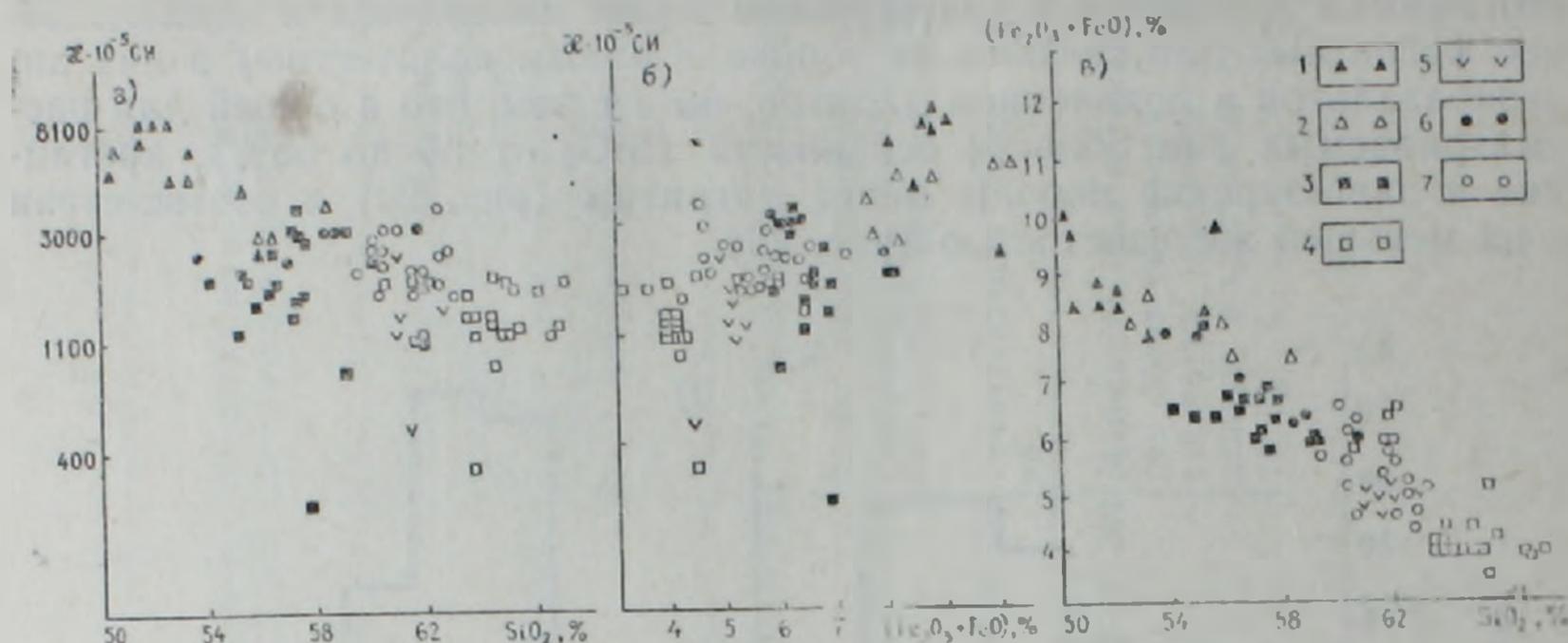


Рис. 2 а. График зависимости магнитной восприимчивости неоген-четвертичных лав от кремнекислотности: 1—2—четвертичные лавы Вайка (1—пироксен-оливиновые андезибазальты и андезиты, 2—амфиболовые андезиты и андезибазальты). 3—5—плиоцен-четвертичные лавы Арагаца (3—оливинсодержащие андезиты, 4—двупироксеновые дациты и андезидациты, 5—двупироксеновые андезиты с биотитом), 6—7—неогеновые лавы Восточного Вайка и средней части Зангезурского хребта (6—оливинсодержащие андезиты и андезибазальты, 7—амфиболовые, пироксеновые андезиты и андезидациты).

б. График зависимости магнитной восприимчивости неоген-четвертичных лав от $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$.

в. Зависимость железистости неоген-четвертичных лав от кремнекислотности.

Таблица 3

Некоторые петрохимические характеристики изученных лав

Район	Возраст	Группы пород	Число анализов	SiO_2	$\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$	$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}$	TiO_2
Вайк	Q	Пироксен-оливиновые андезибазальты и андезиты	9	50,24—55,79	8,05—10,17	0,47—0,71	0,78—1,21
		Амфиболовые андезиты и андезибазальты	5	52,46—58,30	7,55—8,79	0,43—0,61	0,67—1,12
Арагац	P1—Q	Оливинсодержащие андезиты	20	53,99—59,36	5,89—8,15	0,33—0,57	0,65—1,06
		Двупироксеновые дациты и андезидациты	23	60,41—67,04	3,18—6,47	0,33—0,74	0,57—1,31
		Двупироксеновые андезиты с биотитом	7	60,67—62,64	4,75—5,27	0,39—0,53	0,65—0,83
Восточный Вайк—Зангезур	P1	Оливинсодержащие андезиты	5	53,80—61,64	5,82—7,89	0,57—0,91	0,44—0,75
		Амфиболовые и пироксеновые андезиты и андезидациты	17	59,38—62,90	4,48—6,58	0,53—0,83	0,50—0,88

Химические анализы пород выполнены в лабораториях ВСЕГЕИ и Арменипроцветмет.

Гистограммы величин остаточной намагниченности (рис. 1, г—е) показывают наиболее широкий диапазон колебаний для арагацких и зангезурских лав, при этом высокие значения от 22000 до $60000 \cdot 10^{-3}$ А/М составляют в первых менее 5%, а во вторых более 20%. Эти высокие значения в Арагаце относятся к оливинсодержащим андезитам, а в Зангезуре—к амфиболовым и пироксеновым андезитам и андезидацитам (табл. 1). Минимальные значения I_n от $150—1000 \cdot 10^{-3}$ А/М также наблюдаются лишь в этих двух сериях, отмечены во всех разновидностях пород, кроме оливинсодержащих андезитов, и не встречаются в четвертичных лавах Вайка.

Другими исследователями уже отмечалось [1, 14], что в неоген-четвертичных лавах Армении в большинстве случаев остаточная намагниченность намного превышает индуцированную $\left(Q = \frac{I_n}{H \cdot x} \gg 1\right)$.

В нашей коллекции также в среднем для всех разновидностей фактор $Q \gg 1$ (табл. 1). Только в арагацких двупироксеновых дацитах $\bar{Q} \approx 1$.

Соотношения величин остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости в общем различны для изученных вулканических серий.

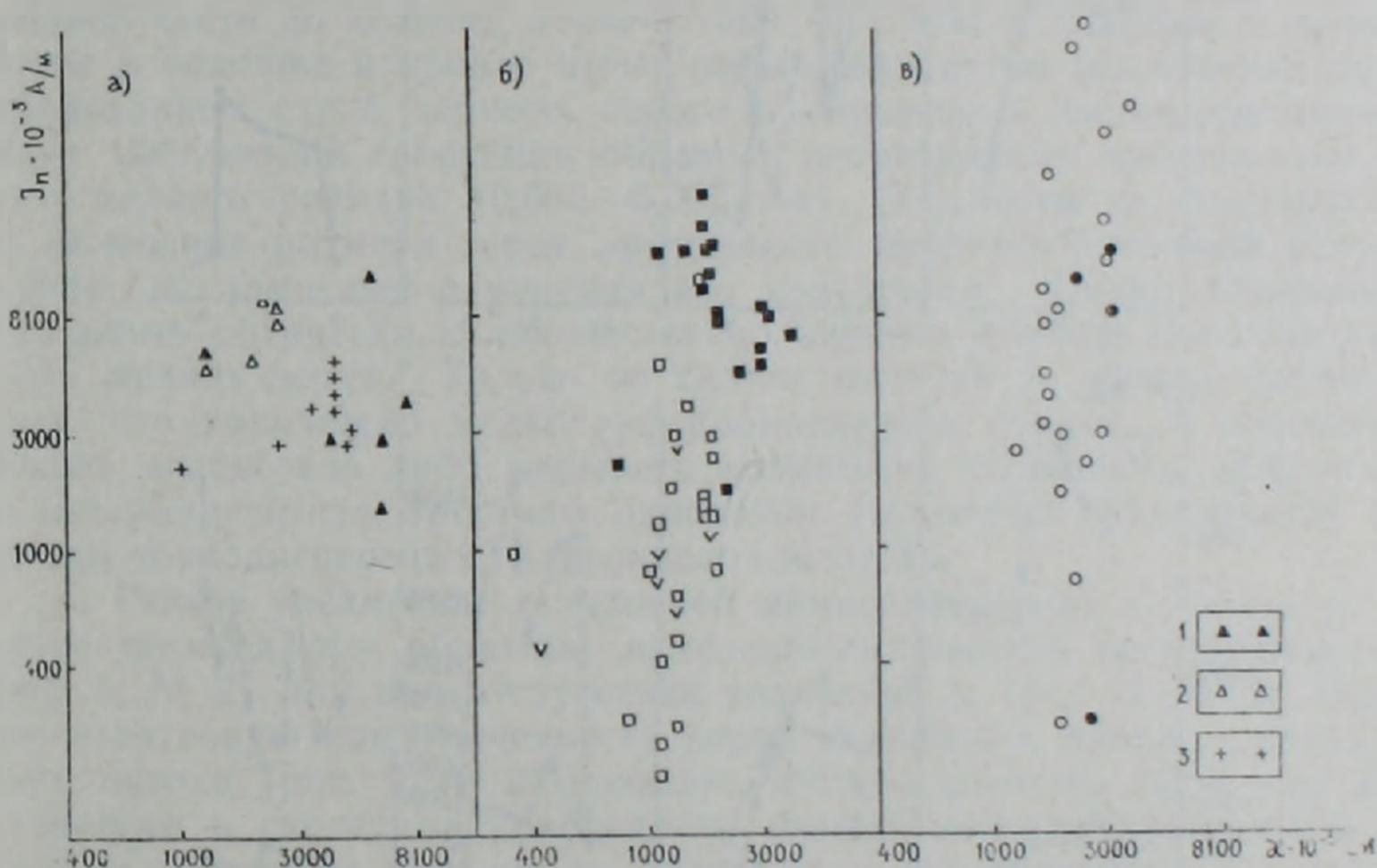


Рис. 3. Соотношение величин магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности: а—четвертичных лав Вайка, б—лав Арагаца, в—неогеновых лав Восточного Вайка и средней части Зангезурского хребта. 1—оливиновые базальты Сарцалинского покрова, 2—оливинсодержащие андезиты вулкана Далик, 3—амфиболовые андезиты вулкана Смбагасара. Остальные условные обозначения те же, что на рис. 2.

Четвертичные лавы Вайка при наибольшем диапазоне изменения магнитной восприимчивости отличается наименьший разброс значений остаточной намагниченности (рис. 3а, табл. 1). При этом зависимости I_n и x нет, если рассматривать всю совокупность в целом. Лишь намечается прямая зависимость этих величин в отдельно взятых потоках оливиновых андезитов вулкана Далик и амфиболовых андезитов Смбагасара (рис. 3а). Среди арагацких лав наибольшими I_n характеризуются оливинсодержащие андезиты (рис. 3б). Но и в пределах этой группы, так же как в двупироксеновых дацитах, наблюдается большой разброс значений I_n при узком диапазоне величин x . Лишь в двупироксеновых андезитах с биотитом, при небольшой амплитуде различий остаточной намагниченности, намечается прямая зависимость $I_n—x$ (рис. 3б, табл. 1).

В зангезурских лавах также при малых вариациях магнитной восприимчивости наблюдается еще больший диапазон изменений I_n даже в пределах одной петрографической группы (рис. 3в, табл. 1).

Изменение магнитных свойств пород в пределах потока

По характеру изменения магнитных свойств в пределах потока выделяются четыре типа лав.

1. Падение обеих магнитных характеристик (χ и J_n) от средней части потока к кровле, а иногда и к подошве. Ферромагнетик в этих лавах представлен интрателлурической и эффузивной генерациями. Выразительных изменений структуры основной массы, количества и размера минералов эффузивной генерации (в том числе и титаномагнетита) по разрезу потоков обычно не фиксируется. Эффузивный ферромагнетик образует кристаллы относительно крупного размера ($\sim 0,01$ м.м). Уменьшение магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности пород в шлаковых корках кровли и подошвы потоков, как

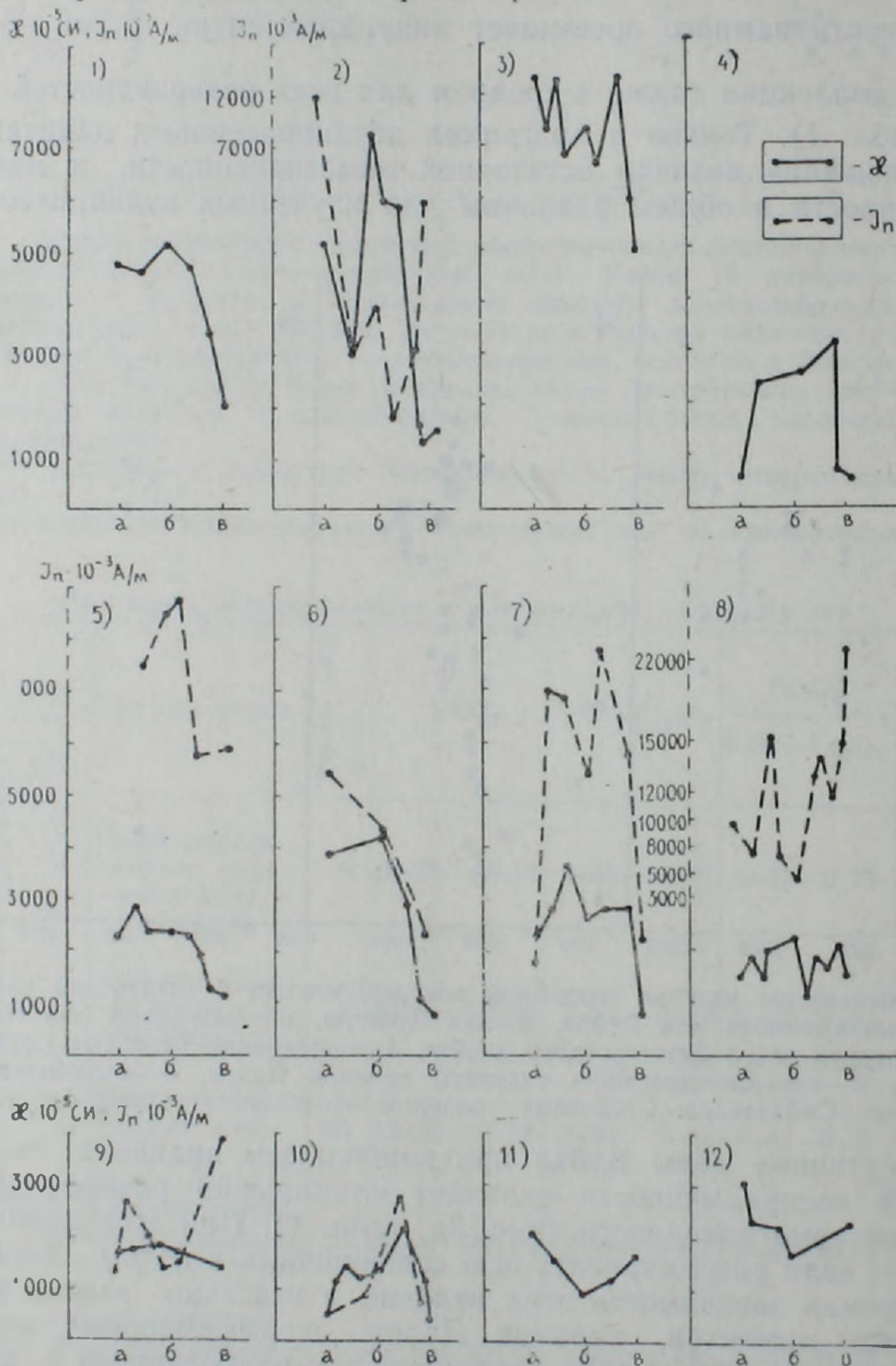


Рис. 4. Изменение магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности в пределах отдельных потоков (а—подошва, б—средняя часть, в—кровля). 1—6—четвертичные лавы Вайка (1—амфиболовые андезиты Варденинского покрова— Q_1 ; 2—оливиновые базальты Сарцалниского покрова— Q_1 ; 3—оливиновые базальты вулкана Гюллидуз— Q_2 ; 4—амфиболовые андезибазальты вулкана Гстик— Q_2 ; 5—оливинсодержащие андезиты вулкана Далик— Q_3 ; 6—амфиболовые андезиты вулкана Смбатасар— Q_3); 7—10—лавы юго-восточного склона Арагаца (7—оливинсодержащие андезиты первого типа, 8—оливинсодержащие андезиты второго типа, 9—двугироксеновые дациты, 10—двугироксеновые андезиты с биотитом); 11—12—неогеновые лавы Восточного Вайка—Зангезура (11—оливинсодержащие андезиты, 12—амфиболовые андезиты и андезидациты).

правило, связано с увеличением степени гематитизации (мартитизации) титаномагнетита. То и другое коррелируется и с изменением цвета лав от серого к буроватому, лиловому или сиреневому. Такого типа потоки характерны для вайкских амфиболовых андезитов и андезибазальтов (рис. 4, № 1, 3, 4, 6), а в Арагаце только для биотитсодержащих двупироксеновых андезитов (рис. 4, № 10).

2. Изменение магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности аналогично, однако имеет существенно отличную интерпретацию. В породах преобладает ферромагнетик эффузивной генерации; фенокристаллы титаномагнетита редки. Ни изменения цвета лав в кровле, ни гематитизация титаномагнетита не фиксируются, зато отчетливы структурные изменения в менее раскристаллизованных зонах закалки. Величина магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности определяется исключительно содержанием первичного ферромагнетика эффузивной генерации и уменьшается в пористых стекловатых зонах кровли и подошвы потоков. Такого типа потоки характерны для арагацких вулканитов (оливинсодержащие андезиты I типа—рис. 4, № 7), а в Вайке только для вулкана Далик (рис. 4, № 5).

В потоке двупироксеновых дацитов Арагаца при малой амплитуде значений χ остаточная намагниченность меняется от $6000 \cdot 10^{-3}$ А/М в средней части до величин меньше $1000 \cdot 10^{-3}$ А/М в подошве и кровле. Поток в подошве и кровле имеет зоны стекловатых полосчатых лав с чередованием струй черного, серого и сиреневого цветов. Титаномагнетит эффузивной генерации образует изометричные кристаллики самого мелкого размера (0,002—0,005 мм). Оптически не фиксируются ни изменения размера зерен эффузивного ферромагнетика по разрезу потока, ни заметные изменения его количества. Также невозможно установить оптически и количественно оценить степень гематитизации столь мелких зерен.* Только по скачку величин I_n можно предположить, что количество мелкого ферромагнетика падает в подошве и кровле, вследствие либо меньшего количества первичного эффузивного титаномагнетита, либо его окисления (последнее фиксируется наличием тонкодисперсных гидроокислов железа).

3. Резкое увеличение остаточной намагниченности в кровле и подошве потоков при обратном изменении магнитной восприимчивости (рис. 4, № 2) или при отсутствии колебаний χ (рис. 4, № 8). Высокую остаточную намагниченность пород подошвы и кровли Сарцалинского потока (рис. 4, № 2) создают мелкие (меньше 0,005 мм) изометричные и скелетные кристаллики ферромагнетика эффузивной генерации, возможно близкие по размерам к однодоменным. В породах средней части потоков, имеющих низкую остаточную намагниченность, титаномагнетит эффузивной генерации представлен заметно более крупными кристаллами (0,01 мм). В оливинсодержащих андезитах II типа ** (рис. 4, № 8) высокая остаточная намагниченность во всем потоке определяется кристаллами титаномагнетита эффузивной генерации, изометричными (0,002—0,01 мм) и особенно игольчатыми (длиной 0,01 при поперечнике 0,001 мм), которые, как указывает Л. Е. Шолпо [20] со ссылкой на Г. С. Марти, ведут себя как однодоменные. В этом потоке лишь по скачку величины I_n можно предположить, что относительное количество игольчатых кристаллов больше в кровле потока.

4. Уменьшение магнитной восприимчивости (с небольшой амплитудой колебания величин) в средних частях потоков характерно для заигезурских лав (рис. 4, № 15—16). В плотных стекловатых черного цвета зонах закалки ферромагнетик представлен гомогенным титаномагнетом— $a_0 = 8,353$ А (изредка с малым количеством

* Гематитизация мелких зерен может иметь место даже при отсутствии ее во вкрапленниках.

** Потоки в каньоне р. Амберд близ с. Дзсрап петрографически выделяются в особую разновидность, принадлежащую самостоятельному вулканическому центру [2].

пльменитовых пластинок по решетке распада) и отражает степень окисленности железа в момент излияния лав на поверхность. В светло-серых или сиреневых более раскристаллизованных лавах средних частей потоков при вторичном разогреве за счет выделения скрытой теплоты кристаллизации происходит распад твердого раствора магнетомагнетита с образованием решетчатых структур магнетита ($a_0 = 8,386 \text{ \AA}$) и гематита [17]. Количество гематита в таких решетчатых структурах различно и достигает 20—30% от общего содержания рудного минерала. Именно этим и можно объяснить незначительное уменьшение магнитной восприимчивости в средних частях зангезурских потоков. Подобные превращения титаномагнетитов при нагревании, так же как и окисление в средних частях потоков за счет вторичного разогрева, известны [11].

В большинстве изученных зангезурских лав существенную роль в эффузивной генерации ферромагнетика играют самые мелкие частицы размером менее 0,002 мм. Размер мелких зерен не меняется в пределах потока. Лишь самые высокие значения I_n в стекловатых зонах закалки потоков и апикальных частях субвулканических тел позволяют предполагать, что относительное количество самых мелких частиц здесь выше. Однако, именно в этой серии лав появление высоких величин I_n в закалочных зонах может быть связано также с тем, что ферромагнетик здесь представлен титаномагнетомаггемитом [9, 13].

Обсуждение результатов

Проведенное петромагнитное исследование подтвердило ряд известных закономерностей для эффузивных пород, не затронутых метаморфо-метасоматическими изменениями: увеличение магнитной восприимчивости с ростом основности и железистости пород в рамках определенных серий, уменьшение χ в связи с позднемагматической мартитизацией титаномагнетита, уменьшение I_n и χ при быстрой кристаллизации лавы и малом количестве первичного ферромагнетика, увеличение I_n при постоянном χ также при быстрой кристаллизации в случае появления очень мелких кристаллов магнетита [8].

Вариации величин магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности и их соотношения друг с другом в вулканических породах зависят от соотношений количества и размера зерен двух генераций магнетита: интрателлурической и эффузивной, а, следовательно, от состава расплава и условий его кристаллизации на этих двух стадиях.

Говоря о составе, мы имеем в виду не только содержание основных петрогенных элементов и отношение $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, но и водогазонасыщенность расплавов. Следует подчеркнуть, что состав и условия кристаллизации являются факторами, в значительной степени взаимозависимыми. От водогазонасыщенности зависит величина $p\text{O}_2$ в расплаве, водогазонасыщенность вместе с содержанием петрогенных элементов определяют вязкость лавы, а, следовательно, скорость ее охлаждения, скорость диффузии компонентов в ней, образование закалочных зон разного типа; последнее влияет на разный характер позднемагматического окисления. О водогазонасыщенности расплавов и величине $p\text{O}_2$ в момент кристаллизации можно судить по ряду признаков: строению потоков, текстурным особенностям лав, содержанию воды в породах (определяемому при химическом анализе), наличию гидроксилсодержащих породообразующих минералов (амфиболы, слюды), количеству магнетита интрателлурической и эффузивной генерации. Это позволяет думать, что при петрогенетических реконструкциях вышеперечисленные геологические, петрохимические, петрографические и минералогические признаки могут быть увязаны с магнитными свойствами пород. Рассмотрим полученные нами результаты с этой точки зрения.

Изученные объекты, относящиеся к известково-щелочным сериям, имеют существенно различную петролого-вулканологическую и петромагнитную характеристику.

Вайкские лавы (особенно амфиболовые разновидности), определяемые нами по вышеперечисленным признакам как наиболее водогазонасыщенные, — относительно жидкие, остывавшие в эффузивную стадию продолжительно и равномерно, принадлежат к первому из выделенных петрофизических типов.

Арагацкие расплавы — наиболее «сухие» (по тем же признакам) — образуют вязкие лавовые потоки, остывающие быстро и относящиеся, как правило, ко второму из названных петрофизических типов.

В зангезурских лавах, по водогазонасыщенности, очевидно, занимающих промежуточное положение, плотные быстроостывающие зоны закалки создают в средней части мощных потоков область более медленного охлаждения с вторичным разогревом за счет выделения скрытой теплоты кристаллизации. Именно это обстоятельство определяет петромагнитную характеристику четвертого типа.

Потоки третьего петрофизического типа отмечены как среди водогазонасыщенных, так и среди «сухих» лав. Появление в этих потоках ферромагнетика изометричного (размером 0,005 мкм) и даже игольчатого габитуса связано с резким переохлаждением расплавов. Уменьшение симметрии кристаллов минералов высоких сингоний известно при пересыщении расплава (раствора), при быстром охлаждении [7, 21, 4], при понижении симметрии среды [18]. Какими именно геологическими причинами определялись подобные условия кристаллизации потоков осталось не выясненным.

В заключение изложим некоторые методические соображения, возникшие в процессе работы:

1. О преобладающем размере и количестве ферромагнетика эффузивной генерации следует судить, главным образом, по величине остаточной намагниченности, так как оптические определения при размерах зерен меньше 0,005 мкм практически невозможны. Однако установить состав ферромагнетика в самых мелких зернах не помогает и полученная петромагнитная характеристика*, так как, очевидно, и титаномагнетит, и титаномаггемит, и даже гематит при размерах зерен, близких к однодоменным, могут создавать высокую остаточную намагниченность пород.

2. Попытки расчленения эффузивов исключительно по магнитным свойствам (включая и изменения их в пределах потоков) без параллельного петрографо-минералогического анализа не состоятельны. В полученных результатах имеется несколько примеров конвергенции магнитных свойств, например, падение магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности от средней части потоков к кровле, то за счет мартитизации титаномагнетита, то за счет уменьшения количества первичного титаномагнетита эффузивной генерации.

Проведенное комплексное исследование показывает продуктивность увязки геолого-петрологического и петромагнитных данных при петрогенетических реконструкциях.

Авторы выражают искреннюю признательность за интерес к работе и обсуждение результатов Н. Б. Дортман, И. В. Розенталю, А. С. Остроумовой, Р. Л. Бродской, а также аналитикам, выполнившим химические анализы пород, химические, рентгеноструктурные и оптические определения рудных минералов.

Армипроцветмет
ВСЕГЕИ.

Поступила 16. VII. 1987.

* В установлении состава ферромагнетика разных генераций большую роль должен сыграть термомагнитный анализ.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ԼԵՈՆԱՇԽԱՐՀԻ ՆԵՈԳԵՆ-ՉՈՐՐՈՐԳԱԿԱՆԻ ԼԱՎԱՆԵՐԻ
ԱՊԱՐԱՄԱԳՆԻՍԱԿԱՆ ԲՆՈՒԹԱԳՐՈՒՄԸ՝ ԿՍՊՎԱԾ ՆՐԱՆՑ ԿԱԶՄԻ ԵՎ
ԲՅՈՒՐԵՂԱՑՄԱՆ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐԻ ՅՈՒՐԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՀԵՏ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հողվածում քննարկված են Վայքի շորրորդականի արեալային հրաբխականության արդյունքների, Արագածի հարավ-արևելյան լանջի պլիոցեն-շորրորդականի առաջացումների և Արևելյան Վայքի ու Հանգեզուրի լեռնաշղթայի միջին մասին համակցման շրջանում տեղադրված մի խոշոր հրաբխային կառույցի նեոգենի հասակի ապարների մագնիսական հատկությունները (χ և J_n): Ի հայտ բերված յուրահատկությունների մեկնարանումը, այդ թվում նաև χ և J_n մեծությունների փոփոխությունն ըստ լավային հոսքի կտրվածքի (ներա միջին մասից դեպի հատակն ու առաստաղը), տրված է տիտանոմագնետիտի և նրա հետմագմատիկ օքսիդացման արդյունքների կազմի, քանակության, նրա բյուրեղների չափի, ձևի մանրակրկիտ միներալաբանական ուսումնասիրության հիման վրա: Ապարների մագնիսական հատկությունները, նրանց երկրաբանական, ապարաբանական, ապարագրական և միներալաբանական բնութագրման հետ մեկտեղ, օգտագործվել են հալոցքների բյուրեղացման պայմանների վերականգնման համար:

A. R. ISHKHANIAN, I. Ya. TSENTER

THE ARMENIAN HIGHLAND NEOGENE-QUATERNARY LAVAS
PETROMAGNETIC CHARACTERISTIC IN CONNECTION WITH
THEIR COMPOSITION AND CRYSTALLIZATION CONDITIONS
PECULIARITIES

A b s t r a c t

Magnetic properties (χ and J_n) of the Vayk Quaternary areal volcanicity products, the Aragatz SE slope Pliocene-Quaternary formations and the Neogene rocks of a large volcanic structure situated in the area of contiguity of Eastern Vayk and middle part of Zanguezoor ridge are considered in this paper. The fixed peculiarities, including χ and J_n values changes along a lava flow section (from its middle part to the bottom and the roof), interpretation is given on the basis of titanomagnetite and its postmagmatic oxidation products detailed mineralogical investigation. The rocks magnetic properties, parallel with their geological, petrochemical, petrographical and mineralogical characteristics, are used during the reconstruction of melts crystallization conditions.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Акопян Ц. Г. Магнитное поле и палеомагнетизм кайнозойских пород Армянской ССР. Ереван, Изд. АН АрмССР, 1963, 173, с.
2. Гукасян Ю. Г. Стратиграфическое положение, возраст и микроструктурные особенности андезитов в каньоне р. Амберд, р-на с. Дзорап—Изв. АН АрмССР, науки о Земле, 1972, № 6, с. 3—9.
3. Донских В. В., Зеленугин В. Н., Кронидов И. И. и др. Изучение древних вулканических аппаратов и палеовулканические реконструкции при крупномасштабной геологической съемке.—Тр. ВСЕГЕИ, 1973, т. 221, с. 27—39.
4. Каминская Е. И. О магнетитовых конкрециях в рудах г. Магнитной.—ЗВМО, 1951, LXX, № 1, с. 55—58.
5. Карапетян К. И. Четвертичный вулканизм бассейна р. Арпа в Армении.—В кн.: Вопросы вулканизма. М.: АН СССР, 1962, с. 96—103.

6. *Карпетян К. И.* Андезит-базальты и андезиты Айоцдзора.—В кн.: Геология Армянской ССР, т. 4. Ереван, Изд. АН АрмССР, 1970, с. 545—559.
7. *Кокс К. Г., Белл Дж. Д., Панкхерст Р. Дж.* Интерпретация изверженных горных пород. М.: Недра, 1982
8. *Комаров А. Г.* Интенсивность естественной намагниченности изверженных пород как функция скорости охлаждения магматического расплава.—В кн.: Магнетизм горных пород и палеомагнетизм. Мат. V Всесоюзн. конф. по палеомагнетизму (10—17 июня 1962 г. Красноярск). 1963, с. 195—211.
9. *Кошкина Т. М.* Об аномально высокой остаточной намагниченности габбровых пород Тагильского габбро-сиенитового массива на Среднем Урале.—В кн.: Магнетизм горных пород и палеомагнетизм. М., 1969, с. 193—194.
10. *Остроумова А. С., Станкевич Е. К., Центер И. Я.* Андезит-дацитовая формация в средней части Зангезурского хребта (Малый Кавказ) и связанные с нею субвулканические образования.—В кн.: Вулканизм и формирование минеральных месторождений в Альпийской геосинклинальной зоне (Карпаты, Крым Кавказ). Новосибирск: Изд-во Наука, Сибирское отделение. 1973, с. 71—82.
11. *Печерский Д. М., Багин В. И., Бродская С. Ю., Шаронова З. В.* Магнетизм и условия образования изверженных горных пород. М.: Наука, 1975, 288 с.
12. *Глевасская А. М.* Генетическое значение различий ферритмагнитных минералов и намагниченности вулканогенных пород Закарпатья.—В кн.: Постоянное магнитное поле Земли, палеомагнетизм и магнетизм горных пород. Киев: Изд. Наукова думка 1973, с. 103—105.
13. *Свяжина И. А.* Влияние степени окристаллизованности маггемита на магнитные свойства каменистых бобовых бокситов.—В кн.: Мат. IX конференции по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. Ч. 2, Баку, 1973, с. 200—201.
14. Состав, физические свойства и вопросы петрогенезиса новейших вулканических образований Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1980. 322 с.
15. *Григорьев Д. П., Жабин А. Г.* Онтогенез минералов. Индивиды. М.: Наука, 1975. 339 с.
16. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. Под ред. Дортман Н. Б., Изд. Недра, 1984. 455 с.
17. *Центер И. Я., Капралова К. П., Кузнецова Н. В.* Об изменении состава и свойств магнетита в эффузивную стадию кристаллизации андезитового расплава.—В кн.: Минералы и парагенезисы минералов магматических горных пород. Наука, Ленинградское отделение. 1974, с. 42—50.
18. *Шафрановский И. И.* Внешняя симметрия реальных кристаллов и симметрия питающей среды.—ЗВМО, 1954, ч. XXXII, № 3, с. 198—211.
19. *Ширинян К. Г.* Андезит-базальты и андезиты Арагацского вулканического нагорья.—В кн.: Геология Армянской ССР, т. 4, Ереван: Изд. АН АрмССР, 1970, с. 516—524.
20. *Шолто Л. Е.* Использование магнетизма горных пород для решения геологических задач. Л.: Недра, 1977, 167 с.
21. *Шубников А. В.* Образование кристаллов. М.—Л.: Изд. АН СССР, 1947, 171 с.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XLI, № 2, 37—50, 1988

УДК: 551.243.8:550.83:550.814 (479.25)

Х. О. САРГСЯН

ПРИМЕНЕНИЕ ДИСТАНЦИОННОЙ ИНФОРМАЦИИ ПРИ ИЗУЧЕНИИ СЕЙСМИЧНОСТИ АРМЯНСКОГО НАГОРЬЯ*

По результатам дешифрирования аэрокосмических снимков и обработки геолого-геофизических материалов составлена карта сейсмоактивных линеаментов Армянского нагорья, на которой выделены линеаменты: северо-западного (общекавказского), северо-восточного (антикавказского), субмеридиального (транскавказского) и субширотного простираний. Проведенное сопоставление результатов дешифрирования аэрокосмических изображений с сейсмическим материалом позволяет выявить на территории Армянского нагорья сейсмоактивные линеаменты, с которыми пространственно связаны зоны сгущения эпицентров землетрясений, что позволяет с достаточно высокой точностью определить конкретные геологические структуры, в пределах которых локализована сейсмичность, уточнить их границы и тем самым внести некоторые коррективы в схемы сейсмического районирования.

Дистанционные методы зондирования Земли позволяют получить новую информацию для многих отраслей геологии как в общепланетарном, так и в регионально-локальном масштабе. Дистанционные ме-

* Доклад, представленный на V-ой научной сессии молодых ученых и специалистов ИГи АН Армянской ССР

6. *Карпетян К. И.* Андезит-базальты и андезиты Айоцдзора.—В кн.: Геология Армянской ССР, т. 4. Ереван, Изд. АН АрмССР, 1970, с. 545—559.
7. *Кокс К. Г., Белл Дж. Д., Панкхерст Р. Дж.* Интерпретация изверженных горных пород. М.: Недра, 1982
8. *Комаров А. Г.* Интенсивность естественной намагниченности изверженных пород как функция скорости охлаждения магматического расплава.—В кн.: Магнетизм горных пород и палеомагнетизм. Мат. V Всесоюзн. конф. по палеомагнетизму (10—17 июня 1962 г. Красноярск). 1963, с. 195—211.
9. *Кошкина Т. М.* Об аномально высокой остаточной намагниченности габбровых пород Тагильского габбро-сиенитового массива на Среднем Урале.—В кн.: Магнетизм горных пород и палеомагнетизм. М., 1969, с. 193—194.
10. *Остроумова А. С., Станкевич Е. К., Центер И. Я.* Андезит-дацитовая формация в средней части Зангезурского хребта (Малый Кавказ) и связанные с нею субвулканические образования.—В кн.: Вулканизм и формирование минеральных месторождений в Альпийской геосинклинальной зоне (Карпаты, Крым Кавказ). Новосибирск: Изд-во Наука, Сибирское отделение. 1973, с. 71—82.
11. *Печерский Д. М., Багин В. И., Бродская С. Ю., Шаронова З. В.* Магнетизм и условия образования изверженных горных пород. М.: Наука, 1975, 288 с.
12. *Глевасская А. М.* Генетическое значение различий ферримангнитных минералов и намагниченности вулканогенных пород Закарпатья.—В кн.: Постоянное магнитное поле Земли, палеомагнетизм и магнетизм горных пород. Киев: Изд. Наукова думка 1973, с. 103—105.
13. *Свяжина И. А.* Влияние степени окристаллизованности маггемита на магнитные свойства каменных бобовых бокситов.—В кн.: Мат. IX конференции по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. Ч. 2, Баку, 1973, с. 200—201.
14. Состав, физические свойства и вопросы петрогенезиса новейших вулканических образований Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1980. 322 с.
15. *Григорьев Д. П., Жабин А. Г.* Онтогенез минералов. Индивиды. М.: Наука, 1975. 339 с.
16. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. Под ред. Дортман Н. Б., Изд. Недра, 1984. 455 с.
17. *Центер И. Я., Капралова К. П., Кузнецова Н. В.* Об изменении состава и свойств магнетита в эффузивную стадию кристаллизации андезитового расплава.—В кн.: Минералы и парагенезисы минералов магматических горных пород. Наука, Ленинградское отделение. 1974, с. 42—50.
18. *Шафрановский И. И.* Внешняя симметрия реальных кристаллов и симметрия питающей среды.—ЗВМО, 1954, ч. XXXII, № 3, с. 198—211.
19. *Ширинян К. Г.* Андезит-базальты и андезиты Арагацского вулканического нагорья.—В кн.: Геология Армянской ССР, т. 4, Ереван: Изд. АН АрмССР, 1970, с. 516—524.
20. *Шолто Л. Е.* Использование магнетизма горных пород для решения геологических задач. Л.: Недра, 1977, 167 с.
21. *Шубников А. В.* Образование кристаллов. М.—Л.: Изд. АН СССР, 1947, 171 с.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XLI, № 2, 37—50, 1988

УДК: 551.243.8:550.83:550.814 (479.25)

Х. О. САРГСЯН

ПРИМЕНЕНИЕ ДИСТАНЦИОННОЙ ИНФОРМАЦИИ ПРИ ИЗУЧЕНИИ СЕЙСМИЧНОСТИ АРМЯНСКОГО НАГОРЬЯ*

По результатам дешифрирования аэрокосмических снимков и обработки геолого-геофизических материалов составлена карта сейсмоактивных линеаментов Армянского нагорья, на которой выделены линеаменты: северо-западного (общекавказского), северо-восточного (антикавказского), субмеридиального (транскавказского) и субширотного простираний. Проведенное сопоставление результатов дешифрирования аэрокосмических изображений с сейсмическим материалом позволяет выявить на территории Армянского нагорья сейсмоактивные линеаменты, с которыми пространственно связаны зоны сгущения эпицентров землетрясений, что позволяет с достаточно высокой точностью определить конкретные геологические структуры, в пределах которых локализована сейсмичность, уточнить их границы и тем самым внести некоторые коррективы в схемы сейсмического районирования.

Дистанционные методы зондирования Земли позволяют получить новую информацию для многих отраслей геологии как в общепланетарном, так и в регионально-локальном масштабе. Дистанционные ме-

* Доклад, представленный на V-ой научной сессии молодых ученых и специалистов ИГи АН Армянской ССР

тоды, обладая рядом характерных достоинств, а именно: большой обзорностью, высокой степенью естественной генерализации, хорошей разрешающей способностью, оперативностью и регулярностью применения, позволяют вносить значительные коррективы в имеющиеся геологические представления.

Существенно малую роль в дистанционных космических исследованиях занимают работы по сеймотектонической интерпретации полученных результатов. Среди них можно отметить работы И. В. Ананьина и В. Г. Трифонова, В. И. Макарова и др., Л. М. Расцветаева, А. С. Караханяна [1, 4, 5, 7], показавшие возможность сопоставления линейаментов с сейсмологическими параметрами, что в принципе позволяет определять не только динамику отдельных активных зон разломов, но и выяснить особенности современного развития тектонически активных регионов.

В работе использованы результаты геологического дешифрирования многозональных космических снимков с ИЗС «Метеор» и «Метеор-Природа» малого и среднего уровня генерализации ($УГ \geq 10^7$, 10^6), ИСЗ «Landsat», а также с ОНС «Салют» и ПКК «Союз—6, 12, 22». По территории Армянского нагорья проведено морфодешифрирование топографических карт, а по территории Армянской ССР использованы результаты дешифрирования аэровысотной съемки, а также аэровизуальные и полевые наблюдения (Азизбековский, Ехегнадзорский, Кафанский, Мегринский районы АрмССР).

Армянское нагорье является одним из сейсмически активных районов Евразии и входит в состав Средиземноморской сейсмоактивной зоны. Здесь зарегистрированы землетрясения силой до девяти баллов (в 1319 г. в г. Ани, в 1840 г. у подножья горы Арарат и др.) [2, 8].

Важнейшими геологическими критериями, контролирующими сейсмичность на Армянском нагорье, являются новейшие и современные тектонические движения, их амплитуда и характер, флексуры, линейаменты и дизъюнктивные сейсмогенные узлы, а также глубинные разломы, поперечные поднятия.

Подавляющая часть землетрясений имеет глубину очага до 15 км. Они расположены в пределах осадочного чехла и в верхних частях гранитного слоя. На территории региона имеются также отдельные очаги землетрясений глубиной до 35—40 км. Большинство сильных землетрясений Армянского нагорья имеет небольшую глубину и, вероятно, являются результатом хрупкого разрушения сплошности среды.

По результатам дешифрирования космических и аэрокосмических снимков в пределах Армянского нагорья выделяются линейаменты: северо-западного (общекавказского), северо-восточного (антикавказского), субмеридионального (транскавказского) и субширотного простираний. Линеаменты, дешифрируемые в пределах Армянского нагорья, по своей выраженности на космических снимках, характеру связи с геолого-геофизическими данными подразделяются на три основные группы: трансрегиональные, региональные и локальные.

Трансрегиональными являются те линейаменты, которые хорошо дешифрируются на космических снимках высокого уровня генерализации и являются транзитными по отношению к структуре данного региона. Такими линейаменами являются: Севанский, Ереванский, Ван-Казахский (рис. 1, табл. 1) и др.

Региональные линейаменты—это линейаменты, которые хорошо дешифрируются на космических снимках среднего уровня генерализации и играют существенную роль в формировании структуры самого региона. Такими линейаменами являются: Алаверди-Арцвашенский, Горис-Сисианский и др.

Локальные линейаменты дешифрируются на космических снимках низких уровней генерализации и имеют подчиненное значение в структуре региона.

Геолого-геофизическая характеристика отдешифрованных линеаментов (по данным [2, 6])

№	Название	Выраженность на КС	Геолого-морфологическая выраженность	Геофизическая выраженность			Глубинность	
				Δg	ΔT_a	Q сейсмичность		
1	2	3	4	5	6	7	8	9
А. Общекавказские линеаменты								
1	Ереванский	Слабая, местами очень слабая. В виде размытой линеаментной зоны. Местами граница между горными сооружениями и Араксинской депрессией. Трансрегиональный линеамент на западе протягивается к зоне Северо-Анатолийского разлома, на востоке к г. Тебризу.	На востоке по подножью Айоцзорского, Урцского и Ераносского хребтов, подчеркивает границу миоценовых моласс Среднеараксинской депрессии. На западе по цепочке вулканов южного склона Арагаца и офиолитов Агры-Дага. На центральном отрезке — глубинный разлом сбросового характера с амплитудой смещения до 5 км.	Зона больших градиентов Δg (3—5 мгл/км) шириной 10—15 км. Большой градиент изостатических аномалий Δg . В Нахичеванской АССР зона больших градиентов Δg прерывается с Урмия-Варденинским линеаментом северо-восточного простирания.	По обе стороны меняется характер аномального магнитного поля, его интенсивность, размеры, форма аномалий. Служит границей Приараксинской и Присеванской магнитных зон.	Данных нет.	Весьма сейсмоактивный. СЗ и центральная часть была сейсмичнее, чем ЮВ. Землетрясение в Дигоре (1935 г.), Талине (1936), Ереване (1679, 1937, 1973, 1984), Двине (851, 858, 861, 893), Нахичеване (1840, 1841, 1881, 1897).	По данным станции «Земля» 55 км. Падение на СВ 83°. Граница М. ступенчатая с амплитудой 1,5 км
2	Севанский	Отчетливо на центральном участке по территории АрмССР и Азерб. ССР. Слабо на Карском плато и в Северном Иране	Кулисное расположение горных хребтов Малого Кавказа и речных долин. Многочисленные гравитационные формы рельефа. Глубинный разлом, контролирующий линейно вытянутые массивы ультраосновных пород.	Зона больших градиентов (мгл/км) шириной 10 км общекавказского простирания на территории АрмССР и субширотного на западе района. Зона больших градиентов изостатических аномалий.	Узкая зона небольших, но интенсивных положительных аномалий (до 3000 гам). Локальные аномалии векового хода геомагнитного поля.	Данных нет.	Слабосейсмичен. Три землетрясения интенсивностью 6—7 бал. (Севан 1853, 1945, Алмалык 1954).	По ст. «Земля» около 50 км.

1	2	3	4	5	6	7	8	9
3.	Алаверди-Арцашенский	Вполне отчетливо на КС среднего уровня генерализации.	Линейное расположение речных долин и горных отрогов. Ряд разломов сбросового и надвигового характера, отделяющий Севано-Ширакский антиклинорий.	Линейная ступень с горизонтальным градиентом 3 мгл/км и амплитудой изменения по обе стороны 50—60 мгл. Зона интенсивных изостатических аномалий.	Граница аномальной магнитной подзоны между положительным (5 мэ) и слабоинтенсивным (1—2 мэ) полем.	Данных нет.	Слабосейсмичен	По ст. «Земля» 45—50 км с падением на ЮВ 85°. Граница Б ступенчатая с амплитудой 5 км.

Б. Линеаменты северо-восточного простирания

4.	Дигор-Калининский	Очень отчетливо на КС всех уровней генерализации.	В поверхностном строении выражен слабо. Серия небольших разломов сдвигового характера.	Локальные аномалии Δg южнее линеамента имеют меридиональное простирание, а севернее — юго-восточное.	По обе стороны линеамента изменяется магнитное поле. Южнее его слабоотрицательное поле, а севернее — знакопеременное.	Данных нет.	Очень сейсмоактивен, приурочены эпицентры Дигорского (1935), Анийского (1319), Ленинанканских (1926, 1928) разрушительных землетрясений. К нему приурочена линейная зона скопления слабых землетрясений.	По ст. «Земля» 45 км, Граница Г смещена на 1,5 км.
----	-------------------	---	--	--	---	-------------	--	--

1	2	3	4	5	6	7	8	9
5.	Арагацкий	Очень отчетливо на КС среднего уровня генерализации. На территории Турции меняет свое простираание на близширотное.	На СВ прослеживается вдоль отрогов Базумского хр. и по резкому изменению долины р. Агстев, на ЮЗ вдоль хр. Армянский пар и по линейным выходам офиолитов. По трассе линейнеамента расположены вулканы Арагац, Арте-ни, Бююк-Яглыджа и др. Видимо, контролирует молодой вулканизм.	Зона больших градиентов в Δg на СВ и ЮЗ района.	Проявляется отчетливо. На СЗ от линейнеамента интенсивное отрицательное поле (4 мЭ), а на ЮВ положительное (5 мЭ)	Отчетливо проявляется в линейно вытянутой цепочке геотермических аномалий на глубине 4—6 км	Слабосейсмичен.	По ст. «Земля» 40 км, сместитель имеет СЗ падение с углом 80°.
6.	Ван-Казахский	Очень отчетливо на КС всех уровней генерализации.	На севере совпадает с Иджеван-Казахским под-разломным грабен-синклинорием. На юге проходит по вулканам Арарат и Тендурек. Вдоль трассы скопление многочисленных оползней.	Проявлен слабо. Локальные аномалии Δg .	Проявляется слабо.	Данных нет.	Сейсмоактивен. Землетрясения Ереванского района и Араратского сейсмогенного узла. Линейная зона скопления слабых землетрясений.	Данных нет.

1	2	3	4	5	6	7	8	9
7	Арарат-Севанский	Отчетливо на КС низкой генерализации.	На севере вдоль трассы линейного закартирован ряд разломов сбросового характера. На центральном участке проявлен в виде батиметрической ступени на дне оз. Севан. На юге разделяет Большой и Малый Арарат.	Проявлен слабо. Локальные аномалии Δg	Проявлен отчетливо, протяженная отрицательная аномалия.	Данных нет.	Очень сейсмоактивен. Особенно на южном отрезке. Землетрясение Двина (851, 858), Гарни (1679) и др. с $M \geq 6$.	По ст. «Земля» до 50 км. Близвертикален, смещает кристаллический фундамент с амплитудой 2 км
8	Маку-Варденинский	Отчетливо на КС высокой генерализации.	В поверхностной структуре проявлен слабо.	Зоны больших градиентов Δg локального характера.	Слабые линии нарушения структуры поля.	Данных нет.	Сейсмоактивен, особенно на южном отрезке. Землетрясения Маку (1840, 1968), Вайоцзорское (733) с $M \geq 6$.	По ст. «Земля» до 50 км. Близвертикальное смещение фундамента с амплитудой 1,5 км.

В. Линейные субширотного простирания

9	Варденис-Октемберянский	Отчетливо на КС всех уровней генерализации. На востоке очень отчетливо, на западе—хуже.	На востоке вдоль Варденисского хр., где имеется погребенная система разломов, вскрытая туннелем Арпа-Севан. На западе причленяется к Ереванскому глубинному разлому.	В виде коротких зон больших градиентов Δg на востоке (с. Аренигор. Джермук) и на западе (Октемберян) района.	Линейно-вытянутый рисунок изодинам.	Линейно-вытянутые аномалии геотермического поля.	Сейсмоактивен, особенно на западном отрезке землетрясения Ереванского района.	По ст. «Земля» 40—50 км.
---	-------------------------	---	--	--	-------------------------------------	--	---	--------------------------

1	2	3	4	5	6	7	8	9
10	Горис-Сисианский	Отчетливо только на КС низкой генерализации.	В поверхностной структуре выражен плохо. На востоке серия разломов сбросового характера.	Короткие зоны больших градиентов Δg	Изменение структуры зоны положительных аномалий поля ΔT .	Данных нет.	Сейсмоактивен. Землетрясения Горис (1932), Сисиан (1931).	Данных нет.

11	Нахичеван-Кафанский	Отчетливо только на КС низкой генерализации.	В поверхностной структуре выражен плохо.	Локальные аномалии Δg .	Линия смены знака поля ΔT . Севернее линейменты интенсивные, положительные аномалии южнее отрицательные.	Данных нет.	Очень сейсмоактивен. Землетрясения Зангезура (1889, 1896, 1931, 1932, 1968 гг.) и Маку (1968) с $M \geq 6$.	Данных нет.
----	---------------------	--	--	---------------------------------	--	-------------	--	-------------

Г. Субмеридиональные линейменты

12	Западно-Транскавказский	Выделяется только на КС высокого уровня генерализации.	Ограничивает западный фланг Транскавказского поднятия. В поверхностном геологическом строении выражен плохо. Представляет собой структурную неоднородность верхней мантии.	На севере—короткие зоны больших градиентов Δg , являющиеся восточной границей Ленинанского минимума. На юге узкие зоны больших градиентов Δg .	Градиентная зона (величиной 0,2 мз/км.	Отдельные (геотермические аномалии вдоль зоны линеймента.	Сейсмоактивен особенно на северном отрезке	Соответствует горизонтальным скоростным (V_p, V_s) неоднородностям верхней мантии на глубине 150—200 км.
----	-------------------------	--	--	--	--	---	--	--

1	2	3	4	5	6	7	8	9
13	Центрально-Транскавказский	Выделяется только на КС высокого уровня генерализации.	Входит в состав Транскавказского поднятия. К зоне линейного поднятия приурочены вулканы неоген-плейстоценового (на севере) и голоценового (на юге) возраста.	Локальные аномалии	Нарушение структуры поля.	Отдельные геотермические аномалии вдоль зоны линейного поднятия.	Сейсмоактивен. Землетрясения Апарана, Бюракана, Еревана, Ара-рата.	Данных нет.
14	Восточно-Транскавказский	Только на КС высокого уровня генерализации.	Ограничивает восточный фланг Транскавказского поднятия. На севере проявлен в виде двух разломов сбросового и сдвигового характера. Контролирует крупные гранитоидные и щелочные интрузии.	Локальные аномалии и короткие зоны больших градиентов.	Граница интенсивной положительной аномалии.	Данных нет.	Слабосейсмичен.	Соответствует горизонтальным неоднородностям верхней мантии.
15	Нахичеван-Иджеванский	Отчетливо дешифрируется в виде двух субпараллельных линейных поднятий на КС средней генерализации.	В геологическом строении проявляется плохо. На центральном участке (Гегамского нагорья) представлен погребенным Гаварагетским грабеном.	Северная часть (севернее оз. Севан) выделяется плохо, а южная часть проявлена в зоне больших градиентов Δg .	Северная часть проявлена отчетливо — линия смены знака магнитных аномалий и градиентная зона ΔT . Южная проявлена плохо.	Данных нет.	Слабосейсмичен.	Данных нет.
16	Мегри-Кельбад-Жарский	Отчетливо дешифрируется в виде серии из трех субпараллельных линейных поднятий на КС средней генерализации.	На юге совпадает с системой глубинных разломов сбросового характера (Мегринский, Гиратахский), на севере проявлен плохо.	Региональная зона больших градиентов Δg	Полоса понижения интенсивности поля ΔT .	Данных нет.	Высокосейсмичен. Линейное расположение сильных землетрясений Мегринских (1909, 1932), Зангезурских (1931, 1968) и др.	Точных данных нет.

Из группы общекавказских трансрегиональных линеаментов наиболее крупными являются: Ереванский и Севанский. Они хорошо дешифрируются на космических снимках с $УГ \geq 10'$, но местами проявлены очень слабо, в основном на участках, где распространены лавовые покровы и четвертичные отложения. Эти линеаменты хорошо дешифрируются на топокартах. Описание и связь линеаментов с геолого-геофизическими данными приводятся в табл. 1.

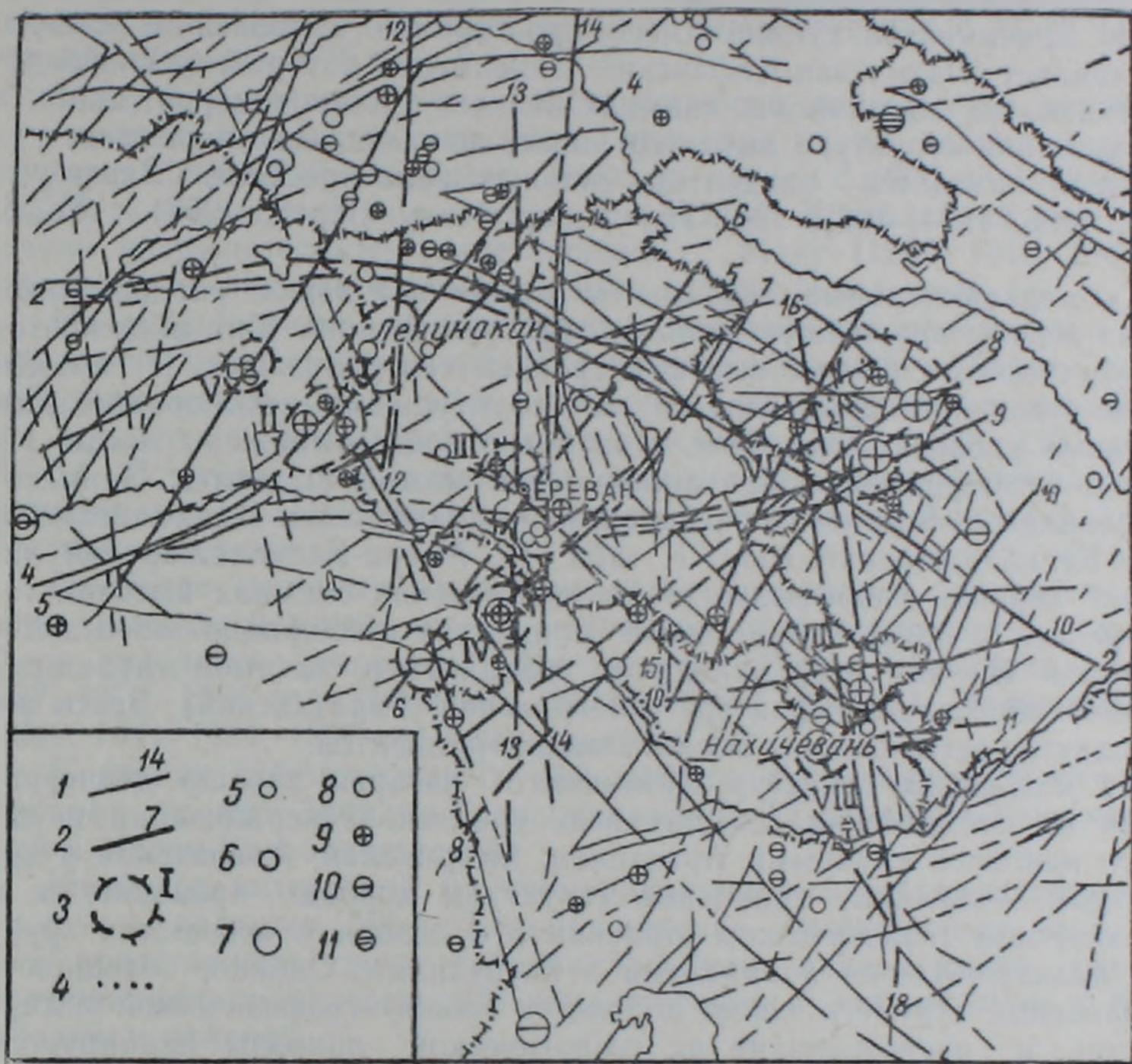


Рис. 1. Карта сейсмоактивных линеаментов Армянского нагорья. 1. Линеаменты; 2. Сейсмоактивные линеаменты; 3. Сейсмоактивные узлы; (номерами отмечены структуры, описанные в тексте); 4. Направление главных осей плейстосейстовых областей; 5—7. Эпицентры землетрясений с магнитудой: $5,4 \leq M \leq 6,0$; $6,1 \leq M \leq 6,7$; $6,8 \leq M \leq 7,3$; 8—11. Глубина эпицентров землетрясений; 0—10 км; 11—20 км; 21—40 км; 41

Одним из наиболее интересных линеаментов является Севанский (рис. 1), к которому приурочен Севанский глубинный разлом, контролирующий линейные выходы ультраосновных пород. Севанский линеамент хорошо дешифрируется по территории Армянской ССР и Азербайджанской ССР и слабо на Карском плато, где широко распространены молодые лавовые покровы. Он проявляется в кулисном расположении горных хребтов и речных долин Малого Кавказа. Фиксируется зоной больших градиентов Δg (5мгг/км), шириной до 10 км.

Из серии северо-восточных линеаментов наиболее крупными являются: Арагацкий, Дигор-Калининский, Арарат-Севанский и др.

Арагацкий линеамент дешифрируется отчетливо на космических снимках среднего уровня генерализации (рис. 1, табл. 1). На территории Турции он меняет свое простираение на близширотное. На северо-востоке прослеживается вдоль отрогов Базумского хребта и по резко-

му изменению долины р. Агстев, а на юго-западе—вдоль хребта Армянский Пар и по линейным выходам офиолитов. По трассе линеаментов расположены крупные вулканы Арагац, Артени, Бююк-Яглыджа и др.

Вдоль трассы линеамента регистрируется зона больших градиентов Δg , а также цепочка линейно вытянутых аномалий геотермического поля. Последнее, а также приуроченность к линеаменту крупных центров вулканических излияний, по-видимому, указывают на его связь с вулканической деятельностью.

Из линеаментов субширотного простирания наибольший интерес представляет Нахичеван-Кафанский линеамент, который дешифрируется только на космических снимках низкого уровня генерализации, в поверхностной структуре выражен плохо, но очень сейсмоактивен.

Здесь находятся эпицентры сильных землетрясений Зангезура (1889, 1896, 1931, 1932, 1968 гг.) и г.р. Маку (Иран, 1968) с $M \geq 6$. [8].

Субмеридиональные линеаменты имеют небольшое распространение, но играют важнейшую роль в структуре региона. Они выделяются на космических снимках высоких уровней генерализации. В геологическом отношении они связаны со структурными неоднородностями глубинных уровней литосферы, а на поверхности выражены плохо. Из системы субмеридиональных линеаментов можно выделить: Западно-Центрально- и Восточно-Транскавказские, Нахичеван-Иджеванский и Мегри-Кельбаджарский (рис. 1, табл. 1). Мегри-Кельбаджарский линеамент хорошо дешифрируется на космических снимках высокой генерализации и представляет собой серию трех субмеридиональных линеаментов. На юге этот линеамент совпадает с системой глубинных разломов сбросового характера (Мегринский, Гиратахский). Здесь же наблюдается региональная зона больших градиентов.

Из кольцевых структур Армянского нагорья хорошо дешифрируются на космических снимках всех уровней генерализации и являются наиболее крупными Арагацкая, Мегринская, Араратская и др. структуры. Указанные кольцевые структуры хорошо проявляются в поверхностном геологическом строении и в основном связаны с крупными вулканическими аппаратами и интрузиями. Однако, большинство кольцевых структур плохо поддается геолого-геофизической интерпретации, и распознавание их геологической природы планируется провести в дальнейшем.

Проведенное сопоставление результатов дешифрирования аэрокосмических изображений с сейсмостатическим материалом позволяет выявить на территории Армянского нагорья сейсмоактивные линеаменты, с которыми пространственно связаны зоны сгущения эпицентров землетрясений.

Принцип выделения сейсмоактивных линеаментов основан на их пространственном совпадении с линейными зонами скопления эпицентров землетрясений, выделенных Б. Ц. Еремян и С. Н. Назаретяном [3, 6], а также приуроченности к линеаментам эпицентров разрушительных землетрясений и главных осей их плейстосейстовых зон.

В пределах Армянского нагорья выделяются сейсмоактивные линеаменты антикавказского (северо-восточного и субмеридионального), широтного и общекавказского простираний. Рассмотрим некоторые из них: Дигор-Калининский линеамент северо-восточного простирания хорошо дешифрируется на космических снимках всех уровней генерализации в виде двух субпараллельных линеаментов (рис. 1). Очень сейсмоактивен. К нему приурочены эпицентры землетрясений Дигора (1935), Ани (1319), Лениакана (1926, 1928). Плотность эпицентров землетрясений вдоль линеамента незначительная, но плотность энергии довольно велика. Максимальное скопление эпицентров сильных землетрясений ($M \geq 4,6$) намечается в середине зоны в Ширакской равни-

не. Изосейсты Ленинаканских землетрясений (1926) имеют отчетливую вытянутость вдоль трассы линеаментов.

Арабат-Севанский сейсмоактивный линеамент северо-восточного простирания протягивается от оз. Севан до горы Арабат. Параллельно этому линеаменту дешифрируется Ван-Казахский сейсмоактивный линеамент и предполагается, что они контролируют Центральную сейсмоактивную зону Малого Кавказа. Землетрясения этой зоны в основном с $K=8; 9$, а плотность энергии незначительна, указанная область активна и в настоящее время. Особенно велико количество слабых толчков, но известны и разрушительные землетрясения с $M \geq 6$ (Двин-851, 858; Гарни—1679 и др.)

Маку-Варденисская зона сейсмоактивных линеаментов также северо-восточного простирания имеет примерно то же направление, что и Арабат-Севанский линеамент. Здесь за период с 1900 по 1969 г. произошло 4 землетрясения с магнитудой $M \geq 4,5$. К указанной зоне приурочены разрушительные землетрясения г. Маку (1969, 1840, 1968 г.), изосейсты последнего вытянуты вдоль трассы линеаментов.

Из субширотных сейсмоактивных линеаментов необходимо отметить очень высокосейсмичные Нахичеван-Кафанский и Горис-Сисианский линеаменты. Вдоль этих линеаментов регистрируются концентрации эпицентров Зангезурских землетрясений (1889, 1896, 1931 гг.) с $M \geq 5,6$. В группу сейсмоактивных линеаментов общекавказского простирания входят Ереванский, Севанский и отчасти Алаверди-Арцвашенский линеаменты.

Наиболее активным из них является Ереванский линеамент. Особенно высокосейсмичен он на западном и центральном участках. Здесь находятся эпицентры Дигорского (1935), Ереванских (1679, 1937, 1973, 1984 гг.), Двинских (851, 858, 861, 893 гг.), Нахичеванских (1840, 1841, 1881, 1897 гг.) землетрясений [8].

В группу сейсмоактивных линеаментов субмеридионального простирания входят Западно-Транскавказский, Центрально-Транскавказский и Мегри-Кельбаджарский.

Наиболее интересной из субмеридиональных сейсмоактивных линеаментов является Мегри-Кельбаджарская линеаментная зона. Эта зона представлена тремя субпараллельными линеаментами, которые контролируют практически все землетрясения в Зангезурском и Кировабадском районах.

Как уже отмечалось, эпицентры землетрясений Армянского нагорья распределены неравномерно. Они образуют линейные зоны и изометрические группы скопления эпицентров. Последние характеризуются максимальной сейсмической активностью, к ним приурочены наиболее сильные землетрясения и области повышенной плотности и энергии землетрясений. При сопоставлении их местоположения с результатами дешифрирования наблюдается тесная пространственная связь с местом пересечения сейсмоактивных линеаментов, что позволяет выделить их в группу сейсмогенных линеаментных узлов. К числу подобных узлов относятся: Ленинаканский (I); Дигорский (II); Ереванский (III), Арабатский (IV); Карсский (V); Вайоцзорский (VI); Сисианский (VII) и Зангезурский (VIII).

Сопоставление результатов дешифрирования с данными по сейсмоактивности Армянского нагорья позволяет выделить сейсмоактивные линеаменты и сейсмогенные узлы их пересечения. Выделяемые на основе сейсмостатистических параметров линейные и изометрические зоны скопления эпицентров землетрясений не имеют четких структурных границ, отличаются значительной шириной (до 40 км) и зачастую плохо или вовсе не связываются с геологическими структурами, выделенными традиционными методами, что затрудняет их конкретную сеймотектоническую интерпретацию. Совместное применение данных сейсмостатистики с результатами дистанционного анализа позволяет

оперативно и с достаточно высокой точностью определить конкретные геологические структуры, в пределах которых локализована сейсмичность, уточнить их границы и тем самым внести некоторые коррективы в схемы сейсмического районирования.

Институт геологических наук
АН Армянской СР

Поступила 22. VI. 1987.

Խ. Հ. ՍԱՐԳՍՅԱՆ

ԳԻՍՏԱՆՑԻՈՆ ԻՆՖՈՐՄԱՑԻՍՅՈՒՄԻ ԿԻՐԱՌՈՒՄԸ ՀԱՅԿԱԿԱՆ ԼԵՌՆԱՇԽԱՐՀԻ ԵՐԿՐԱՇԱՐԺԱՅՆՈՒԹՅՈՒՆՆ ՈՒՍՈՒՄՆԱՍԻՐՆԵԼԻՍ

Ա մ փ ո փ ու մ

Երկրի զոնդման մեթոդները հնարավորություն են տալիս նոր ինֆորմացիա ստանալու երկրաբանության տարրեր բնագավառների համար՝ ինչպես ընդհանուր մոլորակային, այնպես էլ ռեգիոնալ-տեղային մասշտաբով: Հայկական լեռնաշխարհը, հանդիսանալով Եվրասիայի երկրաշարժային ակտիվ շրջաններից մեկը, մտնում է Միջերկրածովային երկրաշարժային գոտու կազմի մեջ, որը հայտնի է մինչև 9 բալ ուժգնությամբ կործանիչ երկրաշարժերով:

Հայկական լեռնաշխարհի երկրաշարժայնությունն հսկող կարևորագույն երկրաբանական չափանիշներից են նորագույն և ժամանակակից տեկտոնական շարժումները, նրանց բնույթը և ամպլիտուդան, ֆլեքսուրան, լինեամենտները և դիզյունկտիվ երկրաշարժային հանգույցները, ինչպես նաև խորքային բեկվածքներն ու ուղղաձիգ բարձրացումները:

Հայկական լեռնաշխարհում հայտնի երկրաշարժերի օջախները մեծ մասամբ գտնվում են ոչ մեծ խորությունների վրա՝ 10—20 կմ, որոնք հիմնականում տեղագրված են նստվածքային ծածկույթի սահմաններում կամ գրանիտային շերտի վերին մասերում: Մարդի բնատարածքում հայտնի են առանձին երկրաշարժերի օջախներ՝ մինչև 40 կմ խորությամբ, բայց հիմնական ուժեղ երկրաշարժերի օջախներն ունեն ոչ մեծ խորություններ և հավանաբար հանդիսանում են միջավայրի համասեռության, փուխր բեկորացման արդյունք:

Հենվելով տիեզերական և աերոտիեզերական նկարների վերժանման արդյունքների վրա, ինչպես նաև օգտագործելով երկրաբանա-երկրաֆիզիկական որոշ տվյալներ, կազմված է Հայկական լեռնաշխարհի երկրաշարժապես ակտիվ լինեամենտների քարտեզը, որի վրա առանձնացված են երկրաշարժային լինեամենտներ՝ հյուսիս-արևմտյան (ընդհանուր-կովկասյան), հյուսիս-արևելյան (հակակովկասյան), մերձմիջօրեական (տրանսկովկասյան) և զուգահեռականի տարածման ուղղություններով: Դրանք բաժանվում են երեք հիմնական որոշիչ խմբերի՝ տրանսոնգիոնալ, ռեգիոնալ և տեղական:

Աերոտիեզերական պատկերներից ստացված վերժանման արդյունքների համեմատությունը երկրաշարժաբանական տվյալների հետ հնարավորություն է տալիս Հայկական լեռնաշխարհի բնատարածքում առանձնացնելու երկրաշարժապես ակտիվ լինեամենտներ, որոնք տարածականորեն կապված են երկրաշարժերի խտացված էպիկենտրոնային զոնաների հետ:

Երկրաշարժապես ակտիվ լինեամենտների առանձնացման սկզբունքը հիմնված է երկրաշարժերի խմբված էպիկենտրոնների գծային գոտիների

հետ նրանց տարածքային համադրման, ինչպես նաև կործանիչ երկրաշարժերի էպիկենտրոնների և պլեյստոսենյատային գոտիների գլխավոր առանցքների հետ լինեամենտների համադրման վրա: Ինչպես արդեն նշվեց, Հայկական լեռնաշխարհում երկրաշարժերի էպիկենտրոններն անհամասեռ են տեղադրված, նրանք առաջացնում են գծային զոնաներ, կուտակված էպիկենտրոնների իլոմետրիկ խմբեր, որոնք բնութագրվում են առավել երկրաշարժային ակտիվությամբ և նրանց հետ կապված են համեմատաբար ուժեղ երկրաշարժերը, մեծ խտության և էներգիապես ուժեղ երկրաշարժերի շրջանները: Համադրելով նրանց տեղայնացման շրջանները աերոտիեզերական նկարների վերծանված արդյունքների հետ, նկատում ենք տարածքային սերտ կապ, երկրաշարժապես ակտիվ լինեամենտների հատման մասերում, որը հնարավորություն է տալիս առանձնացնելու երկրաշարժապես ակտիվ լինեամենտների հանգույցներ: Դրանց թվին են դասվում՝ Լենինականի, Երևանի, Դիգորի և այլ երկրաշարժապես ակտիվ հանգույցները:

Երկրաշարժաբանական տվյալների համատեղ օգտագործումը դիստանցիոն վերլուծության արդյունքների հետ հնարավորություն է տալիս արագ և համեմատաբար բարձր ճշտությամբ ի հայտ բերելու որոշակի երկրաբանական կառուցվածքներ, որոնց սահմաններում կենտրոնացված է երկրաշարժայնությունը, ճշտելու դրանց սահմանները՝ դրանով իսկ մի շարք ուղղումներ մտցնելու երկրաշարժաբանական շրջանացման հարցերում:

Kh. H. SARGSIAN

THE REMOTE SENSING INFORMATION APPLICATION IN THE ARMENIAN HIGHLAND SEISMICITY INVESTIGATION

A b s t r a c t

The space imagery deciphering and geological-geophysical materials analysis results allow to draw up a map of the Armenian highland seismic-active lineaments, which have the following directions: NW (common-caucasian), NE (anticaucasian), submeridional (transcaucasian) and sublatitudinal. The space imagery deciphering results comparison with the seismicity material allows to reveal seismic-active lineaments, which the earthquake epicentres condensation zones are spatially connected with. It allows with a sufficiently high precision to determine the geological structures in limits of which the seismicity is localized, to correct their boundaries as well as the schemes of seismic zoning.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ананьин Н. В. Сопоставление сейсмичности с элементами дешифрирования космических изображений.—В кн.: Исследования природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология. Том V. М.: ВИНТИ 1976, с. 11—17.
2. Габриелян А. А., Саркисян О. А., Симонян Г. II. Сейсмотектоника Армянской ССР. Ереван: ЕГУ, 1981. 282 с
3. Еремян Б. Ц. Разрывные сейсмогенные зоны и сейсмическое районирование Малого Кавказа.—В кн.: Строение, напряженно-деформированное состояние и условия сейсмичности литосферы Малого Кавказа. Тбилиси: Изд. «Мецниереба», 1983, с. 106—113.
4. Караханян А. С. Анализ системы линейментов в структуре Анатолийско-Кавказско-Иранского региона.—Автореф. дисс. на соискание уч. ст. канд. геол.-мин. наук. Москва: МГУ, 1983. 253 с

5. Сакаров В. И., Трифонов В. Г., Шукин Ю. К. Отражение глубинной структуры складчатых областей на космических снимках.—Геотектоника, 1974, № 3, с. 114—132.
6. Назаретян С. Н., Глубинные разломы территории Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1984. 138 с.
7. Расцветаев Л. М., О геологической природе линейментов, выявленных на космических изображениях Земли (на примере Кавказа).—Изв. вузов. Геол. и разв., 1974, № 12, с. 58—66.
8. Степанян В. А., Исторический обзор о землетрясениях в Армении и прилегающих районах. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1942, 111 с.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XLI, № 2, 50—56, 1988

УДК: 551.24.035

М. Г. ГЕОКЧАКЯН

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ МЕХАНИЗМА И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ВОЗНИКНОВЕНИЯ НАПРАВЛЕННОСТИ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР В ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ПОЛЯХ ЗЕМЛИ

Многие вопросы механизма возникновения и направленного развития геотектонических структур, а также принципов определения их возраста и последовательности образования в настоящее время не имеют достаточного физического и математического обоснования. На основании предложенного электромагнитного (квантовоциклического) механизма разрушения горных пород доказывается, что геотектонические структуры развиваются преимущественно по геомагнитному меридиану. Установлены ранее неизвестные взаимосвязи между механизмом разрушения горных пород, рядом геофизических данных и различными областями геологии, а также изменениями магнитных полей в Солнечной системе и Галактике.

Все дизъюнктивные и пликативные смещения, исследуемые в геотектонике и структурной геологии по физической сущности представляют суммирование элементарных актов разрушения горных пород. Поскольку причины элементарных актов разрушения [2], например, между молекулами или атомами породообразующих минералов могут быть разными по виду энергии (механические, термические, акустические, электромагнитные и др.), по способу приложения (динамический, статический, контактный, на расстоянии—волны, излучения и др.), а в конечном итоге преодолеваются электромагнитные взаимодействия, в том числе и химические связи, то все элементарные акты разрушения имеют электромагнитную природу, причем любые другие воздействия во взаимосвязанных квантовомеханических системах должны трансформироваться в электромагнитные волны (или импульсы) [3]. Иначе разрушения не может быть. В теоретической физике из четырех известных взаимодействий—слабых, сильных (ядерных), гравитационных и электромагнитных, при рассматриваемых элементарных актах разрушения преодолеваются силы исключительно электромагнитной природы.

Нами разработан квантовоциклический механизм возбуждения и разрушения горных пород взрывом [4], который может быть применен в принципе для любых условий разрушения, в том числе при разрушении горных пород в земной коре. Любому элементарному акту разрушения всегда предшествует определенный цикл (период) возбуждения, которое имеет четкую направленность в пространстве, в зависимости от характера и направленности возбуждающих импульсов, и поэтому все разрушения в принципе любых объектов и масштабов происходят также строго направленно в пространстве. По нашей квантовоциклической теории возбуждения и разрушения физическая сущность элементарного акта разрушения заключается в том, что в конце определенного цикла направленного возбуждения взаимосвязанных квантовомеханических систем, например, атомов, когда распределение энергии во

5. Сакаров В. И., Трифонов В. Г., Шукин Ю. К. Отражение глубинной структуры складчатых областей на космических снимках.—Геотектоника, 1974, № 3, с. 114—132.
6. Назаретян С. Н., Глубинные разломы территории Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1984. 138 с.
7. Расцветаев Л. М., О геологической природе линейментов, выявленных на космических изображениях Земли (на примере Кавказа).—Изв. вузов. Геол. и разв., 1974, № 12, с. 58—66.
8. Степанян В. А., Исторический обзор о землетрясениях в Армении и прилегающих районах, Ереван: Изд. АН АрмССР, 1942, 111 с.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XLI, № 2, 50—56, 1988

УДК: 551.24.035

М. Г. ГЕОКЧАКЯН

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ МЕХАНИЗМА И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ВОЗНИКНОВЕНИЯ НАПРАВЛЕННОСТИ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР В ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ПОЛЯХ ЗЕМЛИ

Многие вопросы механизма возникновения и направленного развития геотектонических структур, а также принципов определения их возраста и последовательности образования в настоящее время не имеют достаточного физического и математического обоснования. На основании предложенного электромагнитного (квантовоциклического) механизма разрушения горных пород доказывается, что геотектонические структуры развиваются преимущественно по геомагнитному меридиану. Установлены ранее неизвестные взаимосвязи между механизмом разрушения горных пород, рядом геофизических данных и различными областями геологии, а также изменениями магнитных полей в Солнечной системе и Галактике.

Все дизъюнктивные и пликативные смещения, исследуемые в геотектонике и структурной геологии по физической сущности представляют суммирование элементарных актов разрушения горных пород. Поскольку причины элементарных актов разрушения [2], например, между молекулами или атомами породообразующих минералов могут быть разными по виду энергии (механические, термические, акустические, электромагнитные и др.), по способу приложения (динамический, статический, контактный, на расстоянии—волны, излучения и др.), а в конечном итоге преодолеваются электромагнитные взаимодействия, в том числе и химические связи, то все элементарные акты разрушения имеют электромагнитную природу, причем любые другие воздействия во взаимосвязанных квантовомеханических системах должны трансформироваться в электромагнитные волны (или импульсы) [3]. Иначе разрушения не может быть. В теоретической физике из четырех известных взаимодействий—слабых, сильных (ядерных), гравитационных и электромагнитных, при рассматриваемых элементарных актах разрушения преодолеваются силы исключительно электромагнитной природы.

Нами разработан квантовоциклический механизм возбуждения и разрушения горных пород взрывом [4], который может быть применен в принципе для любых условий разрушения, в том числе при разрушении горных пород в земной коре. Любому элементарному акту разрушения всегда предшествует определенный цикл (период) возбуждения, которое имеет четкую направленность в пространстве, в зависимости от характера и направленности возбуждающих импульсов, и поэтому все разрушения в принципе любых объектов и масштабов происходят также строго направленно в пространстве. По нашей квантовоциклической теории возбуждения и разрушения физическая сущность элементарного акта разрушения заключается в том, что в конце определенного цикла направленного возбуждения взаимосвязанных квантовомеханических систем, например, атомов, когда распределение энергии во

внутренней системе координат переходит известные экстремальные пределы, атом исследуемой среды излучает соответствующий квант электромагнитной энергии:

$$E_R = h\nu_n, \quad (1)$$

где E_R — избыток энергии возбуждения, h — постоянная Планка, ν_n — частота колебаний излучаемой энергии. После излучения порции излишней энергии (E_R) атом переходит в основное (т. е. невозбужденное) состояние, но уже без прежней связи с соседним атомом, допустим по оси y , и, таким образом, элементарный акт разрушения завершается. В сущности результатом приведенных элементарных актов разрушения взаимосвязей между системами атомов, ионов, молекул являются и дислокации в микроструктуре горных пород (точнее в кристаллической решетке минералов, составляющих породы). Возникшие дислокации сливаясь создают лавины дислокаций, а они расширяясь образуют микротрещины, которые постепенно смыкаясь создают макротрещины и, таким образом, происходит разрушение общего массива в макромасштабе. Эта последовательность разрушения горных пород от кристаллической решетки до макротрещин хорошо прослеживается нашими лабораторными исследованиями в микрофотоснимках, сделанных под электронными и оптическими микроскопами. Эти фотоснимки не приводятся, чтобы не загромождать работу большим количеством графического материала. Однако заметим, что все микро- и макротрещины в горных породах имеют определенную направленность в зависимости от направления разрушающих усилий (импульсов).

Выше было показано, что трещинообразование в горных породах начинается с суммирования элементарных актов разрушения, которые имеют исключительно электромагнитную природу. По представлениям современной квантовой механики, связи между любыми атомами, ионами, молекулами осуществляются в основном внешними электронами. Поэтому для простоты решения условно (не нарушая квантово-механические представления) принимаем, что связь между микрочастицами осуществляется одним электроном.

В разделе физики, где изучаются магнитные свойства веществ, хорошо известна теорема Лармора, например [9], сущность которой заключается в следующем: единственным результатом влияния магнитного поля на электронную орбиту является прецессия орбиты и вектора P_m (орбитального момента) с угловой скоростью Лармора ω_L — вокруг оси, проходящей через центр орбиты и параллельной вектору H (напряженности внешнего магнитного поля). Ларморова прецессия возникает в любых электронах связи, независимо от магнитных свойств веществ. Таким образом, наличие отмеченной прецессии приводит к появлению дополнительного индуцированного орбитального магнитного момента электрона (связи) ΔP_m , направленного в сторону, противоположную вектору H :

$$\Delta P_m = - \frac{e^2 \mu_0 S_{\perp}}{4\pi m} H, \quad (2)$$

где e — абсолютная величина заряда электрона, μ_0 — магнитная постоянная, S_{\perp} — площадь проекции орбиты электрона на плоскость, перпендикулярную к направлению напряженности магнитного поля, m — масса электрона. В сущности ΔP_m измеряется единицами энергии, как и формула (1), поэтому Ларморова прецессия приводит к направленному энергетическому возбужденному состоянию атома и взаимосвязей между микрочастицами. Если до возбуждения атома распределение волновой функции или энергии электрона (связи) принимать сферическим по координатным осям, то в возбужденном состоянии, кроме увеличения энергии возникает определенная направленность величины

распределения энергии связей по координатным осям—в зависимости от возбуждающих полей или импульсов. Уточним, что распределение импульсов или энергии микрочастиц по координатным осям производится не одновременно, а через определенный промежуток времени, например, через 10^{-11} с. Очевидно, что известные в квантовой механике соотношения неопределенностей не нарушаются.

Теперь легко представить, что отмеченная выше направленность возбужденного состояния взаимосвязей между микрочастицами может привести к таким экстремальным условиям распределения энергии связей рассматриваемого атома с соседними, когда по одной оси координат энергия связи увеличивается до возможного максимума (по оси действия импульсов), а по другой—энергия связи стремится к нулю (т. е. энергетический барьер стремится к бесконечности), поэтому к концу цикла возбуждения данная связь обрывается по строго определенной оси координат и происходит направленный элементарный акт разрушения. Таким образом, в зависимости от направления и величины приложенных возбуждающих полей, в том числе любых трансформированных волн, возникают направленные разрушения от микропроцессов до любых макроскопических разрушений.

Неравномерность распределения волновой функции, а также энергии взаимосвязей микрочастиц по координатным осям создает анизотропность веществ вообще, причем эта закономерность природы присуща не только взаимосвязанным атомам, ионам или молекулам, но и структурам атомных ядер. Об этом свидетельствуют высказывания известных физиков, авторов монографии [1, с. 11]: «Для всех систем, имеющих вращательные спектры, характерно наличие «деформации», т. е. некой анизотропии, позволяющей говорить о пространственной ориентации системы как целого. В молекуле, как и в твердом теле, деформация отражает резко выраженную анизотропию распределения масс во внутренней системе координат, определяемой равновесным положением ядер. В атомном же ядре вращательные степени свободы связаны с деформациями равновесной формы ядра, обусловленными оболочечной структурой... Последовательности типа вращательных состояний наблюдаются также в спектрах адронов, и их называют траекториями Редже..., но природа соответствующей деформации пока не установлена».

Из вышеизложенного следует, что неравномерность распределения масс и энергии взаимосвязанных микрочастиц в данной системе координат, т. е. анизотропность в различной степени присуща всем структурам, начиная от атомных ядер до молекул, далее до кристаллитов и вплоть до макроструктурных особенностей горных пород. Очевидно, что с учетом отмеченных выше процессов трансформации энергии волн любые магнитные поля, в том числе геомагнитное поле, безусловно, в какой-то степени должно влиять на направленность возбужденного состояния взаимосвязей между микрочастицами, а, следовательно, и на направленность разрушения горных пород.

При относительной изотропности структуры горных пород в геомагнитном поле преобладающая ориентация элементарных актов разрушения и любых макроскопических разрушений будет по направлению геомагнитного меридиана. Этот вывод следует из физической сущности формулы (2). Ясно, что по приведенным теоретическим представлениям преобладающая ориентация трещин в земной коре и в верхней мантии должна быть вдоль геомагнитного меридиана.

Остановимся еще на одном очень важном вопросе, следующем из наших вышеизложенных теоретических основ возбуждения и разрушения горных пород. Речь идет об обратном процессе элементарного акта разрушения, а именно—о механизме возникновения устойчивых связей между атомами и молекулами минералов, составляющих горные породы в процессе их кристаллизации. Легко представить, что все изложенные теоретические основы должны быть приемлемы и в этих условиях

Конкретно: еще до кристаллизации сами атомы и молекулы жидкого или вязкого мантийного вещества (и вообще любых растворов и жидкостей) в геомагнитном поле уже ориентированно возбуждены. Поэтому уже в процессе кристаллизации горных пород в зависимости от действующих магнитных полей возникают определенные направления анизотропности, которые в дальнейшем существенно влияют на направленность возникновения микро- и макротрещин.

Кратко рассмотрим условия напряженного состояния кристаллизующегося мантийного вещества.

Горное давление в ненарушенном массиве, принимая его (условно) однородным и изотропным, причем учитывая только гравитационные силы, можно представить как нормальные напряжения следующим образом:

$$\sigma_z = \gamma H_r; \quad \sigma_x = \sigma_y = \xi \gamma H_r, \quad (3)$$

где H_r —глубина от поверхности, принимаем для континентальной области Земли около 35 км; γ —плотность пород в среднем по глубине 35 км около $3 \cdot 10^3$ кг/м³; ξ —коэффициент бокового распора, который в обычных расчетах принимается немного меньше единицы, а в данном случае грубой ошибки не будет, если примем $\xi \approx 1$. Следовательно, на границе мантии и коры, где происходит процесс кристаллизации, напряжения составляют около $10 \cdot 10^8$ Па (~ 10 тонн·с/см²).

В процессе кристаллизации отмеченные напряжения по координатным осям от равномерного распределения существенно нарушаются. По мере снижения температуры с остывающим мантийным веществом происходит обратный процесс теплового расширения, а именно—тепловое сужение. Средний коэффициент линейного теплового расширения α_n —определяется по следующей формуле.

$$\alpha_n = \frac{1}{l_0} \frac{\Delta l}{\Delta t}, \quad (4)$$

где l_0 —первоначальная длина тела; Δl —удлинение этого тела при нагревании на Δt градусов. Очевидно, что α_n характеризует относительное удлинение $\Delta l/l_0$, происходящее при нагревании тела на один градус. В принципе аналогичным способом определяется средний коэффициент объемного теплового расширения— α_0 , причем для изотропных тел принимается $\alpha_x \approx \alpha_y \approx \alpha_z$, поэтому в таких условиях можно принимать $\alpha_0 \approx 3\alpha_n$. Однако при кристаллизации горных пород, как правило, породообразующие минералы, имея неодинаковые коэффициенты линейного теплового расширения по кристаллографическим осям, также неравномерно сужаются. Например, кварц параллельно к основной оси имеет [8] : $\alpha_{\parallel} \approx 0,75 \cdot 10^{-5} \text{ K}^{-1}$, а перпендикулярно— $\alpha_{\perp} \approx 1,37 \cdot 10^{-5} \text{ K}^{-1}$ и т. д.

Отмеченные существенные отличия коэффициентов теплового линейного расширения по координатным осям различных породообразующих минералов при остывании мантийного вещества будут действовать в обратном порядке, т. е. по мере снижения температуры возникают микро- и макротрещины, преобладающее направление которых обусловлено направлениями действующих магнитных полей. Геомагнитное поле, напряженностью около 0,4—0,5 Э на первый взгляд весьма незначительно, чтобы его учитывать в процессе разрушения горных пород. Однако в действительности оно оказывает существенное влияние на направленность возникновения трещин в горных породах. Это обусловлено следующими обстоятельствами. Как правило, очаги начала кристаллизации горных пород связаны с примесями в затвердевающем растворе, а они создают определенные дефекты в кристаллических решетках (типа дислокации, микротрещин и др.), в которых энергия взаимосвязей между микрочастицами ослабевает на многие порядки—по нашим расчетам до 10^{15} и более раз меньше

обычных величин и вплоть до самопроизвольного обрыва взаимосвязей. Кроме того сильно сказывается процесс термической флуктуации энергии взаимосвязей между микрочастицами [7], в течение которых эти энергии не только ослабевают до отмеченных выше пределов, но в зависимости от амплитуды (т. е. энергии) флуктуации элементарные акты разрушения могут быть даже без приложения дополнительных усилий (т. е. самопроизвольно).

Период тепловых колебаний атома τ_a породообразующего минерала на границе верхней мантии и земной коры можем определить

исходя из того, что $h\nu_a \approx \frac{h}{\tau_a} \approx KT$, откуда

$$\tau_a \approx \frac{h}{KT}, \quad (5)$$

где $h=6,63 \cdot 10^{-27}$ Эрг.с — постоянная Планка, ν_a — частота колебаний, $K=1,38 \cdot 10^{-16}$ Эрг/град — постоянная Больцмана, $T \approx 1400^\circ K$ — температура, причем KT представляет среднюю энергию рассматриваемых колебаний. Из приведенных данных получается — период тепловых колебаний $\tau_a \approx 10^{-14}$ с.

Среднее же время между двумя флуктуациями $\tau_{фл}$ величины энергии флуктуации $E_{фл}$ определяется следующим образом:

$$\tau_{фл} \approx \tau_a \exp \frac{E_{фл}}{KT}, \quad (6)$$

где соотношения $E_{фл}/KT = E_{фл}/E_{ср}$ — характеризует вероятность флуктуационного события, причем $E_{ср}$ — средняя энергия колебаний. Приход флуктуации к рассматриваемому атому может произойти в любой момент времени, но вероятность этого события за время $\tau_{фл}$, исходя из выражения: $1 - \exp(-t/\tau_{фл})$, где t — текущее время, составит приблизительно 70 %.

Определим порядок энергии, которую создает геомагнитное поле в соответствии с формулой (2). Энергию магнитного поля (W) можем определить по следующей формуле [6]:

$$W = \frac{\mu_a}{2} H^2 V, \quad (7)$$

где μ_a — абсолютная магнитная проницаемость, H — напряженность магнитного поля, V — объем однородного магнитного поля. Исходя из формулы (7), расчеты показывают, что геомагнитное поле ($H \approx 0,5Э$) создает дополнительную, направленную энергию $W_r \approx 0,1$ Эрг/см³ или $W_r \approx 10^{-10}$ эВ. Ионизационный потенциал, т. е. наименьшее количество энергии (в электрон-Вольтах), которое необходимо для отрыва электрона от свободного невозбужденного нейтрального атома, составляет, например, для Si $\approx 8,15$ эВ, O $\approx 13,62$ эВ и т. д. [5]. Легко представить, что при вышеотмеченных тепловых флуктуациях энергия взаимосвязи может уменьшаться, например, в 10^{15} раза, т. е. энергия геомагнитного поля ($\sim 10^{-10}$ эВ) будет во много порядков больше энергии взаимосвязи между атомами и молекулами породообразующих минералов, и, естественно, элементарные акты разрушения, а, следовательно, микро- и макротрещины в горных породах будут ориентированы преимущественно по геомагнитному меридиану.

Ясно, что направленность разрушения (трещинообразования), обусловленная геомагнитным полем, начинается в процессе кристаллизации горных пород, далее она продолжается в результате устойчивых природных дефектов, а также в течение периодически повторяющихся флуктуаций ослабления взаимосвязей между микрочастицами. Причем

влияние фактора времени на число направленных элементарных актов разрушения в геотектонических процессах по сравнению с любыми экспериментальными исследованиями разрушения горных пород увеличивается пропорционально числу вероятных термических флуктуаций в единице объема и составляет величину порядка 10^{12} — 10^{13} раза.

Коротко еще об одном теоретическом вопросе. Чем обусловлена определенная цикличность и направленность проявления подъемов и спадов возникновения и развития геотектонических процессов, в том числе вулканической и сейсмической активности в различных районах земной коры (и мантии) одновременно? По вышеизложенным теоретическим представлениям ответ вполне однозначен. Коль скоро любые разрушения в земной коре и верхней мантии имеют электромагнитную природу, а их направленность обусловлена направленностью, величиной и изменениями действующих электромагнитных полей, то установленные в истории Земли все разновидности тектонических циклов обусловлены циклическими изменениями электромагнитных полей Земли. Источники этих электромагнитных полей могут быть: эндогенные—начиная от ядра Земли до ее поверхности, экзогенные—от околоземного пространства, в Солнечной системе и до пределов нашей Галактики, наконец, могут быть сочетания действий этих источников электромагнитных полей, но в любом варианте действующие поля имеют определенную направленность. Возможные источники и периодичность изменения электромагнитных полей, действующих на Землю, в этой статье не будем обсуждать, но заметим, что установление этих вопросов во многом обусловлено результатами анализа вышеприведенной направленности геотектонических структур.

Ереванский государственный университет

Поступила 18.IX.1987.

Մ. Գ. ԳԵՈՎԶԱԿՅԱՆ

ԵՐԿՐԻ ԷԼԵԿՏՐԱՄԱԳՆԻՍԱԿԱՆ ԴԱՇՏԵՐՈՒՄ ԵՐԿՐԱՏԵԿՏՈՆԱԿԱՆ
ԿԱՌՈՒՅՑՆԵՐԻ ՄԱԳՄԱՆ ՄԵԽԱՆԻԶՄԻ ՏԵՍԱԿԱՆ ՀԻՄՈՒՆՔՆԵՐԸ ԵՎ ՆՐԱՆՑ
ՈՒՂՂՎԱԾՈՒԹՅԱՆ ԱՌԱՋԱՑՄԱՆ ՕՐԻՆԱԶՄԱՓՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Երկրատեկտոնական կառույցները, ինչպես և կառուցվածքային երկրաբանության կողմից ուսումնասիրվող բազմապիսի ձևախախտումները, իրենցից ներկայացնում են ապարների քայքայման տարրական գործողությունների մի միասնություն: Հետևաբար, այդ մակրոպրոցեսների լրիվ ուսումնասիրումն, առանց ապարների միկրոկառուցվածքային (տարրական) քայքայման մեխանիզմն իմանալու, բացառվում է:

Առաջարկված է ապարների քայքայման էլեկտրամագնիսական (բվանտա-ցիկլային) մեխանիզմը և նրա հիման վրա ապացուցվում է, որ երկրատեկտոնական կառույցներն առաջանում և զարգանում են ունենալով մի գերակշռող ուղղություն, որը համընկնում է տվյալ ժամանակաշրջանի երկրամագնիսական դաշտի ուղղության հետ:

Պարզված է մինչ այժմ անհայտ փոխադարձ կապերի առկայությունն ապարների քայքայման մեխանիզմի, մի շարք երկրաֆիզիկական տվյալների և երկրաբանական տարբեր երևույթների միջև, ինչպես նաև Արեգակնային համակարգի և Գալակտիկայի մագնիսական դաշտերի փոփոխությունների ազդեցությունը նշված քայքայման պրոցեսների ուղղվածության վրա:

THE GEOLOGICAL STRUCTURES FORMATION MECHANISM
THEORETICAL PRINCIPLES AND REGULARITIES OF THEIR TREND
ORIGIN IN THE EARTH'S ELECTROMAGNETIC FIELDS

A b s t r a c t

Many problems of the geotectonical structures origin mechanism and their directed development as well as the principles of determining their age and formation sequence have no sufficient physical and mathematical substantiation yet. On the basis of the suggested electro-magnetic (quantum-cyclic) mechanism of rock destruction it is proved that the geotectonic structures mainly develop along the geomagnetic meridian. Formerly unknown interconnections between the mechanism of rock destruction and some geophysical parameters, various geological processes, as well as the variations of the magnetic fields in the Solar System and Galaxy are established.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Бор О., Моттelson Б. Структура атомного ядра. т. 2. Деформация ядер. М.: Изд. Мир, 1977, 664 с.
2. Геокчакян М. Г. О постановке задачи при разрушении горных пород взрывом.—Научные сообщения Армянпроцветмета, вып. 1—2, Ереван: 1975, с. 8—10.
3. Геокчакян М. Г. О трансформациях волн при разрушении горных пород.—Научные сообщения Армянпроцветмета, вып. 1—2, Ереван: 1975, с. 10—12.
4. Геокчакян М. Г. Сущность квантовоциклического механизма разрушения горных пород взрывом.—Научные сообщения Армянпроцветмета, вып. 3 (15), Ереван, 1975, с. 81—84.
5. Кэй Дж. и Лэби Т. Таблицы физических и химических постоянных. М.: Изд. физ.-мат. лит., 1962, 246 с.
6. Кухлинг Х. Справочник по физике. М.: Изд. Мир, 1985, 519 с.
7. Регель В. Р., Слуцкер А. И., Томашевский Э. Е. Кинетическая природа прочности твердых тел. М.: Наука, 1974, 560 с.
8. Ржевский В. В., Новик Г. Я. Основы физики горных пород. М.: Недра, 1978, 390 с.
9. Яворский Б. М., Детлаф А. А. Справочник по физике. М.: Наука, 1968, 939 с.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, ХLI, № 2, 56—63, 1988

УДК 550.837

А. К. МАТЕВОСЯН

ВРАЩЕНИЕ НАПРАВЛЕНИЯ ВОЗБУЖДАЕМОГО
ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ МНОГОЭЛЕКТРОДНОЙ
УСТАНОВКОЙ

В статье рассмотрена возможность вращения направления возбуждаемого электрического поля многоэлектродной системой питающих заземлений путем пропускания через них в среду тока заданной величины и заданного направления. Представлены измеряемые и определяемые параметры, характеризующие геоэлектрическую среду при исследованиях методами сопротивлений и вызванной поляризации многоэлектродной установкой с двумя взаимно перпендикулярными приемными линиями, и их взаимосвязь с параметрами простых установок, слагающих сложную. Предложен способ подбора токов при работах многоэлектродной установкой, состоящей из трех питающих заземлений с использованием одного источника тока, с целью возбуждения в исследуемом пункте наблюдений электрического поля требуемого направления.

В настоящее время большой интерес представляет изучение первичных и вторичных электрических полей при различных направле-

THE GEOLOGICAL STRUCTURES FORMATION MECHANISM
THEORETICAL PRINCIPLES AND REGULARITIES OF THEIR TREND
ORIGIN IN THE EARTH'S ELECTROMAGNETIC FIELDS

A b s t r a c t

Many problems of the geotectonical structures origin mechanism and their directed development as well as the principles of determining their age and formation sequence have no sufficient physical and mathematical substantiation yet. On the basis of the suggested electro-magnetic (quantum-cyclic) mechanism of rock destruction it is proved that the geotectonic structures mainly develop along the geomagnetic meridian. Formerly unknown interconnections between the mechanism of rock destruction and some geophysical parameters, various geological processes, as well as the variations of the magnetic fields in the Solar System and Galaxy are established.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Бор О., Моттelson Б. Структура атомного ядра. т. 2. Деформация ядер. М.: Изд. Мир, 1977, 664 с.
2. Геокчакян М. Г. О постановке задачи при разрушении горных пород взрывом.—Научные сообщения Армянпроцветмета, вып. 1—2, Ереван: 1975, с. 8—10.
3. Геокчакян М. Г. О трансформациях волн при разрушении горных пород.—Научные сообщения Армянпроцветмета, вып. 1—2, Ереван: 1975, с. 10—12.
4. Геокчакян М. Г. Сущность квантовоциклического механизма разрушения горных пород взрывом.—Научные сообщения Армянпроцветмета, вып. 3 (15), Ереван, 1975, с. 81—84.
5. Кэй Дж. и Лэби Т. Таблицы физических и химических постоянных. М.: Изд. физ.-мат. лит., 1962, 246 с.
6. Кухлинг Х. Справочник по физике. М.: Изд. Мир, 1985, 519 с.
7. Регель В. Р., Слуцкер А. И., Томашевский Э. Е. Кинетическая природа прочности твердых тел. М.: Наука, 1974, 560 с.
8. Ржевский В. В., Новик Г. Я. Основы физики горных пород. М.: Недра, 1978, 390 с.
9. Яворский Б. М., Детлаф А. А. Справочник по физике. М.: Наука, 1968, 939 с.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, ХLI, № 2, 56—63, 1988

УДК 550.837

А. К. МАТЕВОСЯН

ВРАЩЕНИЕ НАПРАВЛЕНИЯ ВОЗБУЖДАЕМОГО
ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ МНОГОЭЛЕКТРОДНОЙ
УСТАНОВКОЙ

В статье рассмотрена возможность вращения направления возбуждаемого электрического поля многоэлектродной системой питающих заземлений путем пропускания через них в среду тока заданной величины и заданного направления. Представлены измеряемые и определяемые параметры, характеризующие геоэлектрическую среду при исследованиях методами сопротивлений и вызванной поляризации многоэлектродной установкой с двумя взаимно перпендикулярными приемными линиями, и их взаимосвязь с параметрами простых установок, слагающих сложную. Предложен способ подбора токов при работах многоэлектродной установкой, состоящей из трех питающих заземлений с использованием одного источника тока, с целью возбуждения в исследуемом пункте наблюдений электрического поля требуемого направления.

В настоящее время большой интерес представляет изучение первичных и вторичных электрических полей при различных направле-

ниях возбуждаемого электрического поля, что способствует повышению эффективности электроразведочных методов. Для этой цели при исследованиях методом сопротивлений используются как различные системы питающих заземлений [1, 8, 9, 12], так и варьирование величинами токов в питающих заземлениях [1, 7, 8, 9, 10, 13, 14, 15]. При исследованиях методом ВП это отражено в работах [2, 4, 5, 6, 11]. Представляется важной разработкой таких многоэлектродных систем наблюдений, которые позволяют при наличии нескольких питающих заземлений возбудить в определенной области исследуемой среды электрическое поле заданной величины и необходимого направления.

Рассмотрим особенности поля двух точечных источников тока с различной величиной тока в питающих заземлениях, расположенных на поверхности однородного изотропного проводящего полупространства. Распределение поля вектора плотности тока зависит не только от величины соотношения токов в питающих заземлениях, но и от характера точечных источников тока (однополярные или разнополярные) [5]. В силу принципа суперпозиции параметров электрического поля вычислены и построены поля вектора плотности тока для двух различных случаев (рис. 1а,б). Вектор плотности тока в произвольной точке проводящего полупространства принадлежит полуплоскости, проходящей через эту точку и питающей заземление, и характеризуется направлением и величиной, зависящими от величины токов в питающих заземлениях. Варьированием величинами токов в питающих заземлениях в произвольной точке полупространства (кроме точек, лежащих на прямой, проходящей через питающие заземления) можно получить вектор плотности тока необходимого направления и заданной величины, т. е. производить вращение вектора в данной точке раз-

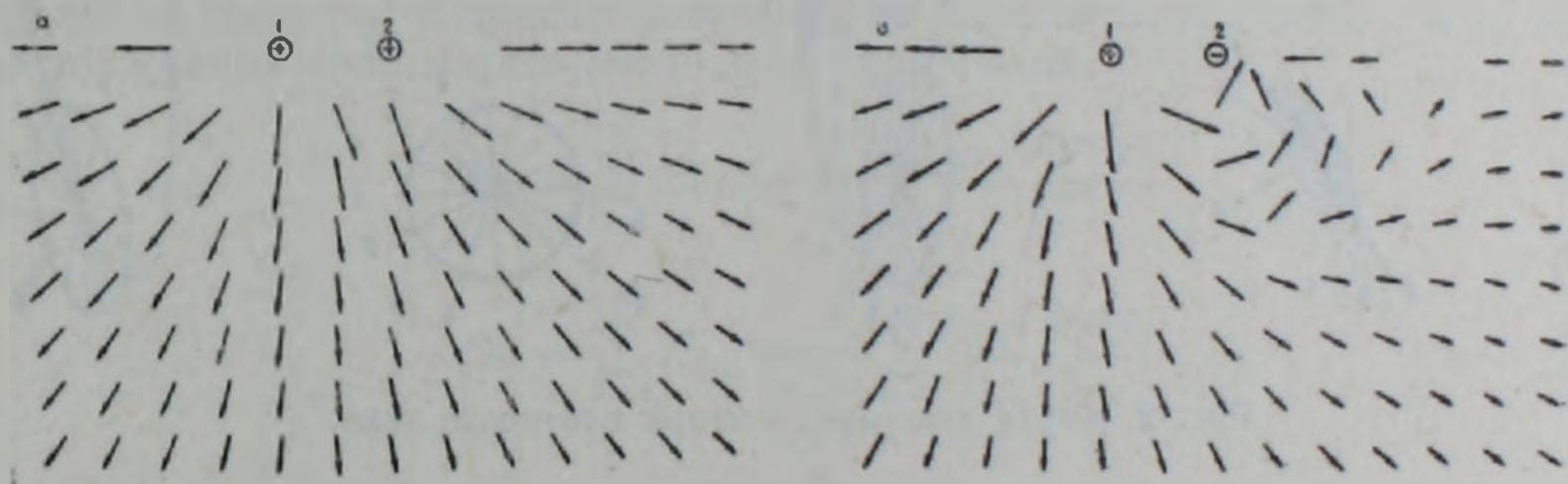


Рис. 1. Поле вектора плотности тока двух однополярных (а) и разнополярных (б) точечных источников тока

реза. Для точек, лежащих на прямой, проходящей через питающие заземления, независимо от соотношения токов в питающих заземлениях, ориентировка вектора плотности тока не меняется и совпадает с направлением вышеуказанной прямой.

На рис. 2 представлена карта значений вектора плотности тока при возбуждении электрического поля двумя точечными источниками тока, расположенными на поверхности проводящего однородного полупространства. Величины соотношения токов в питающих заземлениях подобраны таким образом, чтобы в некоторой точке Р вектор плотности тока имел бы определенную ориентацию и постоянную величину. Иными словами, в точке Р происходило равномерное вращение направления возбуждаемого электрического поля. На рис. 2 это изображено в виде круговой диаграммы. Представленные диаграммы для других точек полуплоскости нормированы по величине плотности тока в точке Р и имеют вытянутую или сжатую форму. Ввиду равноудаленности выбранной точки Р от источников тока 1 и 2, диаграммы вектора плотности тока симметричны относительно вертикальной оси. Рисунок наглядно иллюстрирует вращение направления

возбуждаемого поля (вектора плотности тока) в некоторой точке полу-пространства, которое приводит к вращению поля во всех других точках (кроме точек, лежащих на прямой, проходящей через питающие заземления), причем возбуждаемое поле в других точках не равномерно, т. е. имеет определенную ориентацию и различную величину, зависящие от координат P и рассматриваемой точки. Другими словами, вращение возбуждаемого поля в некоторой точке проводящего полу-пространства приводит к неидентичному вращению поля в других его точках. Это обстоятельство показывает на необходимость учета особенностей возбуждаемого поля при исследованиях различных реальных геоэлектрических сред.

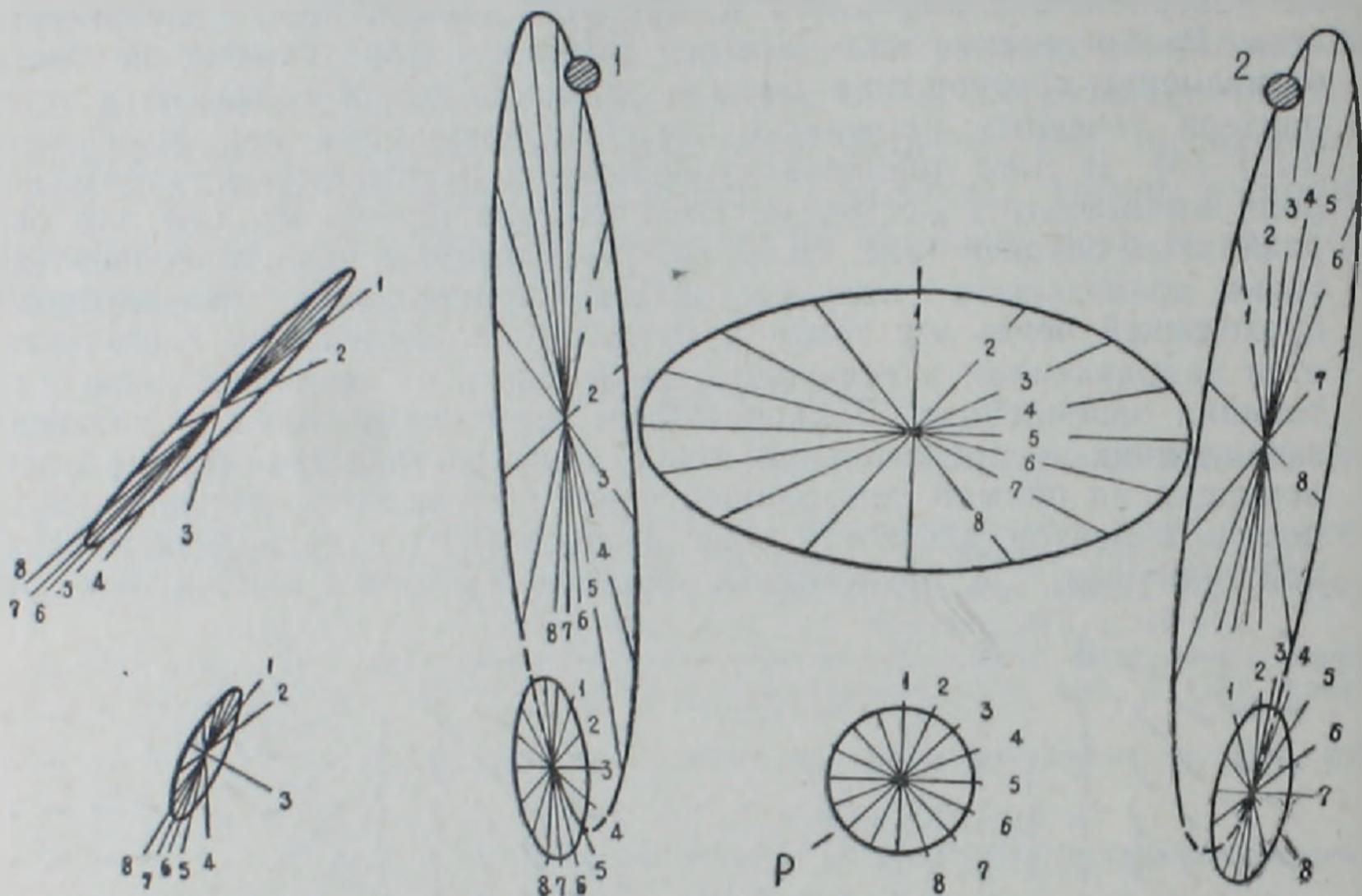


Рис. 2. Карта диаграмм вектора плотности тока.

Теперь рассмотрим общий случай многоэлектродной установки. Воспользуемся ортогональной системой координат XOY , совмещенной с дневной поверхностью. Величина вектора плотности тока j в центре приемных линий (диюлей), расположенных на поверхности однородного изотропного полупространства и ориентированных по направлениям осей x и y , при возбуждении электрического поля n питающими электродами, определяется по формуле

$$j = \frac{1}{2\pi} \left| \left(\sum_{l=1}^n \frac{I_l \cos \varphi_l}{r_l^2} \right)^2 + \left(\sum_{l=1}^n \frac{I_l \sin \varphi_l}{r_l^2} \right)^2 \right|^{1/2}, \quad (1)$$

где I — величина силы тока, пропускаемого через соответствующее заземление; φ — угол между вектором плотности тока и осью x при возбуждении поля соответствующим питающим заземлением; r — расстояние от соответствующего питающего заземления до центра приемных линий (пункта наблюдений). Направление вектора плотности тока j вычисляется по формуле

$$\delta = \arctg(j_y/j_x) + \pi k, \quad (2)$$

где δ — угол между вектором плотности тока и осью x ; j_x и j_y — x - и y -составляющие плотности тока; $k=0$, при $j_x > 0$, и $k=1$, при $j_x < 0$.

Величина тока I берется со знаком плюс или минус в зависимости от направления тока в заземлении.

Потенциал первичного поля в произвольной точке на дневной поверхности при возбуждении поля многоэлектродной установкой, состоящей из n одновременно действующих точечных источников тока с различной величиной тока в питающих заземлениях, расположенных на поверхности неоднородного проводящего полупространства, равен [9]:

$$u_0 = \sum_{i=1}^n u_{0i} = \frac{1}{2\pi} \sum_{i=1}^n \frac{\rho_{ki} I_i}{L_i},$$

где ρ_k — значение кажущегося сопротивления; L — расстояние от источника тока (питающего заземления) до точки наблюдений.

Потенциал вызванной поляризации для этой же установки в случае поляризующейся среды с учетом справедливости принципа суперпозиции и при линейности вторичных процессов, можно представить в виде

$$u_{ВП} = \sum_{i=1}^n u_{ВПi} = \frac{1}{2\pi} \sum_{i=1}^n \frac{\eta_{ki} \rho_{ki} I_i}{L_i},$$

здесь η_k — значение кажущейся поляризуемости, которое определяется как отношение поля ВП к первичному полю.

Запишем выражения составляющих напряженностей первичного (E_{0x} и E_{0y}) и вторичного ($E_{ВПx}$ и $E_{ВПy}$) полей в центре двух взаимно перпендикулярных приемных диполей, расположенных на поверхности полупространства и ориентированных по направлениям осей x и y , при возбуждении поля многоэлектродной установкой:

$$E_{0x} = \sum_{i=1}^n E_{0xi} = \frac{1}{2\pi} \sum_{i=1}^n \frac{\rho_{kxi} I_i \cos \varphi_i}{r_i^2} \quad (3)$$

$$E_{0y} = \sum_{i=1}^n E_{0yi} = \frac{1}{2\pi} \sum_{i=1}^n \frac{\rho_{kyi} I_i \sin \varphi_i}{r_i^2}$$

и

$$E_{ВПx} = \sum_{i=1}^n E_{ВПxi} = \frac{1}{2\pi} \sum_{i=1}^n \frac{\eta_{kxi} \rho_{kxi} I_i \cos \varphi_i}{r_i^2}, \quad (4)$$

$$E_{ВПy} = \sum_{i=1}^n E_{ВПyi} = \frac{1}{2\pi} \sum_{i=1}^n \frac{\eta_{kyi} \rho_{kyi} I_i \sin \varphi_i}{r_i^2}.$$

Здесь индексами x и y при ρ_k и η_k представлены параметры, характеризующие первичное и вторичное электрические поля, полученные при использовании приемных линий, ориентированных по направлениям осей x и y . С использованием выражений (3) и (4) определяются величины полных напряженностей первичного (E_0) и вторичного ($E_{ВП}$) полей и направления векторов \vec{E}_0 и $\vec{E}_{ВП}$. Поляризующее поле представляется как сумма первичного и вторичного полей.

В качестве интерпретируемых параметров при исследованиях многоэлектродной установкой могут быть использованы как значения кажущегося сопротивления (КС) и кажущейся поляризуемости (КП), определяемые при векторной съемке [3], так и их полные величины $\bar{\rho} = E_0/j$ и $\bar{\eta} = E_{ВП}/E_0$ [11], для каждого направления возбуждаемого электрического поля. При этом, изучение электропроводности сре-

ды целесообразно проводить в зависимости от ориентировки вектора \vec{j} , а поляризуемости—от \vec{E}_0 . Полученная, таким образом, информация о геоэлектрической среде позволит составить более достоверное представление о распределении удельного электрического сопротивления и поляризуемости среды, что повысит эффективность исследований методами сопротивлений и вызванной поляризации.

Как показано выше, при использовании двух питающих заземлений, через которые одновременно пропускают ток заданной величины и заданного направления, в произвольной точке проводящего полупространства, можно создать электрическое поле необходимого направления. В реальных условиях, для такого возбуждения электрического поля требуется наличие дополнительного питающего электрода, отнесенного на бесконечность. Однако при проведении полевых наблюдений это связано с определенными техническими трудностями. В силу этого обстоятельства возникает необходимость рассмотреть случай использования трех питающих заземлений для получения в произвольной точке на дневной поверхности электрического поля требуемого направления.

На рис. 3а представлены направления вектора плотности тока в пункте наблюдений при попарном подключении источника тока к пи-

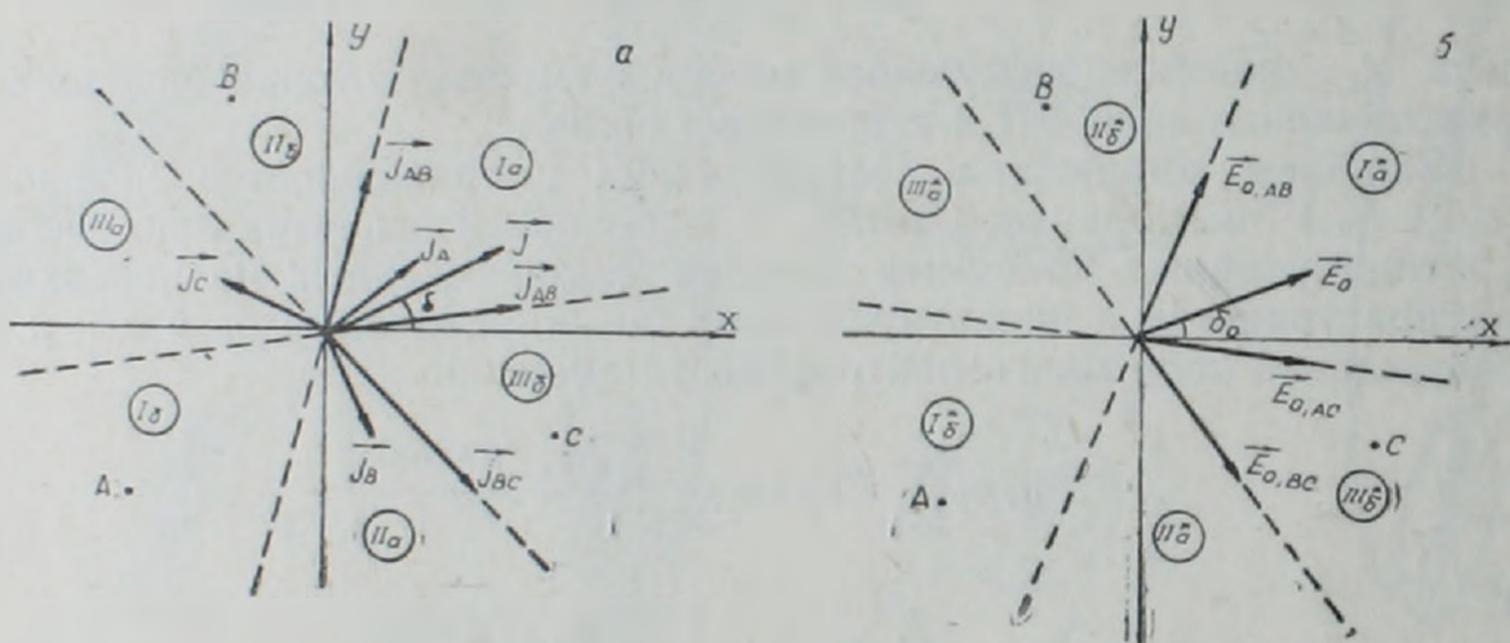


Рис. 3. Схемы векторов плотности тока (а) и напряженности первичного поля (б) при использовании трех питающих заземлений.

тающим заземлениям A , B , C , определяемые по формулам (1) и (2).

Так, направление вектора плотности тока \vec{j}_{AB} соответствует ориентировке поля в рассматриваемом пункте при пропускании тока через электроды A и B . Аналогичным образом, \vec{j}_{BC} — B и C ; \vec{j}_{AC} — A и C . Полученные направления векторов плотности тока делят плоскость XOY в пункте наблюдений на шесть частей (секторов), обозначенных на рисунке через Ia , Ib , IIa , IIb , $IIIa$, $IIIb$. Представленная схема позволяет определить вариант подключения источника тока к питающим заземлениям таким образом, чтобы возбудить электрическое поле с необходимым (заданным) направлением вектора плотности тока. В частности, для получения вектора плотности тока \vec{j} с направлением δ между направлениями векторов \vec{j}_{AB} и \vec{j}_{AC} , находящемся в секторе I , необходимо питающий электрод A подсоединить к одному полюсу источника тока, а электроды B и C —к другому. При этом соотношения токов в питающих заземлениях определяются по выражениям, полученным с использованием формул (1) и (2):

$$i_B = \frac{I_B}{I_A} = \frac{\left(\frac{\cos\varphi_C}{r_C^2} - \frac{\cos\varphi_A}{r_A^2}\right)\sin\delta - \left(\frac{\sin\varphi_C}{r_C^2} - \frac{\sin\varphi_A}{r_A^2}\right)\cos\delta}{\left(\frac{\cos\varphi_B}{r_B^2} - \frac{\cos\varphi_C}{r_C^2}\right)\sin\delta - \left(\frac{\sin\varphi_B}{r_B^2} - \frac{\sin\varphi_C}{r_C^2}\right)\cos\delta}, \quad (5)$$

$$i_C = \frac{I_C}{I_A} = \frac{\left(\frac{\cos\varphi_A}{r_A^2} - \frac{\cos\varphi_B}{r_B^2}\right)\sin\delta - \left(\frac{\sin\varphi_A}{r_A^2} - \frac{\sin\varphi_B}{r_B^2}\right)\cos\delta}{\left(\frac{\cos\varphi_B}{r_B^2} - \frac{\cos\varphi_C}{r_C^2}\right)\sin\delta - \left(\frac{\sin\varphi_B}{r_B^2} - \frac{\sin\varphi_C}{r_C^2}\right)\cos\delta}$$

Формулы (5) позволяют определить необходимые соотношения токов в питающих заземлениях с целью выполнения измерений первичного поля при ориентировке вектора плотности тока, находящемся в секторе I. Подобными же выражениями определяются величины соотношений токов для возбуждения поля с направлением, находящемся в секторах II или III. Для изменения направления вектора плотности тока на противоположный, достаточно изменить полярность тока во всех питающих заземлениях (в случае использования одного источника тока — переключить полярность источника тока).

Аналогичными рассуждениями можно получить величины соотношений токов в питающих заземлениях для измерений вторичного поля при заданной ориентировке первичного поля. Так, при попарном подключении источника тока к питающим заземлениям, направления векторов напряженности первичного поля также делят плоскость в точке наблюдений на шесть секторов, обозначенных на рис. 3б через I*a, I*б, II*a, II*б, III*a, III*б. По этой схеме определяют вариант подключения источника тока к питающим заземлениям, с целью возбуждения первичного электрического поля необходимого направления в пункте наблюдений. В частности, для получения \vec{E}_0 с направлением δ_0 , находящемся в секторе I*, между \vec{E}_{0AB} и \vec{E}_{0AC} , питающий электрод A подсоединяется к одному полюсу источника тока, а электроды B и C — к другому. При этом соотношения токов в питающих заземлениях определяются по формулам:

$$i_B^* = \frac{E_{0yAC} \cdot \cos\delta_0 - E_{0xAC} \cdot \sin\delta_0}{E_{0xBC} \cdot \sin\delta_0 - E_{0yBC} \cos\delta_0}, \quad (6)$$

$$i_C^* = \frac{E_{0xAB} \cdot \sin\delta_0 - E_{0yAB} \cdot \cos\delta_0}{E_{0xBC} \cdot \sin\delta_0 - E_{0yBC} \cdot \cos\delta_0}$$

В случае отсутствия дифференциации среды по удельному электрическому сопротивлению направления векторов напряженности первичного поля и плотности тока совпадают и подбор токов можно производить по формулам (5). В реальных условиях, неоднородность среды по удельному электрическому сопротивлению влияет на характер первичного поля и при измерении вторичного электрического поля, подбирая соотношения токов по формулам (6), производится учет этого фактора.

Для осуществления измерений с использованием трех питающих электродов, при одновременном пропускании тока через них, применяется известный способ подключения питающих заземлений к источнику тока [1]. Вращающееся поле можно создать и двумя автономными источниками тока [7]. Измерения первичного и вторичного электрических полей выполняются одновременно двумя каналами измери-

тельной аппаратуры с использованием двух взаимно перпендикулярных приемных линий при различных направлениях возбуждаемого поля в пункте наблюдений.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии
Академии наук АрмССР

Поступила 14.IV.1987.

Ա. Կ. ՄԱԹԵՎՈՍՅԱՆ

ՊՏՏՎՈՂ ԷԼԵԿՏՐԱԿԱՆ ԴԱՇՏԻ ԳՐԳՌՈՒՄԸ ԲԱԶՄԷԼԵԿՏՐՈՒ ՏԵՂԱԿԱՅԱՆՔԻ ՄԻՋՈՑՈՎ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հոդվածում քննարկվում է գրգռող էլեկտրական դաշտի պտտման հնարավորությունը սնուցող հողակցումների բազմէլեկտրոդ համակարգի միջոցով՝ հողակցումներով միջավայրը տրված մեծության և ուղղության հոսանքներով սնելու դեպքում: Մանրակրկիտ ուսումնասիրված են երկու կետային հոսանքի աղբյուրների դաշտի առանձնահատկությունները հոսանքի տարրեր մեծություններով սնուցող հողակցումներում, որոնք տեղադրված են համասեռ հաղորդիչ կիսատարածության մակերևույթի վրա: Ցույց է տրված, որ հոսանքի խտության վեկտորի դաշտի բաշխումը կախված է ոչ միայն հոսանքների հարաբերության մեծությունից, այլ նաև կետային հոսանքի աղբյուրի բնույթից: Կիրառելով էլեկտրական դաշտի պարամետրերի վրադրման եղանակը, հաշվված և կառուցված են հոսանքի խտության վեկտորը հաղորդիչ կիսատարածության կամայական կետում պատկանում է այն կիսահարթությանը, որն անցնում է այդ կետով և սնուցող հողակցումներով և բնութագրվում է ուղղությամբ ու մեծությամբ, որոնք կախված են սնուցող հողակցումներով անցնող հոսանքների մեծությունից: Հետևաբար, փոփոխելով հոսանքների մեծությունը սնուցող հողակցումներում, կարելի է կամայական կետում ստանալ տրված ուղղությամբ ու մեծությամբ հոսանքի խտության վեկտոր՝ այսինքն կատարել վեկտորի պտտում տվյալ կետում: Ցույց է տրված, թե ինչպես գրգռող դաշտի ուղղության պտտումը որևէ կետում հանգեցնում է ոչ միանման դաշտի պտտմանը նրա այլ կետերում: Այս հանգամանքը ցույց է տալիս գրգռող դաշտի առանձնահատկությունները հաշվի առնելու անհրաժեշտությունը տարրեր բնական երկրաէլեկտրական միջավայրեր ուսումնասիրելիս:

Ներկայացված են այն շափվող և ոբոշվող պարամետրերը, որոնք բնութագրում են երկրաբանական միջավայրը բազմէլեկտրոդ տեղակայանքներով դիմադրության և հարուցված բևեռացման մեթոդներով ուսումնասիրություններ կատարելիս երկու փոխուղղահայաց ընդունող գծերի միջոցով և նրանց փոխկապակցությունը պարզ տեղակայանքների պարամետրերով:

Առաջարկված է հոսանքների ընտրության եղանակ երեք սնող հողակցումներից կազմված բազմէլեկտրոդ տեղակայանքներով աշխատելիս: Այն թույլ է տալիս, օգտագործելով մեկ հոսանքի աղբյուր, հետադուրովող դիտարկման կետում ստեղծելու պահանջվող ուղղության էլեկտրական դաշտ: Պտտվող դաշտ կարելի է ստանալ նաև երկու անկախ հոսանքի աղբյուրներով: Առաջնային և երկրորդային էլեկտրական դաշտերի շափումը կատարվում է դիտման կետում միաժամանակ երկու փոխուղղահայաց ընդունող գծերի միջոցով գրգռող դաշտի տարրեր ուղղությունների պայմաններում:

THE STIMULATED ELECTRICAL FIELD DIRECTION ROTATION
BY A MULTIELECTRODE ARRAY

A b s t r a c t

The possibility of a stimulated electrical field direction rotation by a multielectrode system of feeding groundings by means of currents of given quantity and given direction is considered in this paper. The measured and determined parameters are presented, which characterize the geoelectrical medium during investigations by resistivity and stimulated polarization methods application by means of a multielectrode array with two mutually perpendicular receiving lines and their interrelation with the simple arrays parameters, which form a complex one. It is suggested a method of currents selection during investigations by a multielectrode array, consisting of three feeding groundings using a single current source in order to stimulate an electrical field of required direction in the investigated point of observation.

ЛИТЕРАТУРА

1. Блох И. М. Электропрофиллирование методом сопротивлений. М.: Недра, 1971. 216 с.
2. Елисеев А. А., Каменский В. П., Сомов Г. М. Способы получения тензоров кажущихся сопротивления и поляризуемости при полевых наблюдениях.—Методы рудной геофизики. Использование электрических методов для геологического картирования при поисках месторождений полезных ископаемых. Л.: НПО «Рудгеофизика», 1980, с. 75—85.
3. Комаров В. А. Электроразведка методом вызванной поляризации. Л.: Недра, 1980. 391 с.
4. Комаров В. А., Хлопонина Л. С., Рокитяцкий А. И. О перспективах интегрального способа интерпретации данных метода вызванной поляризации.—Методы разведочной геофизики. Наземные варианты электроразведки импульсными полями при поисках рудных месторождений. Л.: НПО «Рудгеофизика», 1983, с. 12—26.
5. Матевосян А. К. О возможности применения трехэлектродной экранированной установки при исследованиях методами сопротивлений и вызванной поляризации.—Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1983, т. XXXVI, № 1, с. 85—89.
6. Матевосян А. К. Способ геоэлектроразведки. Авт. свидетельство СССР № 1249607, 1986. Бюллетень изобретений № 29.
7. Рабинович Б. И., Кежугин Н. Г. Электрические зондирования методом вычитания полей.—Геология и геофизика, 1962, № 5, с. 107—119.
8. Сапужак Я. С. Высшие производные электрического потенциала в геофизической разведке. Киев: Наукова думка, 1967. 154 с.
9. Семенов А. С., Джавахишвили Л. Г. Поле φ_R многоэлектродных установок в электроразведке постоянным током.—Вестник ЛГУ, 1979, № 6, с. 31—37.
10. Чантуришвили Л. С. Специальные задачи электроразведки при проектировании дорог. М.: Транспорт, 1983. 124 с.
11. Червяченко В. Р. Опыт использования пространственных измерений с целью повышения эффективности метода вызванной поляризации.—Разведочная геофизика. Экспресс-информация, ВГЭМС, 1986, вып. 3, с. 14—21.
12. Doctin D. Quadrupole-quadrupole arrays for direct current resistivity measurements-model studies.—Geophysics, 1976, v. 41, № 1, p. 79—95.
13. Jackson P. D. Focused electrical resistivity arrays: some theoretical and practical experiments.—Geophysical Prospecting, 1981, v. 29, № 4, p. 601—626.
14. Yadav G. S., Singh C. L. The linear quadrupole-dipole array in geoelectrical investigations.—Geophysics, 1983, v. 48, № 8, p. 1135—1139.
15. Zohdy A. A. R. A new method for differential resistivity founding.—Geophysics, 1969, v. 34, № 5, p. 924—943.

С. Ш. ПУРИДЖАНИЯН, В. С. САРКИСЯН, Г. С. ГАБЛЯН

ФИЛЬТРАЦИЯ ИЗ ВОДОХРАНИЛИЩ ПРИ КОЛЕБАНИЯХ
УРОВНЕЙ ВОДЫ В НИХ

В работе рассмотрена задача фильтрации воды в теле однородной земляной плотины или в береговой зоне полосообразного пласта при колебаниях уровня воды в водохранилище по закону косинуса с одновременным учетом уклона напорной грани (или откоса берега). Задача сведена к решению дифференциального уравнения фильтрации, линеаризованного по методу Багрова-Веригина, с подвижной границей. Получено аналитическое решение линеаризованного уравнения.

По полученным решениям произведены численные расчеты, результаты которых приведены на рисунках.

При проектировании и эксплуатации водохранилищ наиболее часто применяются методы расчета стационарной фильтрации (или смены стационарных состояний) при различных горизонтах воды в водохранилище. В реальных же условиях наблюдаются большие сезонные колебания уровней, амплитуда которых зависит от географического расположения водохранилищ, их целевого назначения и т. д. Так, на водохранилищах, построенных в горных и предгорных районах, колебания уровня воды намного больше, чем в равнинных. Имеется ряд водохранилищ с сезонными колебаниями уровней в них до ста и более метров.

В таких условиях фильтрация через тело плотины и борта водохранилищ носит нестационарный характер. Поэтому при расчетах потерь воды из водохранилищ и подпора подземных вод необходимо учитывать режим колебания уровня воды в них.

Нестационарная фильтрация в ограниченной области рассмотрена в [1,4—6]. Однако в них не учитываются одновременно цикличность колебания уровня воды в водохранилище и уклон напорной грани плотины или берегов водохранилища. Для водохранилищ, где глубина воды достигает нескольких десятков, а иногда и сотен метров, а откосы имеют уклоны до $m=4\div 5$, режим подземных вод существенно зависит от этих факторов.

Результаты режимных наблюдений за уровнями воды ряда водохранилищ сезонного регулирования показали, что с достаточной точностью колебания их уровней можно описать зависимостью

$$h(t) = 0,5 \left[h_1 + h_2 - (h_1 - h_2) \cos\left(2\pi \frac{t}{T}\right) \right], \quad (1)$$

где h_1 и h_2 — максимальный и минимальный уровни воды в водохранилище; t и T — время и период одного полного цикла колебания уровня.

Допустим имеется пласт-полоса, где на границе $x=0$ поддерживается постоянный во времени напор, а на удаленной границе $x=L(t)$ глубина воды в водохранилище меняется по закону (1). Если не учитывать капиллярные силы, то такая схема пригодна и при рассмотрении фильтрации через тело однородной земляной плотины, расположенной на горизонтальном водоупоре с дренажем (рис. 1) или из водохранилища в полосообразный пласт. При колебаниях уровня воды длина области фильтрации будет переменной во времени, а величина ее определяется по выражению

$$L(t) = L_0 - m_1 h(t), \quad (2)$$

где m_1 — заложение откоса.

В такой постановке одно из граничных условий задается на движущейся границе при $x=L(t)$ и, следовательно, не учитывается влияние

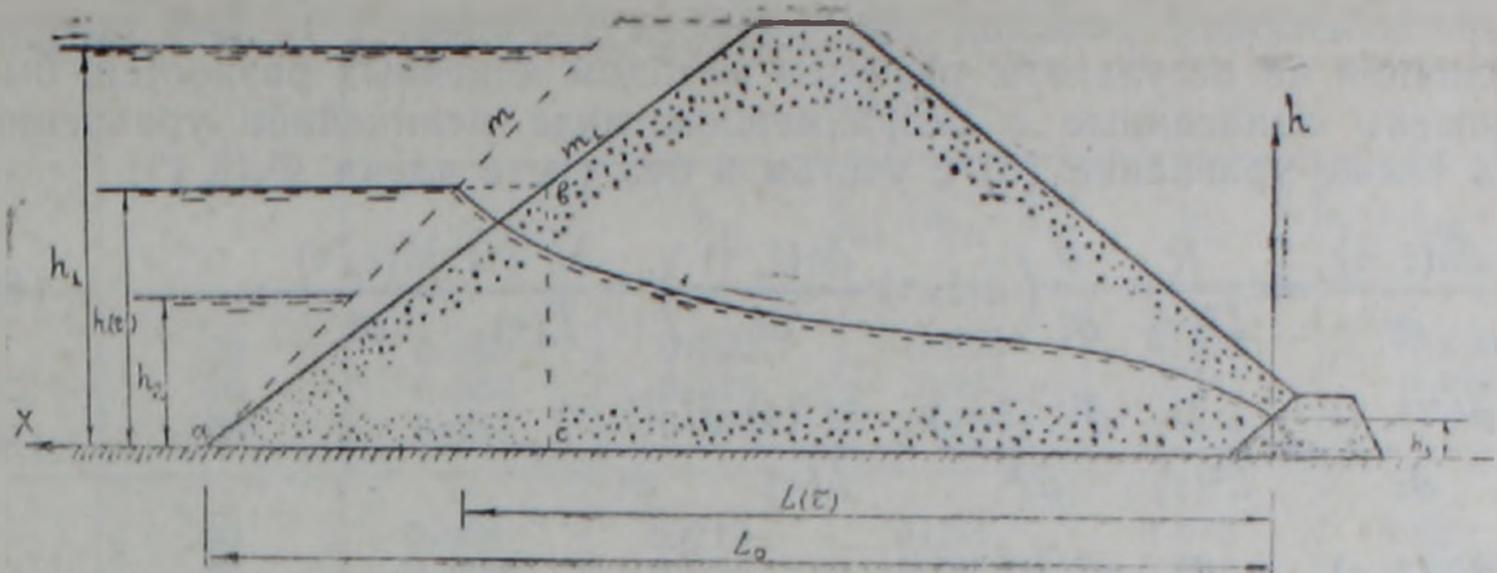


Рис. 1. Расчетная схема.

входного клина abc на процесс фильтрации (рис. 1). Для учета этого фактора заложение верхового откоса заменим некоторым фиктивным значением m , которое определяется по формуле [2]

$$m = m_1 / (m_1 + 0,5).$$

Таким образом, задача сводится к решению дифференциального уравнения одномерной нестационарной фильтрации со свободной поверхностью, которое при постоянном коэффициенте фильтрации k имеет вид

$$\frac{\partial h(x, t)}{\partial t} = \frac{k}{\mu} \frac{\partial}{\partial x} \left(h(x, t) \frac{\partial h(x, t)}{\partial x} \right), \quad (3)$$

здесь μ — коэффициент водоотдачи (при снижении уровня) или недостаток насыщения (при подъеме уровня воды).

Краевые условия задачи следующие (рис. 1):

$$h(0, t) = h_3; \quad h(L(t), t) = h(t); \quad h(x, 0) = [h_3^2 - (h_3^2 - h_2^2)x / (L_0 - mh_2)]^{1/2}. \quad (4)$$

Для приведения переменной во времени области фильтрации к постоянной введем предложенную Гринбергом Г. А. [3] новую переменную $\xi = x/L(t)$. Тогда (3) примет вид

$$\frac{\partial h(\xi, t)}{\partial t} - \Phi(\xi, t) = \frac{k}{\mu L^2(t)} \left(h(\xi, t) \frac{\partial h(\xi, t)}{\partial \xi} \right), \quad (5)$$

здесь

$$\Phi(\xi, t) = \frac{\xi L'(t)}{L(t)} \frac{\partial h(\xi, t)}{\partial \xi}.$$

Уравнение (5) нелинейное. Для получения аналитического решения, производя его линеаризацию по методу Багрова-Вергина, найдем

$$\frac{\partial U(\xi, t)}{\partial t} - \Phi_1(\xi, t) = \frac{k h_s}{\mu L^2(t)} \frac{\partial^2 U(\xi, t)}{\partial \xi^2}, \quad (6)$$

где h_s — средняя глубина потока;

$$U(\xi, t) = 0,5 h^2(\xi, t); \quad \Phi_1(\xi, t) = \frac{\xi L'(t)}{L(t)} \frac{\partial U(\xi, t)}{\partial \xi}.$$

Тогда краевые условия (4) для (6) запишутся в виде

$$U(0, t) = 0,5 h_3^2; \quad U(1, t) = 0,5 h^2(t); \quad U(\xi, 0) = 0,5 [h_3^2 - (h_3^2 - h_2^2)\xi]. \quad (7)$$

Наличие члена $\Phi_1(\xi, t)$ в (6) существенно осложняет получение его аналитического решения при краевых условиях (7). Для оценки его влияния на результаты расчетов методом конечных разностей, были решены записанные в безразмерном виде нелинейное уравнение (5), а также уравнение (6) с учетом и без учета члена $\Phi_1(\xi, t)$:

$$\frac{\partial \bar{h}(\xi, \tau)}{\partial \tau} = \frac{R}{\bar{L}^2(\tau)} \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\bar{h}(\xi, \tau) \frac{\partial \bar{h}(\xi, \tau)}{\partial \xi} \right) + \frac{\xi \bar{L}'(\tau)}{\bar{L}(\tau)} \frac{\partial \bar{h}(\xi, \tau)}{\partial \xi}; \quad (8)$$

$$\frac{\partial \bar{U}(\xi, \tau)}{\partial \tau} = \frac{R}{\bar{L}^2(\tau)} \frac{\partial^2 \bar{U}(\xi, \tau)}{\partial \xi^2} + \frac{\xi \bar{L}'(\tau)}{\bar{L}(\tau)} \frac{\partial \bar{U}(\xi, \tau)}{\partial \xi}; \quad (9)$$

$$\frac{\partial \bar{U}(\xi, \tau)}{\partial \tau} = \frac{R}{\bar{L}^2(\tau)} \frac{\partial^2 \bar{U}(\xi, \tau)}{\partial \xi^2}, \quad (10)$$

здесь $R = kT/h_s \mu$; $\tau = t/T$; $\bar{U}(\xi, \tau) = U(\xi, \tau)/h_s^2$; $\bar{L}(\tau) = L(\tau)/h_s$;
 $\bar{L}'(\tau) = L'(\tau)/h_s$; $\bar{h}(\xi, \tau) = h(\xi, \tau)/h_s$.

Численные расчеты проводились для разных значений параметров R и \bar{L} . Некоторые результаты расчетов приведены в табл. 1—3, где h_{Ht} , h_{1t} и h_{2t} — приведенные глубины в точке $\xi = 0,5$, полученные соответственно из решений уравнений (8), (9) и (10). Там же приведены значения погрешностей ϵ_{1t} и ϵ_{2t} . С целью сравнения и оценки полученных результатов для каждой пары параметров R и \bar{L} по приведенным в табл. 1—3 значениям рассчитывалась средняя квадратичная погрешность δ . Результаты сведены в табл. 4, где в числителе приведено значение средней квадратичной погрешности между точным решением h_{Ht} и h_{1t} , т. е. решением (9) с учетом члена $\Phi_1(\xi, \tau)$, а в знаменателе — между h_{Ht} и h_{2t} , т. е. решением (10) без учета члена $\Phi_1(\xi, \tau)$. Из приведенных результатов видно, что пренебрежение членом $\Phi_1(\xi, \tau)$ в уравнении (6), в основном, приводит к меньшей ошибке, чем его учет. Исходя из этого, можно заключить, что для прогноза уровня режима подземных вод можно использовать результаты решения (6).

Пренебрегая членом $\Phi_1(\xi, t)$, уравнение (6) примет вид:

$$\frac{\partial U(\xi, \tau)}{\partial \tau} = \frac{aT}{L^2(\tau)} \frac{\partial^2 U(\xi, \tau)}{\partial \xi^2}; \quad a = \frac{kh_s}{\mu}, \quad (11)$$

где a — коэффициент уровняпроводности.

Решение (11) будем искать при краевых условиях в виде (7) с заменой в них t на τ .

Путем введения новой неизвестной функции

$$y(\xi, \tau) = U(\xi, \tau) - 0,5[(1-\xi)h_1^2 + \xi h_2^2(\tau)]$$

уравнение (11) и краевые условия будут:

$$\frac{\partial^2 y}{\partial \xi^2} = \frac{L^2(\tau)}{aT} \left[\frac{\partial y}{\partial \tau} + \xi f(\tau) \right], \quad y(0, \tau) = y(1, \tau) = y(\xi, 0) = 0, \quad (12)$$

где $f(\tau) = 0,5\pi(h_1 - h_2)h(\tau) \cdot \sin(2\pi\tau)$.

Решение уравнения (12) ищем в виде

$$y(\xi, \tau) = \sum_{i=1}^{\infty} \Theta_i(\tau) \cdot \sin(i\pi\xi). \quad (13)$$

Таблица 1

Результаты сравнения расчетов по уравнениям (8), (9) и (10) при $R=100$

τ	\bar{L}	$\bar{h}(0,5; \tau)$				
		h_{HI}	h_{LI}	$\epsilon_{1i} = h_{HI} - h_{LI}$	h_{2i}	$\epsilon_{2i} = h_{HI} - h_{2i}$
0,2	20	0,582	0,522	0,060	0,572	0,010
	50	0,554	0,529	0,025	0,545	0,009
	100	0,545	0,537	0,008	0,545	0
0,4	20	0,994	0,719	0,275	0,913	0,081
	50	0,566	0,505	0,061	0,547	0,019
	100	0,554	0,525	0,029	0,545	0,009
0,5	20	1,247	0,996	0,251	1,151	0,096
	50	0,576	0,505	0,071	0,556	0,020
	100	0,556	0,524	0,032	0,545	0,011
0,6	20	1,354	1,274	0,080	1,306	0,048
	50	0,585	0,525	0,060	0,578	0,007
	100	0,555	0,522	0,033	0,545	0,010
0,8	20	1,214	1,425	-0,211	1,301	-0,087
	50	0,605	0,683	-0,078	0,648	-0,043
	100	0,547	0,599	-0,052	0,545	0,002
1,0	20	1,002	1,173	-0,171	1,093	-0,091
	50	0,636	0,853	-0,217	0,724	-0,088
	100	0,515	0,546	-0,001	0,545	0

Таблица 2

Результаты сравнения расчетов по уравнениям (8), (9) и (10) при $R=1000$

τ	\bar{L}	$\bar{h}(0,5; \tau)$				
		h_{HI}	h_{LI}	$\epsilon_{1i} = h_{HI} - h_{LI}$	h_{2i}	$\epsilon_{2i} = h_{HI} - h_{2i}$
0,2	20	0,781	0,768	0,013	0,779	0,002
	50	0,578	0,574	0,004	0,593	-0,015
	100	0,548	0,538	0,010	0,546	0,002
0,4	20	1,378	1,336	0,042	1,360	0,018
	50	0,955	0,887	0,068	0,952	0,003
	100	0,576	0,557	0,019	0,588	-0,012
0,5	20	1,506	1,491	0,015	1,496	0,010
	50	1,213	1,122	0,091	1,174	0,039
	100	0,633	0,614	0,019	0,656	-0,023
0,6	20	1,493	1,515	-0,022	1,498	-0,005
	50	1,353	1,308	0,045	1,321	0,032
	100	0,726	0,715	0,011	0,752	-0,026
0,8	20	0,984	1,019	-0,035	1,002	-0,008
	50	1,234	1,329	-0,095	1,293	-0,059
	100	0,875	0,949	-0,074	0,921	-0,046
1,0	20	0,598	0,579	0,019	0,577	0,021
	50	0,962	1,039	-0,077	1,016	-0,054
	100	0,901	1,021	-0,120	0,976	-0,075

Результаты сравнения расчетов по уравнениям (8), (9) и (10) при $R=10000$

τ	\bar{L}	$\bar{h}(0,5; \tau)$				
		h_{11}	h_{1i}	$\epsilon_{1i} = h_{11i} - h_{1i}$	h_{2i}	$\epsilon_{2i} = h_{11i} - h_{2i}$
0.2	20	0.660	0.652	0.008	0.653	0.007
	50	0.777	0.781	-0.004	0.779	-0.002
	100	0.639	0.664	-0.025	0.671	-0.032
0.4	20	1.228	1.210	0.018	1.212	0.016
	50	1.360	1.340	0.020	1.357	0.003
	100	1.197	1.165	0.032	1.181	0.016
0.5	20	1.455	1.448	0.007	1.449	0.006
	50	1.507	1.497	0.010	1.497	0.010
	100	1.430	1.385	0.045	1.397	0.033
0.6	20	1.531	1.532	-0.001	1.531	0
	50	1.495	1.504	-0.009	1.500	-0.005
	100	1.486	1.479	0.007	1.477	0.009
0.8	20	1.181	1.177	0.004	1.140	0.041
	50	0.998	1.011	-0.013	0.982	0.016
	100	1.148	1.208	-0.060	1.198	-0.050
1.0	20	0.645	0.633	0.012	0.633	0.012
	50	0.583	0.569	0.014	0.567	0.016
	100	0.762	0.747	0.015	0.743	0.019

Таблица 4

Величины среднеквадратичных погрешностей

\bar{L}	Значения $\delta = \left(\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \epsilon_i^2 \right)^{1/2}$ при R		
	100	1000	10000
20	0.1925	0.0265	0.0100
	0.0753	0.0126	0.0190
50	0.1050	0.0706	0.0127
	0.0418	0.0391	0.0104
100	0.0309	0.0589	0.0355
	0.0071	0.0389	0.0298

Подставляя (13) в (12) и разлагая последний член уравнения в ряд Фурье по синусам, приходим к следующему линейному дифференциальному уравнению:

$$\frac{d\Theta_i(\tau)}{d\tau} + \frac{(i\pi)^2 aT}{L^2(\tau)} \Theta_i(\tau) - \frac{2(-1)^i f(\tau)}{i\pi} = 0. \quad (14)$$

Решение (14) при начальном условии $\Theta_i(0)=0$ будет:

$$\Theta_i(\tau) = \frac{2}{\pi} \sum_{i=1}^{\infty} \frac{(-1)^i}{i} \exp\left(-i^2 \pi^2 aT \int_0^{\tau} \frac{d\tau}{L^2(\tau)}\right) \int_0^{\tau} f(\tau) \exp\left(i^2 \pi^2 aT \int_0^{\tau} \frac{d\tau}{L^2(\tau)}\right) d\tau. \quad (15)$$

Подставляя (1) в (2), а (2) в (15) и интегрируя, будем иметь

$$\Theta_i(\tau) = \frac{(-1)^i h_1^2}{i} [(1 - \bar{h}_2^2) A_{1i}(\tau) - 0,5(1 - \bar{h}_2)^2 A_{2i}(\tau)],$$

где

$$A_{1i}(\tau) = \int_0^\tau C_i(v) \sin(2\pi v) dv; \quad A_{2i}(\tau) = \int_0^\tau C_i(v) \sin(4\pi v) dv;$$

$$C_i(v) = \exp \left\{ -i^2 n \left[\frac{\operatorname{arctg}(\lambda \cdot \operatorname{tg}(\pi \tau)) - \operatorname{arctg}(\lambda \cdot \operatorname{tg}(\pi v))}{\sqrt{1 - \omega^2}} - \right. \right.$$

$$\left. \left. - \frac{\omega}{2} \left(\frac{\sin(2\pi \tau)}{1 + \omega \cos(2\pi \tau)} - \frac{\sin(2\pi v)}{1 + \omega \cos(2\pi v)} \right) \right] \right\}; \quad \bar{L}_0 = \frac{L_0}{h_1}; \quad \bar{h}_2 = \frac{h_2}{h_1};$$

$$n = \frac{\pi a T}{\{L_0^2 - m[(1 + \bar{h}_2)L_0 - m\bar{h}_2]\} h_1^2}; \quad \lambda = \sqrt{\frac{1 - \omega}{1 + \omega}}; \quad \omega = \frac{(1 - \bar{h}_2)m}{2\bar{L}_0 - (1 + \bar{h}_2)m}.$$

Переходя от $\Theta_i(\tau)$ к функции $y(\xi, \tau)$ и далее к $U(\xi, \tau)$ и $h(\xi, \tau)$, получим:

$$\bar{h}(\xi, \tau) = \frac{h(\xi, \tau)}{h_1} = \left[(1 - \xi)\bar{h}_3^2 + \xi\bar{h}^2(\tau) + 2(1 - \bar{h}_2^2) \sum_{i=1}^{\infty} \frac{(-1)^i}{i} A_{1i}(\tau) \cdot \sin(i\pi\xi) - \right. \\ \left. - (1 - \bar{h}_2)^2 \sum_{i=1}^{\infty} \frac{(-1)^i}{i} A_{2i}(\tau) \cdot \sin(i\pi\xi) \right]^{1/2}, \quad (16)$$

где

$$\bar{h}(\tau) = h(\tau)/h_1; \quad \bar{h}_3 = h_3/h_1.$$

Фильтрационный расход ($m^2/сут$) через произвольное сечение будет:

$$q(\xi, \tau) = - \frac{kh_1}{2\bar{L}(\tau)} \left[\bar{h}^2(\tau) - \bar{h}_3^2 + 2\pi(1 - \bar{h}_2^2) \sum_{i=1}^{\infty} (-1)^i A_{1i}(\tau) \cos(i\pi\xi) - \right. \\ \left. - \pi(1 - \bar{h}_2)^2 \sum_{i=1}^{\infty} (-1)^i A_{2i}(\tau) \cos(i\pi\xi) \right]; \quad \bar{L}(\tau) = \bar{L}_0 - m\bar{h}(\tau).$$

В частном случае, при $m=0$ (т. е. при вертикальной напорной грани) получим решения, приведенные в [5].

В качестве примера были произведены расчеты для одного из объектов в АрмССР, при следующих параметрах: $k=0,1$ м/сут; $a=34,3$ м²/сут; $m=2,817$.

На рис. 2 приведены кривые депрессии для различных моментов времени, рассчитанные по (16). Анализ результатов показывает, что при подъеме уровня воды в водохранилище депрессионная кривая вогнута и происходит фильтрация воды из водохранилища. При опорожнении же водохранилища кривая депрессии выпукла и наблюдается обратный отток воды из тела плотины в водохранилище. Образование обратного потока в водохранилище необходимо учитывать при расчете устойчивости верхового откоса, выборе конструктивных элементов его защитной облицовки, а также при проектировании и установке контрольно-измерительной аппаратуры.

Расчеты показали, что после 5—6 лет эксплуатации водохранилища в заданном режиме процесс фильтрации становится квазистационарным, т. е. влияние начальных условий не сказывается на дальнейшем протекании процесса.

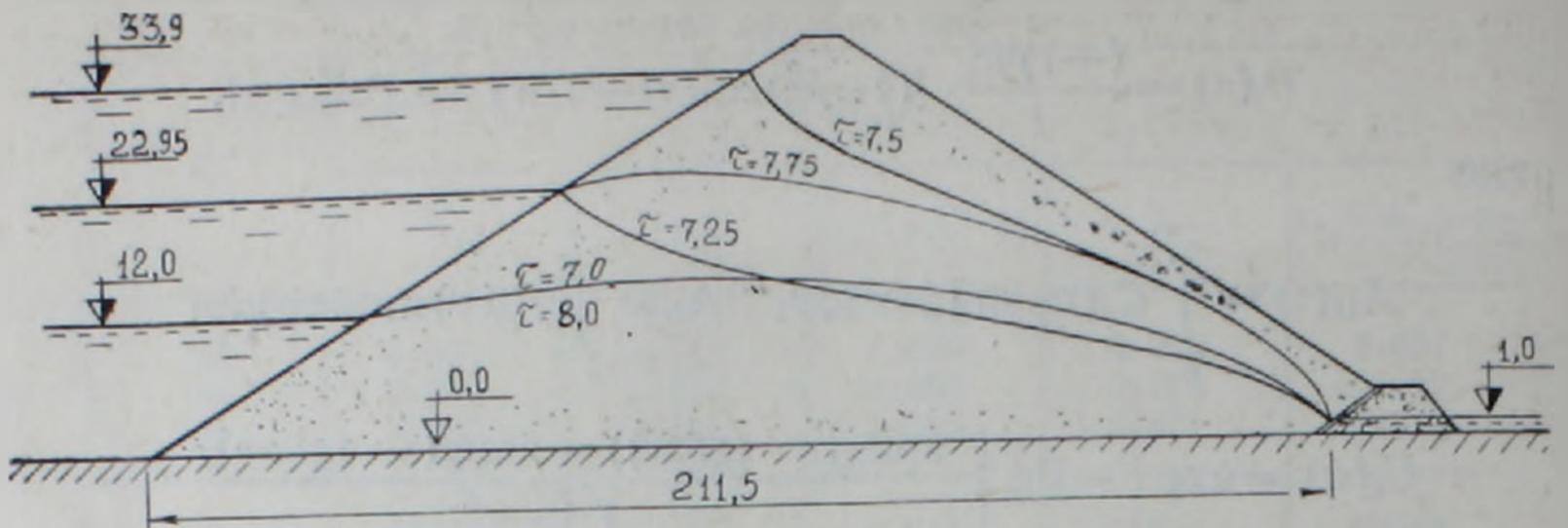


Рис. 2. Депрессионные кривые при различных уровнях воды в водохранилище в некоторые моменты времени.

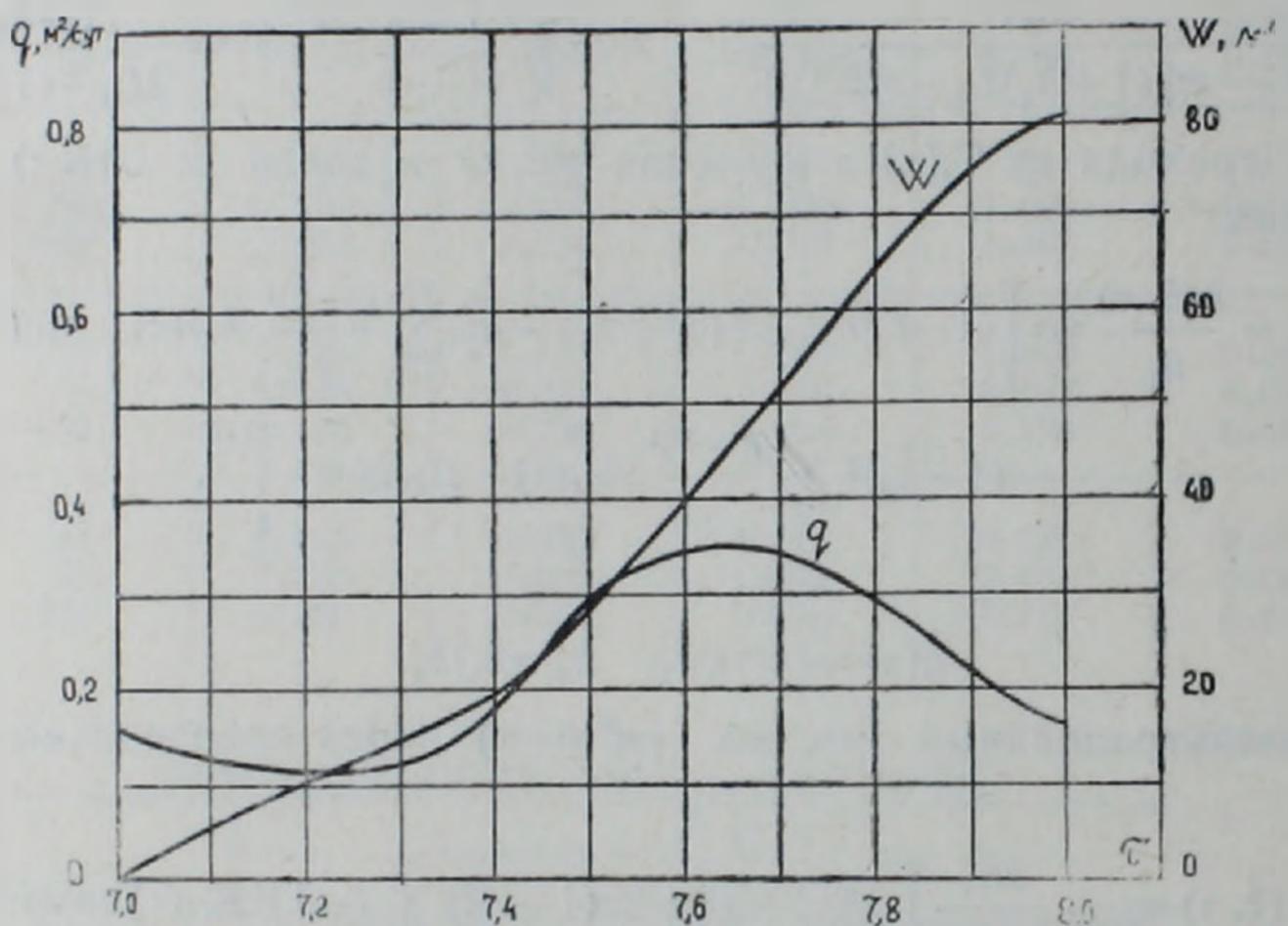


Рис. 3. Изменение расхода q и объема воды W в течение 8-го года эксплуатации в сечении $x=0$

На рис. 3 приведены результаты расчетов по определению фильтрационного расхода q и объема воды W в сечении $\xi=0$ в течение 8-го года эксплуатации водохранилища. Результаты расчетов показывают, что кривая фильтрационных расходов q достигает минимума при $\tau=7,3$ и максимума при $\tau=7,6$.

Ереванский политехнический институт

Поступила 25.IX.1987.

Ս. Շ. ՆՈՒՐԻՋԱՆՅԱՆ, Վ. Ս. ՍԱՐԳՍՅԱՆ, Գ. Ս. ԳԱՐԱՅԱՆ

ՖԻԼՏՐԱՅԻԱՆ ՋՐԱՄԲԱՐՆԵՐԻՑ ՋՐԻ ՄԱԿԱՐԳԱԿԻ ՏԱՏԱՆՈՒՄՆԵՐԻ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հողվածում բննարկված է ջրի ֆիլտրացիայի խնդիրը համասեռ հողային ամբարտակի մարմնում կամ մերձափնյա մասի ժապավենանման շերտում ջրի մակարդակի տատանումների պայմաններում ըստ կոսինուսի օրենքի՝

ջրաճնշող նիստի (կամ առափնյա մասի) թեքության միաժամանակյա հաշվի առմամբ: Խնդիրը հանգեցված է ֆիլտրացիայի շարժական սահման ունեցող դիֆերենցիալ հավասարման լուծմանը, որը գծայնացված է Բագրովի-Վերիգինի մեթոդով: Ստացված է գծայնացված հավասարման անալիտիկ լուծումը: Ստացված լուծումների հիման վրա թվային հաշվարկումներ են կատարված:

S. Sh. NOURIDJANIAN, V. S. SARKISIAN, G. S. GABAYAN

FILTRATION FROM RESERVOIRS DURING WATER LEVEL FLUCTUATIONS

A b s t r a c t

The problem of water filtration in a homogeneous earth dam body or in a shore belt-like seam during fluctuations of the water level according to the cosine law, taking into account the head border (or the shore slope) inclination, is considered in this paper. The problem is brought to the solution of the filtration differential equation linearized according to the Bagrov-Verigin method with a time-dependent boundary. The analytical solution of the linearized equation is obtained. The numerical estimations are made according to the obtained solutions.

ЛИТЕРАТУРА

1. Веригин Н. Н. Режим грунтовых вод при наводнении и сработке водохранилищ. Гидротехническое строительство. № 11, 1952.
2. Гидротехнические сооружения. Справочник проектировщика. Под ред. Недриги В. П. Стройиздат, М., 1983.
3. Гринберг Г. А., Конторович О. М. О консолидации непрерывно-растущего в высоту слоя водонасыщенного грунта. Известия ВНИИГ, т. 90, 1969.
4. Коростелев А. Д. О фильтрационном расчете плотин и дамб с откосами при опускании бьефов. Изв. вузов. Строительство и архитектура, № 2, 1975.
5. Нуридджанян С. Ш., Габаян Г. С., Саркисян В. С. Фильтрация из водохранилищ при переменном режиме. Межвуз. тем. сб. науч. тр. по строит. и арх. Исследования по гидротехнике и санитарной технике. Ереван, 1984.
6. Саркисян В. С., Куранова В. С. Фильтрация из водохранилищ (каналов) при переменном уровне воды в них и режим береговых водозаборов. В сб.: Фильтрационные расчеты водозаборных и дренажных систем. Труды института ВОДГЕО. М., 1981.

Известия АН АрмССР. Науки о Земле, ХLI, № 2, 71—75, 1988

УДК: 552.124.4:551.78/.79 (479.25)

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Т. А. АВАКЯН, Л. П. ЯШВИЛИ

ОБ ОБНАРУЖЕНИИ РУДНЫХ КОНКРЕЦИЙ В СИСИАНСКОЙ ДИАТОМИТОВОЙ ТОЛЩЕ (АРМЯНСКАЯ ССР)

Диатомитовая толща Сисианского района, входящая в вулканогенно-осадочную субформацию верхнего плиоцен-четвертичного времени, сложена чередующимися пластами диатомитов, диатомитовых глин, глинистых, песчаных, пепловых и других разновидностей диатомитовых пород и вулканогенными образованиями. Последние

ջրաճնշող նիստի (կամ առափնյա մասի) թեքության միաժամանակյա հաշվի առմամբ: Խնդիրը հանգեցված է ֆիլտրացիայի շարժական սահման ունեցող դիֆերենցիալ հավասարման լուծմանը, որը գծայնացված է Բագրովի-Վերիգինի մեթոդով: Ստացված է գծայնացված հավասարման անալիտիկ լուծումը: Ստացված լուծումների հիման վրա թվային հաշվարկումներ են կատարված:

S. Sh. NOURIDJANIAN, V. S. SARKISIAN, G. S. GABAYAN

FILTRATION FROM RESERVOIRS DURING WATER LEVEL FLUCTUATIONS

A b s t r a c t

The problem of water filtration in a homogeneous earth dam body or in a shore belt-like seam during fluctuations of the water level according to the cosine law, taking into account the head border (or the shore slope) inclination, is considered in this paper. The problem is brought to the solution of the filtration differential equation linearized according to the Bagrov-Verigin method with a time-dependent boundary. The analytical solution of the linearized equation is obtained. The numerical estimations are made according to the obtained solutions.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Веригин Н. Н. Режим грунтовых вод при наводнении и сработке водохранилищ. Гидротехническое строительство. № 11, 1952.
2. Гидротехнические сооружения. Справочник проектировщика. Под ред. Недриги В. П. Стройиздат, М., 1983.
3. Гринберг Г. А., Конторович О. М. О консолидации непрерывно-растущего в высоту слоя водонасыщенного грунта. Известия ВНИИГ, т. 90, 1969.
4. Коростелев А. Д. О фильтрационном расчете плотин и дамб с откосами при опускании бьефов. Изв. вузов. Строительство и архитектура, № 2, 1975.
5. Нуридджанян С. Ш., Габаян Г. С., Саркисян В. С. Фильтрация из водохранилищ при переменном режиме. Межвуз. тем. сб. науч. тр. по строит. и арх. Исследования по гидротехнике и санитарной технике. Ереван, 1984.
6. Саркисян В. С., Куранова В. С. Фильтрация из водохранилищ (каналов) при переменном уровне воды в них и режим береговых водозаборов. В сб.: Фильтрационные расчеты водозаборных и дренажных систем. Труды института ВОДГЕО. М., 1981.

Известия АН АрмССР. Науки о Земле, ХLI, № 2, 71—75, 1988

УДК: 552.124.4:551.78/.79 (479.25)

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Т. А. АВАКЯН, Л. П. ЯШВИЛИ

ОБ ОБНАРУЖЕНИИ РУДНЫХ КОНКРЕЦИЙ В СИСИАНСКОЙ ДИАТОМИТОВОЙ ТОЛЩЕ (АРМЯНСКАЯ ССР)

Диатомитовая толща Сисианского района, входящая в вулканогенно-осадочную субформацию верхнего плиоцен-четвертичного времени, сложена чередующимися пластами диатомитов, диатомитовых глин, глинистых, песчаных, пепловых и других разновидностей диатомитовых пород и вулканогенными образованиями. Последние

Таблица 1

Данные химического анализа конкреций и вмещающих их пород*)

Тип конкреции, породы	№ слоя конкреции	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	MgO	P ₂ O ₅	Na ₂ O	K ₂ O	S _{общ.}	CO ₂	H ₂ O	п. н. п.	Сумма	
Конкреции	3-слойн.	1	12,03	0,30	н/обн	35,84	17,48	2,50	3,30	1,60	0,24	0,32	0,70	н/обн	24,65	0,15	0,80	100,68
		2	13,45	0,29	.	42,56	8,96	2,55	3,68	1,69	0,30	0,32	0,08	.	25,60	0,60	0,16	100,15
		3	21,48	0,04	0,91	22,68	28,15	1,20	1,61	1,51	0,24	0,65	1,40	.	13,72	1,37	4,94	99,90
	4-слойн.	1	11,85	0,30	7,40	0,84	61,87	5,64	4,27	1,03	0,92	0,30	0,55	.	1,87	1,20	2,07	100,10
		2	34,62	0,33	12,08	0,26	35,83	0,07	1,19	1,02	0,60	0,40	0,90	.	1,95	3,86	7,35	100,46
		3	13,13	0,35	11,01	0,28	59,09	0,15	0,14	0,82	0,23	0,30	0,60	.	1,35	2,23	9,90	99,58
		4	31,62	0,10	14,08	0,30	37,83	4,64	1,01	0,90	0,50	0,35	0,95	.	1,80	4,86	0,97	99,91
	6-слойн.	1	12,21	0,30	3,74	27,72	12,06	1,90	12,53	2,73	2,90	0,43	0,80	.	22,75	0,80	0,10	100,86
		2	24,03	0,06	8,67	н/обн	45,32	0,11	2,45	2,60	0,80	н/обн	1,20	0,03	2,61	5,46	6,95	100,29
		3	20,14	0,03	5,85	0,28	45,01	0,90	7,20	1,59	4,37	0,45	0,80	0,03	5,75	3,50	4,53	100,43
		4	24,00	0,05	8,71	н/обн	46,10	0,10	2,50	2,15	0,65	0,15	1,00	0,03	2,00	5,90	6,70	100,40
		5	21,10	0,02	5,75	0,30	44,90	0,80	6,90	1,54	4,20	0,30	0,70	0,03	5,25	3,60	4,35	99,74
6		25,00	0,03	8,80	н/обн	43,20	0,95	2,50	2,00	0,80	0,10	1,20	0,03	2,80	6,20	6,00	99,52	
Диатомиты	Глинистый	66,39	0,42	10,76	0,45	3,78	0,14	2,05	1,58	0,07	1,33	1,35	0,63	н/опр	3,96	7,19	100,10	
	Песчанистый	57,55	0,82	16,71	0,65	5,93	0,16	2,62	1,79	0,09	2,75	1,92	0,67	.	2,59	5,52	99,77	
	Пепловый	66,67	0,10	14,29	0,60	2,53	0,13	1,60	0,95	1,19	2,21	2,43	1,79	.	1,90	4,06	100,45	

*) Анализы выполнены в хим. лаборатории ИГН АН АрмССР, аналитик Еганян Н. Г.

развиваются преимущественно в верхних горизонтах разреза. К упомянутой толще приурочены скопления рудных конкреций различного состава, которые пространственно распространены неравномерно. К северу и северо-востоку от гор. Сисиана, в районе с.с. Агуди, Вагуди и Шамб, на квадратном метре площади встречается приблизительно 4—5 конкреций. Такая же картина наблюдается в юг-юго-западном направлении, в районе села Дастакерт, на участке Кызыл-Шафаг и др. Местами конкреций настолько много, что они, сливаясь переходят в сплошные вытянутые линзообразные тела, имеющие однородный состав. Конкреции округлые, вытянутые, эллипсоидные, обычно подчинены слоистости вмещающих пород, нередко обуславливающей их форму.

Стратиграфическое положение конкрециеносных горизонтов на разных участках разное: если в западной и юго-западной частях бассейна они находятся в нижних частях разреза, преимущественно среди глинистых и песчаных диатомитов, то в районе гор. Сисиана и с.с. Шамб, Агуди и т. д. к северу и северо-востоку конкреции распространены в верхах разреза, характеризующегося обилием вулканического материала.

Как известно, редко когда конкреция целиком состоит из одного минерала. В большинстве случаев они полиминеральны [2]. Конкреции, обнаруженные в сисианской диатомитовой толще, исключения не составляют. В одних случаях в них наблюдается тонкое переслаивание гидроокисных соединений железа и марганца, в других—чередование слоев, сложенных сидеритом и кальцитом. В отдельных слоях наблюдаются довольно высокие содержания фосфора (по данным химических анализов, содержание P_2O_5 колеблется в пределах 0,97—4,37%).

По химическому составу среди конкреций сисианской диатомитовой толщи можно выделить следующие разновидности: железо-карбонат-фосфоритовые, железистые, железо-карбонат-марганцевые, железо-карбонатные и железо-марганцевые. Конкреции главным образом многослойные: состоят из трех, четырех, в отдельных случаях шести слоев. Каждый слой по химическому составу отличается от ядра. Территориально 3—4-слойные конкреции развиты в основном в юго-западной части Сисианского района (участки Кызыл-Шафаг, Шамб-Дарбас и т. д.). Их размеры в наибольшем измерении колеблются от нескольких до 20—25 см. В окрестностях сел Агуди, Вагуди и Шамб чаще встречаются пяти- и шестислойные конкреции, размер которых достигает 30—35 см.

Для четырехслойных конкреций от центра к периферии характерен следующий разрез (рис. 1, а, табл. 1):

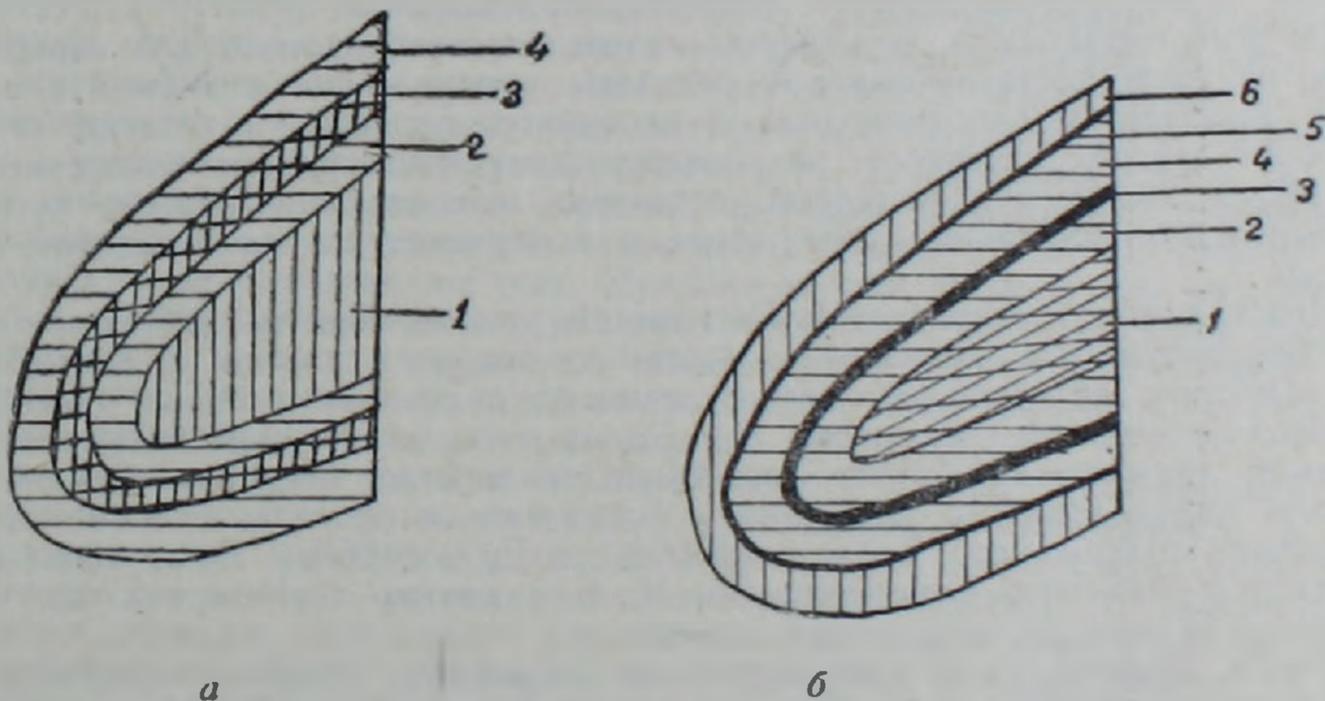


Рис. 1. Поперечный разрез четырехслойной (а) и шестислойной (б) конкреции. 1/2 натуральной величины. Описание слоев 1—6 дано в тексте.

1. Ядро—темно-коричневое до черного цвета. Сложено карбонатно-глинистым материалом, пропитанным гидроокислами железа и марганца. Размер ядра—2,5 см. Содержит (в вес.%)^{*}; FeO—0,87; Fe₂O₃—61,87; CaO—4,27; CO₂—1,87; SiO₂—11,85; MnO—5,64.

2. Светло-бурый слой. Сложен гетитом и гидрогетитом с небольшой примесью карбоната. Мощность слоя около 0,3 см. Содержит: FeO—0,26; Fe₂O₃—35,83; CaO—1,19; CO₂—1,95; SiO₂—34,62; MnO—0,07.

3. Темно-бурый слой с металлическим блеском. Сложен преимущественно гетитом. Мощность слоя не превышает 0,8 см. Содержит: FeO—0,28; Fe₂O₃—59,09; CaO—0,14; CO₂—1,35; SiO₂—13,13; MnO—0,15.

4. По цвету и составу приближается ко второму слою. Мощность 0,5 см. В трехслойных конкрециях обычно выпадает второй или четвертый слой.

^{*}) Здесь и далее содержания приводятся в весовых процентах.

Разрез шестислойных конкреций выглядят следующим образом (рис. 1, б, табл. 1):

1. Ядро—серого цвета, тонкозернистое, массивное с включениями панцирей диатомей. Сложено сидеритом, апатитом, кальцитом с примесью глинистого вещества. Размер ядра 8—10 см. Содержит: FeO—27,72; Fe₂O₃—12,06; CaO—12,53; CO₂—22,75; P₂O₅—2,90.

2. Слой красно-бурого цвета. Мощность 1,0—1,2 см. Сложен преимущественно гетитом и гидрогетитом с примесью кальцита. Содержит: Fe₂O₃—45,32; CO₂—2,61; CaO—2,45; MnO—0,11; P₂O₅—0,80.

3. Слой черного цвета с полуметаллическим блеском. Мощность—0,4 см. Сложен гетитом, рансьентом, с небольшой примесью апатита и кальцита. Содержит: FeO—0,28; Fe₂O₃—45,01; CaO—7,20; CO₂—5,75; P₂O₅—4,37.

4. Слой бурого цвета, по составу близок ко второму. Мощность около 1,0 см.

5. Почти черный слой, с полуметаллическим блеском. По составу близок к 3-му слою. Мощность 0,2 см.

6. Слой красного цвета. Сложен гетитом и гидрогетитом с примесью кальцита. По составу близок ко 2 и 4 слоям. Мощность не превышает 1,0 см.

В целом по всему конкрециеносному бассейну наблюдается следующая закономерность: для центральной части (район с. с. Агуди, Вагуди, Уруд, Шамб) характерны железо-карбонат-фосфоритовые конкреции, для южной и юго-западной (р-он с. с. Дастакерт, Кызыл-Шафаг и др.)—железо-карбонат-марганцевые, а в окрестностях села Дарбас в основном развиты железистые, железо-карбонатные и железо-марганцевые разновидности.

Минералогические исследования, основанные на микроскопическом, химическом и рентгеноструктурном анализах, показали, что светлые слои конкреций (желтые, светло-бурые, серые) сложены преимущественно карбонатами (сидеритом и кальцитом) с небольшой примесью апатита и глинистого материала. На рентгенограмме сидерита кроме основных линий, характеризующих этот минерал, отмечаются линии апатита и монтмориллонита*.

Темно-бурые и красные слои конкреций сложены гидроокислами железа—гидрогетитом и гетитом с преобладанием последнего. Рентгенограмма темно-бурой фракции образца идентична эталонному образцу хорошо раскристаллизованного гетита. Наиболее темный, почти черный цвет отдельных слоев в шестислойных конкрециях обусловлен наличием в них слабодиффракционного и затронутого процессами окисления рансьента (на рентгенограмме отмечаются все характерные, но несколько ослабленные линии рансьента, а также одна сильная (3,10) и несколько слабых линий пиролюзита). Каждый исследуемый слой в той или иной степени заражен кремнеземом и всеми компонентами, слагающими конкреции.

По всей вероятности, источником материала, необходимого для конкрециеобразования, служили поствулканические растворы, поступающие в водоем в периоды затихания вулканизма, что совпадало с перерывом привноса в бассейн «терригенного и любого другого материала, разубоживающего концентрацию конкрециеобразователя» [2]. В пользу вулканогенного источника конкрециеобразователя косвенно говорит несколько повышенное содержание в конкрециях малых элементов: Си, Zn, V, Ba, Sr и др.

Необходимо отметить, что в Сисианском районе известно небольшое по масштабам Барцратумбское проявление марганца, которое связано с поствулканической деятельностью верхнеплиоценового вулканизма и сложено главным образом кремнисто-марганцевыми образованиями [1]. Кроме того, в западном направлении от описываемой диатомитовой толщи находится аналогичное Барцратумбскому (по генетической принадлежности и возрасту) Мартиросское проявление марганца с довольно высоким содержанием Fe₂O₃ (до 5,06%) и P₂O₅ (0,95%). Руды обоих проявлений содержат повышенное количество Ba, V, K и других характерных для Fe—Mn—P конкреций сисианской диатомитовой толщи.

Таким образом, выявление различных по составу рудных конкреций в описываемой диатомитовой толще дает дополнительные сведения для более глубокого понимания условий формирования бассейна.

Институт геологических
наук АН АрмССР

Поступила 4.VI.1987.

ЛИТЕРАТУРА

1. Карпетян С. Г., Меликсетян Б. М., Ширинян К. Г., Яшвили Л. П. Минеральный состав, геохимические и генетические особенности Барцратумбского проявления марганца в Загезуре—Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1986, XXXIX, № 6, с. 19—30.

*) Все рентгенографические анализы выполнены в рентгеноструктурной лаборатории ИГи АН АрмССР Э. Х. Хуршудян и Н. В. Ревазовой.

2. Македонов А. В. Конкрециеобразование как особый тип морфогенеза и его роль в рудогенезе—В кн.: Рудные конкреции и конкреции рудных формаций. Тез. докл. на III Всес. семинаре Конкреции и конкреционный анализ. Л.: 1976, с. 4—8.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XLI, № 2, 75—76, 1988

УДК: 553.548 (479.25)

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

В. Б. СЕИРАНЯН

НОВЫЙ ГЕНЕТИЧЕСКИЙ ТИП МРАМОРНОГО ОНИКСА В АРМЕНИИ

За последние несколько лет на территории Северной Армении обнаружен ряд новых проявлений самоцветного сырья, в их числе—мраморного оникса. Локализовано оно в рудном поле Ахтальского барит-полиметаллического месторождения [1].

Находка интересна не только возможной практической значимостью, но и, как показало исследование, генетическим отличием этого поделочного камня от аналогов из других месторождений республики.

Скопления оникса* в коренном залегании встречены в щелеридной полости (размером 1—2×4—5×12—13 м) среди дробленных и оглиненных пород субмеридионального направления. Оникс формирует жилы, прожилки, и реже—натечные массы, фрагментарно покрывающие стенки полости. Изредка наблюдаются небольшие наросты, напоминающие глектиты.

Зафиксированы значительные скопления обломков оникса при вскрытии древних отвалов, примерно в 150—200 м к северу от «полости». Куски поделочного камня (размером 5—15, реже 25—30 см) слагают 10—25% объема массы «пустой породы». Ориентировочно запасы обломочного оникса на месторождении составляют 2,5 т.

Текстура самоцвета в основном полосчатая, реже—массивная, радиально-лучистая. Камень особенно декоративен, когда чередующиеся волнистые полосы (0,5—3—4 мм шириной) не только разного цвета—от белого и серо-желтого до светло- и темно-коричневого с контрастными или постепенными переходами в пастельных тонах, но и разного строения, ширины, зернистости, просвечиваемости и др. Декоративность самоцвета усиливается в образцах, имеющих выраженный плейчатый рисунок. Плейчатость под электронным микроскопом (аналитик Е. Н. Павлов, МГРИ) устанавливается практически во всех образцах, в том числе и тех, которые макроскопически лишены признаков деформаций. Микроскопическое изучение срезов, перпендикулярных к плоскости наложения, показало, что структура самоцвета неравномерно-зернистая, лучистая, параллельно-столбчатая; для срезов, согласных наложению, более характерна мозаично-полигональная структура.

«Полосчатый камень» сложен параллельными и плотно прилегающими столбчатыми кристаллами арагонита, местами с неровными ограничениями, и редкими кристаллами рудных минералов размером 0,05—0,2 мм, спорадически вкрапленных в основную массу камня. Арагонит частично кальцитизирован и доломитизирован. Ромбоэдры доломита развиваются как в виде отдельных кристаллов (в этих случаях индивиды его более крупные), так и агрегатов, которые вместе с мелкими кристаллами ранее образованного кальцита формируют тонкоплейчатые полоски, расположенные поперек удлинения кристаллов арагонита.

Последовательная смена в ряду арагонит-кальцит-доломит может, по-видимому, рассматриваться как естественный процесс эпигенетического «старения» природного карбонатного материала и связан с переходом во времени его метастабильных форм в стабильные.

Доломитизация оникса подтверждается повышенным содержанием в ней окиси магния, что не свойственно этому самоцвету из других месторождений республики (табл. 1), обычно связанных с деятельностью четвертичных термальных источников, богатых бикарбонатом кальция.

Ахтальский оникс, по данным приближенно-количественного спектрального анализа, отличается и аномальным содержанием рудных компонентов—свинца, цинка и меди (0,03—0,7%), что, скорее всего, связано с вкрапленностью более поздних рудных минералов.

Эпигенетические процессы, по-видимому, определили также изменение механических свойств камня и, в частности, некоторое увеличение относительной твердости до 3,5—4,0.

*) Здесь и далее подразумевается мраморный оникс.

Химический состав оникса

Окислы Месторож- дения	Окислы						Кол-во анализов
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	п.п.п. CO ₂	
Ахтальское*	4,80	0,20	0,20	43,98	8,17	41,72	2
Мармарашенское	0,49	0,42	1,2	53,27	2,04	43,11	8
Нор-Харбердское	1,24	0,57	1,11	53,75	0,80	42,92	1
Анкаванское	0,33	0,09	3,03	54,65	0,59	42,7	2
Аревшатское	0,54	0,31	0,11	55,32	сл.	43,46	1
Тхиг-Арзаканская группа проявлений	0,78	3,37	1,46	49,44	1,52	43,31	15

*) Содержатся также (в %) Na₂O—0,07; K₂O—0,54; CuO—0,37.

Практически во всех исследованных образцах содержатся мельчайшие включения пузырьков газа и жидкости (аналитик К. В. Купреншвили, КИМС). Включения представлены первичными (0,85—0,9) и вторичными (0,9—0,95) разностями. Судя по температуре гомогенизации (t_2) первичных включений, преобладающая масса оникса формировалась при 120—200°C, т. е. соответствует низко-среднетемпературным гидротермальным образованиям. Отдельные включения гомогенизируют при температуре 280—300°C, но характеризуются теми же параметрами (химический состав раствора, воспроизводимость, морфология включений и др.), что и включения с более низкими t_2 . Для оникса из других месторождений республики характерны более низкие значения t_2 —115—140°.

Криометрические исследования показали, что растворы во включениях имеют бикарбонатный состав с катионом калия (KHCO₃·H₂O). Концентрация в них достигла 60 г/кг раствора при 300°C. При понижении температуры изменение концентрации раствора происходит линейно и при 100° С составляет 5—10 г/кг раствора. Характер изменения концентрации указывает на генетическую общность включений с относительно высокими t_2 и их аналогов со средними и низкими значениями этого параметра.

Бикарбонатный с катионом калия состав раствора установлен также в вакуолях в кварце, ассоциированном с рудообразующими сульфидами, что также указывает на парагенетическую общность карбонатной минерализации с процессом сульфат-сульфидного минералообразования на месторождении.

Находки залежей оникса в рудных полях эксплуатируемых месторождений известны также по другим регионам. Так, на руднике «Эльбрусский» вначале в делювиальных развалах, а затем в коренном залегании в отложениях плинсбахского яруса нижней юры были выявлены промышленные скопления этого самоцвета. Здесь, как и в Ахтальском месторождении, выделяются два типа проявлений: жильный («оникс-медовик») и натечный («радиально-лучистый») [2].

Попутная добыча «полосчатого камня» на протяжении многих лет (с 1970 г.) осуществляется на Хайдарканском ртутном комбинате [3].

Таким образом, в Армении выявлен новый генетический тип проявления оникса, по-видимому, связанный с заключительной фазой процесса рудного минералообразования. Эпигенетические превращения придали известную оригинальность минеральному составу поделочного камня и, по-сути, определили его высокие декоративные качества.

Нахождение промышленно-интересных залежей оникса возможно и в некоторых других рудных полях, где, в частности, карбонатные ассоциации, связанные с гидротермальным процессом, играют ощутимую роль.

КИМС

Поступила 7.X.1987.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зограбян С. А. Структура и условия образования Ахтальского месторождения. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1971, с. 143.
2. Потемка Э. П., Васильев В. М. Геологическая практика—основа второго рождения рудника «Эльбрусский» (о находке мраморного оникса). В сб.: «Научные основы создания высокопроизводит. комплекс.—механизир. рудников» М.: 1979, с. 136—142.
3. Султанов З. С. Поделочные и декоративные камни пещер в Южной Фергане. «Использование пещер» (тез. докл. семинара-совещания 27—28 сентябрь 1979г) Пермь, 1979, с. 66—67.

Л. А. АРАРАТЯН, С. А. ЗАХАРЯН

О НЕКОТОРЫХ ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ МИГРАЦИИ
ЩЕЛОЧНОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОЧВАХ
АРМЯНСКОЙ ССР

Сопряженный анализ поведения близких по своим свойствам химических элементов, находящихся в одной группе или периоде таблицы Менделеева, способствует выяснению закономерностей содержания и распределения их в различных типах почв и перехода в растения, на фоне общности, присущей этим элементам.

Из рассматриваемых элементов наименее изучен барий, сравнительно лучше исследован стронций. Исследование этих элементов целесообразно проводить в сравнении с их хорошо изученными макроаналогами—кальцием и магнием.

Наибольшим содержанием стронция и бария в геосфере отличаются щелочные породы—сиениты (0,12 и 0,16% соответственно), затем граниты; меньше всего их в основных породах. Парагенезис стронция и бария связан с минералами кальция, в значительной степени благодаря близости их ионных радиусов. Они сопутствуют также редким землям.

Среднее содержание стронция и бария в почвах колеблется в пределах 0,027—0,1% и 0,03—0,15% соответственно, крайние же показатели составляют 0,001% и 0,3% для стронция и 0,001% и 3,74%—для бария [3].

В почвах СССР среднее содержание стронция и бария составляет 0,035% и 0,050% соответственно, пределы их колебания для стронция равны 0,01—0,028%, а для бария 0,01—0,15%. Учитывая, что кларк стронция и бария в земной коре составляет 0,035% и 0,064% соответственно, Виноградов делает вполне справедливый вывод, что в почвах не происходит обогащения ими, однако известны провинции с сильным обогащением почв барием (на породах с баритом, штат Виргиния) или стронцием (в почвах, богатых целестином, в Средней Азии); такие почвы часто становятся непригодными для земледелия, а растения, поглощающие большие количества бария—ядовитыми; некоторые виды растений, например, из рода *Astragalus* накапливают большие количества бария [3].

Содержание стронция и бария в почвах и растениях, закономерности их накопления, распределения и миграции в растениях в последние десятилетия интенсивно изучаются [4, 5, 6, 8]. Установлен ряд интересных фактов: к примеру, обнаружено, что они больше накапливаются в широколиственной растительности по сравнению с хвойной [7].

По имеющимся данным [1], содержание стронция в некоторых почвах АрмССР колеблется в пределах 0,019—0,040% и лишь в одном из пунктов достигает 0,088%; наименьшее содержание стронция отмечено в черноземной почве.

Целью наших исследований было изучить содержание и распределение бария и стронция в различных типах почв АрмССР и установить некоторые закономерности миграции элементов второй группы таблицы Менделеева.

Определение содержания бария, стронция, кальция и магния производилось спектральным методом по разработанной нами количественной методике совместного определения их в одной навеске почвы. Спектры получались на спектрографе ИСП—28, источник возбуждения—дуга переменного тока силой 15 А. Замерялись абсолютные почернения линий исследуемых элементов. Образцы анализировались в трех повторениях. Средняя квадратичная ошибка определений составляла $\pm 10\%$.

Нами исследовались бурая орошаемая (с. Бамбакашат), светло-каштановая (пос. Абовян), черноземная (с.с. Вардаблур, Калинин) и лесная коричневая (Дилижан) типы почв.

Приведенные в табл. 1 данные показывают, что содержание бария в них колеблется в пределах 0,022—0,076%, при этом по вертикальной поясности от бурых почв к лесным повышается. Содержание стронция в почвах в несколько раз уступает барию, пределы колебаний его составляют 0,008—0,058%. Тенденция повышения содержания стронция в почвах АрмССР по вертикальной поясности выражена слабее, чем для бария—в частности, в черноземах оно заметно ниже по сравнению с другими типами почв. С глубиной содержание стронция и бария в почвах, как правило, увеличивается или изменяется незначительно.

Ранее [2] для микроэлементов щелочной группы было замечено определенное сходство в поведении в почвах—рубидий и литий показали большую связь с гумусом; для калия и натрия определенной связи с гумусом не отмечалось, несмотря на то, что коэффициент накопления калия в растениях значительно выше по сравнению с остальными элементами первой группы. Здесь четко проявился общезвестный фактор более сильного закрепления в почвах микроэлементов по сравнению с макросодержаниями.

Результаты наших исследований также показали заметное сходство в распределении микроэлементов стронция и бария в почвах АрмССР с глубиной—коэффициент корреляции между ними оказался положительным, тесным и достоверным $r = +0,77 \pm 0,13$. Содержание кальция и магния в исследуемых почвах с глубиной, как пра-

вило, повышается, что особенно четко прослеживается для кальция. В связи с таким сходством в поведении между ними также наблюдается прямая корреляционная зависимость, хотя и выраженная слабее по сравнению с микроэлементами барием и стронцием $r = +0,62 \pm 0,16$. Между микро- и макроэлементами корреляция отсутствует. Здесь, на наш взгляд, решающее значение имеют два фактора: 1) отмеченное выше содержание в макро- или микроколичествах, 2) близость свойств, обусловившая близкое расположение элементов в таблице Менделеева: так, в отличие от щелочных элементов, где микроэлементы Rb и Li разделены макроэлементами Na и K, в ряду второй группы макроэлементы Ca и Mg расположены рядом, а под ними расположены Sr и Ba, в связи с чем сходство в поведении Ca и Mg, как и микроэлементов Sr и Ba, выражено лучше, чем для микро- и макроэлементов I группы; далее, магний и кальций как более легкие в ряду изучаемых здесь элементов и имеющие меньший ионный радиус (так же как и литий в своем ряду) интенсивно вымываются в нижние слои почвы, подобно литию, в связи с чем их содержание вглубь по профилю почвы повышается; это особенно четко наблюдается для кальция в черноземах—здесь его содержание в нижних слоях в 5—9 раз выше по сравнению с верхними.

Таблица 1

Содержание щелочноземельных элементов в некоторых почвах АрмССР
(% в воздушно-сухой почве).

Пункт, почва	Слой, горизонт (см)	Гумус, %	Ba	Sr	Ca	Mg
Бамбакашат, бурая орошаемая	0—30	1,7	0,022	0,017	3,55	5,16
	30—50		0,025	0,019	3,50	5,16
	50—90		0,030	0,024	4,80	6,00
	ср. в слое 0—50		0,023	0,018		
Абовян, светло-каштановая	0—5	2,1	0,060	0,048	2,95	2,70
	5—10		0,061	0,056	3,10	3,68
	0—25		0,054	0,035	2,30	3,68
	25—50		0,046	0,021	2,65	3,68
	ср. в слое 0—55		0,050	0,023		
Вардаблур, чернозем	0—55	4,2	0,049	0,015	0,68	1,76
	55—83		0,045	0,014	0,66	1,31
	83—112		0,041	0,035	6,39	1,78
	ср. в слое 0—55		0,049	0,015		
Калинино, чернозем	0—18	13,5	0,034	0,008	0,25	1,20
	18—34		0,062	0,016	1,22	1,45
	ср. в слое 0—34		0,048	0,012		
Дилижанский заповедник, лесная коричневая	0—5	6,9	0,054	0,025	0,56	0,60
	5—10		0,062	0,033	0,98	0,80
	10—20		0,076	0,058	2,05	1,15
	ср. в слое 0—40		0,074	0,050		
Среднее для почв АрмССР			0,050	0,024— по нашим данным 0,039— с учетом литературных данных		

Таблица 2

Величины коэффициентов корреляций между содержанием щелочноземельных элементов и гумусом в почвах АрмССР

$r_{(Ba-Sr)} = +0,77 \pm 0,13$	$r_{(Ba-Ca)} = -0,33$	$r_{(Sr-Mg)} = -0,12$
$r_{(Ca-Mg)} = +0,62 \pm 0,16$	$r_{(Ba-Mg)} = -0,47$	$r_{(Sr-Ca)} = +0,02$
$r_{(Ba-гумус)} = -0,46$	$r_{(Ca-гумус)} = -0,96 \pm 0,20$	$r_{(Mg-гумус)} = -0,79$
$r_{(Sr-гумус)} = 0,35$		

Величины коэффициентов корреляций между содержанием щелочноземельных макроэлементов Ca и Mg и гумуса в верхнем слое исследуемых типов почв (табл. 2) показали наличие четко выраженной обратной зависимости; между микроэлементами и гумусом корреляция отсутствует.

Количественные соотношения элементов-аналогов являются удобным показателем для установления степени сходства путей их миграции. В связи с этим мы рассчитали количественные соотношения микро- и макро-аналогов второй группы в почвах (табл. 3). Данные показывают, что отношения Ba/Sr и Ca/Mg как по типам почв, так и по профилю почвенного разреза изменяются в близких пределах (до 3—4 раз), за исключением пункта Вардаблур для отношения Ca/Mg. Отношения Ba/Ca и Ba/Mg колеблются в значительных пределах—до 20 раз. Эти данные, как и величины коэффициентов корреляций, указывают на сходство путей миграции микроэлементов-аналогов Ba и Sr, а также макроэлементов Ca и Mg.

Для сравнения с литературными данными мы рассчитали среднее содержание бария и стронция в почвах АрмССР (в слое до 0—50 см). Оказалось, что содержание бария в них, равное 0,050% (табл. 2), совпадает с данными для почв Русской равнины [3]. Содержание стронция в почвах АрмССР, по нашим данным, было несколько ниже—0,024%, однако с учетом других данных для почв АрмССР [1] оно оказалось равным 0,039, что значительно ближе к данным для почв Русской равнины (0,035%).

Таблица 3
Количественные соотношения щелочноземельных элементов в почвах АрмССР

Пункт, почва	Слой, горизонт	Ba/Sr	Ca/Mg	Ba/Ca 10^{-3}	Ba/Mg 10^{-3}
Бамбакашат, бурая орошаемая	0—30	1,3	0,7	6,2	4,3
	30—50	1,3	0,7	7,1	4,8
	50—90	1,3	0,8	6,3	5,0
Абовян, светло-каштановая, орошаемая	0—5	1,3	1,1	20	22
	5—10	1,1	0,8	20	17
	0—25	1,5	0,6	23	15
	25—50	2,2	0,7	18	13
Вардаблур, чернозем	0—55	3,3	0,4	72	28
	55—83	3,2	0,5	68	34
	83—112	1,2	3,6	6	23
Калинино, чернозем	0—18	4,1	0,2	140	28
	18—34	3,8	0,8	51	43
Дилижанский заповедник, лесная коричневая	0—5	2,2	0,9	96	90
	5—10	1,9	1,2	63	78
	10—20	1,3	1,8	37	66
	20—40	1,4	1,9	36	69

Таким образом, проведенные исследования позволили установить:

1. Содержание бария и стронция в бурой орошаемой, светло-каштановой, лесной коричневой и черноземной почвах АрмССР составляет в среднем 0,050 и 0,039% соответственно и близко к данным для почв Русской равнины. С глубиной содержание щелочноземельных элементов в почвах в основном увеличивается.

2. Наблюдается сходство путей миграции микроэлементов—стронция и бария, так же как и макроэлементов Ca и Mg. Коэффициенты корреляции для этих пар положительны и достоверны. Между макро- и микроаналогами второй группы элементов корреляция отсутствует. Это обусловлено в основном как содержанием в макро- или микроколичествах, так и близостью свойства, обусловивших расположение их рядом во второй группе таблицы Менделеева.

3. Определенная закономерность наблюдается также в величине связи щелочноземельных элементов с гумусом: для микроэлементов (стронций и барий) связь с гумусом отсутствует, а для макроэлементов четко выражена обратная корреляционная зависимость.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аветисян А. К., Ананян В. Л. О содержании стронция в некоторых почвах Армянской ССР.—Биологический журнал Армении, 1980, № 8, с. 857—861.
2. Араратян Л. А. Миграция щелочных элементов K, Na, Rb, Li в системе почва-растение в условиях Армянской ССР.—Автореф. на соискание уч. ст. канд. с.-х. наук, Ереван: 1974. ИАПиг АН АрмССР, 31 с.
3. Виноградов А. П. Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. М: Изд. АН СССР, 1957, 237 с.
4. Жбанов Э. Ф., Жбанова К. И., Храмовских С. В. О соотношении содержания бария и стронция в золе растений, произрастающих над различными горными породами.—Микроэлементы в Сибири. 1974, вып. 9, Улан-Удэ, с. 45—49.
5. Кокорева М. И. Влияние рельефа и режима затопления поймы р. Клязьмы на миграцию микроэлементов и характер почв.—В кн.: Природа и природные процессы на территории Подмосковья, М.: 1977, с. 24—29.
6. Снытко В. А., Нечяева Е. Г. Пути миграции микроэлементов в почвах южной тайги Западной и Средней Сибири.—Тезисы докл. VI Всесоюзн. совещания, Л.: 1970, т. 1, с. 63.
7. Суццик Ю. Я. Микроэлементы в растительности Карпат.—Тезисы докл. VI Всесоюзн. совещания, Л.: 1970, т. 1, с. 73—74
8. Шакурин Б. К. Никель, ванадий, хром и стронций в почвах Нахичеванской АССР.—Почвоведение, 1978, № 4, с. 49—55.



ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ԿՐԹԱՆՈՒԹՅԱՆ ԳՐԱԴԱՐԱՆԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱԻ ԿՐԹԱԿԱԳԻՐ
ԳԻՏՄԱՆՈՒԹՅԱՆ ԵՐԿՐԻ ՄԱՏԻՆ

В журнале «Известия Академии наук Армянской ССР, Науки о Земле» публикуются результаты теоретических, экспериментальных и практических исследований, проводимых в научно-исследовательских институтах, вузах и производственных геологических организациях республики и сопредельных районов в области геологии, геофизики и физической географии.

Выходит 6 раз в год. Цена годового комплекса 5 руб. 40 коп.

Технический редактор Л. А. АЗИЗБЕКЯН

Сдано в набор 2.02.1988. Подписано к печати 4.05.1988. ВФ 02825
Бумага № 2, 70×108^{1/16}. Высокая печать. Печ. лист. 5.13. Усл. печ. лист. 7.18
Учет.-изд. 7.42. Тираж 535. Заказ. 159. Изд. № 7347.

Издательство АН АрмССР, Ереван—19, пр. Маршала Баграмяна 24-г.
Типография Издательства АН АрмССР, 378310, г. Эчмиадзин.