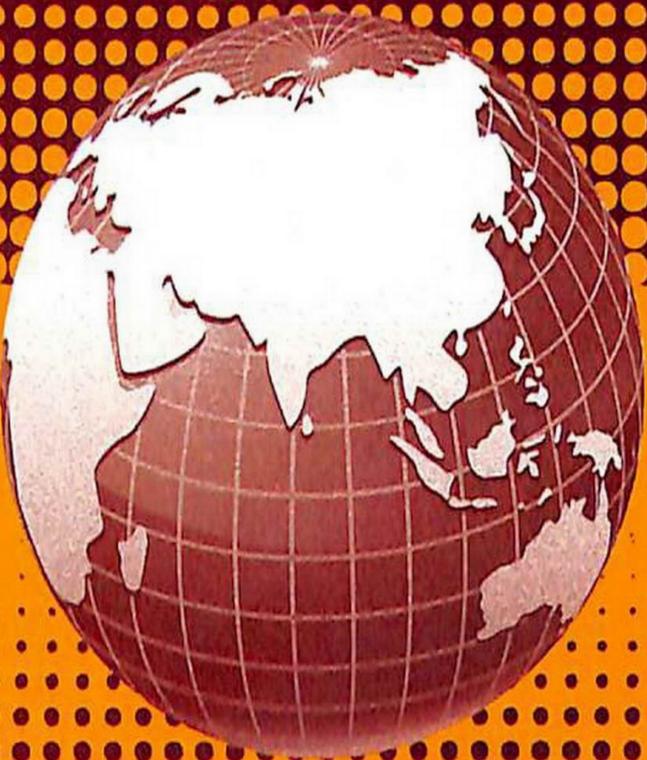


Հայաստանի ԳԱ Տեղեկագիր

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ
НАУКИ О ЗЕМЛЕ
EARTH SCIENCES



Ամսագիրը հիմնադրվել է 1948 թ., լույս է տեսնում տարին 4 անգամ
հայերեն և ռուսերեն լեզուներով:

ԽՐԲԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈՂԵԳԻԱ

ՀԳԱ ազգ. Ա. Հ. Գարեխիչյան (պատասխանատու խմբագիր), ՀԳԱ սկսող.
Ս. Վ. Գրիգորյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. է. Խ. Ղուլյան, ՀԳԱ թղթ.-անդամ
Ա. Ի. Կառապետյան, երկրա-հանք. գիտ. դոկտ. Բ. Մ. Մելիքսեթյան,
երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Թ. Տ. Միրիչանյան, երկրա-հանք. գիտ. դոկտ. Ս. Ն.
Նազարեթյան, երկրա-հանք. գիտ. դոկտ. Մ. Ա. Սարյան, ՀԳԱ թղթ.-անդամ
Վ. Ի. Տեր-Ստեփանյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Ա. Ս. Զուրաբյան (պա-
տասխանատու խմբագրի տեղակալ):

Պատասխանատու քարտուղար՝ է. Ս. Թոստումովա

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Акад. АН А. А. Габриелян (ответственный редактор), акад. АН А. В. Григорян, канд. геол.-мин. наук Э. Х. Гулян, акад. АН А. И. Карапетян, докт. геол.-мин. наук Б. М. Меликсетян, канд. геол.-мин. наук Р. Т. Мириджян, докт. геол.-мин. наук С. Н. Назаретян, докт. геол.-мин. наук М. А. Сатян, член-корр. АН Г. И. Тер-Степанян, канд. геол.-мин. наук А. С. Фармазян (зам. ответственного редактора).

Ответственный секретарь Э. С. Ростомова

Խմբագրություն հասցեն՝ 375019, Երևան 19, Մարշալ Բաղրամյանի պող. 24ա

Адрес редакции: 375019, Ереван, 19, пр. Маршала Баграмяна. 24а

Բ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

Հ. Ա. Ղազարյան. Հայաստանի Հանրապետության օֆիոլիտային զոնաների տալիտային սերիայի թթու հրաբխածին ապարները 3

Ռ. Ն. Տայան, Մ. Ա. Սաթյան, Ռ. Տ. Ջրբաշյան. Մեղրու անտիկլինորիումի կրմերյան գրանիտոիդային մագմատիզմի մասին 12

Կ. Պ. Ռազգասարյան, Ռ. Խ. Ղուկասյան, Վ. Ա. Աղսումայան, Կ. Ա. Դաբինյան, Է. Ս. Սարգսյան, Մ. Մ. Ավոյան, Կ. Ա. Ռաշմաջյան. Վելենսե մարզի (Հունգարիա) մագմատիկ գոյացումների իզոտոպիա-երկրաժամանակագրական հետազոտությունը 23

Վ. Լ. Անանյան, Լ. Ա. Արաբատյան, Ս. Վ. Գրիգորյան, Ռ. Հ. Ռեազյան, Է. Ա. Սաֆրազրեկյան. Սպիտակի երկրաշարժի գոտում մթնոլորտի տեղումների ջրմիական կազմի մասին 31

Ն. Կ. Կարապետյան. 1988թ. Դեկտեմբերի 7-ի Սպիտակի երկրաշարժի օջախը և դրա առաջացման մեխանիզմը 40

Հ Ա Մ Ա Ա Ի Ո Ս Հ Ա Ղ Ո Ր Դ Ո Ւ Մ Ն ԵՐ

Լ. Բ. Նահապետյան. Հայաստանի նորագույն հրաբուխների ռիոլիտային մագմայի ծագման մասին 56

Լ. Ս. Ղազարյան. Երկրի լիթոսֆերային սալերի դինամիկ երկայնակի ծովածքի մասին 59

Ա. Կ. Խովմասյան. Պայթյունների գրանցման առանձնահատկությունների հետազոտությունը «Գառնի» սեյսմիկ կայանում 62

Ս. Ռ. Այրումյան. Տվիչ փոփոխական էլեկտրական դաշտի չափման համար 64

Ս. Ռ. Այրումյան, Ս. Ա. Բարիշև, Ա. Ռ. Մաքեոսյան. «Կոռնկ» իմպուլսային էլեկտրա մագնիսական ճառագայթման վերլուծական կայան 67

Ս. Ռ. Հովհաննիսյան. Երկրամագնիսական դաշտի չափման կետերի ընտրության մասին տեկտոնամագնիսական էֆեկտի որոնման դեպքում 70

Գ Ի Տ Ո Ւ Թ Յ Ա Ն Կ Ո Ր ՈՒ Ս Տ Ե Ր

Կուրգեն Պավելի Խամբազյան 75

Նադեժդա Կարապետի Կարապետյան 77

«Հայաստանի գիտությունների ակադեմիայի տեղեկագիր, «Գիտություններ երկրի մասին», XLV հատորի բովանդակությունը 79

СО Д Е Р Ж А Н И Е

Г. А. Казарян. Кислые вулканы толентовой серии офиолитовых зон Республики Армения 3

Р. Н. Таян, М. А. Сатуян, Р. Т. Джрбашян. О киммерийском гранитоидном магматизме Мегринского антиклинория 13

Г. П. Багдасарян, Р. Х. Гукасян, В. А. Агамалчи, К. А. Дарбинян, Э. А. Саркисян, М. М. Авоян, К. А. Рашимаджян. Изотопно-геохронологическое исследование магматических образований области Веленсе (Венгрия) 23

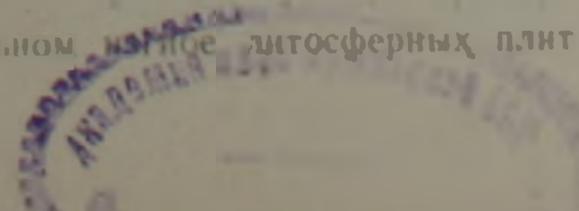
В. Л. Ананян, Л. А. Араратян, С. В. Григорян, П. Г. Ревазян, Э. А. Сифразбекян. О химическом составе атмосферных осадков в зоне Спитакского землетрясения 31

Н. К. Карпетян. Очаг Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 года и механизм его возникновения 40

Краткие сообщения

Л. Б. Нагапетян. О происхождении риолитовой магмы новейших вулканов Армении 56

Л. С. Казарян. О динамическом продольном движении литосферных плит Земли 59



А. К. Товмисян. Исследование особенностей регистрации взрывов на с/ст «Гарни»	62
О. Р. Айрумян. Датчик для измерения переменного электрического поля. . .	64
— О. Р. Айрумян, С. А. Бирюшев, А. Р. Матевосян. Анализирующая станция импульсного электромагнитного излучения «Крунк»	67
— С. Р. Оганесян. О выборе пунктов измерения геомагнитного поля при поиске тектономагнитного эффекта	70

Потери науки

<u>Гурген Павлович Тамразян</u>	75
<u>Надежда Карапетовна Карапетян</u>	77
Содержание XLV тома Известий Академии наук Армении. Науки о Земле.	79

CONTENTS

<i>H. A. Ghazazian.</i> Republic Armenia ophiolite zones tholeiitic series acid volcanites	3
<i>R. N. Tayan, M. A. Satian, R. T. Djbashian.</i> On the Meghri anticlinorium Cimmerian granitoid magmatism	13
<i>G. P. Baghdasarian, R. Kh. Ghukasyan, Y. A. Aghamalian, K. A. Darbinian, E. A. Sarkisian, K. A. Rashmadjian.</i> The Velence region (Hungary) magmatic formations isotopic geochronological investigations	23
<i>V. L. Ananjan, L. A. Araratian, S. V. Grigorian, R. H. Revazian, E. A. Safrazbecian.</i> On the chemical composition of atmospheric precipitations in the area of the Spitak earthquake	31
<u><i>N. K. Karapetjan.</i></u> The Spitak earthquake, december 7, 198, focus and the mechanism of its origin	40

SHORT REPORTS

<i>L. B. Nahapetian.</i> Origin of the liparite magma of newest volcanoes of Armenia	56
<i>A. S. Kazarian.</i> Dynamic longitudinal curve of lithosphere plates of the Earth	59
<i>A. K. Tovmasian.</i> Investigation of peculiarities of registration of exposures on the s station „Garni”	62
<i>O. R. Airumian.</i> Sensor for measuring the alternating electric field	64
<i>O. R. Airumian, S. A. Buriishev, A. R. Matevosian.</i> Analysis station „Krunk” of impulse electromagnetic radiation	67
<i>S. R. Hovhanesian.</i> Choice of the measuring point of geomagnetic field in searching the tectomagnetic effect	70

LOSSES OF SCIENCE

Gurgen Pavel Tamrazian	75
Nadezshda Karapet Karapetian	77
Contents of the XLV volume of „News of the Academy Sciences of Armenia, Sciences on the Earth”	79

Г. А. КАЗАРЯН

КИСЛЫЕ ВУЛКАНИТЫ ТОЛЕНТОВОЙ СЕРИИ ОФИОЛИТОВЫХ ЗОН РЕСПУБЛИКИ АРМЕНИЯ

В офиолитовых зонах Закавказья выделяются две дискретные серии вулканитов — непрерывная щелочно-базальтовая и контрастная, низкокаллевая толент-базальтовая. С последней связана основная часть кислых магматитов. Другая группа кислых магматитов участвует в составе расслоенных габброидных массивов. Формационно-различные кислые породы отличаются и по возрасту: плагиограниты габброидного комплекса Севанской зоны имеют абсолютный возраст 162 млн. лет, а толент-базальтовой серии — 114 млн. лет; породы Ведиинской зоны соответственно — 149 млн. лет и 83 млн. л. Отношение изотопов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70472$ в диабазах позволяет высказать мнение о принадлежности вулканитов офиолитовых зон региона к примитивным островным дугам, развитым на энзиматическом фундаменте. Формирование кислых пород толент-базальтовой серии связано с процессами ликвации базальтового расплава в промежуточных камерах, а габброидного комплекса — с расслоением габброидов при эволюции магмы основного состава в нижнем слое океанической литосферной плиты.

В Севанской и Ведиинской офиолитовых зонах республики вулканогенные образования имеют определенное развитие и с различной подробностью рассмотрены в работах С. Б. Абовяна [1, 2, 3], Г. А. Казаряна [14, 15], А. Х. Мнацаканян [25] и др.

В комплексе вулканитов этих зон выделяются две дискретные последовательные серии — контрастная низкокаллевая толентовая и непрерывная субщелочно-базальтовая [14, 15]. Первая серия состоит из диабазов (спилитов), плагиориолитов и их туфов и субвулканических плагиогранитов, а вторая — субщелочных базальтов, титан-авгитовых и титан-авгит-керсутитовых субщелочных базальтов, оливиновых трахибазальтов, трахитов и соответствующих им пород субвулканической фации.

Кислые вулканиты, участвующие в контрастной низкокаллевой серии и имеющие ограниченное развитие (8—10% от общей массы пород серии), проявлены в эффузивной и экструзивно-интрузивной фациях. Излившиеся кислые породы — плагиориолиты представлены пирокластическими и эксплозивными туфами, реже потоками лав и еще реже автомагматическими брекчиями; последние образуют самостоятельные дайки или же слагают эндоконтактовые зоны собственно плагиориолитовых жильных тел. Субвулканические плагиориолиты образуют силлы, дайки мощностью в 0,5—2,0 м и длиной в несколько сот метров. Дайки в основном имеют северо-западное простирание, однако встречаются и дугообразно изогнутые (район проявления Сараландж). Контактное воздействие дайковых тел плагиориолитов на вмещающие породы слабое.

Плагиограниты, представленные относительно глубинными разностями кислых вулканитов, слагают дайки мощностью в 2,0—2,5 м при длине в несколько сот метров, а также вытянутые или изометричные штокообразные тела площадью от нескольких десятков до нескольких сот квадратных метров, из которых наиболее крупное — Далигинское занимает 0,1 кв. км.

В Севанской зоне плагиогранитовые интрузивы приурочены к узлам пересечений северо-западных и поперечных к ним систем тектонических нарушений. В промежутках между узлами развиты дайки плагиогранитов, трассирующих общее северо-западное простирание выходов субвулканических интрузивных тел. Основными узлами развития субвулканических плагиогранитов на северо-восточном побеге

режье оз. Севан являются: долина р. Далиага, северная окраина с. Бахар, Зодский перевал. В Вединской зоне плагиограниты развиты на правом берегу среднего течения р. Кесуз и восточной части Даштакарского (Дашлу) габбрового интрузива; они были вскрыты и в буровой скважине «Маркара-5».

Наиболее крупный Далиагинский плагиогранитный массив, кратко описанный Г. А. Арутюняном [5], находится в 4,0 км к северо-западу от с. Джил. Массив внедрен в ядро антиклинальной складки, осложненной доверхнесенонским тектоническим нарушением северо-западного направления. В северо-восточной части плагиограниты пересекают

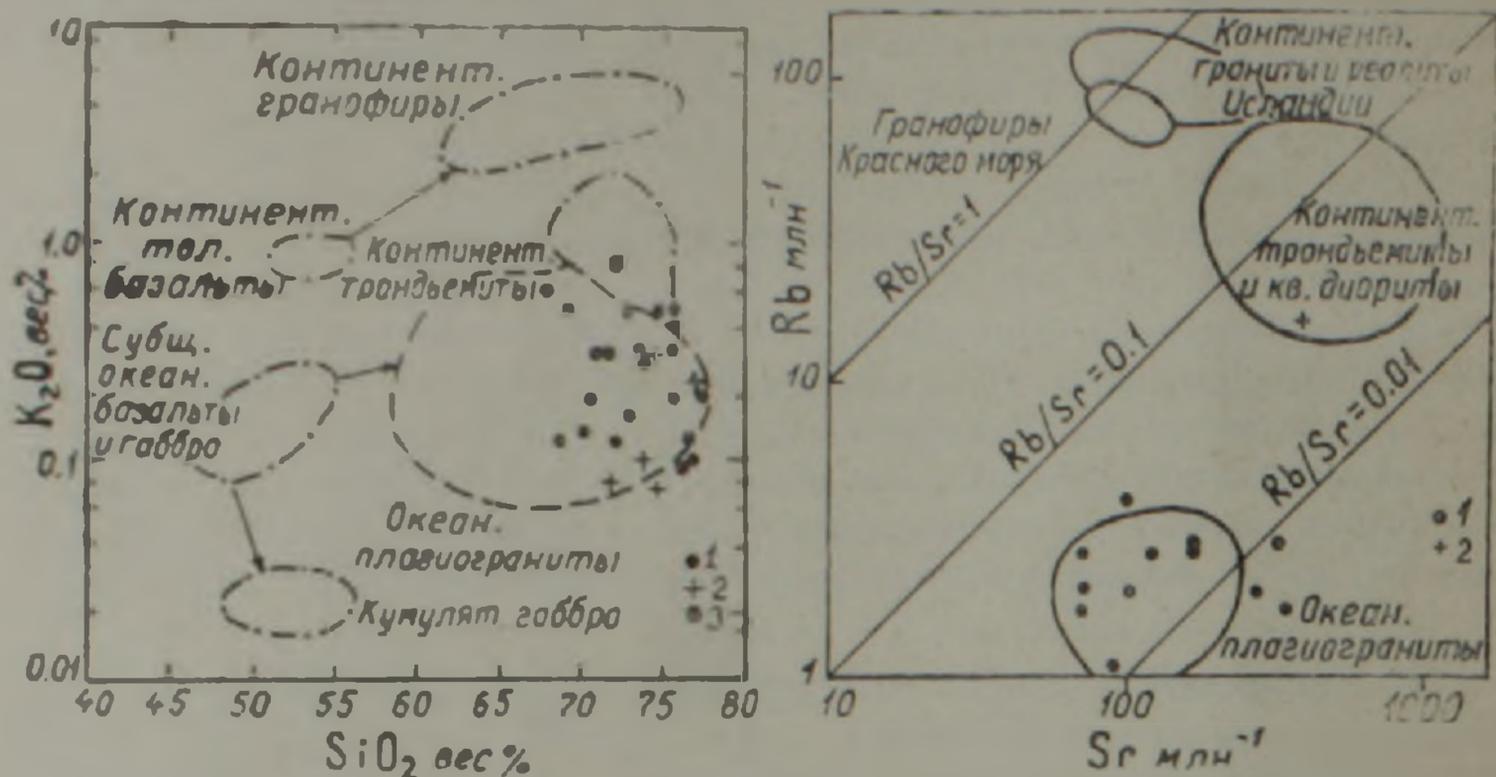


Рис. 1. Полулогарифмический график SiO_2 — K_2O генетически различных кислых пород. 1—плагиограниты Севанской зоны; 2—плагиограниты Вединской зоны; 3—мигматит-плагиогранит долины р. Памбак.

Рис. 2. Варнацинская диаграмма Rb — Sr 1—плагиограниты Севанской и Вединской зон; 2—мигматит-плагиогранит долины р. Памбак.

диабазы и шаровые лавы низкокальцевой толентовой серии с явными признаками контактового воздействия. В юго-западной части массива, за линией тектонического нарушения выходят субщелочные титан-авгит-керсутитовые базальты непрерывной субщелочно-базальтовой серии без каких-либо следов контактовых изменений, свидетельствующих об их относительно молодом, послеплагиогранитном возрасте. Лейкократовые плагиограниты собственно интрузивной фации ядра массива к эндоконтактам постепенно становятся относительно темными в связи с постепенным увеличением количества в различной степени переработанных ксенолитов. Вдоль северного контакта интрузив сопровождается несколькими дайкообразными телами плагиогранит-порфиров фации сателлитов. В западной части массива содержится крупный ксенолит амфиболлизированного габбро, пронизанный многочисленными прожилками и жилами плагиогранитов.

В районе с. Бахар на площади 2,5 кв. км развиты многочисленные мелкие выходы плагиогранитов [1, 3] и выявленные нами плагиограниты и их туфы, в совокупности представляющие верхний горизонт вулканогенной толщи низкокальцевой толентовой серии. Здесь шаровые лавы амигдалондных базальтов с вкраплениями клинопироксена и плагиоклаза чередуются с пластами пирокластических туфов плагиогранитов, пересеченных собственными экструзивными телами. Необходимо отметить отсутствие постепенного перехода плагиогранитов в породы габбро-перидотитового комплекса Севанской офиолитовой зоны. В пространстве между близрасположенными мелкими плагиогранитными телами вмещающие диабазы превращены в контактовые клинопироксен-амфибол-полевошпатовые роговики и гибридные диориты и кварцевые диориты различной зернистости. Сами плагиограниты содержат в различной степени переработанные ксенолиты.

Метаморфизованные диабазы и гибридные породы экзоконтактовой фации пересечены густой сетью жил и прожилков тоналитов, плагиогранитов, редко полевошпат-биотитовых пегматитов, которые в совокупности представляют собой надинтрузивную зону, где гранитоидный массив по восстанию распадается на многочисленные разветвляющиеся рукава, пронизывающие раму.

Единственный случай внедрения плагиогранитов в габбро офиолитовой серии Севанской зоны установлен на правом борту р. Соютлу (Зодский перевал), где в контактовой зоне интрузива развиты автомагматические брекчии с переработанными обломками мафитов, превращенных в гибридные диориты и кварцевые диориты. Характерным для плагиогранитов является содержание ксенолитов преобразованных диабазов, при практическом отсутствии обломков вмещающих габбро.

В Вединской офиолитовой зоне, где также установлены две дискретные вулканические серии, кислые вулканиты подчинены толще пород низкокалусевой толентовой серии. Здесь многочисленные дайки и дайкообразные тела плагиогранитов и плагиогранит-порфиров развиты на правом берегу среднего течения р. Кесуз.

Натриевые кислые породы образуют особую группу внутри расслоенных габброидных массивов офиолитовых зон республики. В Вединской зоне породы этой группы—плагиограниты, кварцевые диориты, распространены в северной части расслоенного габброидного массива Даштакар и восточной части массива Црдут (долина р. Кесуз). В Севанской зоне кислые магматиты, представленные дайками и жилами плагиогранитов, плагиоклаз-кварцевыми и кали-полевой шпат-плагиоклаз-биотитовыми пегматитами, развиты в восточной части Джил-Сатанахачского массива амфиболлизированных и сосюритизированных габбро.

Детальное петрографическое описание кислых вулканитов и их субвулканических аналогов офиолитовой серии было дано ранее [14]. Плагиограниты и плагиориолиты—это кварц-полевошпатовые породы с незначительным участием темноцветных (клинопироксен, амфибол, реже биотит); плагиоклаз обычно представлен альбитом (№№ 5—6). Акцессорные минералы представлены титаномагнетитом, сфеном, редко рутилом, апатитом и цирконом; вторичные—эпидотом, хлоритом, пренином, карбонатом. Для них очень характерна деформированность, дробление зерен кварца с волнистым погасанием. Плагиориолитовые туфы обломочной текстуры содержат сплюснутые, линзовидные тельца, состоящие из мозаичного кварца и зерен эпидота, вероятно, представляющих в последующем раскристаллизованные фьямме.

Плагиограниты и плагиориолиты отличаются незональной структурой плагиоклаза, их альбитовым или близким к нему составом, высокой степенью упорядоченности, которые в совокупности являются следствием метаморфизма пропилитовой фации, вероятно обуславливающего и некоторое повышение натрия.

В ареале развития плагиогранитных тел по вулканитам развиты контактово-метаморфические образования, характер и интенсивность изменения которых обусловлены условиями залегания контактов, размером, морфологией и глубиной залегания интрузивов. У одиночных даек и дайкообразных тел с крутыми зальбандами, контактово-метаморфические образования развиты локально и распространяются вглубь окружающих пород от нескольких сантиметров до одного метра. Контактное воздействие изометричных массивов (Далиага, Зодский перевал) распространено на несколько десятков метров и выражено амфиболлизацией клинопироксена вмещающих диабазов, развитием эпидота по породе и в виде заполнений миндалин.

Весьма сложная обстановка контактовых изменений наблюдается в районе севернее с. Бахар, где закартированы многочисленные мелкие штокообразные, жильные и жиллообразные тела плагиогранитов, густой сетью пронизывающие вулканиты. Ареал изменения вмещающих диабазов меняется в горизонтальном и вертикальном направлениях,

причем в последнем разница в отметках превышает 300 м (абс. высота 2300—2600 м), внедрением гранитоидного расплава в предварительно брекчированные диабазы формировались мозаичные образования—агматиты, где в ячейках-промежутках между плагиогранитными жчлами расположены в различной степени переработанные обломки диабазов. Мелкозернистые плагиоклаз-амфиболовые роговики флапгов и верхних горизонтов к середине и сверху вниз постепенно переходят вначале в мелкозернистые, а затем и среднезернистые диориты и кварцевые диориты с характерной для магматитов гипидноморфнозернистой, местами офитовой структурами.

На северо-восточном побережье оз. Севан, в районе среднего течения р. Памбак, в экзоконтактовой зоне ультрабазитового массива, в полосе шириной 20—25 м и протяженностью в несколько сот метров амфиболлизированные и сосюритизированные габбро перерождены в амфиболиты и мигматит-плагиограниты. Не останавливаясь более подробно на этом весьма интересном факте и проблеме их формирования, которым будет посвящена специальная работа, отметим, что многократно повторяющиеся, местами гофрированные полоски амфиболитов и мигматит-плагиогранитов имеют мощность от микроскопических до 2—3 мм, реже 6—10 см, иногда образующих узловатые раздувы. Мигматит-плагиограниты с характерной для магматитов структурой состо-

Таблица 1

Содержание петрогенных элементов и элементов-примесей в плагиориолитах и плагиогранитах офиолитовых зон Армении

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	73,80	76,07	76,62	72,18	72,56	74,54	74,80	54,07	72,51
TiO ₂	0,30	0,24	0,28	0,33	0,23	0,18	0,25	0,18	0,18
Al ₂ O ₃	13,59	13,01	12,86	11,17	14,20	12,06	10,80	13,21	13,18
Fe ₂ O ₃	1,31	0,39	0,41	5,48	1,24	2,21	0,84	4,09	1,71
FeO	1,98	1,13	2,84	2,45	2,87	1,72	2,87	6,89	1,98
MnO	0,04	0,04	0,02	0,04	0,08	0,05	0,11	0,11	0,07
MgO	0,73	1,01	0,30	0,69	1,20	1,24	1,84	7,42	3,00
CaO	3,01	3,57	1,12	0,77	2,14	3,45	2,84	8,28	2,45
Na ₂ O	3,60	3,50	4,40	5,5	4,10	3,8	3,50	3,5	3,60
K ₂ O	0,30	0,50	0,1	0,13	0,75	0,08	0,20	0,40	0,80
P ₂ O ₅	0,11	0,11	0,06	—	0,09	0,06	0,09	0,46	0,09
H ₂ O—	0,08	0,10	0,15	0,16	0,11	0,20	0,24	0,13	0,24
п. п. ц.	0,81	0,84	0,50	0,9	0,69	0,22	1,06	2,00	0,42
CO ₂	—	—	—	—	0,35	0,35	0,22	—	—
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	0,002	—	0,02	—
Сумма	99,66	100,51	99,66	99,80	100,61	100,16	99,66	100,76	100,23

Элементы — примеси, г/т

Ni	24	13	13	—	27	13	10	56	24
CO	5,6	2,4	1,8	—	1	2,4	5,6	42	5,6
Cr	32	—	4,2	10	13	24	18	240	32
Cu	10	—	24	100	3	10	100	320	42
Zn	56	—	130	100	56	24	56	42	32
La	—	—	180	—	32	75	10	130	56
Ce	—	—	56	—	—	42	32	42	75
Y	32	56	32	24	4,2	24	30	13	3,2
Yb	1,8	13	7,5	24	1,0	2,4	3,2	1	—
Zr	100	320	100	320	42	75	75	56	100
Ba	300	50	100	—	100	100	—	100	200
Rb	16	2	2	—	5	2	—	4	65
Sr	400	180	70	100	100	300	20	100	100
K/Rb	155,6	2075	419	—	1245	332	—	831	102
Rb/Sr	0,04	0,01	0,03	—	0,05	0,006	—	0,04	0,65
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	—	0,70487	—	—	—	—	—	—	—

1. Плагиогранит, массив Бахар. 2. Плагиогранит, массив Далнага. 3. Туф плагиориолитовый, массив Бахар. 4. Плагиориолит, проявление Тиграберд. 5. Плагиогранит, басс. р. Кесуз. 6. Плагиогранит—порф., басс. р. Кесуз. 7. Плагиогранит, массив Даштакар. 8. Амфиболлизированное габбро, исходная порода анатектических мигматит—плагиогранитов, басс. р. Памбак. 9. Мигматит—плагиогранит, там же.

ят из зонального плагиноклаза-андезина, кварца, небольшого количества зеленого амфибола, аналогичного из амфиболовых полосок. Мигматит-плагнограниты от плагногранитов низкокаллевой толентовой серии офиолитовых зон региона отличаются заметно высоким значением содержания калия (табл. 1).

Вопрос возраста вулканогенных образований офиолитовых зон территории республики вообще, а плагногранит-плагнориолитов для настоящего сообщения в частности, является одним из кардинальных, относительно которого высказаны различные мнения. Отнесение вулкани-тов Севанской зоны к турону—и. копыюку путем их параллелизации с аналогичными образованиями Ведикской зоны в настоящее время ос-паривается тем, что и по этой зоне проводятся уточнения в связи с получением новых данных фаунистических и радиологических опре-делений.

Время формирования офиолитовых поясов Передней Азии, Турции и Ирана определяется как юра-верхний мел [16, 36, 37, 40, 41, 42] и в этом отношении возраст офиолитов Закавказья, состоящих с ними в единой структурной системе, не может быть иным. Ассоциация вул-канитов с осадочными образованиями альба и титон-берриаса [4] поз-воляет вулканогенную толщу (в частности низкокаллевую толент-ба-зальтовую серию) Севанской зоны отнести к периоду в. юра-и. мел.

В вопросе возраста вулкани-тов определенную ясность вносят ра-диологические определения (табл. 2), по которым плагнограниты низ-кокаллевой толент-базальтовой серии Севанской зоны являются до-альбскими, из чего следует, что вмещающие их диабазы еще более древние (в. юра?), а породы субщелочно-базальтовой серии—турон-

Таблица 2.

Абсолютный возраст магматических пород офиолитовых зон Закавказья

№№ п п	Номер образца	Название породы или минерала и место взятия	Содерж. калия в % %	K^{40} г/г 10^{-6}	% радио- ген. Ag^{40}	Ag^{40} см г/г 10^{-8}	Ag^{40} г/г 10^{-6}	Ag^{40} $K^{40} 10^{-3}$	Возраст в млн. лет	Среднее значение воз. в млн. лет
Севанская зона										
Габброидный комплекс										
1.	3160 д	Биотит из кварц-к. п. шпат-плагноклаз, пегма- тита. Верховья р. Ар- мутлы.	2.89 2.89	3.45 3.45	43.04 34.0	19.80 22.02	35.28 39.30	10.23 11.40	168 156	162±6
Контрастная низкокаллевая толент-базальтовая серия										
2.	2543 в	Плагногранит. Между- речье Спитак-джур-Джа- мышолян	0.44 0.44	0.52 0.52	15.0 13.1	2.00 2.04	3.58 3.64	6.82 6.93	113.7 115.5	114.6 ±0.9
Непрерывная щелочно-базальтовая серия										
3.	3133 б	Субщелочной базальт. В 4.0 км к С-З от с. Джил	0.98 0.98 0.98	1.18 1.18 1.18	37.5 14.02 7.89	3.35 3.38 3.30	6.00 6.05 5.91	5.09 5.13 5.01	85.5 86.20 81.23	— 85.3 ±0.7
4.	2818 в	Трахибазальт. В 3,0 км к югу от сг. Шурабад	3.02 3.02	3.6 3.6	45.0 44.3	10.66 10.97	19.08 19.65	5.80 5.46	89.00 91.60	90.3 ±1.3
Ведикская зона										
Габброидный комплекс										
5.	3231 б	Плагногранит. Дашта- карский габброидный массив	0.38 —	0.45 0.45	15.0 12.0	2.96 2.33	4.03 4.15	8.89 9.15	146.9 151.0	149.0 ±2.0
Контрастная низкокаллевая толент-базальтовая серия										
6.	3300 а	Плагногранит, долина р. Кесуз, в 4,0 км выше ее устья	0.58 0.58	0.69 0.69	5.78 8.22	1.82 1.99	3.27 3.55	4.74 5.15	79.8 86.5	83.1 ±3.3

ские. Этими определениями затрагивается и вопрос возрастного отношения периодов формирования габброидного интрузивного комплекса и вулканогенной толщи, объединенных в единую офиолитовую серию. Радиологические определения показывают, что существует значительный временной разрыв между периодами формирования этих магматических комплексов. Для плагиогранитов и пегматитов габброидного комплекса и плагиогранитов низкокалцевой толент-базальтовой серии Севанской зоны этот разрыв равен 50 млн. лет, а Вединской—65 млн. лет. Эти сведения, а также конгломераты основания вулканогенной толщи, одновременно перекрывающие габбро, дают повод для серьезных размышлений и в определенной степени опровергают существующее мнение относительно единства триады пород офиолитовых зон Закавказья.

Породы вулканических серий, сформированных со значительным отставанием от интрузивных, вероятно, принадлежат к ряду островодужных магматитов, развитых на энсиматическом фундаменте. Эти рассуждения подкрепляются и результатами определения изотопов стронция, по которым диабазы низкокалцевой толент-базальтовой серии Севанской зоны имеют отношение $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr} = 0,70472$, что нехарактерно для базальтов срединнооксанических рифтовых зон и скорее всего соответствует базальтам примитивных островных дуг [6].

Обсуждение

Вулканизм раннего этапа развития исследованных офиолитовых зон имеет гомодромное и контрастное развитие, состоящее из двух полярных по составу пород—толентовых базальтов и плагиориолитов (плагиогранитов). Кислые породы серии (плагиориолиты и их туфы, субвулканические плагиограниты) характеризуются высоким содержанием кремнезема, умеренным или низким показателем глинозема, незначительным содержанием общего железа, магния, кальция (табл. 1). По высокому содержанию кремнезема и низкому K_2O (рис. 1) и другим параметрам они принадлежат океаническим плагиогранитам по Колману [18, 19]. Это подтверждается и соотношением Rb/Sr (рис. 2). По последним они близки к составам габбро, базальтам, чем континентальным гранофирам и тронджемитами. Низкое содержание K_2O обуславливает и незначительное участие ортоклаза в группе полевых шпатов с распределением фигуративных точек узкой полосой вдоль ребра $\text{Al}-\text{Ab}$. В этом отношении обособленное положение занимает анатектический мигматит-плагиогранит басс. р. Памбак. По отношению $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr} = 0,70484$ плагиограниты Севанской зоны относятся к мантийным гранитам [8].

По геодинамическим условиям формирования плагиограниты принадлежат двум основным группам—породам офиолитовых зон, т. е. областей с примитивной корой (океанических литосферных плит), и породам, развитым в архейских метаморфических комплексах, амфиболитах ранних орогенных поясов; известково-щелочных сериях островных дуг и т. д. Происхождение пород первой группы связывается с процессами фракционной кристаллизации базальтовой магмы [18, 19, 27].

Для пород второй группы, так же как и коровых гранитов, наиболее приемлемым является селективное плавление субстрата различного состава под воздействием перегретой базальтовой магмы [9, 11, 28, 31, 33, 34, 35], или же магнообразующие процессы в условиях гранулитовой фации [13, 38]. Некоторые авторы [7] считают их результатом послемагматической альбитизации с участием морской воды. По представлениям Э. М. Пополитова и др. [26], образование кератофилов (плагиориолитов) связано с переходящими в эклогиты базальтами при участии противоположных потоков кремненатриевых флюидов и воды в условиях их погружения в глубокие горизонты мантии. В ранней

работе Р. Л. Мелконяна [23] образование плагногранитов связывается с дифференциацией гибридной магмы, возникшей при ассимиляции гранитным расплавом известняков и доконтрактных зон гранитных интрузивов. В дальнейшем он [24], исходя из различных геодинамических условий, обуславливающих генерацию кислых расплавов, в ряду плагногранитов различных структур выделяет продукты анатектического выплавления из нижней коры и кристаллизационной дифференциации исходного бонинитового расплава.

По экспериментальным исследованиям при селективном плавлении граувакк [10], гранодиоритов [12] возникший первичный расплав гранитного состава, с наименьшей температурой плавления (расплав-минимум), обогащается K_2O по отношению к исходному материалу. Это подтверждается и наблюдениями по природным образованиям: мигматит-плагнограниты басс. р. Памбак содержат в два раза больше K_2O (табл. 1), чем подвергшиеся селективному плавлению исходные амфиболитизированные соссюритовые габбро.

В отличие от коровых вторичных магматитов (продуктов селективного выплавления) калиевого уклона, кислые дериваты низкокальцевой толент-базальтовой серии офиолитовых зон исследованного региона, а также аналогичных образований других областей мира с одинаковым геодинамическим режимом развития [19] характеризуются весьма низким значением калия и низкой глиноземистостью, по которым не отличаются от ассоциирующихся с ними толентовых базальтов. Эти особенности вызывают сомнение, что кислые породы контрастно-дифференцированного ряда толент-базальтовой серии причинно связаны с плавлением корового материала, тем более, что в офиолитовых зонах осадочные породы (радиоляриты, кремнистые осадки, граувакки) составляют верхние горизонты разреза, сформированные после проявления плагногранитов и плагнориолитов [14, 15, 17, 21, 30].

Участием афировых пород в составе нижних горизонтов вулканогенной толщи доказываемается, что высоконагретый базальтический расплав низкокальцевой толентовой серии из малоглубинного магматического очага поступал быстро и безостановочно, не подвергаясь дифференциации [15]. Ассоциация плагнориолитов и порфировых базальтов с интрателлурическими вкраплениями в верхнем горизонте вулканогенной толщи наводит на мысль, что в поздней стадии развития низкокальцевой толентовой серии, внутри несколько утолщенной коры океанического типа, формировались промежуточные камеры, в которых базальтический расплав имел остановки с последующей дифференциацией. Присутствие в толще вариолитовых базальтов [15] позволяет высказаться о ликвационном расщеплении магматического расплава на две несмещающиеся жидкости — базальтического и плагнориолитового (плагногранитного) составов. Состав исходного магматического расплава, вероятно, соответствовал примитивным базальтам, лавовые потоки которого участвуют в разрезе вулканической толщи. Небольшие объемы плагнориолитов и плагногранитов в офиолитовых разрезах изученных зон Закавказья подтверждают мнение, что они являются дифференциатами базальтовой магмы.

В ликвационном процессе образования натриевого кислого расплава существенное значение имеет геохимическое поведение калия, которое при прочих факторах (физ-хим. условия, летучие компоненты и т. д.) в определенной мере обусловлено исходным составом магмы. При ликвации щелочно-базальтового расплава в выделенном лейкократовом расплаве (трахит, липарит) происходит увеличение количества калия [22]. Однако, в вариолитах Ялгубы [20] вариолы диабазов содержат такое же количество K_2O , что и матрица (2,22 и 2,22 или 2,20 и 2,35 соответственно). В вариолах Сосновых гор Германии [29] K_2O даже меньше, чем в матрице (1,75 и 2,63 соответственно), накопление K_2O не наблюдается и в паре вариолитов эвкрит-липарит [22]. В общей сложности в вариолитах по сравнению с матрицей при заметном увеличении кремнезема наблюдается уменьшение глинозема,

магния, железа, калия. Можно считать, что аналогичные явления происходили при образовании плагиориолитов (плагиогранитов) офиолитовых зон Армении. По этому поводу уместно еще раз упомянуть, что в диабазах и комагматичных с ними кислых продуктах K_2O находится на одинаковом и постоянно низком уровне.

В отличие от изложенного относительно плагиориолитов офиолитовых зон, плагиограниты и их излившиеся аналоги зрелых островных дуг и окраинных зон континентов всех возрастов (Урал, Закавказье, Б. Кавказ, Курило-Камчатская дуга, Сахалин и др.) характеризуются значительными размерами интрузивов и эффузивных толщ, следовательно, только палингенное перерождение огромных масс граувакк, вулканогенноосадочных образований, серых гнейсов и других метаморфитов, участвующих в разрезе этих структур, может продуцировать огромные массы кислого расплава [13, 32, 34].

Для этих двух генетически различных групп кислых натриевых пород определяющим является их сериальность, породы офиолитовых зон принадлежат известковому (толеит-базальтовому) ряду, а островных дуг и окраинных зон континентов — известково-щелочному (андезитовому), отражая различные геодинамические условия их формирования.

Кислые натриевые породы одной генетической группы представлены образованиями эффузивной и субвулканической фации — плагиориолитами и их туфами, плагиогранитами. Тесно ассоциируясь с вулканитами основного состава, как образования завершающего этапа эффузивного магматизма, они образуют единую контрастную толеит-базальтовую серию и генетически связаны с явлениями ликвационных процессов дифференциации толеитового магматического расплава в промежуточной камере.

Породы второй генетической группы — плагиограниты, сопутствующие им кварцевые диориты и реже пегматиты, проявлены только в интрузивной фации в составе расслоенных габброндных интрузивов, как крайний продукт дифференциации основного магматического расплава в период формирования нижнего слоя океанической литосферной плиты.

Институт геологических наук
АН Армении

Поступила 21.IX.1990

Հ. Ա. ՂԱԶԱՐՅԱՆ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՀԱՆՐԱՊԵՏՈՒԹՅԱՆ ՕՖԻՈՒՍԱՅԻՆ ԶՈՆԱՆԵՐԻ ՏՈՒՆԻՏԱՅԻՆ ՍԵՐԻԱՅԻ ԹԹՈՒ ՀՐԱԹԵԱՄԻՆ ԱՊԱՐՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Անդրկովկասի օֆիոլիտային զոնաների հրաբխածին գոյացումներում անջատվում են անընդհատ ենթաալկալային և հակադիր տոլիտ-բալալտային ապարների սերիաներ: Վերջինիս հետ կապված պլագիոոֆոլիտներն ու իրենց տուֆերը տեղադրված են հրաբխածին ապարների հաստվածքի վերին հորիզոնում՝ շերտավորվելով դիարալ-պորֆիրատային լավային հոսքերի հետ: Այդ խմբին պատկանող ենթահրաբխային պլագիոգրանիտային դանգվածները ներդրվել են հրաբխածին հաստվածքի համեմատաբար խորը հորիզոնների նախօրոք բեկորացված ապարների գոնաներում, իրենց շուրջը գոյացնելով կոնտակտ-մետամորֆային առաջացումների գոտի:

Կալիումի օքսիդի և սիլիկահոդի պարունակությամբ, ինչպես նաև ու-

րիդիումի ու ստրոնցիումի հարաբերութամբ, ուսումնասիրված հրաբխածին թթու ապարները համապատասխանում են օվկիանոսային պլազիոպրանիտներին:

Անդրկովկասի օֆիոլիտային զոնաների թթու ապարները պատկանում են երկու ծալումնային խմբի: Առաջին խումբն ընդգրկում է վերը նշված էֆուզիվ գործունեության հետ կապված պլազիոպրանիտներն ու ենթահրաբխային ինտրուզիվ պլազիոգրանիտները, իսկ երկրորդ խումբը՝ բաղկացած պլազիոգրանիտներից, բվարյային դիորիտներից հանդես է գալիս միայն շերտավորված գաբրոային զանգվածներում:

Երկրաբանական հատկաիշները, ապարների բացարձակ հասակը վկայում են, որ Անդրկովկասի օֆիոլիտային զոնաների պլազիոգրանիտներն իրենց ձևավորմամբ ևս ունեն տարբեր ֆորմացիոն պատկանելիություն: Այսպես, Սևանի զոնայի գաբրոային համալիրի պլազիոգրանիտների բացարձակ հասակը 162 մլն. տարի է, իսկ հակադիր տոլեիտ-բազալտային սերիայինը՝ 114 մլն. տարի: Վեդու զոնայի համար, համապատասխանաբար՝ 149 և 83 մլն. տարի:

Հակադիր տոլեիտ-բազալտային սերիայի դիաբազներում ստրոնցիումի իզոտոպների հարաբերությունը՝ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,70472$ բավականին բարձր է միջին օվկիանոսային ուֆոտային գոտիների բազալտների համապատասխան մեծությունից: Հայտնվում է այն միտքը, որ ուսումնասիրված զոնաների տոլեիտ-բազալտային սերիայի դիաբազներն ունեն ոչ թե ուֆոտային տիպի կառուցվածքի պատկանելիություն, այլ հավանաբար իրենցից ներկայացնում են էնսիմատիկ հիմքի վրա զարգացած պրիմիտիվ կղզեաղեղային կառուցվածքին հատուկ հրաբխային գոյացումներ:

H. A. GHAZARIAN

THE REPUBLIC ARMENIA OPHIOLITE ZONES THOLEITIC SERIES ACID VOLCANITES

Abstract

In the limits of the Transcaucasus ophiolite zones the acid rocks take part in both contrast tholeitic-basaltic series and stratificated gabbroid massifs. These formational differences are reflected in their ages, too; in the Sevan zone the gabbroid complex plagiogranites age is 162 mln. years, but the age of tholeitic-basaltic series rocks is 114 mln. years, and in the Vedhi zone these ages are, correspondingly, 149 and 83 mln. years.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абовян С. Б. О петрографическом составе Кясаманского массива.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1963, № 2, с. 7—14.
2. Абовян С. Б. Меловые вулканогенные образования басс. оз. Севан.—В кн. Геология АрмССР, т. IV. Петрография, Вулканические породы. Ереван, Изд. АН АрмССР, 1970, с. 188—197.
3. Абовян С. Б. Мафит-ультрамафитовые интрузивные комплексы офиолитовых поясов Армянской ССР. Ереван, Изд. АН АрмССР, 1981, 306 с.
4. Аванесян А. С. К вопросу о присутствии неокон-альбских отложений на южном склоне Севанского хребта (Малый Кавказ).—Вестник МГУ, сер. Геология, 1975, № 6, с. 92—100.
5. Арутюнян Г. С. Возрастное расчленение интрузивов северо-западной части Севанского хребта.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1967, № 1—2, с. 42—52.
6. Балашов Ю. А. Изотопно-геохимическая эволюция мантии и коры земли М., Наука, 1985, 221 с.

7. Батти М. Х. Петрогенезис Новозеландской спилитовой серии.—В кн: Проблемы палеовулканизма. М.: Изд. Мир, 1963, с. 137—157.
8. Богитиков О. А., Коваленко В. И., Рябчиков И. Д. Мантийные и коровые границы: сходства и различия.—В кн: Тектоника и вопросы металлогении докембрия. М.: Наука, 1986, с. 157—172.
9. Вакар В. А. Роль ассимиляции в процессах дифференциации трапповой магмы.—В кн: Труды НИИГА. М.: Наука, 1967, т. 151, с. 63—74.
10. Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М.: Мир, 1969, 247 с.
11. Добрецов Н. Л. Глобальные петрологические процессы. М.: Недра, 1981, 202 с.
12. Иосиннес В. Значение экспериментальных исследований по проблеме формирования мигматитов.—В кн: Мигматиты. М.: Мир, 1988, с. 53—109.
13. Казарян Г. А. К вопросу происхождения плагиогранитов.—В кн.: Вопросы металлогении и петрографии АрмССР, (Зап. Арм. отд. ВМО, № 3) Ереван: Изд. АН АрмССР, 1966, с. 5—20.
14. Казарян Г. А. Основные черты верхнемелового вулканизма Севанского офиолитового пояса.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1980, № 4, с. 56—64.
15. Казарян Г. А. Основные черты верхнемелового вулканизма Севанского офиолитового пояса: петрография эффузивных и субвулканических образований.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1981, № 1, с. 24—35.
16. Казьмин В. Г. Место офиолитовых формаций в тектоническом развитии западного сектора Альпийско-Гималайской системы.—Геотектоника, 1966, № 3, с. 72—83.
17. Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области (юг Европы, зап. часть Азии и Куба). М.: Наука, 1975, 208 с.
18. Колман Р. Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979, 261 с.
19. Колман Р. Г. Еще раз об океанических плагиогранитах.—В кн.: Тронджемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Изд. Мир, 1983, с. 118—130.
20. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Варнолиты Ялгуби Олонецкой губернии. Изб. труды т. 1. М.: Наука, 1949, с. 17—29.
21. Ломизе М. Г. О месте офиолитов в тектонической структуре Восточной Анатолии Закавказья.—И. в. учеб. завед., Геол. и разведка, 1970, № 11, с. 32—41.
22. Маракушев А. А., Безмен Н. И. Варнолиты и их петрологическое значение.—Вестник, МГУ, сер. 4. Геология, 1987, № 5, с. 62—76.
23. Мелконян Р. Л. К вопросу о генезисе плагиогранитов (на примере Алавердского района)—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1965, т. 18, № 6, с. 32—41.
24. Мелконян Р. Л. Петрология и рудоносность мезозойских островодужных гранитоидных формаций Малого Кавказа.—Автореф. дисс. на соиск. учен. степени: докт. геол.-мин. наук, М.: ИГЕМ, 1989, 51 с.
25. Минацаканян А. Х. Верхнемеловые вулканические образования Вединского прогиба.—В кн: Геология Арм. ССР, т. IV, Петрография. Вулканические породы. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1970, с. 179—183.
26. Пополитов Э. М., Философов Т. М., Селиванова Г. И. Геохимические особенности и генезис плагиогранитных интрузий Западно-Саянской эвгеосинклинальной зоны.—Геохимия, 1973, № 11, с. 1636—1642.
27. Разницын Ю. Н. Офиолитовые аллохтоны и сопредельные глубоководные впадины на западе Тихого океана. М.: Наука, 1982, 104 с.
28. Рефердатто В. В., Калинин А. С. Двумерные модели метаморфизма и анатексиса в складчатых областях земной коры. I. Модель магматической интрузии. Геол. и геофиз. 1989, № 6, с. 63—68.
29. Розенбуш Г. Описательная петрография. Л.: ОНТИ, 1934, 720 с.
30. Сатшиян М. А. Офиолитовые прогибы Мезотетиса. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1984, 193 с.
31. Уокер Д. и Польдерварт Л. Долериты Карру Южно-Африканского Союза.—В кн: Геология и петрография трапповых формаций. М.: Изд. ИЛ, 1950, с. 8—182.
32. Ферштатер Г. Б. Типизация и генезис плагиогранитоидов, ассоциированных с габбро. 27-й Междунар. геол. конгресс, Тезисы, т. IV, секц. 0809., М.: 1984, с. 309—310.
33. Фролова Т. И. Вулканические формации геосинклиналей контрастного типа.—В кн: Проблемы магматической геологии. М.: Наука, 1973, с. 28—47.
34. Фролова Т. И., Бурькина Н. А. Геосинклинальный вулканизм. М.: Изд. МГУ, 1977, 263 с.

35. Фролова Т. И., Бурикова И. А., Гушин А. В. и др. Происхождение вулканических серий островных дуг. М.: Недра, 1985, 274 с.
36. Штеклин И. Древняя континентальная кора в Иране — В кн.: Геология континентальных окраин, т. III, М.: Мир, 1979, с. 230—247.
37. Штеклин И. Орогенез и эволюция Тетиса на Среднем Востоке. Оценка современных представлений, 27-й Междунар. геол. конгресс. Тектоника Азии. Коллоквиум К. 05, докл. т. 5, М.: 1984, с. 53—69.
38. Штейнберг Д. С., Ферштатер Г. Б. Петрохимия гранитов и генезис гранитных магм — В кн.: Вопросы петрохимии, Материалы к совещанию Л-1969, с. 21—25.
39. Эрентоз К. Краткий обзор геологии Анатолии (Малая Азия) — Геотектоника, 1967, № 2, с. 31—47.
40. Brinkmann R. — Einige geologische Leitlinien von Anatolien. *Geologica et Palaeontologica*, 1938, № 2, p.p. 111—119.
41. Lensch G. and Davoudzadeh M. — Ophiolites in Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie and Palaeontologie Monashefte*, 1982, № 5, p.p. 306—320.
42. Pinar Erden N. — The ophiolitic series of Turkey. *Bull. Miner. Res. and Exple Inst. Turk*, 1974, № 83, p.p. 119—130.

Известия АН Армении, Науки о Земле, 1992 XLV, № 4, 13—23

УДК: 552.32:551.24.053(449.25)

Р. Н. ТАЯН, М. А. САТЯН, Р. Т. ДЖРБАШЯН

О КИММЕРИЙСКОМ ГРАНИТОИДНОМ МАГМАТИЗМЕ МЕГРИНСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

На основе изучения галек конгломератов рассматривается вопрос допалеогенового гранитоидного интрузивного магматизма в пределах Зангезурского блока и истории развития Мегринского антиклинория в этапы, предшествующие становлению Мегринского батолита.

В геологической литературе по Зангезуру имеются неоднократные упоминания о гранитоидных гальках в составе толщи полимиктовых конгломератов Мегринского антиклинория. В зависимости от существующих геологических представлений, претерпевших в настоящем значительные изменения, исследователи относили вмещающую конгломераты толщу к палеозою [12, 16], верхней юре [2] или к досенонскому времени без конкретизации возраста. В значительной мере это было обусловлено недостаточным изучением галек конгломератов.

Находки галек известняков с остатками водорослей баррема в районе с. Шишкерт [6] указывали на время формирования толщи конгломератов, по крайней мере, в послебарремское время.

Отмечалось также сходство ритмообразно переслаивающихся отложений бассейна р. р. Вохчи и Шишкерт, согласно перекрывающих толщу конгломератов, с терригенно-осадочными образованиями Ереван-Ордубадского синклинория (Ахсунский горизонт р-на с. Гюлистан и р. Ордубад), датированных как нижний туроп.

Затем в аналогичных отмеченным тонкопереслаивающихся песчаниках и алевролитах центральной части Вохчинского разреза, сохранившихся среди интенсивно динамометаморфизованных пород, относимых к позднему докембрию, были определены фораминиферы туроп-коньякского возраста [19].

Изучение галек гранитоидов [1] позволило высказать предположение о наличии гранодиоритов дотретичного возраста. Это подтвердилось установлением древнего возраста гранитоидов низовья р. Малев.

По мнению Г. С. Ходжабагяна, гранитоидные гальки сходны с породами Малевского и Цавского интрузивов. Наличие галек гранитоидов дотретичного возраста отмечал А. Т. Асланян [2], считавший

35. Фролова Т. И., Бурикова И. А., Гушин А. В. и др. Происхождение вулканических серий островных дуг. М.: Недра, 1985, 274 с.
36. Штеклин И. Древняя континентальная кора в Иране — В кн.: Геология континентальных окраин, т. III, М.: Мир, 1979, с. 230—247.
37. Штеклин И. Орогенез и эволюция Тетиса на Среднем Востоке. Оценка современных представлений, 27-й Междунар. геол. конгресс. Тектоника Азии. Коллоквиум К. 05, докл. т. 5, М.: 1984, с. 53—69.
38. Штейнберг Д. С., Ферштатер Г. Б. Петрохимия гранитов и генезис гранитных магм — В кн.: Вопросы петрохимии, Материалы к совещанию Л-1969, с. 21—25.
39. Эрентоз К. Краткий обзор геологии Анатолии (Малая Азия) — Геотектоника, 1967, № 2, с. 31—47.
40. Brinkmann R. — Einige geologische Leitlinien von Anatolien. *Geologica et Palaeontologica*, 1958, № 2, p.p. 111—119.
41. Lensch G. and Davoudzadeh M. — Ophiolites in Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie and Palaeontologie Monashefte*, 1982, № 5, p.p. 306—320.
42. Pinap Erden N. — The ophiolitic series of Turkey. *Bull. Miner. Res. and Exple Inst. Turk*, 1974, № 83, p.p. 119—130.

Известия АН Армении, Науки о Земле, 1992 XLV, № 4, 13—23

УДК: 552.32:551.24.053(449.25)

Р. Н. ТАЯН, М. А. САТЯН, Р. Т. ДЖРБАШЯН

О КИММЕРИЙСКОМ ГРАНИТОИДНОМ МАГМАТИЗМЕ МЕГРИНСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

На основе изучения галек конгломератов рассматривается вопрос допалеогенового гранитоидного интрузивного магматизма в пределах Зангезурского блока и истории развития Мегринского антиклинория в этапы, предшествующие становлению Мегринского батолита.

В геологической литературе по Зангезуру имеются неоднократные упоминания о гранитоидных гальках в составе толщи полимиктовых конгломератов Мегринского антиклинория. В зависимости от существующих геологических представлений, претерпевших в настоящем значительные изменения, исследователи относили вмещающую конгломераты толщу к палеозою [12, 16], верхней юре [2] или к досенонскому времени без конкретизации возраста. В значительной мере это было обусловлено недостаточным изучением галек конгломератов.

Находки галек известняков с остатками водорослей баррема в районе с. Шишкерт [6] указывали на время формирования толщи конгломератов, по крайней мере, в послебарремское время.

Отмечалось также сходство ритмообразно переслаивающихся отложений бассейна р. р. Вохчи и Шишкерт, согласно перекрывающих толщу конгломератов, с терригенно-осадочными образованиями Ереван-Ордубадского синклинория (Ахсунский горизонт р-на с. Гюлистан и р. Ордубад), датированных как нижний туроп.

Затем в аналогичных отмеченным тонкопереслаивающихся песчаниках и алевролитах центральной части Вохчинского разреза, сохранившихся среди интенсивно динамометаморфизованных пород, относимых к позднему докембрию, были определены фораминиферы туроп-коньякского возраста [19].

Изучение галек гранитоидов [1] позволило высказать предположение о наличии гранодиоритов дотретичного возраста. Это подтвердилось установлением древнего возраста гранитоидов низовья р. Малев.

По мнению Г. С. Ходжабагяна, гранитоидные гальки сходны с породами Малевского и Цавского интрузивов. Наличие галек гранитоидов дотретичного возраста отмечал А. Т. Асланян [2], считавший

их состав монцитовым, а областью сноса—однозначно Мегринский антиклинорий.

В обнажениях конгломератов, прослеживающихся вдоль восточного крыла Мегринского антиклинория, гранитоидные гальки изучались нами в разрезах у р. Спитак-джур (р. Шишкерт) и р-на Пирлу (юж. Баргушат). В разрезе ущ. р. Спитак-джур гранитоидные обломки разнообразнее и имеют относительно крупный размер—до валунов (10—15 см). В низах пачки полимиктовых конгломератов преобладают гальки размером 1—2 и валуны до 10—15 см. Преимущественно они полуокатаны. Среди них преобладают обломки основных эффузивов-базальтов, диабазов, силитов, менее вулканитов (андезитов, кв. риолитов) и осадочных пород (песчаников, алевролитов, известняков, радиоляритов, а также туфов и туффитов). В гальках известняков обнаружены кораллы валанжин-готеривского возраста [20].

Мощность всей пачки около 60 м, но не исключена возможность сокращения ее по тектоническому нарушению, по которому она приведена в контакт с вышележащей пластиной отложений палеозоя [17]. Выше пермских известняков развиты тонко-среднезернистые известняки позднего сенона, на которых трансгрессивно ложатся отложения богацарской свиты среднего эоцена.

В верховье бассейна р. Кирс отмечен стратиграфический контакт между толщей конгломератов и вышележащими известняками позднего сенона.

Приведенные данные, а также присутствие гальки пород офиолитовой ассоциации, сонаходящейся с породами окузаратской свиты (апт-ранний турон), показывают, что возраст накопления конгломератов может быть ограничен временем от позднего турона до коньякского времени включительно [3, 17].

Отметим, что радиологические датировки (К/Аг) пяти галек гранитоидов роговообманковых и биотит-роговообманковых тоналитов, от 56 до 60,4 млн. лет, противоречат приведенным выше геологическим данным.

Омоложение возраста гранитоидов, искажающее К/Аг изотопные соотношения, скорее связано с ларамийской фазой складчатости, а также последующим термо-динамоморфизмом в шовной зоне и внедрением гранитоидов Мегринского плутона.

Петрография обломков гранитоидов в составе риннесенджских конгломератов

Роговообманковые тоналиты представлены наиболее крупными (размером до 15—20 см) обломками гранитоидов (район с. Шишкерт). Значительно меньшего размера они встречаются в разрезе с. Пирлу. Макроскопически это крупнозернистые, плотного сложения, светло-серые породы с выделениями роговой обманки. Минеральный состав—плагиоклаз, роговая обманка, калиевый полевой шпат, акцессории (табл. 1).

Плагиоклаз представлен двумя генерациями. Ранние выделения образуют широкие таблицы размером $3 \times 2,5$ мм. По составу соответствуют андезину (Ап 40—45). Плагиоклазы второй генерации полисинтетически сдвойникованы и представлены призматическими выделениями. Отмечается зональное строение. Состав в периферийных зонах соответствует Ап 20—25. Единичные выделения калиевого полевого шпата размером до 1 мм, ксеноморфны по отношению к плагиоклазу и кварцу.

Кварц представлен крупными ксеноморфными выделениями размером до 2 мм, а также участками более мелких индивидов. Отмечается волнистое погасание.

Для роговой обманки характерны редкие выделения размером до 0,5 мм с плеохроизмом в зеленоватых тонах.

Из акцессориев характерен апатит, реже отмечается сфен. Руд-

ные выделения представлены слабо и развиты преимущественно в полях темноцветных минералов. Структура гипидноморфнозернистая. В отдельных шлифах наблюдаются участки монцитовой структуры.

Роговообманково-биотитовые тоналиты. Размеры обломков до 10—12 см. Выделяются две разновидности. Первая—крупнозернистая, плотная, розовато-серая. Вторая—мелкозернистая, светло-серая, очень плотная. Для тех и других характерны мелкие выделения темноцветных минералов.

Плагиоклаз в отмеченных разновидностях представлен двумя генерациями, из которых ранние отличаются более основным составом (до Al_2O_3 40) и выделениями до 0,7—0,8 мм в крупнозернистых разновидностях. Характерен резкий идиоморфизм по отношению к кварцу. Кристаллы полисинтетически сдвойничены, зональны (с числом зон до 4—5) и имеют призматический габитус. В центральных частях отдельных крупных фенокристаллов отмечаются корродированные ядра более основного плагиоклаза. Составы краевых зон фенокристаллов и плагиоклазов второй генерации близки (Al_2O_3 18—25).

Амфибол представлен редкими идиоморфными, преимущественно длиннопризматическими выделениями размером до 0,6 мм. Плеохроирует в светло-зеленоватых тонах. Выделения биотита мелкие (до 0,1 мм) с плеохроизмом в коричневых тонах. Отмечается замещение им роговой обманки и развитие по нему хлорита. В шлифах из различных галек наблюдаются вариации в содержании кварца. Скопления не отмечаются, индивиды кварца резко ксеноморфны и выполняют межзерновые пространства.

Обломки мелкозернистых разновидностей списываемых пород представляют, по-видимому, эндоконтактовую фацию тоналитового интрузива. В отличие от крупнозернистых разновидностей, в минеральном составе их отмечается калиевый полевой шпат, размером до 0,06 мм. Структура их гранит-порфировая с поликристаллической, мелкозернистой основной массой. Отмечаются также разновидности этих пород с содержанием кварца более 20% и соответствующие по составу гранодиоритам.

Таблица 1

Количественно-минеральный состав галек и валунов из конгломератов раннего сенона Мегринского антиклинория (с Шишкерт. Пирлу).

Разновидности пород	Пл*	Кв	Кпш	Амф	Б	Хл	Акц	Осн. масса
1. Роговообманковые тоналиты	65,5	18,5	2,5	12,0	—	—	1,5	—
2. Роговообманково-биот. тоналиты	65,7	20,0	—	7,5	4,2	2,3	2,3	—
3. Мелкозер. рог.- биотит. тоналиты (энд фац)	59,5	21,2	3,5	5,3	6,5	1,5	2,5	—
4. Роговообманковые андезиты	23,0	—	—	8,2	1,5	2,3	1,5	63,5
5. Кварцевые риолиты	23,5	12	—	—	—	—	0,5	64
6. Катаклазированные ороговичкован. породы	22,0	—	20,5	—	0,5	1,5	2,5	53

* Плагиоклазы тоналитов по разнице $\Delta 2Q$ пиков 131—131 рентгеновского анализа соответствуют полностью упорядоченной разновидности.

Роговообманковые андезиты. Плотные, мелкозернистые, серые породы. Размеры хорошо окатанных галек и валунов 8—10 см. Под микроскопом (табл. 1) порода представлена крупными (до 0,8 см) табличками зонального пелитизированного плагиоклаза (Al_2O_3 42—45) и менее крупными выделениями полностью замещенной (хлорит, карбонат) роговой обманки. На фоне частично раскристаллизованной основной массы выделяются мелкие короткопризматические выделения плагиоклаза и роговой обманки. Характерны относительно крупные выделения апатита (до 0,10 мм). Структура пород порфировая с гипокристаллической структурой основной массы.

Таблица 2

Составы гранитоидных обломков из раннесенских конгломератов Мегринского антиклинория* в мас. %.

Окисл dG	1(ш-1)	2(ш-11)	3(ш-2)	4(ш-3)	5(ш-4)	6(ш-5)	7(ш-17)	8(ш-9)	9(ш-14)	10(6416)
SiO ₂	61.70	60.50	62.45	62.80	59.60	63.60	62.55	65.60	74.15	63.24
TiO ₂	0.50	0.65	0.40	0.52	0.78	1.04	0.52	0.26	0.20	0.39
Al ₂ O ₃	16.25	13.12	17.10	15.24	15.65	15.70	15.72	11.60	10.0	17.79
Fe ₂ O ₃	1.67	5.26	3.19	3.80	3.00	2.36	3.55	3.09	4.23	3.01
FeO	1.12	0.56	1.96	2.24	3.08	2.22	2.80	0.28	0.50	1.96
MnO	0.08	0.09	0.14	0.12	0.17	0.12	0.09	0.09	0.05	0.03
MgO	1.80	1.24	2.01	2.05	2.63	2.18	2.41	0.47	0.29	2.09
CaO	6.16	8.41	4.34	4.03	6.34	4.20	4.47	8.09	3.16	5.04
Na ₂ O	4.30	4.10	4.30	3.70	3.50	3.00	4.60	4.30	5.30	4.10
K ₂ O	2.40	2.10	1.90	2.30	2.70	2.70	0.80	1.20	1.30	1.40
H ₂ O	0.05	0.05	0.05	0.15	0.10	0.05	0.10	0.05	0.05	0.05
P ₂ O ₅	0.13	0.23	0.02	0.11	0.18	0.18	0.18	0.23	0.26	0.11
п.п.п.	4.25	4.30	2.70	3.40	2.40	2.65	2.20	5.40	1.00	2.30
Сумма	100.31	100.63	100.56	100.46	100.13	100.60	100.29	100.86	100.58	100.84

Нормативный состав

Q	14.5	15.6	17.9	21.0	13.5	22.6	12.3	25.0	39.1	20.36
Or	14.8	12.5	11.2	13.6	16.0	16.0	4.7	7.1	1.8	8.4
Ab	36.4	34.7	36.4	31.3	29.6	25.4	39.0	36.4	44.8	34.6
An	17.95	11.2	20.7	18.2	19.0	20.0	20.0	8.9	2.6	24.2
Ne	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Wo	—	8.6	—	—	—	—	—	11.1	4.0	—
Срх	9.2	6.7	—	1.3	9.1	—	2.7	2.5	1.6	—
Орх	0.2	—	5.0	4.8	4.4	8.0	6.4	—	—	5.5
Ol	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mt	2.4	0.2	4.6	5.5	4.4	3.4	5.2	0.4	1.5	4.40
Ap	0.3	0.5	0.2	0.1	0.3	0.4	0.4	0.5	0.5	0.34
Il	0.95	1.2	0.7	1.0	1.5	2.0	1.0	0.5	0.4	0.76
Hу	—	5.2	—	—	—	—	—	2.8	3.2	—

* Примечание: р-н Шишкерта 1—2—роговосбманковый тоналит; 3—6—биотит-роговообманковый тоналит; 7—роговообманковый андезит; 8—кв. риолит; 9—ороговикованная, катаклазированная порода; 10—тоналит из конгломератов раннего сенона с. Пирлу (юж. Баргушат).

Кварцевые риолиты. Обломки их отмечаются часто. Окатанность средняя, размер по длинной оси до 12 см. Представлены породой светло-серого цвета, плотного сложения.

Под микроскопом имеют порфировую структуру с микрофельзитовой структурой основной массы. Порфировидные выделения представлены широкими таблицами кислого пелитизированного андезита размером до 0,7 мм, а также идиоморфными фенокристаллами кварца до 1 мм. Из аксессуарных минералов отмечается сфен, реже циркон. В отдельных шлифах наблюдается интенсивная серицитизация и карбонатизация.

Катаклазированные, ороговикоподобные породы. Обломки их достаточно многочисленны. Они серовато-белые. В текстуре слабо проявлена порфировость.

Процессам ороговикования и последующему катаклазу, судя по сохранившимся участкам первоначальной породы, подверглись вулканы среднего и кислого состава, в том числе и роговообманковые андезиты. Характерной особенностью этих пород является присутствие крупных метакристаллов калиевого полевого шпата (размером до 2 мм), которые, в отличие от фенокристаллов плагиоклаза, не подвергались деформациям и дроблению. Наблюдается интенсивная серицитизация и карбонатизация этих пород. Присутствуют мелкие (до 0,08 мм) выделения андалузита. Структура основной ткани, состоящая из неправильных изометрических зерен полевого шпата и кварца, метасоматическая, гранобластовая, в полях скопления кварца—зубчатая. Отмечаются участки реликтовой порфировой структуры.

Петролого-геохимические особенности обломков гранитоидов

Обсуждение петролого-геохимических характеристик обломков гранитоидов в конгломератах нижнего сенона и сопоставление их с гранитоидами других зон проводилось на основе диаграмм (рис. 1), а также в соответствии с классификацией магматических горных пород [11].

По значениям главных петрохимических классификационных параметров (SiO_2 , сумма щелочей), а также данным минерального состава, изученные породы соответствуют группе средних плутонических образований (кв. диориты, тоналиты) нормального ряда: область распространения SiO_2 от 60 до 64% и суммы щелочей от 6,5 до 7,0%. Петрохимическая серия кальциево-натриевая. Отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ составляет примерно—2. По коэффициенту глиноземистости ($al' = 1,8 - 2,3$) соответствуют высокоглиноземистым разностям.

По сравнению химических составов в координатах $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ и $\text{FeO}'/\text{MgO} - \text{SiO}_2$ с киммерийскими гранитоидами юго-востока Малого Кавказа, а также Малевским интрузивом Зангезурского региона, наряду со сходством выявляются и определенные отличия (рис. 1, А, Б). Гранитоидная галька сходна с кварцевыми диоритами и тоналитами Гехаротского, Такарлинского и других массивов Цахкуняцкого хребта [22], а также с Кохбским интрузивом [10]. По этим же диаграммам изученные обломки гранитоидов отличаются от пород ранней киммерийской фазы Цавского интрузива. Последние обнаруживают более высокие отношения FeO'/MgO и сравнительно большие значения суммы щелочей, характеризующие субщелочные, толеитовые серии пород. Отмеченное четко наблюдается и на диаграмме АФМ (рис. 1 Б).

Характерные отличия состава и структур гранитоидной гальки были установлены при петрографическом их изучении и сравнении с гранитоидами Цавского интрузива (шлифы их любезно предоставлены А. Г. Казаряном).

Достаточные отличия выявляются и при сравнении с породами Малевского интрузива, и в первую очередь по высокому содержанию SiO_2 (до 74%) в последних. По этому показателю отмеченный интрузив значительно отличается и от Цавского массива, в котором содержание

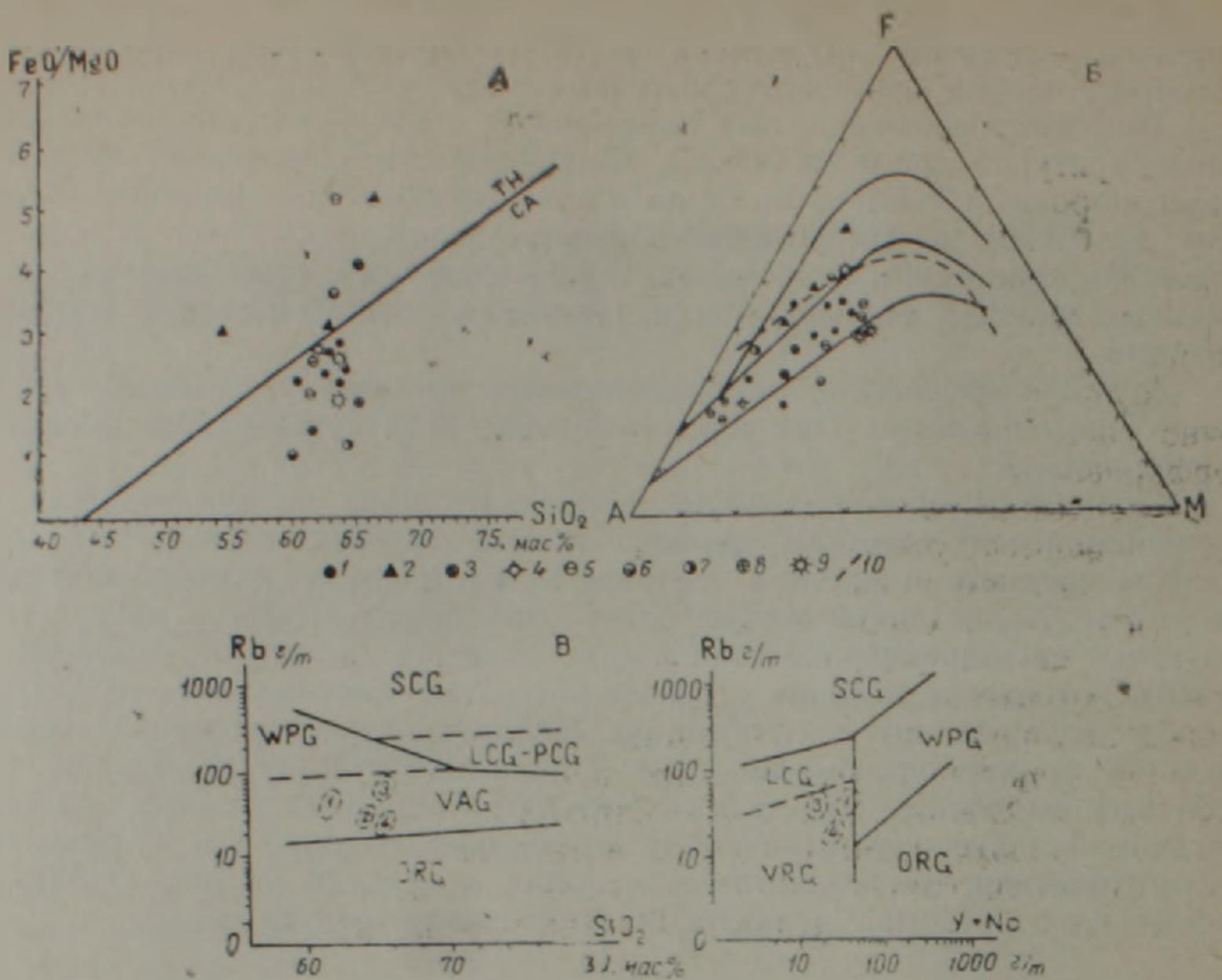


Рис. 1. Петрохимические диаграммы: А. Диаграмма $FeO/MgO-SiO_2$ разграничения толеитовой (ТН) и известково-щелочной (СА) серий по А. Мияширо (Miyashiro, 1974). Б. Диаграмма АФМ. Условные обозначения: 1. Гранитоидная галька и валуны из конгломератов раннего сенона Мегринского антиклинория (с. с. Шишкерт, Пърлу). 2. Цавский интрузив [10]. 3. Малевский интрузив [5]. 4. Галька плагиогранитов Кафанского рудного поля [18]. 5. Гехаротский массив [22]. 6. Миракский массив [22]. 7. Анкаванский массив [22]. 8. Такарлинский массив [22]. 9. Кохбский массив [10]. 10. На диаграмме АФМ линия, разграничивающая поля известково-щелочных и толеитовых серий с использованием критерия Т. Ирвина и В. Барагара (Irvine, Baragar, 1971). В. Поля типов гранитоидов по [24]: ОРГ—океанических областей; VAG—вулканодужные; WPG—внутриплитные; LCG—позднеколлиззионные; PCG—постколлиззионные; SCG—синколлиззионные. 1. Киммерийские гранитоиды Мегринского антиклинория; 2. Тоналиты—кв. диориты, Цахкуняцкий блок; 3. Кв. диориты-гранодиориты Мегринского плутона (верх. эоцен); 4. Тоналиты—кв. диориты (Сомхето-Кафанская зона [14]).

кремнезема не превышает 65%. Важно также отметить, что гранитоидные и апатектические магматиты, характерные для Малевского интрузива [5], не отмечены ни в Цавском массиве, ни среди изученных галек гранитоидов.

Геохимическая типизация рассмотрена нами на основе содержаний микро—и петрогенных элементов, с использованием соответствующих диаграмм [21, 24], и в сравнении с петро-геохимическими параметрами [9]. Фигуративные точки рассматриваемых магматических образований (рис. 1 Б) располагаются в поле вулканодужных гранитоидов. Вместе с тем, по ряду геохимических параметров (Rb, Sr, Ba, Zr и др.) досенонский гранитоидный магматизм Загезурского блока коррелируется с магматизмом геодинамической обстановки активных континентальных окраин андийского типа.

На диаграммах Rb- K_2O и Sr-Сао [21] рассматриваемые магматиты располагаются в пределах общего поля тоналит-гранодиоритовых серий, интрузивных аналогов андезитового (самостоятельных андезитовых серий) магматизма.

Приблизительный уровень внедрения гранитоидного массива может

Средние содержания редких элементов в киммерийских гранитоидах (Зангезур, Цахкуняцкий хр., Сомхето-Кафанская зона) и гранитоидах верхнего эоцена (Зангезур) и их мономинеральных фракциях и т.д.

Элементы	1				2			3	4	5		
	а	б	в	г	а	б	в			а	б	в
Li	3.0	10.0	6.2	14	—	—	—	10	8.0	6—10	130	4.5
Rb	50	40	21	10	—	—	—	19	21	45—70	940	18
Sr	1000	900	320	900	—	—	—	280	280	360—500	90	160
Ba	500	450	240	600	—	—	—	200	170	300—350	550	130
Be	1.9	1.5	1.0	1.3	—	—	—	2.0	—	2—3	3.6	3.0
Ti	4400	3900	—	4200	5600	11500	16800	2400	3500	3100	—	6000
Mn	420	600	150	420	3200	3200	750	300	675	1100	—	1250
Ni	12	15	3.2	18	24	22	22	19	31	15	56	150
Co	3.2	1.8	10	10	90	65	400	6.0	20	12	100	76
V	130	135	24	56	180	170	260	80	115	130	300	350
Cr	18	22	6.5	18	250	320	180	41	29	10	45	20
Zr	150	280	400	240	210	320	100	110	130	100—75	20	180
Nb	16	11	—	10	70	75	240	8.0	3.0	7—10	16	—
Sc	25	21	—	4.2	240	240	10	—	11.5	5—8	10	45
Y	21	32	30	32	250	340	180	—	21	10—12	36	10
Yb	1.3	5.2	2.4	1.8	6.5	3.7	1.8	—	2.2	2.4	5	2.6
Ga	15	18	7.5	18	15	18	18	22	—	14	30	20
B	35	55	—	10	—	—	—	—	—	15	5	7.5

Примечание: Гранитоидные обломки из конгломератов раннего сенона 1а—2в. 1а.—роговообманковый тоналит (4); 1б.—роговообманково-биотитовый тоналит (3); 1в.—катаклазированные породы (5); 1г.—роговообманковые андезиты (3). Мономинеральные фракции: 2а—амфибол из роговообманковых тоналитов (3); 2б—амфибол из роговообманково-биотитовых тоналитов (2); 2в—биотит из тех же пород (2). 3. Цахкуняцкий хр.—тоналиты—кв. диориты ниж. мела [22]. 4. Сомхето-Кафанская зона [14], тоналиты—кв. диориты. 5. Мегринский плутон. верх. эоцен (по Б. М. Меликсетяну). 5а—кв. диориты-гранодиориты; 5б—биотиты из кв. диоритов-гранодиоритов; 5в—амфиболы из тех же пород. Цифры в скобках—количество анализов.

быть оценен на основе валового состава с помощью диаграммы Q-Or-Ab-An-H₂O [21] при допущении, что $P_{H_2O} = P_{общ.}$. В рассматриваемом случае давление воды составляло примерно 1 кбар, что соответствует глубинам порядка 3 км. Таким глубинам формирования соответствует и абиссальный облик пород с преобладанием гипидноморфных озернистых структур.

Приведенная цифра должна быть скорректирована реконструкцией мощностей чехла и временем вовлечения в размыв гранитоидов.

Обсуждение и некоторые выводы

По находкам разнообразных, крупных до валунов и мелких обломков гранитоидов в сенонских отложениях можно судить об имевшем место досенонском гранитоидном магматизме в пределах Мегринского антиклинория. Вопросы геодинамики, возникновения, масштабности гранитоидного магматизма и его рудоносности, конечно, могут быть пока изложены в первом приближении.

Прежде всего очевидно, что размер обломков и их количество уменьшаются в полосе выходов конгломератов сенона от басс. р. Шишкерт и Цав на северо-запад к долине р. Кирс. Их распределение указывает на местоположение питающей провинции—выхода досенонских гранитоидов, соответствующее центральной части Мегринского антиклинория. Литофации верхнепалеозойских выходов вдоль восточного крыла антиклинория ничего не дополняют к этой проблеме, поскольку каких-либо существенных в них латеральных вариаций не наблюдается. Конечно, эти разрезы менее полные, к тому же более обогащенные терригенным материалом, чем разрезы Урц-Джувльфинской зоны

и, видимо, принадлежат иной структурно-формационной подзоне [17]. Кроме того предполагается, что палеозонский комплекс субплатформенного типа скорее всего и в основании юрского комплекса Кафанского антиклинория.

Структурно-формационное разграничение между Мегринским и Кафанским блоками мы относим к среднеюрско-раннемеловому времени. Очевидно резкое различие в рядах стратифицированных формаций мезозоя этих блоков [7, 8]. Важный рубеж—возникновение в период от раннего мела до раннеконьякского времени включительно офиолитового трога—Зангезурской офиолитовой зоны [3].

Надо полагать, растяжение коры компенсировалось развитием изоклинальной и дисгармоничной (в местах развития эффузивов) складчатости, отчетливо фиксируемой в южном сегменте (г. Хуступ). Продолжение данного литосферного вреза выявлено в Карадаге северного Ирана [23]. Сейсмическим профилированием установлено отсутствие горизонтов отражения воли по всей мощности коры офиолитового шва [4].

В строении Мегринского антиклинория достоверно не известны юрские отложения: этот блок в юре испытывал поднятие и с одним из его этапов, надо полагать, связано внедрение гранитоидов. Показано, что их обломки в конгломератах сенона обнаруживают наибольшее сходство с позднекимерийскими гранитоидами Сомхето-Карабахской и центральной складчатой зоны Малого Кавказа. По аналогии в Мегринском блоке внедрение гранитоидов предполагается в позднеюрское-раннемеловое время. Внедрение интрузии по комплексу признаков ограничивается глубиной 3 км от позднеюрской-меловой кровли. Вероятно лишь при интенсивном воздымании за время до раннего сенона мог реализоваться вывод гранитоидов в сферу размыва. Очень высокие темпы поднятия и соответственно размыва могли быть в специфической тектонической обстановке гравитационного всплывания менее плотных гранитоидов относительно вмещающих и перекрывающих плотных пород метаморфического комплекса в сочетании с боковым сжатием. Модель гравитационного выплывания предусматривает последующее выполнение пространства после «всплывания» породами экзоконтакта [15]. Процессы выравнивания плотностей усиливаются горизонтальным сжатием в связи с ранними стадиями формирования Зангезурского офиолитового трога.

Сходная ситуация между временем внедрения гранитов и началом их размыва приводила к мысли о близповерхностном внедрении [2]. Так, возраст Кохб-Шнохского интрузива датируется 130 млн. лет, а его гальки выявлены в отложениях альба сеномана. По мнению ряда исследователей, это гипабиссальные интрузии [14]. Для них также скорее всего должен работать механизм гравитационного всплывания, но в условиях иных градиентов плотностей, поскольку внедрение имело место в мезозойский вулканогенно-осадочный комплекс, а не древний метаморфический.

Выше отмечалось уменьшение размера гранитоидных обломков к СЗ Мегринского антиклинория. При рассмотрении мощностей залегающей над конгломератами толщи микритовых известняков верхнего сенона оказывается, что в этом же направлении явно нарастает их мощность. Это соответствует отмеченному ранее местоположению поднятия в сенонской палеогеографии. Примерно таково же соотношение зоны максимальных мощностей осадочно-вулканокластической толщи нижнего-среднего эоцена.

Зона главного поднятия в сеноне-эоцене затем становится местом внедрения Мегринского верхний эоцен-миоценового плутона. Следовательно, можно предполагать в широком смысле конфокальность пространственного размещения отмеченных этапов интрузивного магматизма. Геодинамические обстановки их проявления были, конечно, резко противоположными—мезозойский гранитоидный магматизм возникает в условиях масштабного растяжения коры в локальных областях сжатия, между зонами растяжения, тогда как позднепалеогеновый-ниж-

немиоценовый Мегринский плутон возник в коллизии обстановке [13] регионального сжатия и формирования зон растяжения, сопряженных с крупными сдвиговыми дислокациями. Мы еще не знаем в какой мере латеральная зональность Мегринского плутона и разобщенность разломами соотносится с более древним, допалеогеновым структурным планом. Эти вопросы, безусловно, заслуживают дальнейшего изучения.

Институт геологических наук
АН Армении

Поступила 11-VI-1990

Ի. Ն. ՏԱՅԱՆ, Մ. Ա. ՍԱՏԻԱՆ, Ի. Տ. ԶԵՐԲԱՇԻԱՆ

ՄԵԳՐՈՒ ԱՆՏԻԿԼԻՆՈՐԻՈՒՄԻ ԿԻՄԵՐՅԱՆ ԿՐԱՆԻՏՈՒԴԱՅԻՆ ՄԱԿՄԱՏԻԶՄԻ ՄԱՍԻՆ

Մեղրու անտիկլինորիումի սահմաններում, սենոնի նստվածքներում հայտնաբերված գրանիտոիդների խոշոր և մանր բեկորների հիման վրա կարելի է եզրակացնել մինչպալեոգենյան գրանիտոիդային մագմատիզմի գոյության մասին:

Ուսումնասիրված են գրանիտոիդային մագմատիզմի մասշտաբները, առաջացումն ու երկրադինամիկան, ինչպես նաև ապարաֆիզիկական և երկրաբանական առանձնահատկությունները:

Շիշկերտ գետի ավազանից և Ծավից դեպի Քիրս գետի հովտի հյուսիս-արևմտյան մասը սենոնի կոնգլոմերատների ելքերում բեկորների շափերն ու քանակը նկատելիորեն նվազում են:

Վաղսենոնյան գրանիտոիդների բեկորների ելքերը ցույց են տալիս սնող տեղամասի վայրը: Հետաքրքրական է, որ այս գոտին հիմնականում համապատասխանում է Մեղրու անտիկլինորիումի կենտրոնական մասին:

Սենոնի կոնգլոմերատների բեկորներն իրենց կազմությամբ համանման են Սոմխեթա-Ղարաբաղյան և Փոքր Կովկասի կենտրոնական ծալքավոր գոտու կիմերյան գրանիտոիդներին: Ընդունված է, որ Մեղրու բեկորի գրանիտոիդային ներծալթքուկի ներդրումը տեղի է ունեցել այդ նույն ժամանակահատվածում: Եթե ներծալթքուկը ներդրվել է ծածկից 3 կմ խորության վրա, ապա ծածկի միայն ինտենսիվ լվացման դեպքում տեղի կունենար նաև գրանիտոիդների լվացումը վաղ սենոնում: Բարձրացման նման տեմպի դեպքում լվացումը և քայքայումը կարող է առաջանալ յուրահատուկ տեկտոնական իրավիճակում, երբ տեղի է ունեցել գրանիտոիդների գրավիտացիոն բարձրացում՝ զուգակցված կողային ճնշման հետ:

Վերևում նշվեց, որ գրանիտոիդների բեկորները նվազում են դեպի հյուսիս-արևմուտք: Նույն ուղղությամբ նկատվում է նաև միկրիտային կրաքարերի հզորության աճ, որոնք ներդաշնակորեն տեղադրված են կոնգլոմերատների վրա: Այս տեղանքը համապատասխանում է սենոնյան բարձրացման: Մոտավորապես այդպիսիք են նաև ստորին(°)-միջին էոցենի նստվածքա-հրաբուխային հաստվածքների հզորությունները: Նշված սենոն-էոցենյան բարձրացումը հետագայում հանդիսացել է Մեղրու վերին էոցեն-միոցենյան բաթոլիտի ներդրման տեղամասը:

R. N. TAYAN, M. A. SATIAN, R. T. DJERBASHIAN
ON THE MEGHRI ANTICLINORIUM CIMMERIAN GRANITOID
MAGMATISM

Abstract

On the basis of conglomerate pebbles investigation the problem of the Zanguezoor block pre-Paleogene granitoid magmatism and that of

the Meghri anticlinorium development history during the stages, which precede the Meghri batholith formation.

ЛИТЕРАТУРА

1. Адамян А. И. Петрография щелочных пород Мегринского района Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1955, 130 с.
2. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958, 430 с.
3. Асланян А. Т., Сатиан М. А. Зангезурский офиолитовый пояс Малого Кавказа.— ДАН АрмССР, 1977 т. XV, № 4, с. 220—226.
4. Асланян А. Т., Баграмян А. Х., Осипова И. Б., Сатиан М. А. О Зангезурском глубинном разломе Малого Кавказа.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1981, № 5, с. 12—20.
5. Багдасарян Г. П., Меликсетян Б. М., Лукасян Р. Х. Альпийский гнейсо-гранитный комплекс Зангезурского выступа доальпийского фундамента.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1985, № 2, с. 9—20.
6. Белов А. А. К истории тектонического развития северной окраины Иранской эпибайкальской субплатформы на Малом Кавказе.—Изв. АН СССР, серия геолог., 1968, № 10, с. 121—129.
7. Габриелян А. А., Саркисян О. А., Симонян Г. П., Торосян Р. А. Новые данные по геологии южного Зангезура.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1972, № 4, с. 34—50.
8. Геология Армянской ССР, Том V, Литология, Ереван: Изд. АН АрмССР, 1971, 495 с.
9. Магматические горные породы (эволюция магматизма в истории Земли). М.: Наука, 1987, 438 с.
10. Магматические и метаморфические формации Армянской ССР, Ереван: Изд. АН АрмССР, 1981, 330 с.
11. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981, 160 с.
12. Мкртчян С. С. Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1958, 287 с.
13. Меликсетян Б. М. Петрология, геохимия и рудоносность палеоген-неогеновых вулканно-интрузивных формаций Малого-Кавказа (магматизм зон коллизии).— Автореф. дисс. на соискание уч. ст. докт. геол. мин. наук. Тбилиси: 1989, 54 с.
14. Мелконян Р. Л. Петрология и рудоносность мезозойских островодужных гранитоидных формаций Малого Кавказа.—Автореф. дисс. на соискание уч. ст. докт. геол.-мин. наук, М.: ИГЕМ АН СССР, 1989, 52 с.
15. Мюллер Р., Саксена С. Химическая петрология. М.: Мир, 1980, 516 с.
16. Паффенгольц К. П. Геология Армении (Армения в системе Кавказа и Малой Азии). М.: Госгеолиздат, 1948, 895 с.
17. Сатиан М. А. Офиолитовые прогибы мезотетиса. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1981, 192 с.
18. Саркисян Г. А., Мнацаканян А. Х., Сатиан М. А., Чолахян Л. С. О находке галек плагиогранитов в разновозрастных конгломератах Кафанского рудного поля.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 2, с. 13—18.
19. Таян Р. Н., Мартиросян Ю. Н. О выявлении верхнемеловых отложений в ядре Бахаджурской горст-антиклинальной структуры.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1977, № 2, с. 98.
20. Таян Р. Н., Сатиан М. А., Степанян Э. О., Шапоян А. С. О допалеогеновом гранитоидном магматизме Мегринского блока обмывания Зангезурской офиолитовой зоны. Матер. X Всесоюзного литологического совещания. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1988, с. 105.
21. Ферштатер Г. Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987, 230 с.
22. Чибухчян З. О. Интрузивные комплексы Арзаканского кристаллического массива. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1985, 180 с.
23. Verberian M. The Southern Caspian a compressional depression floored by a trapped modified oceanic crust. „Canadian Jour. of Earth Sciences“, v. 20, № 2,

1983, p5. 163—183.

24. S. Pearce, N. Harris, A. Tindle Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Jour. of Petrol. 25, p. 4, 1984 pp. 956—983.

Известия АН Армении. Науки о Земле. 1992, XLV, № 4. 23—31.

УДК: 550.9:621.039.86

Г. П. БАГДАСАРЯН, Р. Х. ГУКАСЯН, В. А. АГАМАЛЯН, К. А. ДАРБИНЯН,
Э. А. САРКИСЯН, М. М. АВОЯН, К. А. РАШМАДЖЯН

ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ОБЛАСТИ ВЕЛЕНСЕ (ВЕНГРИЯ)

В статье изложены результаты анализа и обобщения К-Аг изотопно-геохронологических исследований нескольких десятков представительных образцов, характеризующих разнофациальные и разновозрастные магматические формации обширной рудной области Веленсе Венгерской республики. Работа отражает первый этап (1987—1988 гг.) программы международного научного сотрудничества (1987—1990 гг.) Института геологических наук АН АрмССР (ИГН) и Института ядерных исследований Венгерской АН (Атомки) с участием Центрального геологического института Венгрии (ЦГУ).

Исследованиями устанавливаются пять возрастных групп магматических образований, близко отвечающих раннему олигоцену, верхнему эоцену, палеоцену, верхнему мелу, ранней перми. Полученные результаты, на наш взгляд, позволяют в новом свете рассматривать существующие представления о геологическом строении данной рудной области. Кроме того, они могут быть использованы при рассмотрении вопросов пространственной и возрастной корреляции с выделенными комплексами процессов разновозрастной рудной минерализации.

Лабораторным исследованиям в ИГН, включая и микроскопию пород, предшествовали совместные детальные полевые исследования Г. П. Багдасаряна и венгерских ученых в обширной области Веленсе с целенаправленным отбором представительных образцов пород из различных и разнофациальных магматических образований. С некоторыми из них пространственно и, возможно, генетически связаны отдельные месторождения полезных ископаемых.

Радиологическое исследование пород проведено общепризнанным методом, выполняемым в передовых лабораториях СССР и за рубежом, с применением в качестве индикатора моноизотопа³⁵ Аг. Полученные таким образом результаты первого этапа научного сотрудничества (1987—1988 гг.) в части работ, осуществляемых в лаборатории ИГН, были доложены Г. П. Багдасаряном, обсуждены и приняты на заседании представителей заинтересованных организаций в Будапеште в 1989 г.

Результаты изотопно-геохронометрических исследований магматических формаций области Веленсе

В соответствии с программой данного этапа научного сотрудничества, здесь не рассматриваются геологические аспекты изученных магматических образований. Эти вопросы, разумеется, нуждаются в дальнейшей обстоятельной геологической интерпретации, прежде всего исследователями Венгрии с учетом существующих геологических представлений.

В приведенной сводной таблице сведен весь фактический аналитический материал К-Аг изотопного датирования отобранных 35 представительных образцов из разновозрастных вулканических, субвулка-

1983, p5. 163—183.

24. S. Pearce, N. Harris, A. Tindle Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Jour. of Petrol. 25, p. 4, 1984 pp. 956—983.

Известия АН Армении. Науки о Земле. 1992, XLV, № 4. 23—31.

УДК: 550.9:621.039.86

Г. П. БАГДАСАРЯН, Р. Х. ГУКАСЯН, В. А. АГАМАЛЯН, К. А. ДАРБИНЯН,
Э. А. САРКИСЯН, М. М. АВОЯН, К. А. РАШМАДЖЯН

ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ОБЛАСТИ ВЕЛЕНСЕ (ВЕНГРИЯ)

В статье изложены результаты анализа и обобщения К-Аг изотопно-геохронологических исследований нескольких десятков представительных образцов, характеризующих разнофациальные и разновозрастные магматические формации обширной рудной области Веленсе Венгерской республики. Работа отражает первый этап (1987—1988 гг.) программы международного научного сотрудничества (1987—1990 гг.) Института геологических наук АН АрмССР (ИГН) и Института ядерных исследований Венгерской АН (Атомки) с участием Центрального геологического института Венгрии (ЦГУ).

Исследованиями устанавливаются пять возрастных групп магматических образований, близко отвечающих раннему олигоцену, верхнему эоцену, палеоцену, верхнему мелу, ранней перми. Полученные результаты, на наш взгляд, позволяют в новом свете рассматривать существующие представления о геологическом строении данной рудной области. Кроме того, они могут быть использованы при рассмотрении вопросов пространственной и возрастной корреляции с выделенными комплексами процессов разновозрастной рудной минерализации.

Лабораторным исследованиям в ИГН, включая и микроскопию пород, предшествовали совместные детальные полевые исследования Г. П. Багдасаряна и венгерских ученых в обширной области Веленсе с целенаправленным отбором представительных образцов пород из различных и разнофациальных магматических образований. С некоторыми из них пространственно и, возможно, генетически связаны отдельные месторождения полезных ископаемых.

Радиологическое исследование пород проведено общепризнанным методом, выполняемым в передовых лабораториях СССР и за рубежом, с применением в качестве индикатора моноизотопа³⁵ Аг. Полученные таким образом результаты первого этапа научного сотрудничества (1987—1988 гг.) в части работ, осуществляемых в лаборатории ИГН, были доложены Г. П. Багдасаряном, обсуждены и приняты на заседании представителей заинтересованных организаций в Будапеште в 1989 г.

Результаты изотопно-геохронометрических исследований магматических формаций области Веленсе

В соответствии с программой данного этапа научного сотрудничества, здесь не рассматриваются геологические аспекты изученных магматических образований. Эти вопросы, разумеется, нуждаются в дальнейшей обстоятельной геологической интерпретации, прежде всего исследователями Венгрии с учетом существующих геологических представлений.

В приведенной сводной таблице сведен весь фактический аналитический материал К-Аг изотопного датирования отобранных 35 представительных образцов из разновозрастных вулканических, субвулка-

нических и интрузивных образований, подвергшихся 112 полным сериям экспериментов.

Рассмотрение таблицы фактического материала позволяет выделить следующие возрастные группы (от молодых к древним)*.

Группа I. Возрастные значения закономерно укладываются в довольно узкий интервал—33,5—35,5 млн. лет (образцы №№ 1, 2, 3, 4, 5, 7, 8, 9, 10, 11, 24, 25, 26, 27, 29, 31). Это породы третичной формации андезитового ряда несколько варьирующего минерального состава. К этой группе отнесены также единичные переходные к ним диоритовые порфиры, андезито-дициты. Все они несут признаки частичного изменения темноцветных породообразующих минералов (хлоритизация, карбонатизация, эпидотизация) и / или полевых шпатов (сосюритизация, реже цеолитизация).

Многолетний опыт нашей лаборатории К-Аг датирования сотен аналогичных пород из заведомо палеогеновых (преимущественно эоцен-олигоценных) формаций, со слабым развитием вторичных минералообразований позволяет с уверенностью предположить, что магматические образования, представленные данной группой пород, формировались незадолго до указанных вторичных минеральных новообразований. При этом слабые замещения породообразующих, прежде всего темноцветных минералов вторичными, по-видимому, свидетельствуют о незначительной утечке из пород радиогенного аргона, который способствует также некоторому присутствию в породах стекла.

Таким образом, мы склонны формирование рассматриваемой группы пород со значительной долей вероятности отнести к раннему олигоцену-доэоцену.

Группа II. Представлена магматическими телами с возрастными значениями 42,5—39 млн. лет. (№№ 12, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20, 22).

В отличие от пород первой группы, это относительно более кислые породы—риодациты, риолитовые порфиры, кварцевые дацитовые порфиры, реже кварцевые монзониты. Характерен свежий облик пород, без заметных вторичных минеральных новообразований. Магматические тела этой группы, по-видимому, не претерпели наложенных процессов, которые могли бы вызвать заметные утечки радиогенного аргона.

Возрастные значения, полученные по данной группе пород, по-видимому, указывают на верхнеэоценовое время их формирования.

К этому возрастному интервалу нами условно относится время ороговикования обр. № 19 (38,9 млн. лет.), первичная порода которого, вероятно, более раннего возраста и близко трудно определима из-за контактного перерождения.

Группа III. Проблематичными представляются возрастные значения, полученные по трем резко отличающимся по минеральному составу и характеру изменениям пород: №№ 34, 36, 35, давшими соответственно 82,3; 82,25 и 60,2 млн. лет.

№ 34—нацело измененная (цеолитизированная, карбонатизированная) порода, несомненно претерпевшая существенное «аргоновое омоложение». Первичная природа ее неясна. № 36—слюдяной перидотит, интенсивно серпентинизированный, оталькованный.

Совершенно сходные их К-Аг возрастные значения наводят на предположение, согласно которому аргоновое омоложение магматических тел, представленных образцами № 34 и 36, обусловлено воздействием (после их становления) тектоно-магматических динамотермальных наложенных процессов в верхнемеловое или раннепалеогеновое время. В последнем случае следовало бы допустить неполную утечку из пород радиогенного аргона.

* Рассмотрение одного, наиболее молодого образца №23 дается в конце.

Таблица результатов изотопно-геохронологических исследований образцов магматических пород области Веленсе (Венгрия)

№№ п/п	Номера образцов	Название минерала и в горной породе и место взятия	Содержание калия в % %	K ⁴⁰ г/г 10 ⁻⁶	% радио- генн. Ar ⁴⁰	Ar ⁴⁰ см ³ /г 10 ⁻⁹	Ar ⁴⁰ г/г 10 ⁻⁹	Ar ⁴⁰ K ⁴⁰ 10 ⁻³	Возраст в млн. лет	Среднее значение возраста в млн. лет
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Группа I										
1	B-1	Андезит двупироксеновый. Состав: вкрапленники плагиокл. № 40, авгита, реже рог. обманки. Основная масса содержит также зерна гиперстена, реже биотита, рудного минерала в вулканическом стекле; акцессорный циркон.	1.12	1.34	10.07	1.52	2.71	2.02	34.44	
			—	—	13.0	1.47	2.60	1.96	33.42	33.34
			—	—	5.0	1.42	2.53	1.89	32.24	±0.76
2	B-2	Дацитовый порфирит кварц-роговообманковый. Содержит серию вкрапленников роговой обманки, плагиоклаза № 35—30, клинопироксена, реже кварца. Основная масса из тонкого срастания кварца и пол. шпатов, мелких зерен клинопироксена и рудного минерала.	1.44	1.72	17.0	2.05	3.66	2.13	36.3	
			—	—	24.0	1.92	3.43	2.01	34.5	35.15
			—	—	13.80	1.91	3.41	1.99	33.8	±1.35
			—	—	14.70	2.03	3.63	2.11	36.0	
3	B-3	Кварцевый диорит-порфирит. Состав: вкрапленники андезина: клинопироксена, скопленый кварца. Основная масса—мелкие срастания кварца и пол. шпата, единичные зерна эпидота и хлорита.	2.14	2.55	20.0	2.99	5.34	2.09	35.60	
			—	—	27.0	2.84	5.07	1.98	33.80	35.17
			—	—	21.0	3.03	5.40	2.12	36.10	±0.90
4	B-4	Риодацит крупнопорфировый. Состав: вкрапленники олигоклаза, кварца, рог. обманки, биотита. Единичные зерна магнетита. Основная масса микрокристаллич. кварц-полевошпатовая.	1.75	2.09	19.84	2.29	4.09	1.96	33.4	
			—	—	15.90	2.30	4.10	1.90	33.4	34.05
			—	—	28.0	2.45	4.39	2.10	35.8	±0.9
			—	—	18.0	2.30	4.10	1.97	33.6	
5	B-5	Андезит роговообманковый. Состав: вкрапленники андезина, рог. обманки, реже кварца, рудн. минерала. Осн. масса полустекловатая, полевошпатовая, частично хлоритизированная и карбонатизированная.	1.54	1.84	16.0	2.12	3.79	2.06	35.11	
			—	—	16.7	1.99	3.56	1.94	33.8	35.07
			—	—	19.5	2.20	3.93	2.13	36.3	±0.86
6	B-7	Метасоматит селадонит-карбонат-серицит-каолинитовый по роговообманковому диорит-порфириту.	0.88	1.05	13.0	1.17	2.09	1.99	33.9	
			—	—	7.0	1.13	2.03	1.93	32.9	±0.7
			—	—	5.26	1.19	2.14	2.04	34.8	
7	B-8	Лавобрекчия трахиандезита. Состав: вкрапленники среднего плагиоклаза, клинопироксена, биотита. Основная масса—селадонитовое стекло с микролитами плагиоклаза.	0.60	0.72	8.8	0.80	1.42	1.99	33.93	
			—	—	4.4	0.80	1.43	2.00	34.10	±0.1
			—	—	3.9	0.81	1.44	2.00	34.10	
8	B-9	Андезит. Состав вкрапленники андезин-лабрадора, клинопироксена, гиперстена, рудного минерала. Основная масса—стекло с микролитами полевошпатов.	0.38	0.45	4.6	0.53	0.95	2.10	35.79	
			—	—	4.4	0.50	0.89	1.98	33.80	±0.65
			—	—	3.9	0.49	0.88	1.95	33.25	

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
9	B-10	Цеолитизированный андезит. Состав: вкрапленники плагиоклаза, клинопироксена, опациitized рог. обманки. Основная масса—микролитовая. Порода интенсивно цеолитизирована. Цеолит в виде радиальных агрегатов замещает плагиоклаз.	1,63 —	1,94 —	14,0 19,0	22,2 2,28	3,98 3,97	2,05 2,04	34,90 34,80±	34,85 ±0,05
10	B-11	Андезит, частично цеолитизированный. Состав: вкрапленники средн. плагиоклаза, проросшие цеолитом, амфиболом, пироксеном. Основная масса—микролиты пол. шпатов; немного карбоната, хлорита.	2,14 —	2,55 —	14,09 17,4 16,0	2,93 3,01 2,98	5,25 5,37 5,33	2,06 2,11 2,09	35,11 36,00 35,62	35,6 ±0,3
11	B-24	Кварцевый дацитовый порфир. Состав: вкрапленники зонального плагиоклаза № 45—15, роговой обманки, кварца; присутствует рудн. минерал. Осн. масса—кварц-полевошпат., переходный от микрофельзитового к микрогранитному, с примесью карбоната.	1,79 —	2,14 2,11	12,50 20,0 13,50	2,40 2,25 2,35	4,30 4,02 4,20	2,01 1,88 1,99	34,27 32,10 33,93	33,4 ±0,3
12	B-25	Дацитовый порфирит, частично цеолитизированный. Состав: вкрапленники среднего плагиоклаза (проросшего цеолитом), рог. обманки в кварц-полевошпатовой основной массе; прожилки цеолита и карбоната.	1,59 —	1,90 —	16,0 7,0 11,0	2,23 2,18 2,17	3,99 3,92 3,90	2,10 2,06 2,05	35,80 35,11 34,9	35,3 ±0,35
13	B-26	Дацитовый порфирит. Состав: вкрапленники среднего плагиоклаза, проросшего цеолитом, кварца; реликты опациitized рог. обманки.	1,09 —	1,30 —	8,0 15,0	1,53 1,48	2,73 2,64	0,11 2,03	35,95 34,60	35,60
14	B-27	Андезит роговообманковый. Состав: вкрапленники плагиоклаза № 55, рог. обманки. Основная масса—вулканическое стекло. Вторичные минералы—монтмориллонит и хлорит по стеклу.	0,24 —	0,29 —	2,0 4,0 6,0	0,41 0,40 0,38	0,73 0,71 0,67	2,14 2,08 2,07	34,46 35,45 34,97	35,40 ±1,10
15	B-29	Андезит-дациты с несколько повышенным содержанием калишпата и биотита с аналогичным характерным для данной группы пород частичным изменением темноцветных минералов и полевых шпатов.	4,7 —	5,71 —	34,0 49,0 44,8	6,53 6,56 6,79	11,68 11,71 12,16	2,04 2,05 2,13	34,8 35,0 36,3	35,4 ±0,6
16	B-31		3,21 — —	3,83 — —	15,0 29,0 22,0	4,18 6,56 4,30	7,46 11,71 7,67	1,95 2,05 2,00	33,25 35,0 34,2	34,2 ±0,0

Группа II

17	B-12	Риодацитовый порфир. Состав: вкрапл. зонального плагиоклаза № 30—25, рог. обманки, биотита, реже кварца в кварц-полевошпатовой основной массе.	1,57 — —	1,873 — —	23,0 26,0 15,3 19,8	2,40 2,50 2,44 2,47	4,44 4,46 4,30 4,41	2,36 2,32 2,33 2,36	40,24 39,50 40,00 40,20	40,0 ±0,25
18	B-13	Трахиандезит. Состав: вкрапленники плагиоклаза № 40, разложившихся темноцветных минералов, реже биотита. Основная масса—тонкокристаллическая, слюдисто-полевошпатовая.	1,61 — —	1,92 — —	27,0 26,1 28,0	2,57 2,65 2,63	4,61 4,65 4,71	2,40 2,42 2,45	40,84 41,20 41,70	41,2 ±0,30
19	B-14	Риодацитовый порфир, аналогичный породе B-12.	1,45 — —	1,730 — —	11,15 10,8 12,1	2,29 2,40 2,41	4,00 4,29 4,31	2,36 2,48 2,49	40,17 42,20 42,40	41,6 ±0,9

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
20	B-15	Риолитовый порфир. Отличается от породы B-14 большим содержанием биотита, большей раскристаллизованностью основной массы, переходной к микрогранитовой.	1,61	1,920	26,0	2,40	4,59	2,23	38,0	
			—	—	24,8	2,46	4,40	2,29	39,0	38,4
			—	—	23,9	2,40	4,30	2,24	38,15	+0,4
21	B-16	Трахидцит. Состав: вкрапленники плагиоклаза, клинопироксена, зеленой роговой обманки. Основная масса—лейсты плагиоклаза, в интерстициях стекло переходит в мелкочешуйчатую слюду.	0,80	0,954	13,0	1,21	2,16	2,27	38,65	
			—	—	20,2	1,25	2,42	2,36	40,17	39,60
			—	—	17,9	1,27	2,27	2,39	40,70	+0,80
			—	—	9,0	1,21	2,16	2,28	38,82	
22	B-17	Кварцевый дацитовый порфир. Состав: вкрапленники кварца, рог. обманки, биотита, рудный минерал. Основная масса кварц-полевошпатовая, микрокристаллическая.	1,62	1,93	20,0	2,48	4,42	2,29	39,0	
			—	—	21,9	3,13	5,61	2,44	41,50	40,4
			—	—	17,7	2,58	4,61	2,39	40,70	+0,9
23	B-18	Кварцевый монзонит. Состав: плагиоклаз № 52, в промежутке которых зерна кварца, калишпата, амфибола, обрастающие пироксен и рудный минерал.	1,11	1,32	15,0	1,71	3,05	2,31	39,33	
			—	—	17,0	1,77	3,17	2,40	40,90	40,15
			—	—	19,5	1,74	3,11	2,36	40,20	±0,5
24	B-19	Роговик андалузит-биотит-кварц-полевошпатовый содержит: реликты вкрапленников плагиоклаза. Основная масса—мелкозерн. кварц, полевошпатовые агрегаты с мелкими чешуйками биотита и андалузита.	1,34	1,60	15,0	1,98	3,53	2,21	37,7	
			—	—	16,0	2,07	3,70	2,31	39,4	38,9
			—	—	—	2,07	3,71	2,32	39,5	+0,8
25	B-20		0,30	0,36	2,19	0,50	0,89	2,47	42,02	
			—	—	4,0	0,52	0,94	2,62	44,60	42,3
			—	—	5,1	0,51	0,92	2,36	40,20	+1,5
26	B-22	Кварцевый монзонит. Состав: зональный плагиоклаз № 42—36, окруженный кварцем и калишпатовом, кристаллы гиперстена замещены амфиболом и биотитом.	2,03	2,42	18,0	3,38	6,03	2,49	42,35	
			—	—	21,0	3,50	6,25	2,59	43,87	42,6
			—	—	23,0	3,35	5,78	2,47	42,00	+0,6
			—	—	10,3	3,34	5,96	2,46	41,85	
			—	—	19,0	3,42	6,10	5,2	42,86	

Г р у п п а III

27	B-34	Цеолит-калишпат-биотит-карбонатная порода, содержащая удлиненные чешуйки биотита, скопления цеолитов и калишпата.	2,77	3,304	18,01	8,80	15,70	4,75	80,0	
			—	—	42,0	9,23	16,57	5,01	84,23	82,3
28	B-35	Сненит пироксен-роговообманковый. Состав: основной плагиоклаз, калишпат, клинопироксен, аксессуарный рудный минерал.	1,33	1,59	53,0	9,09	16,23	4,91	82,58	+1,5
			—	—	17,5	3,17	5,65	3,55	60,0	
			—	—	30,0	3,35	5,99	3,77	63,74	60,2
			—	—	17,3	2,96	5,27	3,32	56,25	±2,1
29	B-36	Слюдяной перидотит. Состав: серпентинизированные и оталькованные кристаллы оливина, клинопироксен, гиперстен, листочки флогопита.	1,58	1,88	26,0	3,20	5,71	3,60	60,90	
			—	—	34,0	5,20	9,28	4,92	82,75	82,25
			—	—	24,0	5,05	9,02	4,78	80,45	+1,3
			—	—	22,0	5,25	9,37	4,97	83,57	

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Г р у п п а IV										
30	B-6	Трахидацил (латит) Состав: вкрапл. сосюритиз. среднего плагиоклаза, частично хлоритизированная роговая обманка. Осн. масса: мелкие зерна кварца, калишпата, плагиоклаза, рог. обманки, рудного минерала.	1.93	2.30	68.0	16.76	39.92	13.0	210.9	
			—	—	52.0	16.20	28.92	12.56	204.2	210
31	B-21	Латит. Состав: вкрапл. осн. плагиоклаза и селадонитовые псевдоморфозы по темноцветному минералу с примесью карбоната. Осн. масса—полевой шпат с хлоритом и рудным минералом.	3.33	3.97	70	25.31	45.17	11.37	185.8	±4
			—	—	66	25.21	45.0	11.33	185.2	186.0
			—	—	70	25.78	45.9	11.50	188.7	±1.5
			—	—	67.2	25.16	44.0	11.30	185	
32	B-28	Гидротермально интенсивно измененная порода с реликтовой порфировой структурой. Состав: реликты вкрапл. средне-основного плагиоклаза и темноцветного минерала, нацело замещенные первые—цесолитом и хлоритом, вторые—карбонатом и хлоритом.	0.74	0.88	44.0	6.55	11.70	13.25	214.8	
			—	—	30.0	6.42	11.46	12.98	210.6	212.6
			—	—	22.89	6.48	11.56	13.10	212.5	±1.4
Г р у п п а V										
33	B-32	Гранит. Состав: кварц, кислый плагиоклаз, калишпат, мелкие листочки биотита. Аксессуары—циркон, апатит. Вторичные минералы: хлорит, серицит.	3.40	4.06	82.0	36.94	65.94	16.24	260.0	
			—	—	81.0	38.27	68.31	16.84	268.8	262
			—	—	85.0	36.50	65.15	16.06	267.1	±4.5
34	B-33	Гранит. Состав: кварц, калишпат, в подчиненном количестве кислый плагиоклаз, биотит.	3.45	4.18	65.9	37.23	66.46	16.28	269.9	
			—	—	65.0	38.53	68.97	15.90	267.9	265
			—	—	82.0	38.65	68.99	16.91	258.8	±3.5
35	B-23	Кислая порода.	2.36	2.82	9.0	1.13	2.02	0.72	12.35	
			—	—	13.0	1.28	2.29	0.81	13.89	12.75
			—	—	1.09	1.94	0.69	12.0		±0.75
			—	—	17.5	1.07	1.94	0.69	12.00	

Впрочем, указанные данные, возможно, могли бы послужить некоторым основанием для поисков в области Веленсе или в прилегающих к ней районах магматических образований верхнемелового или раннепалеогенового возраста.

Немаловажный геолого-геохронологический интерес представляет сиенит (№ 35), не претерпевший каких-либо вторичных изменений. К сожалению, здесь мы располагаем лишь единственным образцом, не имея какой-либо геологической информации о наличии подобных пород в рассматриваемой области. Свежий облик породы, его минеральный состав позволяют предположить о вероятно палеоценовом времени его образования—60,2 млн. лет.

При дальнейших, более детальных геолого-петрологических исследованиях в области Веленсе следовало бы, на наш взгляд, уделить особое внимание выявлению пород сиенитового или возможно даже более щелочного ряда, будь то самостоятельные тела или фации отдельных интрузивов основного или более кислого состава с возрастными, близкими к таковой образца № 35.

Группа IV. В этой группе рассматриваются весьма значительно измененные породы близзлатитового состава (№ 6, 21) и гидротермально почти целиком измененная порода с реликтовым порфировым строением (№ 28).

Полученные по ним возрастные значения: № 6— 210 ± 4 млн. лет; № 21— $186 \pm 1,5$ млн. лет и № 28— $212 \pm 1,4$ млн. лет являются, несомненно, аргоново омоложенными, отражающими наложенные на них, по-видимому, неоднородные термальные процессы более поздних магматических очагов. Очевидно, трудно дать какую-либо аргументированную геологическую интерпретацию об истинном времени образования по изотопии указанных трех образцов. И тем не менее, отмеченные возрастные значения могли быть учтены при дальнейшем более детальном рассмотрении вопросов изотопного датирования разыгравшихся в области Веленсе и прилегающих к ней районах магматических и связанных с ними гидротермальных процессов.

Группа V. Относительно более древними магматическими телами в рассматриваемой области оказались граниты довольно свежего облика, (№№ 32 и 33) с весьма близкими не только возрастными значениями, соответственно $262 \pm 4,5$ и $265 \pm 3,5$ млн. лет, но и по минеральному составу и даже по содержанию в них калия—3,40 и 3,45%.

Судя по радиологическим данным, формирование этих гранитов принадлежит послекарбоновым, скорее раннепермским магматическим событиям. Эти данные, однако, не исключают возможности выявления в рассматриваемой области и более древних магматических образований.

И, наконец, об образце, показанном в таблице под В-23, с возрастным значением (по трем сериям определений) $12,75 \pm 0,75$ млн. лет. В отличие от всех образцов последний оказался, почему-то, в очень незначительном количестве и притом в виде порошка, намекающего на кислый характер породы, с трудно определяемой петрографической природой.

Полученное по породе позднемиоцен-раннеплиоценовое возрастное значение, наряду с вышеотмеченным, не позволяет с уверенностью признать ее «полноценной», отобранной вместе с другими образцами из области Веленсе. Не исключено, что это случайно оказавшаяся по недосмотру (?) порода из другого региона. Если, однако, этот образец также из Веленсе, мы вправе допустить наличие здесь также магматических проявлений неогенового возраста.

Выяснение этого вопроса, так же как и возраста некоторых отмеченных выше «проблематичных» пород, требует дополнительных наблюдений и отбора характерных образцов.

В заключение следует подчеркнуть, что все вышесказанные данные могли бы послужить некоторым основанием для возможной воз-

растной корреляции отмеченных магматических образований и процессов рудной минерализации области Веленце.

Институт геологических наук
АН Армении

Поступила 24 V 1990

Գ. Պ. ԲԱԳԴԱՍԱՐՅԱՆ, Բ. Խ. ՂՈՒԿԱՍՅԱՆ, Վ. Ա. ԱԳԱՄԱԼՅԱՆ, Կ. Ա. ԳԱՐԻՆՅԱՆ,
Է. Ա. ՍԱՐԿԻՅԱՆ, Մ. Մ. ԱՎՈՅԱՆ, Կ. Ա. ՌԱՇՄԱԺՅԱՆ

ՎԵԼԵՆՍԵ ՄԱՐՁԻ (ՀՈՒՆԳԱՐԻԱ) ՄԱԳՄԱՏԻԿ ԳՈՅԱՑՈՒՄՆԵՐԻ ԻՋՈՏՈՊԻԱ-ԵՐԿՐԱԺԱՄԱՆԱԿԱԿՐԱԿԱՆ ՀԵՏԱԶՈՏՈՒԹՅՈՒՆԸ

Հոդվածը նվիրվում է Հունգարիայի լայնածավալ հանքաքեր մարզի՝ Վելենսիայի մագմատիկ ֆորմացիաների երկրաժամանակագրական-իզոտոպային հետազոտությունների բնագավառում ձեռք բերված արդյունքներին: Հետազոտությունները հիմնված են ՀՀ ԳԱ Երկրաբանական գիտությունների և Հունգարիայի ԳԱ Միջուկային հետազոտությունների ինստիտուտների համատեղ դաշտային և լաբորատոր ուսումնասիրությունների 1987-1990 թ. թ. միացյալ պլանի վրա և ամփոփում են 1987-1988 թ. թ. աշխատանքների արդյունքները:

Նշված մարզի տարբեր հասակի երկրաբանական ֆորմացիաները ներկայացնող մի քանի տասնյակ բնորոշ հրաբխային և խորքային ապարների ՀՀ ԳԱ Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտում կատարված մանրամասն իզոտոպային հետազոտությունների արդյունքները ցույց տվեցին, որ Վելենսիայի տարածքում մագմատիկ երևույթները տեղի են ունեցել՝ օլիգոցենի, վերին էոցենի, պալեոցենի, վերին կավճի և վաղ պերմի ժամանակահատվածներում:

Այս նոր տվյալները հնարավորություն են ստեղծում ոչ միայն ավելի ճշգրիտ պատկերացում կազմելու հիշյալ մարզի տարածքի երկրաբանական կառուցվածքի ստանձնահատկությունների, ինչպես նաև գոյություն ունեցող երկրաբանական քարտեզներում որոշ լրացումներ կամ փոփոխություններ մտցնելու մասին, այլև պարզաբանելու հիշյալ մագմատիկ կազմավորումներին տարածականորեն հարող հանքային գոյացումների հնարավոր համահարաբերակցության խնդիրները:

G. P. BAGHDASARIAN, R. KH. GHUKASIAN, V. A. AGHAMALIAN,
K. A. DARBINIAN, E. A. SARKISIAN, M. M. AVOYAN, K. A. RASHMADJIAN
THE VELENCE REGION (HUNGARY) MAGMATIC FORMATIONS
ISOTOPIC-GEOCHRONOLOGICAL INVESTIGATIONS

Abstract

The results of K—Ar isotopic-geochronological investigations of the Velence ore region (Hungarian Republic) different ages magmatic formations several dozens of samples are reported.

There are established 5 groups of magmatic formations, corresponding to Early Oligocene, Late Eocene, Paleocene, Late Cretaceous and Early Permian. The obtained results allow in a new light to consider

the existed ideas on this ore region geological structure. Besides that, these data can be used during correlation the ages of magmatic complexes and connected with them are mineralization.

Известия АН Армении. Науки о Земле. 1992, XLV, № 4, 31—40

УДК:551.577.5

В. Л. АНАНЯН, Л. А. АРАРАТЯН, С. В. ГРИГОРЯН, Р. Г. РЕВАЗЯН
Э. А. САФРАЗБЕКЯН

О ХИМИЧЕСКОМ СОСТАВЕ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ В ЗОНЕ СПИТАКСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Исследовалось загрязнение атмосферных осадков следующими ионами и тяжелыми металлами: HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , Ca, Mg, K, Na, Fe, Mn, Ti, Ni, Cu, Pb, Mo, B, Sn. Специфических особенностей, связанных со Спитакским землетрясением, не обнаружено. Кратковременное резкое повышение минерализации осадков и содержания ряда элементов, особенно молибдена в Ленинакане, вызвано разрушениями, пожарами промышленных предприятий. Загрязнение в пункте Одзун сульфат-ионом было связано с действием Алавердского комбината, т. е. после его закрытия содержание сульфат-иона значительно снизилось.

В связи с интенсивным поступлением химических элементов в атмосферу, дождевые воды активно воздействуют на биогеохимический круговорот веществ. Они, являясь одним из приходных статей баланса веществ, как условие экологической стабильности в экосистемах, одновременно очень чутко реагируют в качестве индикаторов антропогенного загрязнения среды и служат одним из путей переноса загрязняющих веществ на значительные территории.

Поступление аэрозолей в атмосферу над сушей происходит преимущественно за счет химических элементов горных пород при выветривании, разложения растительных остатков и других процессов. На стыке сред вода—атмосфера с морских пространств в атмосферу поступают морские соли, элементы, в основном Cl, Zl, Na, Rb, Cs, B, I и др., которые переносятся на тысячи километров.

Существенным источником поступления химических элементов и их соединений в атмосферу являются также и вулканические извержения, выбрасывающие в атмосферу много газов, соединений, металлов и др.

Возрастающие масштабы влияния хозяйственной деятельности человека существенно повысили значение антропогенного фактора загрязнения окружающей среды. Несомненным является факт значительного техногенного поступления в атмосферу Cu, Ni, Sb, V, Zn и других элементов. Основными источниками выбросов являются: сжигание топлива, утилизация отходов, металлургия и другие производства.

Д. М. Шепези [8] в зависимости от масштаба проявления выделяет следующие типы загрязнения воздуха: локальное, при котором максимальный загрязняющий эффект можно легко отличить от фонового в пределах 10—30 км от источника. Региональное загрязнение распространяется до 200—300 км от источника в зависимости от однородности исследуемого региона; загрязнение континентального масштаба простирается от 300 до 3000 км, а глобального—более 3000 км от источника.

В Армении наибольшая удаленность «чистых» пунктов от источников загрязнения, которых в Армении много, составляет десятки километров, максимум до 100 км в радиусе. Следовательно, можно считать, что вся территория республики подвержена загрязнению локального и регионального характера. Однако в условиях горного рельефа перемещение воздушных масс, несущих различные примеси, имеет очень сложный характер. При этом может быть так, что близлежащие от источника районы будут загрязняться меньше, чем более отдален-

the existed ideas on this ore region geological structure. Besides that, these data can be used during correlation the ages of magmatic complexes and connected with them are mineralization.

Известия АН Армении. Науки о Земле. 1992, XLV, № 4, 31—40

УДК:551.577.5

В. Л. АНАНЯН, Л. А. АРАРАТЯН, С. В. ГРИГОРЯН, Р. Г. РЕВАЗЯН
Э. А. САФРАЗБЕКЯН

О ХИМИЧЕСКОМ СОСТАВЕ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ В ЗОНЕ СПИТАКСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Исследовалось загрязнение атмосферных осадков следующими ионами и тяжелыми металлами: HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , Ca, Mg, K, Na, Fe, Mn, Ti, Ni, Cu, Pb, Mo, B, Sn. Специфических особенностей, связанных со Спитакским землетрясением, не обнаружено. Кратковременное резкое повышение минерализации осадков и содержания ряда элементов, особенно молибдена в Ленинакане, вызвано разрушениями, пожарами промышленных предприятий. Загрязнение в пункте Одзун сульфат-ионом было связано с действием Алавердского комбината, т. е. после его закрытия содержание сульфат-иона значительно снизилось.

В связи с интенсивным поступлением химических элементов в атмосферу, дождевые воды активно воздействуют на биогеохимический круговорот веществ. Они, являясь одним из приходных статей баланса веществ, как условие экологической стабильности в экосистемах, одновременно очень чутко реагируют в качестве индикаторов антропогенного загрязнения среды и служат одним из путей переноса загрязняющих веществ на значительные территории.

Поступление аэрозолей в атмосферу над сушей происходит преимущественно за счет химических элементов горных пород при выветривании, разложения растительных остатков и других процессов. На стыке сред вода—атмосфера с морских пространств в атмосферу поступают морские соли, элементы, в основном Cl, Zl, Na, Rb, Cs, B, I и др., которые переносятся на тысячи километров.

Существенным источником поступления химических элементов и их соединений в атмосферу являются также и вулканические извержения, выбрасывающие в атмосферу много газов, соединений, металлов и др.

Возрастающие масштабы влияния хозяйственной деятельности человека существенно повысили значение антропогенного фактора загрязнения окружающей среды. Несомненным является факт значительного техногенного поступления в атмосферу Cu, Ni, Sb, V, Zn и других элементов. Основными источниками выбросов являются: сжигание топлива, утилизация отходов, металлургия и другие производства.

Д. М. Шепези [8] в зависимости от масштаба проявления выделяет следующие типы загрязнения воздуха: локальное, при котором максимальный загрязняющий эффект можно легко отличить от фонового в пределах 10—30 км от источника. Региональное загрязнение распространяется до 200—300 км от источника в зависимости от однородности исследуемого региона; загрязнение континентального масштаба простирается от 300 до 3000 км, а глобального—более 3000 км от источника.

В Армении наибольшая удаленность «чистых» пунктов от источников загрязнения, которых в Армении много, составляет десятки километров, максимум до 100 км в радиусе. Следовательно, можно считать, что вся территория республики подвержена загрязнению локального и регионального характера. Однако в условиях горного рельефа перемещение воздушных масс, несущих различные примеси, имеет очень сложный характер. При этом может быть так, что близлежащие от источника районы будут загрязняться меньше, чем более отдален-

ные, а где-то далеко может происходить концентрирование этих веществ.

Исследования, проведенные в Армении, показали, что в вертикальном масштабе на расстоянии 100—300 км средние концентрации ионов в осадках изменяются от 50 до 130 мг/л [2]. Исследования В. Л. Ананьян и Л. А. Араратяна [1] показали, что по вертикальному профилю в полупустынном, луго-степном и лесном поясах средние многолетние показатели атмосферных отложений (осадки+пылевые отложения) составили соответственно 896—741, 465 и 305 кг/га. Между величиной атмосферных осадков и количеством отложений имеется тесная обратная корреляционная зависимость.

Спитакское землетрясение 7 декабря 1988 г., потрясшее Северную Армению, вызвало очень большие разрушения городов, сел, промышленных предприятий, произошли смещения по сейсмогенным зонам на значительных территориях. Наблюдались выходы газов, в основном радона и торона. В связи с этим представлялось важным проведение исследований химического состава атмосферных осадков в зоне землетрясения.

В данной работе приводятся результаты исследований за период IV—VIII месяцы 1989 года. В трех пунктах, для сравнения, приводятся данные за 1972 г., взятые из работы [2]

Пробы дождевой воды собирались по договоренности на гидрометеорологических станциях в полиэтиленовых сосудах емкостью 2 литра, куда предварительно накапливали толуол. Определения Са, Mg, Na, SO₄²⁻, Cl⁻, HCO₃⁻ и pH проводились в жидкой фазе дождя после фильтрования, методами, принятыми в гидрогеохимических исследованиях. Микроэлементы Fe, Ti, Mn, Cu, Pb, Mo, B, Sn определяли в сухом остатке после выпаривания и высушивания при 105° 1—1,5 литра жидкой фазы дождя методом количественного спектрального анализа.

Приведенные в табл. 1 данные показывают, что pH осадков колебался в Ленинкане от 6,4 до 7,1, в остальных пунктах—6,6—7,4. По

Таблица 1

Концентрация макрокомпонентов химических веществ в атмосферных осадках, мг/л.

Пункт	Год, месяц	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca	Mg	K ⁺	Na ⁺	pH	Сумма ионов
Ленинкан 1989	IV	58,6	44,2	14,2	54,0	16,8	1,6	2,8	7,1	195,6
	V	9,8	22,1	17,0	4,0	0,5	6,2	10,1	6,5	70,0
	VIII	15,3	40,3	17,7	12,0	1,4	4,7	6,0	6,4	97,5
Степанаван 1989	VI	34,2	31,7	14,2	4,0	0,5	3,1	4,1	7,3	92,1
	VIII	34,2	29,8	12,0	8,0	1,4	3,1	2,3	6,9	91,1
Иджеван 1989	VII	34,2	не опр.	8,5	8,0	3,4	1,6	1,8	7,3	—
Берд 1989	VII	9,8	68,2	34,0	4,8	1,0	8,6	26,5	7,0	150,1
Кировакан	1972*	62,7	31,7	8,7	21,2	3,9	3,3	7,7	7,4	107,5
	VI 1989	54,3	37,4	11,0	6,4	0,5	2,3	2,8	7,0	116,0
	VIII 1989	59,2	11,5	8,5	20,0	1,4	1,6	1,8	7,3	94,3
Дилижан	1972*	29,3	7,0	6,1	5,7	2,0	2,3	3,5	6,7	55,2
	VII 1989	23,8	29,8	14,2	8,0	1,9	3,1	4,1	7,2	84,9
Одзун	1972*	17,7	49,4	7,7	29,8	6,9	1,3	2,2	6,7	115,0
	VI 1989	14,6	201,6	11,0	4,8	2,4	2,3	2,3	6,7	239,5
(Узунлар)	VIII 1989	23,8	27,8	12,0	4,8	1,9	0,8	0,9	7,1	72,2
Арагац	VII 1989	34,2	16,3	11,0	3,2	0,5	3,1	4,1	7,4	62,6
Кошабузаг	VIII 1989	48,8	24,0	14,2	19,2	18,7	3,1	3,2	7,3	131,7

* Данные взяты из работы [2].

данным [2], преобладающей примесью в осадках из различных пунктов Армении за 1963—1970 годы является гидрокарбонатный ион; второе, а иногда и третье место в анионном составе занимает сульфатный ион. Надо отметить, что в апреле в Ленинкане отмечалась высокая минерализация осадков—195,6 мг/л, при этом на первом месте был гидрокарбонатный, затем сульфат ион. Резко повышенным было также содержание Са и Mg. Это, очевидно, можно объяснить сильной запыленностью воздуха в результате работ, проводимых по расчистке завалов и др. В последующие V и VIII месяцы минерализация снизилась (70,0 и 97,0 мг/л), а значения концентрации катионов и ионов приблизились к средним показателям по Армении. Изменилось и соотношение анионов—на первое место вышел сульфат-ион.

В Кировакане на первом месте находился гидрокарбонатный ион, затем сульфат-ион, а на третьем месте—хлор-ион. Сопоставление с показателями, полученными еще в 1972 г. [2], показывает, что концентрация ионов в осадках в разное время почти одинакова. Такая же картина получена в Степанаване.

Интересные данные получены для пункта Одзун, расположенного в районе г. Алаверди и подверженного сильному влиянию Алавердского горно-металлургического комбината. Здесь в июне в осадках наблюдалась самая высокая минерализация (табл. 1). Концентрация сульфат-иона была почти на порядок выше, чем в других пунктах. После закрытия комбината в августе концентрация его снизилась почти в 8 раз. В 1972 г. концентрация сульфат иона была существенно выше, чем в августе 1989 г.

Дилижан считается одним из самых чистых уголков Армении. Этот пункт был принят за контрольный или фоновый участок [1, 2]. Судя по данным табл. 1, в июне 1989 г. содержание сульфат-иона значительно превосходило концентрацию его в осадках за 1972 год. Надо учесть, что нами приведен показатель за один месяц. Очевидно, произошло поступление его извне.

По ряду параметров (табл. 1) концентрация химических веществ в осадках Иджевана близка с Дилижаном. Несколько повышено содержание гидрокарбонатного иона.

Представляет интерес пункт Берд. Здесь в июле отмечалась повышенная минерализация осадков, самое высокое содержание хлора по сравнению с другими пунктами и повышенное—сульфат иона. Почти на порядок выше концентрация натрия, а калия—примерно в два раза. Обычно повышенные концентрации натрия, калия, серы и хлора в атмосфере связаны с работой цементных заводов. Загрязнение атмосферы в Берде, очевидно, связано с городом Тауз соседней республики, где имеется аналогичное предприятие.

Как указывалось выше, с повышением местности над уровнем моря минерализация атмосферных осадков уменьшается. Пункт Арагац, расположенный на высоте 3250 м над уровнем моря, должен фактически служить контрольным или фоновым участком. Минерализация осадков в VII месяце была самой низкой—62,6 мг/л. Преобладающим анионом является гидрокарбонатный ион, затем сульфат-ион.

Ниже по склону Арагаца на высоте около 2000 м над уровнем моря в Кошабулахе сумма ионов уже вдвое выше, чем на Арагаце. Преобладающим является гидрокарбонатный ион. Характерной особенностью здесь является повышенное в несколько раз содержание кальция и особенно магния. По всей вероятности, это связано с инверсиями загрязненного воздуха Араратской равнины.

Расчеты показали (табл. 2), что доля анионов от суммы ионов составила 65—94%, за исключением одного наблюдения в Ленинкане, показавшего высокую долю кальция—27%. Доля HCO_3^- колеблется от 14 до 62%, за исключением Одзуна—VI месяц, где 84% всех анионов составил сульфат-ион. Доля хлор иона колебалась в меньших пределах: 9—24%, за исключением Одзуна—VI месяц.

В большинстве пунктов анионы составили ряд $\text{HCO}_3^- > \text{SO}_4 > \text{Cl}$.

катионы—Ca > Na > K > Mg. Нарушение этих рядов указывает на загрязнение атмосферы от промышленных предприятий.

Сравнение концентрации химических веществ в атмосферных осадках в Армении с другими регионами страны представляет определенный интерес.

Таблица 2

Относительное содержание химических веществ в атмосферных осадках (% от суммы ионов)

Пункт	Месяц	Сумма ионов мг/л	HCO ₃	SO ₄	Cl	Ca	Mg	K	Na	микро-элементы	Сумма анионов	Ряды
Ленинакан	IV	195,6	30	22	7	27,0	8	0,7	1,4	1,8	59	HCO ₃ > SO ₄ > Cl Ca > Mg > Na > K
	V	70,0	14	31	24	5,7	0,6	8,9	14,4	0,4	69	SO ₄ > Cl > HCO ₃ Na > K > Ca > Mg
	VIII	97,5	15	41	18	12,3	1,4	4,8	6,1	0,2	74	SO ₄ > Cl > HCO ₃ Ca > Na > K > Mg
Кировакан	VI	116,0	47	32	9	5,5	0,4	2,0	2,4	1,1	88	HCO ₃ > SO ₄ > Cl Ca > Na > K > Mg
	VIII	94,3	62	12	9	21,2	1,5	1,6	1,9	0,3	83	HCO ₃ > SO ₄ > Cl Ca > Na > K > Mg
Степанаван	VI	92,1	37	34	15	4,3	0,5	3,4	4,5	0,4	86	HCO ₃ > SO ₄ > Cl Ca > Na > K > Mg
	VIII	91,1	37	32	13	8,8	1,6	3,4	2,5	0,2	82	HCO ₃ > SO ₄ > Cl Ca > K > Na > Mg
Одзун	VI	239,5	6	84	4	2,0	1,0	1,0	1,0	0,7	94	SO ₄ > HCO ₃ > Cl Ca > Na = K = Mg
	VII	72,2	33	39	16	6,6	2,6	1,1	1,3	0,5	88	HCO ₃ > SO ₄ > Cl Ca > Na > K > Mg
Дилижан	VI	84,9	55	35	16	9,4	2,3	3,7	4,9	—	88	HCO ₃ > SO ₄ > Cl Ca > Na > K > Mg
Берд	VII	150,1	7	45	22	3,2	0,6	5,7	15,6	0,3	74	SO ₄ > Cl > HCO ₃ Na > K > Ca > Mg
Арагац	VII	62,6	58	26	17	5,1	0,8	5,0	6,6	0,3	98	HCO ₃ > SO ₄ > Cl 6,6 > Ca > K > Mg
Кошабулах	VIII	131,7	37	18	10	14,6	14,2	2,3	2,4	0,4	65	HCO ₃ > SO ₄ > Cl Ca > Mg > Na > K

Проведенные в различных регионах Европейской территории СССР исследования показали (табл. 3), что в промышленных районах, по сравнению с фоновыми, содержание макрокомпонентов химических веществ существенно выше. Для сопоставления этих данных с результатами измерений на различных пунктах Армении в табл. 3 приведены интервалы содержания макрокомпонентов в атмосферных осадках в различных пунктах Армении (по данным табл. 1). При составлении этих рядов были исключены данные по пункту Арагац (фоновый пункт), а также пункт Берд, на который, как уже отмечалось, существенное влияние оказывает расположенное недалеко цементное производство.

Как показывает сравнение приведенных в табл. 3 данных по уровню загрязнения, исследованные районы Армении существенно не отличаются от промышленных районов Центра Европейской территории бывшего СССР.

Микроэлементы в большинстве пунктов (табл. 2) составляют 0,2—0,5% от суммы ионов. Исключением являются осадки, выпавшие в Ленинакане в апреле—1,8%, Кировакане в июне—1,1% и Одзуне—в июне—0,7%. В Ленинакане в этот срок концентрация микроэлементов в атмосферных осадках была резко повышена (табл. 4). Особенно обращает на себя внимание резкое повышение концентрации молибдена—более 2100 мкг/л. В последующие месяцы в Ленинакане и в других пунктах концентрация молибдена колебалась от 1,5 до 35 мкг/л. Очевидно в Ленинакане произошло локальное временное загрязнение молибденом, природа которого неизвестна.

Повышенные концентрации микроэлементов (помимо Ленинакана) наблюдались в VI и VII месяцах в Кировакане, Одзуне и Берде. Если исключить эти четыре случая, то сумма микроэлементов в остальных девяти случаях будет колебаться от 228 до 489 мкг/л, а в среднем будет равна 317 мкг/л. Очевидно этот показатель можно принять за среднюю концентрацию микроэлементов в осадках по Армении. Наиболее низкая концентрация отмечена в пункте Арагац (3250 м. н. ч. м.)—228 мкг/л, принятом нами за контроль или фон.

Таблица 3

Концентрация элементов в атмосферных осадках в различных регионах

		pH	мг/л						Источник
			Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Na ⁺	SO ₄ ⁻	Cl ⁻	
Фоновые р-ны VII—VIII—1986 г.	Лит. ССР	4.6—	0.63—	0.10—	0.10—	0.18—	4.8—	0.31—	Ровинский и др. 1989
		5.6	2.2	0.43	0.37	0.55	10.2	0.79	
Центр ЕТС	Фон регионов	5.4—	3.0—	0.6—	0.6—	1.2—	3.7—	8.6—	Учватов, 1989
		6.1	3.3	0.6	1.2	0.7	6.9	7.5	
Средние за 1976—1985	Пром. р-ны	6.3—	4.2—	0.8—	0.6—	0.4—	6.6—	7.3—	
		6.9	7.8	2.1	1.2	1.6	18.0	10.0	
Селеро-Запад ЕТС	Фон регионов	6.1—	1.1—	0.3—	0.9—	1.4—	4.3—	9.8—	
		6.9	7.6	1.8	5.2	5.4	9.0	15.4	
Средние за 1976—1985	Пром. р-ны	7.3—	12.9—	0.8—	0.9—	2.3—	47.8—	14.9—	
		8.4	31.0	15.1	50.5	46.2	91.9	19.0	
Армения	интервал соде, ж.	6.4—	4.0—	0.48—	0.78—	0.92—	11.5—	8.49—	
		7.25	54	16.8	6.24	10.1	201(44, 3*)	17.7	

* В скобках—после закрытия Алавердского комбината.

По концентрации в осадках на первом месте, из 13 случаев в 11, находится железо. Содержание его колеблется от 30 до 60% от суммы микроэлементов. На 2-м месте марганец в 10 из 13 случаев—9—50%. Затем идет титан (9 из 13 случаев)—1—15% от суммы. Молибден, в 9-и случаях из 13, находился на последнем и предпоследнем месте в ряду микроэлементов. Бор, никель, медь и свинец меняются местами без определенной закономерности. Крайние концентрации их колеблются: никель и медь—1—5%, свинец—1—11%, бор—1—9%, молибден—0,4—2% от суммы микроэлементов (не считая аномальных пиковых концентраций).

В табл. 5 приведены данные о средней концентрации микроэлементов в атмосферных осадках фоновых районов мира и для сравнения данные по территории Армении: по пункту Арагац—в качестве условного фона и средние содержания микроэлементов, рассчитанные как среднеарифметические по перечисленным в табл. 4 пунктам наблюдений, за исключением наблюдения в апреле в г. Ленинакане, данные которого резко аномальны и отражают какие-то временные явления. В табл. 5 приведены также интервалы вариации концентраций микроэлементов также за исключением наблюдений в г. Ленинакане в апреле месяце.

Из приведенных в табл. 5 данных отчетливо следует, что по уровню концентраций микроэлементов территория Армении существенно выше большинства фоновых районов мира за исключением трех районов: Центра Европейской территории СССР, Подмосковья и Калифорнии, где уровни концентраций микроэлементов близки с данными по территории Армении.

Для оценки степени обогащения осадков химическими элементами были рассчитаны величины коэффициента ОК—«отношения к кларку», предложенного В. Л. Ананян и Л. А. Араратяном [1]. В табл. 6 приведены значения ОК, представляющие частное от деления содержания элементов в дождевых пробах, на их кларки. Для элементов левой части таблицы (от железа до бора включительно) коэффициент ОК

Таблица 4

Концентрация микроэлементов в осадках, мкг/л

Пункт	Месяц	Fe	Ti	Mn	Ni	Cu	Pb	Mo	B	Sn	Сумма	ряды
Лемни- кан	IV	1100	—	310	12.0	20.0	40.0	2100	4.8	9.9	3596	Mo > Fe > Mn > Pb > Cu > Ni > Sn > B
	V	130	32	81	6.4	21.0	11.0	7.8	9.9	не	299	Fe > Mn > Ti > Cu > Pb > B > Mo > Ni
	VIII	83	15.0	86	3.0	8.5	27.0	2.1	13.0	обн.	238	Mn > Fe > Pb > Ti > B > Cu > Ni > Mo
Кирова- кан	VI	430	77	580	6.9	11.0	18.0	8.2	15.0	.	1146	Mn > Fe > Ti > Ni > Pb > B > Cu > Mo
	VIII	160	23	82	3.2	9.8	6.0	2.1	13.0	.	299	Fe > Mn > Ti > B > Cu > Pb > Ni > Mo
Степана- ван	VI	150	27	100	3.5	6.5	7.6	3.8	9.7	.	308	Fe > Ni > Ti > B > Pb > Cu > Mo > Ni
	VIII	130	2.4	93	3.3	10.0	6.2	1.7	11.0	.	257	Fe > Mn > B > Cu > Pb > Ni > Ti > Mo
Одзун	VI	800	170	540	12.0	29.0	22.0	8.9	33.0	.	1615	Fe > Mn > Ti > B > Cu > Pb > Ni > Mo
	VIII	210	54	69	3.3	7.2	1.4	1.5	9.9	.	356	Fe > Mn > Ti > B > Cu > Ni > Pb = Mo
Идженап	VII	200	39	100	3.1	8.6	13.0	2.6	16.0	.	382	Fe > Mn > Ti > B > Pb > Cu > Ni > Mo
Берд	VII	420	62	110	27.0	38.0	22.0	—	19.0	.	698	Fe > Mn > Ti > Cu > Ni > Pb > B
Кортабу- лах	VIII	240	43	120	3.5	3.5	19.0	35.0	25.0	.	489	Fe > Mn > Ti > Mo > B > Cu = Ni
Арагац	VII	130	2.5	57	2.6	2.6	11.0	2.3	20.0	.	228	Fe > Mn > B > Pb > Ni = Cu = Ti = Mo

Таблица 5

Средние концентрации (мкг/л) микроэлементов в атмосферных осадках фоновых районов мира

Регион	Fe	Mn	Ni	Cu	Pb	Ис-точ-ник
Зарубежная Европа			5.1	2.6		[4]
Европейская территория СССР			2.0	3.4		
Азия			2.0	2.3		
Северная Америка			1.9	3.6		
Лит. ССР, п. Микчи	31.6	6.9		2.0	3.7	[6]
Центр Европ. терр. СССР (ЕТС)	60.0	14.0		3.0-6.0		[7]
	260.0	20.0				
Северо-Запад Европейской территории СССР (ЕТС)	Заповед., Масалу	110.0	7.0		6.0	
	о. Вормси.	60.0	25.0		13.0	
	Нац. парк, Лахемаа,	10.0	10.0		8.0	
	Бот. сад	180.0	15.0		21.0	
	Таллини	10.0	5.0		7.0	
		20.0	18.0		9.0	
Сихотэ-Алинский заповедник	4.0	2.0		1.1-19.0	0.7-81.0	[3]
Боровое Казахской ССР					0.3-26.0	
Подмосковье	39.0	14.0		12.0		
	250.0	94.0		42.0		
Калифорния		0.1-6.0		1.0-2.0	3.0-25.0	
Армения фон (Арагац) средние содержания	130	57	2.6	2.6	11.0	
	256.9	168.2	6.4	13.0	13.7	
Интервалы концентрации	83-800	57-580	2.6-27.0	2.6-38.0	1.4-27.0	

Таблица 6

Относительный показатель «Отношение к кларку—ОК».

Ряд Fe—В—содержание элементов в сухом осадке: кларк

Ряд Ca—S—содержание элементов в растворе: кларк

Пункт	мес. яц	Fe	Mn	Ti	Ni	Cu	Pb	Mo	B	Ca	Mg	Na	K	Cl	S
Ленинакан	IV	0.11	2.8	—	1.0	6.3	11.8	—	1.9	4.8	—	—	0.6	832	313
	V	0.03	1.8	0.07	1.05	12.2	6.8	38.2	25.0	5.7	0.2	4.0	2.5	999	156
	VIII	0.01	0.51	0.07	0.04	8.8	4.4	44.5	25.0	4.0	0.8	24	1.9	1041	288
Кировзкан	VI	0.08	—	0.15	1.0	4.4	10.7	64.5	10.8	2.2	0.2	1.1	0.9	845	267
	VIII	0.06	1.5	0.09	1.0	12.2	6.8	34.5	20.0	6.7	0.8	0.7	0.6	499	82
Степанаван	VI	0.04	1.5	0.04	0.9	6.0	6.8	50.0	11.6	1.3	0.2	1.6	1.2	832	226
	VIII	0.06	2.1	0.12	1.3	15.6	8.7	34.5	21.6	2.7	0.8	0.9	1.2	707	212
Одзун	VI	0.09	3.0	0.2	1.1	10.9	7.5	44.5	15.0	1.6	1.3	0.9	0.9	845	1440
	VIII	0.15	2.3	0.4	1.9	16.3	—	47.2	27.5	1.6	1.1	0.4	0.3	707	199
Иджеван	VII	0.07	1.9	0.16	1.0	10.8	15.0	44.5	25.0	2.7	1.8	0.7	0.6	1998	—
Берд	VII	0.04	0.5	0.06	2.0	11.6	6.1	—	7.2	1.6	0.5	—	3.4	487	487
Копабулак	VIII	0.05	1.1	0.10	0.62	9.5	12.5	—	21.7	6.5	—	1.3	1.2	832	171
Арагац	VII	0.06	1.2	0.10	0.86	10.2	13.7	40.0	31.6	1.1	0.2	1.6	1.2	645	116
Среднее		0.06	1.5	0.13	1.06	9.6	9.2	40.2	20.2	3.3	0.7	1.3	1.3	657	229

рассчитан как частное от деления содержания элементов в сухом осадке на их кларковые содержания. В отличие от этого для элементов левой части таблицы (от кальция до серы) при расчете ОК использованы содержания элементов в растворе.

Из табл. 6 видно, что значения ОК заметного обогащения атмосферы элементами Mg, Na, K, Fe, Mn, Ti, Ni не фиксируют. Концентрация их в атмосферных осадках имеет в основном естественный уровень, обусловленный почвенно-климатическими условиями регионов. В отношении кальция наблюдается некоторое обогащение.

Определенные нами металлы—медь, свинец, молибден, бор харак-

теризуются высокими значениями ОК, что указывает на техногенное загрязнение атмосферы этими элементами в региональном или глобальном масштабе, так как известно, что многие металлы поступают в атмосферу в тонкодисперсном состоянии и в газовой фазе сохраняются в атмосфере длительное время и разносятся на большие пространства—загрязнение ими имеет глобальный масштаб [3]. Весьма высокие коэффициенты обогащения характерны для серы и хлора.

Таким образом, на основании приведенных данных можно заключить, что специфических особенностей, связанных со Спитакским землетрясением, не отмечается. Резкие повышения минерализации осадков и повышения содержания ряда элементов (в особенности молибдена) в Леникане, по всей вероятности, вызваны разрушениями, пожарами промышленных предприятий. Эти загрязнения имели временный и локальный характер, т. к. в последующие месяцы минерализация осадков снизилась. Резкое локальное загрязнение сульфат ионом отмечалось в пункте Одзун в районе Алаверди. В дальнейшем, после закрытия горно-металлургического комбината, концентрация сульфат иона значительно снизилась. Наблюдается значительное загрязнение атмосферных осадков в пункте Берд, связанное с переносом химических веществ извне.

Институт геологических наук
АН Армени

Поступила 14.12.1990.

Վ. Լ. ԱՆԱՆՅԱՆ, Լ. Ա. ԱՐԱՐԱՏՅԱՆ, Ս. Վ. ԴՐԻԳՈՐՅԱՆ, Ի. Հ. ԻՆՎԱԶՅԱՆ,
Է. Ա. ՍԱՅՐԱԶԲԵԿՅԱՆ

ՍՊԻՏԱԿԻ ԵՐԿՐԱՇԱՐԺԻ ԳՈՏՈՒՄ ՄԹՆՈԼՈՐՏԱՅԻՆ ՏԵՂՈՒՄՆԵՐԻ ԳԻՄՆԱԿԱՆ
ԿԱԶՄԻ ՄԱՍԻՆ
Ամփոփում

Քիմիական տարրերի ինտենսիվորեն մթնոլորտ ներմուծվելու հետևանքով անձրևաչրերը ակտիվ ներգործում են նյութերի կենսաներկրաքիմիական շրջանառության վրա: Դրանք շատ զգալի կերպով արտացոլում են միջավայրի մարդածին աղտոտման ընթացքը՝ որպես ցուցիչներ, և հանդիսանում են աղտոտիչների զգալի տարածությունների վրա փոխադրման աղբյուրներից մեկը: Աերոզոլների մուտքը մթնոլորտ կատարվում է առավելապես լեռնային ապարների հողմահարման, հրաբուխների ժայթքման, բուսական մնացորդների քայքայման, ջրավազանների մակերևույթից աղերի տեղափոխման և այլնի հետևանքով:

Մարդու տնտեսական գործունեության ուժեղացման հետևանքով զգալիորեն բարձրացել է միջավայրի մի շարք քիմիական տարրերով, ինչպիսիք են՝ Fe, Cu, Ni, Sb, V, Zn, Pb, Cd, Hg և այլն, աղտոտման մարդածին գործոնի դերը: Դրանց հիմնական աղբյուրն են հանդիսանում վառելանյութի այրումը, մետաղագործությունը և արտադրության ու վերամշակման այլ տեսակներ: Հայաստանի ամբողջ տարածքն ենթակա է տեղական և մարդային (աղտոտման աղբյուրից մինչև 200-300 կմ) մասշտաբների աղտոտման:

1988 թ. դեկտեմբերի 7-ի Սպիտակի երկրաշարժը մեծ տվածություն պատճառեց Հայաստանի հյուսիսային մասի քաղաքներին ու գյուղերին, այդ թվում նաև արդյունաբերական ձեռնարկություններին: Ուստի մեծ կարևորություն է ներկայացնում երկրաշարժի վայրում մթնոլորտային տեղումների քիմիական կազմի ուսումնասիրումը: Աշխատանքում բերված են 1989 թ. ապրիլ-օգոստոս ամիսների ընթացքում կատարված հետազոտությունների արդյունքները:

Վերլուծությունների տվյալները ցույց տվեցին, որ լեռնականում տե-

դումների pH-ը տատանվում է 6,4-7,1 սահմաններում, մնացած կետերում՝ 6,6-7,4: Լենինականում ապրիլին նկատվել է տեղումների բարձր հանքայնացում, պերակշուել են հիդրոկարբոնատային և սուլֆատ իոնները, ինչպես նաև Ca և Mg, ինչն, ըստ երևույթին, բացատրվում է օդում փոշու բարձր պարունակությամբ՝ վերակսնդեման աշխատանքների հետևանքով: Կիրովականում և Ստեփանավանում իոնների պարունակությունը 1972 թ. համեմատությամբ համարյա թե չի փոփոխվել: Օձունում VI ամսում սուլֆատ իոնի պարունակությունը մեկ կարգով բարձր է մյուս իոնների համեմատությամբ, իսկ օգոստոսին՝ Ալավերդու լեռնա-մետաղաձուլական կոմբինատի փակումից հետո, դրա պարունակությունը նվազել է համարյա 8 անգամ: Բերդում հուլիսին դիտվել է Cl, SO₄, K, Na համեմատաբար բարձր պարունակություն: Արագածում, որը որպես ստուգիչ կետ է համարվում, հանքայնացումը ցածր էր, իսկ դրանից ավելի ցածր տեղադրված կետում՝ Կոշարույաղում, — ըն արդեն 2 անգամ բարձր է:

Ուսումնասիրված շրջանների մեծամասնությունում միկրոտարրերը կազմում են իոնների ընդհանուր քանակության 0,2-0,5 տոկոսը, բացառությամբ Լենինականի, որտեղ միկրոտարրերի պարունակությունները տեղումներում կազմել են՝ ապրիլին 1,8 տոկոս, Կիրովականի՝ հունիսին 1,1 տոկոս, Օձունի՝ հունիսին 0,7 տոկոս: Հատուկ ուշադրության է արժանի Mo-ի պարունակության կտրուկ ավելացումը Լենինականի տեղումներում IV-ամսում, որտեղ այն գերազանցում է 2100 մկգ/լ: Դրանցից բացի, միկրոտարրերի բարձր պարունակություններ են նկատվել հունիս և հուլիս ամիսներին Կիրովականում, Օձունում և Բերդում: Արագածում (3200 մ բարձրության վրա)՝ միկրոտարրերի գումարը ամենացածրն էր՝ 228 մկգ/լ:

Միկրոտարրերի պարունակությամբ Հայաստանի տարածքը զգալիորեն գերազանցում է աշխարհի շատ շրջաններին:

Cu, Pb, Mo և B տեղումներում մնորոշվում են բարձր ՀԿ (հարաբերությունն ըստ Կլարկի) ցուցանիշներով, որոնք մատնանշում են մթնոլորտի այդ տարրերով մարզային կամ համամուլորակային մասշտաբների տեսնածին աղտոտվածությունը:

V. I. ANANIAN, L. A. ARARATIAN, S. V. GRIGORIAN, R. H. REVAZIAN,
E. A. SAFRAZBEKIAN

ON THE CHEMICAL COMPOSITION OF ATMOSPHERIC PRECIPITATIONS IN THE AREA OF THE SPITAK EARTHQUAKE

Abstract

It was studied the pollution of the atmospheric precipitations with following ions and heavy metals: HCO₃, SO₄, Cl, Ca, Mg, K, Na, Fe, Mn, Ti, Ni, Cu, Pb, Mo, B, Sn. There are not detected specific peculiarities, connected with the Spitak earthquake. The short-term sharp rising of precipitations mineralization and contents of some elements, especially Mo, in Leninakan are caused by destructions and fires of the industrial enterprises. The pollution in the point of Odzun with the sulphate-ion has been connected with the Alaverdy group of enterprises activities, because after its closing the sulphate-ion content significantly decreased.

ЛИТЕРАТУРА

1. Анамян В. Л., Араратян Л. А. Атмосферные выпадения, их химический состав и радиоактивность в Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1990, 91 с.
2. Давтян Г. С., Варданян Г. Т. Агрехимия биосферы. (Исследования в Армянской ССР).—Сообщения ИАПГ АН АрмССР, №15, 1976. с. 85—89.
3. Елпатьевский П. В., Нестеров В. Н. Химический состав атмосферных осадков Сихоте-Алинского биосферного заповедника как показатель фоновых характеристик атмосферы.—В кн.: Прикладные аспекты программы «Человек и биосфера» МАБ. Труды III Сессии..., М.: 1983, с. 196—212.
4. Петрухин В. А., Буриева Л. В., Лапенко, Чичева Т. Б., Вишенский В. А., Камарденкова И. В. Фоновое содержание микроэлементов в природных средах (по мировым данным).— Сообщение 5, Мониторинг фонового загрязнения природных сред. Вып. 5. Л.: Гидрометеониздат, 1989, с. 4—30.
5. Реваян Ф. Г., Бабаян Э. Г., Халифян М. А. Характеристика химического состава стоковых вод с деревьев в лесах Дилижанского заповедника.—Биологический журнал Армении, т. XXXVI, №3, 1983, с. 219—222.
6. Ровинский Ф. Я., Чичева Т. Б., Виленский М. Г., Гришина Л. А., Баранович Т. А., Кондратьева М. П., Макаров М. И., Давидавичене Л. Г., Шонаускен Д. А.—В кн.: Влияние кислотных дождей на почвенные растворы и почвы. Мониторинг фонового загрязнения природных сред. Вып. 5. Л.: Гидрометеониздат, 1989, с. 136—148.
7. Учватов В. П. Фоновые и антропогенные потоки вещества в ландшафтах русской равнины.—В кн.: Мониторинг фонового загрязнения природных сред. Вып. 5. Л.: Гидрометеониздат, 1989, с. 180—192.
8. Шелези Д. М. Относительно масштабов различных процессов загрязнения воздуха.—В кн.: Комплексный глобальный мониторинг загрязнения окружающей природной среды. Тр. Международного симпозиума. Гидрометеониздат, 1980. с. 68—73.

Известия АН Армении, Науки о Земле, 1992, XLV, №4, 40—56.
УДК:550.348.436.098(479.25)

Н. К. КАРАПЕТЯН

ОЧАГ СПИТАКСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 7 ДЕКАБРЯ 1988 ГОДА И МЕХАНИЗМ ЕГО ВОЗНИКНОВЕНИЯ

В статье приводятся результаты изучения хода сейсмического процесса при Спитакском землетрясении 7 декабря 1988 г. в пространстве и во времени. По данным афтершоков определены время релаксации, характер его изменения во времени и среднее его значение, а также коэффициент вязкости неупругой среды в очаговой зоне Спитакского землетрясения.

На основании проведенного исследования установлено, что Спитакское землетрясение 1988 г. явилось следствием относительного движения двух соседних блоков, причем имело место поднятие северного блока и опускание южного блока. Одновременно с этим северный блок перемещался в восточном, а южный блок—в западном направлениях. Следовательно, при Спитакском землетрясении 7 декабря 1988 г. произошел взбросо-сдвиг.

Катастрофическое Спитакское землетрясение произошло 7 декабря 1988 г. в 7 ч. 41 мин. по Гринвичскому времени и явилось самым сильным землетрясением на территории Республики Армения за все историческое время. Магнитуда землетрясения, определенная по поверхностной волне, равна 7,0. Эпицентр землетрясения, определенный нами по инструментальным данным, расположен в 14 км к северо-западу от Спитака и имеет координаты: $\varphi = 40^{\circ} 54'$, $\lambda = 44^{\circ} 08,4'$. Глубина залегания очага равна 12 км [5]. В эпицентральной области землетрясение проявилось с силой 10 баллов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Анамян В. Л., Араратян Л. А. Атмосферные выпадения, их химический состав и радиоактивность в Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1990, 91 с.
2. Давтян Г. С., Варданян Г. Т. Агрехимия биосферы. (Исследования в Армянской ССР).—Сообщения ИАПГ АН АрмССР, №15, 1976. с. 85—89.
3. Елпатьевский П. В., Нестеров В. Н. Химический состав атмосферных осадков Сихоте-Алинского биосферного заповедника как показатель фоновых характеристик атмосферы.—В кн.: Прикладные аспекты программы «Человек и биосфера» МАБ. Труды III Сессии..., М.: 1983, с. 196—212.
4. Петрухин В. А., Буриева Л. В., Лапенко, Чичева Т. Б., Вишенский В. А., Камарденкова И. В. Фоновое содержание микроэлементов в природных средах (по мировым данным).— Сообщение 5, Мониторинг фонового загрязнения природных сред. Вып. 5. Л.: Гидрометеониздат, 1989, с. 4—30.
5. Реваян Ф. Г., Бабаян Э. Г., Халифян М. А. Характеристика химического состава стоковых вод с деревьев в лесах Дилижанского заповедника.—Биологический журнал Армении, т. XXXVI, №3, 1983, с. 219—222.
6. Ровинский Ф. Я., Чичева Т. Б., Виленский М. Г., Гришина Л. А., Баранович Т. А., Кондратьева М. П., Макаров М. И., Давидавичене Л. Г., Шонаускен Д. А.—В кн.: Влияние кислотных дождей на почвенные растворы и почвы. Мониторинг фонового загрязнения природных сред. Вып. 5. Л.: Гидрометеониздат, 1989, с. 136—148.
7. Учватов В. П. Фоновые и антропогенные потоки вещества в ландшафтах русской равнины.—В кн.: Мониторинг фонового загрязнения природных сред. Вып. 5. Л.: Гидрометеониздат, 1989, с. 180—192.
8. Шелези Д. М. Относительно масштабов различных процессов загрязнения воздуха.—В кн.: Комплексный глобальный мониторинг загрязнения окружающей природной среды. Тр. Международного симпозиума. Гидрометеониздат, 1980. с. 68—73.

Известия АН Армении, Науки о Земле, 1992, XLV, №4, 40—56.
УДК:550.348.436.098(479.25)

Н. К. КАРАПЕТЯН

ОЧАГ СПИТАКСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 7 ДЕКАБРЯ 1988 ГОДА И МЕХАНИЗМ ЕГО ВОЗНИКНОВЕНИЯ

В статье приводятся результаты изучения хода сейсмического процесса при Спитакском землетрясении 7 декабря 1988 г. в пространстве и во времени. По данным афтершоков определены время релаксации, характер его изменения во времени и среднее его значение, а также коэффициент вязкости неупругой среды в очаговой зоне Спитакского землетрясения.

На основании проведенного исследования установлено, что Спитакское землетрясение 1988 г. явилось следствием относительного движения двух соседних блоков, причем имело место поднятие северного блока и опускание южного блока. Одновременно с этим северный блок перемещался в восточном, а южный блок—в западном направлениях. Следовательно, при Спитакском землетрясении 7 декабря 1988 г. произошел взбросо-сдвиг.

Катастрофическое Спитакское землетрясение произошло 7 декабря 1988 г. в 7 ч. 41 мин. по Гринвичскому времени и явилось самым сильным землетрясением на территории Республики Армения за все историческое время. Магнитуда землетрясения, определенная по поверхностной волне, равна 7,0. Эпицентр землетрясения, определенный нами по инструментальным данным, расположен в 14 км к северо-западу от Спитака и имеет координаты: $\varphi = 40^{\circ} 54'$, $\lambda = 44^{\circ} 08,4'$. Глубина залегания очага равна 12 км [5]. В эпицентральной области землетрясение проявилось с силой 10 баллов.

Ранее, используя полученные результаты изучения сейсмических условий и механизма очагов землетрясений, нами было установлено, что земная кора на территории Армянского нагорья состоит из отдельных блоков, которые движутся друг относительно друга с различной скоростью [4]. При этом вектор скорости движения различных блоков имеет разную величину и направление. Движение блоков может быть как чисто поступательным, так и поступательно-вращательным.

При выделении блоков учитывались расположение эпицентров сильных землетрясений с $M \geq 4$, ориентация плоскости разрыва в очагах землетрясений, направление движения верхнего крыла разрыва, напряженное состояние и характер подвижек в очагах землетрясений. Выделены блоки трех порядков (рис. 1), на границах которых возможны землетрясения различной силы и определены преимущественные характерные линейные и площадные размеры этих блоков [4].

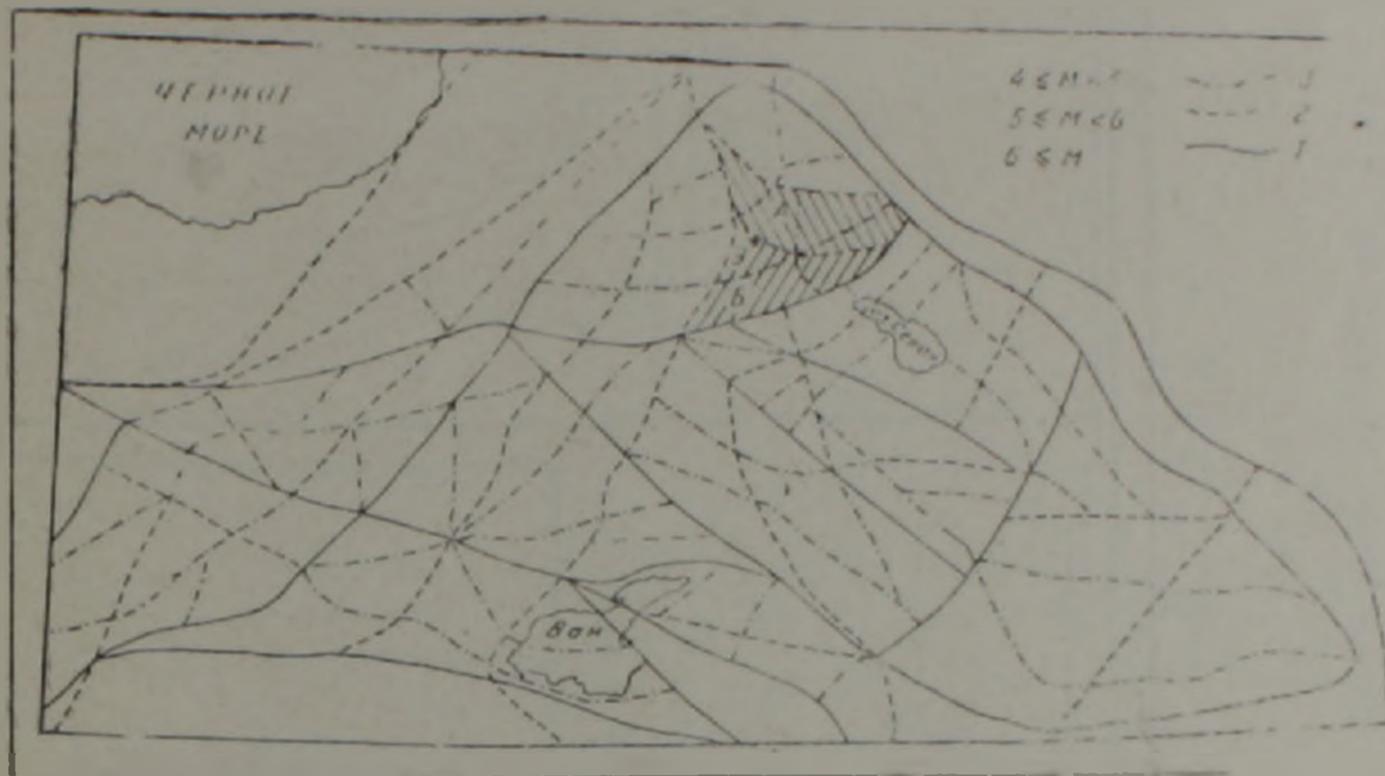


Рис. 1. Схема блокового строения земной коры Армянского нагорья. Границы блоков: 1—первого порядка, 2—второго порядка, 3—третьего порядка. Э—эпицентр Спитакского землетрясения 1988 г. А и Б—блоки, на границе между которыми произошло Спитакское землетрясение.

С точки зрения возникновения землетрясений интересны не только сами блоки и их движение, но и границы блоков и происходящие в них процессы. При этом следует учесть, что границы блоков являются не линиями, а целой областью и между блоками имеет место не просто сцепление и трение, а в этих границах—областях происходят определенные, иногда весьма сложные процессы.

Эпицентральная область Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 года расположена на границе двух блоков. На рис. 1 эти блоки показаны различно направленной штриховкой и отмечены буквами А и Б. Как следует из рис. 1, простираение границы между блоками А и Б имеет северо-западное—юго-восточное направление, азимут которого в районе эпицентра Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 г. составляет 112° . Плоскость разрыва в очаге Спитакского землетрясения, согласно нашим определениям, также имеет близширотное направление, с азимутом 101° [5]. При этом в очаге землетрясения преобладали взбросовые движения, что соответствует установленному нами ранее преобладанию взбросовых движений в очагах землетрясений Лениканского региона (на территории которого расположена эпицентральная зона Спитакского землетрясения), имеющих плоскость разрыва северо-западного простираения [3].

Спитакское землетрясение сопровождалось многочисленными афтершоками, самый сильный из которых произошел спустя 4 мин 22 с после основного толчка и имел магнитуду $6 \frac{1}{4}$. За полтора года (с 7 декабря 1988 г. по 7 июня 1990 г.) были отмечены 193 афтершока с

$K \geq 9-10$, ощущавшихся в эпицентре силой 3—4 и более баллов. К энергетическому классу $K=9-10$ отнесены афтершоки с $9,3 \leq K \leq 9,7$. Почти половина всех афтершоков указанной силы, а именно 49,7% общего числа афтершоков, происшедших в течение полутора лет, отмечены в первые 10 суток после основного толчка.

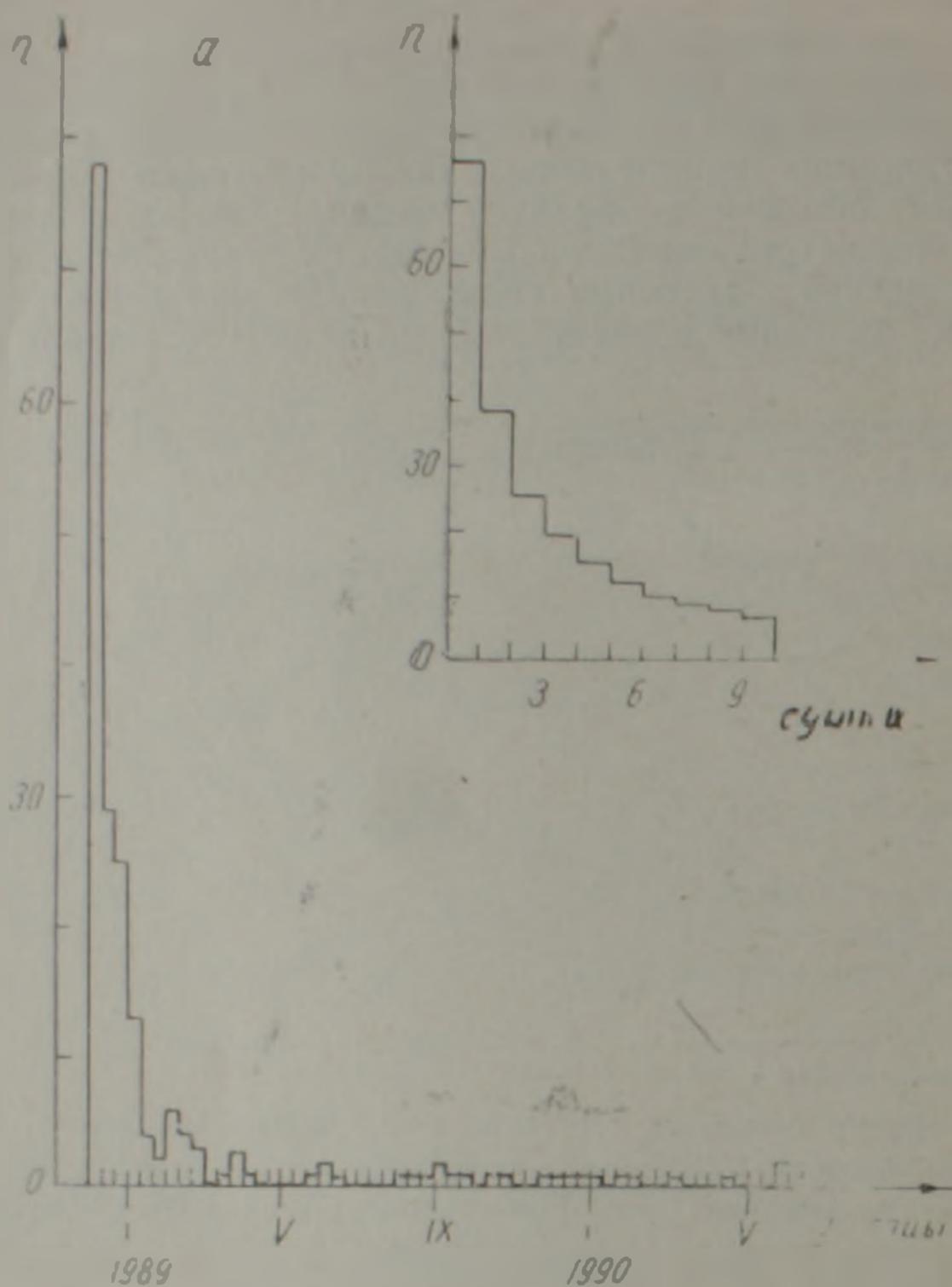


Рис. 2. Распределение числа афтершоков Спитакского землетрясения 1988 г. во времени: а—подекадное распределение числа афтершоков, б—ежесуточное распределение числа афтершоков.

Распределение афтершоков во времени показано на рис. 2а, где на графике подекадно дано число афтершоков в течение полутора лет после основного толчка. Как следует из этого рисунка, число афтершоков сильно уменьшается со временем. На рис. 2б дан график ежесуточного распределения числа афтершоков с $K \geq 9-10$ в течение первых десяти суток после основного толчка. Спад числа N афтершоков во времени хорошо описывается гиперболическим законом Омори:

$$N = N_0 t^{-p}. \quad (1)$$

Величины параметров N_0 и p вычислены по данным афтершоков, происшедших в течение первых десяти суток, методом наименьших квадратов и имеют значения, соответственно 77,6 и 1,037. Следовательно, формула зависимости числа афтершоков Спитакского землетрясения от времени будет иметь вид:

$$N = 77,6 \cdot t^{-1,037}. \quad (2)$$

Расположение эпицентров афтершоков с $K \geq 9-10$, отмеченных в различные интервалы времени, показано на рис. 3. При этом область расположения эпицентров афтершоков на рис. рис. 3А, 3Б, 3Г ограни-

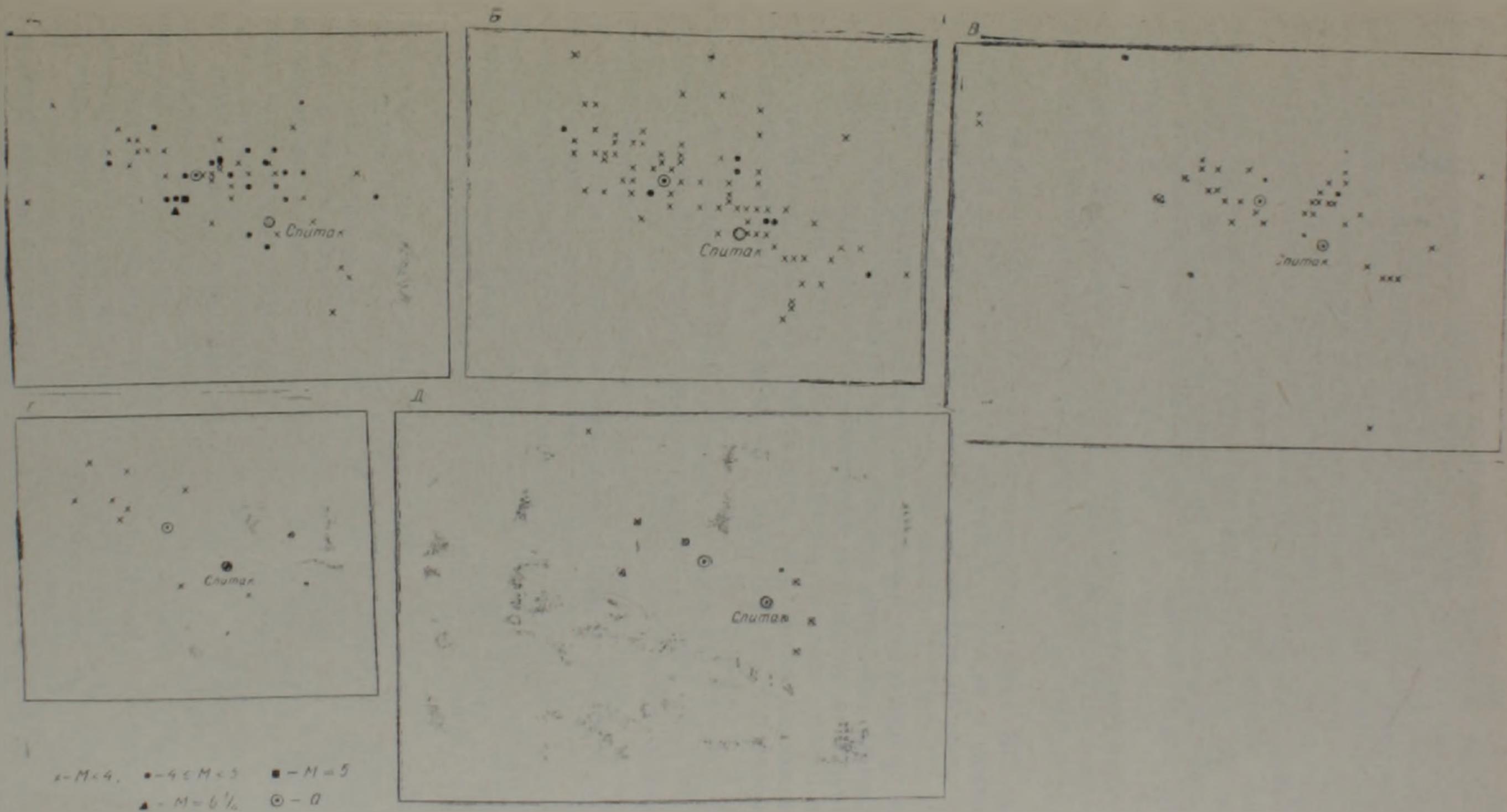


Рис 3. Схема расположения эпицентров афтершоков Спитакского землетрясения, происшедших: А—в течение 24 часов после основного толчка, Б—в период 07 ч 41 мин—31/XII 1988 г. 24 ч, В—в период 07 ч 41 мин—1/1 1989 г.—7/VI 1989 г. 07 ч 41 мин, Г—в период 07 ч 41 мин—7/VI 1989 г. 07 ч 41 мин—7/XII 1989 г. 07 ч 41 мин, Д—в период 07 ч 41 мин—7/XII 1989 г. 07 ч 41 мин—7/VI 1990 г. 07 ч 41 мин. ⊙—эпицентр Спитакского землетрясения.

чена $40,6^\circ$ и $41,1^\circ$ северной широты, $43,8^\circ$ и $44,6^\circ$ восточной долготы, а на рис. 3В, 3Д эта область ограничена $40,5^\circ$ и $41,15^\circ$ северной широты, $43,5^\circ$ и $44,65^\circ$ восточной долготы.

На рис. 3А дана схема расположения эпицентров афтершоков указанной силы, которые произошли в течение первых суток после основного толчка. В этот период имели место 55 афтершоков такой силы, причем магнитуда 33 афтершоков была меньше 4-х. Как следует из этого рисунка, область, занимаемая эпицентрами афтершоков, имеет близширотное простирание с северо-запада на юго-восток. При этом большая часть эпицентров расположена восточнее, северо-восточнее и юго-восточнее от эпицентра основного толчка. Однако эпицентры двух наиболее сильных афтершоков с $M=6\frac{1}{4}$ и $M=5$ расположены юго-западнее эпицентра основного толчка.

На рис. 3Б дана схема расположения афтершоков, происшедших в течение последующих суток до конца декабря 1988 года. Область афтершоков после первых суток сохранила направленность своего близширотного простирания, но несколько расширилась в северо-западном и северо-восточном направлениях от основного толчка. В этот период произошло 77 афтершоков с $K \geq 9-10$, причем 70 афтершоков имели $M < 4$ и только у семи афтершоков магнитуда была в пределах $4-4\frac{1}{2}$.

На рис. 3В дано расположение эпицентров афтершоков, которые были отмечены в период с 1 января по 7 июня 1989 г. В этот период произошло всего 40 афтершоков с $K \geq 9-10$, причем 35 имели магнитуду $M < 4$ и только 5 афтершоков имели магнитуду $4-4\frac{1}{2}$. Область, охваченная эпицентрами афтершоков, во всех направлениях значительно расширилась, сохраняя при этом близширотное простирание.

Расположение эпицентров афтершоков, происшедших с 7 июня по 7 декабря 1989 г., дано на рис. 3Г. В этот период имела место меньшая сейсмическая активность афтершоков как по количеству (всего 12 афтершоков с $K \geq 9-10$), так и по силе (2 афтершока имели магнитуду 4, а остальные — $M < 4$).

Сейсмическая активность в последующие полгода (с 7 декабря 1989 г. по 7 июня 1990 г.) снова понизилась (рис. 3Д). В этот период были отмечены всего 9 афтершоков с $K \geq 9-10$, из которых 8 имели $M < 4$. В этом случае также сохраняется близширотное простирание области расположения эпицентров афтершоков.

Таким образом, с течением времени количество и сила афтершоков Спитакского землетрясения убывает и, спустя полтора года после основного толчка, афтершоки с $K \geq 9-10$ уже почти не наблюдаются. Так, после 7 июня 1990 г. имел место только один афтершок с $K \geq 9-10$, а именно 16 августа в 02 ч. 09 мин. произошел афтершок с $K=9-10$.

Из общего числа 193 афтершоков, происшедших в течение полутора лет после основного толчка, 156 имели магнитуду $M < 4$ и только 37 афтершоков, т. е. 19,2% имели $M \geq 4$. Построен график хода сейсмического процесса во времени при Спитакском землетрясении в течение полутора лет, представленный на рис. 4. На график нанесены все афтершоки с $M \geq 4$. При этом на рис. 4а дан этот график для первых суток после основного толчка, на 4б — для периода от основного толчка по 31 декабря 1988 г., а на рис. 4в — для периода с 1 января 1989 г. по 7 июня 1990 г. Как следует из рис. 4а, наиболее сильные афтершоки с $M \geq 5$ произошли в течение получаса после основного толчка. Согласно рис. 4б афтершоки с $M=4\frac{1}{2}$ имели место вплоть по 31 декабря 1988 г. Как следует из рис. 4в, за весь 1989 г. имели место 7 афтершоков с $M \geq 4$, а в течение шести месяцев 1990 г. произошел всего один афтершок такой интенсивности.

Таким образом, в первые сутки после основного толчка произошли 22 афтершока с $M \geq 4$, что составляет 50,5% всех афтершоков такой интенсивности, происшедших в течение полутора лет. При этом интервал между сильными афтершоками с $M \geq 4$, согласно рис. 4, с течением

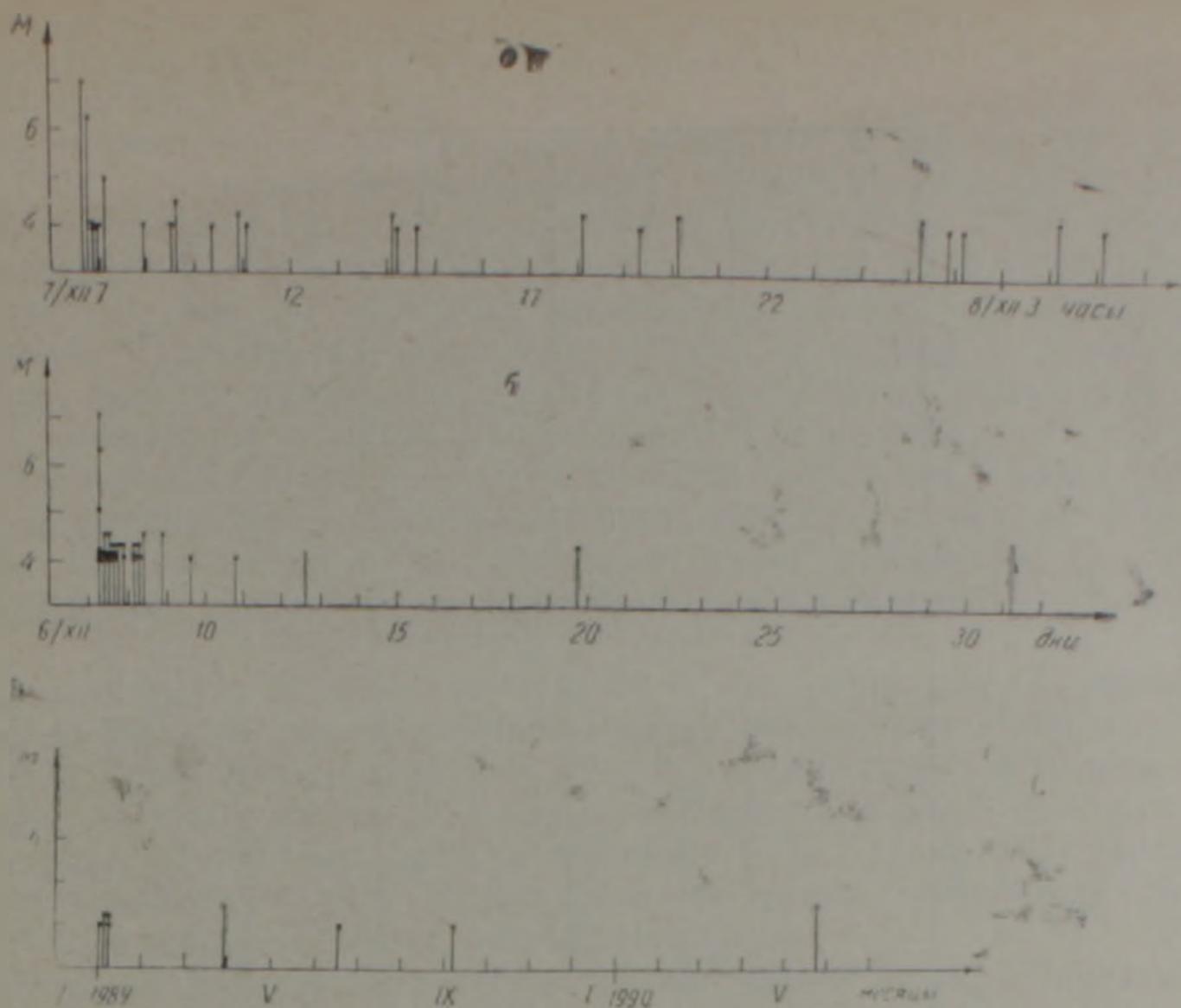


Рис. 4. Распределение афтершоков с $M \geq 4$ при Спитакском землетрясении: а—в течение 24 часов после основного толчка, б—в период 7/XII 1988 г. 07 ч 41 мин—31/XII 1988 г. 24 ч, в—в период 1/I 1989 г.—7/VI 1990 г. 07 ч 41 мин.

времени увеличивается. Так, если в период с 7 по 9 декабря 1988 г. этот интервал измеряется в минутах и часах, а в период с 10 декабря 1988 г. до 10 января 1989 г.—днями, то, начиная с 10 января 1989 г., интервал времени между афтершоками с $M \geq 4$ составляет уже месяцы.

Построены также схемы распределения афтершоков Спитакского землетрясения в периоды 7—31 декабря 1988 г. и с 1 января 1989 г. по 7 июня 1990 г. во времени и по земной поверхности в широтном направлении (рис. 5А и рис. 5Б) и в меридиональном направлении (рис. 5В и рис. 5Г). На рис. 5 стрелками указаны долгота и широта основного толчка Спитакского землетрясения. После основного толчка афтершоки распространились по обе стороны от эпицентра землетрясения. Согласно рис. 5А и 5В в период с 7 по 31 декабря 1988 г. долгота афтершоков находится в интервале от $40^{\circ}50'$ по $44^{\circ}34'$, а широта—от $40^{\circ}42'$ по $41^{\circ}04'$. Сейсмический процесс в широтном направлении в первые 18 суток происходил, в основном, в восточном направлении, а в последующие 7 суток—в западном направлении. В меридиональном направлении эпицентры афтершоков в течение первых четырех суток перемещались примерно одинаково как к северу, так и к югу, после чего в течение последующих четырех суток—к северу, а затем в течение двух суток одинаково к северу и к югу, в последующие 6 суток—к югу, после чего до 31 декабря в течение 7 суток—к северу, а 31 декабря—одинаково к северу и к югу.

В период с 1 января 1989 г. по 7 июня 1990 г. интервал долгой эпицентров афтершоков увеличивается в западном направлении от эпицентра основного толчка до $43^{\circ}33'$ (рис. 5Б). При этом до марта 1989 г. количество эпицентров афтершоков, расположенных к востоку от эпицентра основного толчка почти в два раза превышает число эпицентров, расположенных к западу. В период с 1 марта до 7 июня 1989 г. афтершоки в основном были отмечены в западной части афтершоковой области, а начиная с 7 июня 1989 г. и до 7 июня 1990 г. имеется одинаковое количество афтершоков, расположенных как к западу, так и к

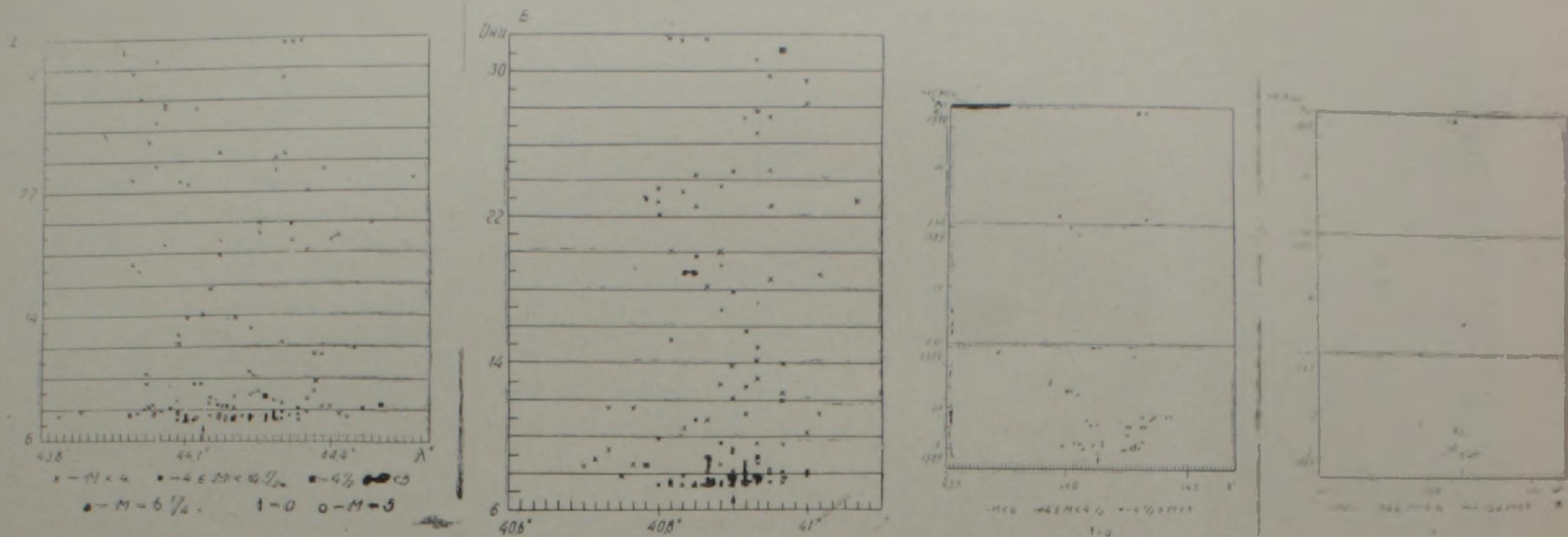


Рис. 5. Распределение афтершоков Спитакского землетрясения во времени и по земной поверхности в широтном направлении в период: А—7/XII 1988 г. 07 ч 41 мин—31/XII 1988 г. 24 ч, Б—1/I 1989 г.—7/VI 1990 г. 07 ч 41 мин. в меридиональном направлении в период: В—7/XII 1988 г. 07 ч 41 мин—31/XII 1988 г. 24 ч, Г—1/I 1989 г.—7/VI 1990 г. 07 ч 41 мин. а—долгота (на А и Б) и широта (на В и Г) эпицентра основного толчка.

востоку от основного толчка. При этом в последний период эпицентры всех сильных афтершоков с $M \geq 4$ расположены к востоку от эпицентра основного толчка.

Широта эпицентров афтершоков в период с 1 января 1989 г. по 7 июня 1990 г. имеет значения от $40^{\circ}32'$ до $41^{\circ}08'$ (рис. 5Г). Следовательно, интервал широт по сравнению с периодами 7—31 декабря 1988 г. несколько увеличился. В период с 1 января по 7 июня 1989 г., как следует из рис. 5Г, большее количество эпицентров афтершоков расположено к северу от основного толчка, в период с 7 июня до 7 декабря 1989 г. произошло примерно одинаковое количество афтершоков, эпицентры которых расположены как к северу, так и к югу от основного толчка, а в период с 7 декабря 1989 г. по 7 июня 1990 г. эпицентры афтершоков, в основном, переместились к югу от основного толчка. При этом, начиная с февраля 1989 г. эпицентры всех сильных афтершоков с $M \geq 4$ расположены к югу от эпицентра основного толчка.

Вся территория, занятая афтершоками, согласно рис. 3, составляет примерно 5000 кв. км, но основная масса эпицентров афтершоков, а именно 88% всех афтершоков с $K \geq 9-10$ сосредоточена в полосе длиной 53 км, шириной 20 км и с азимутом простирания 112° , что соответствует азимуту границы между блоками А и Б (рис. 1). Эпицентр Спитакского землетрясения расположен на линии, проходящей через середину этой полосы вдоль ее простирания.

Полученная по области афтершоков длина очага Спитакского землетрясения в 53 км находится в хорошем соответствии с оценкой горизонтальной протяженности l очага по формуле Н. В. Шебалина [8], согласно которой

$$|gl| = 0,5M - 1,8 = 1,7 \dots \quad (8)$$

$$l = 50 \text{ км.}$$

На основании полевых обследований в эпицентральной зоне Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 г. и дешифрирования материалов аэросъемки была выявлена сейсмостектоническая дислокация от развалин с. Гетик до с. Алавар общей длиной 35 км [1]. Падение плоскости разрыва, как было установлено, при этом направлено к северо-востоку под углом от $60-80^{\circ}$ до $10-15^{\circ}$ с взбрасыванием и надвиганием северо-восточного крыла [6]. Азимут простирания дислокации варьирует от 280 до 315° [1].

Эпицентр Спитакского землетрясения находится вблизи северо-западного конца этого разрыва, а эпицентры афтершоков расположены в направлении простирания разрыва. При этом очаги афтершоков приурочены к поднимающемуся северо-восточному крылу разрыва.

Согласно нашим определениям плоскость разрыва в очаге землетрясения имеет азимут 101° . Плоскость разрыва падает к северо-востоку под углом 50° к горизонтальной плоскости. В очаге преобладали компонента подвижки по падению плоскости разрыва. В очаге землетрясения произошел взброс с правосторонним сдвигом [5]. Это находится в хорошем соответствии с указанными выше данными, полученными геологами при обследовании эпицентральной области Спитакского землетрясения [1, 6].

Длина видимой на земной поверхности сейсмостектонической дислокации общей длиной 35 км примерно соответствует длине протяженности D очага землетрясения, вычисленной по формуле Токуда Уцу [10], согласно которой для очага Спитакского землетрясения:

$$\lg D = 0,5M - 2 = 1,5 \dots \quad (4)$$

$$D = 32 \text{ км.}$$

Для построения графика повторяемости последующих толчков Спитакского землетрясения, нами использованы данные о последующих толчках с $K = 9-10, 10, 10-11, 11, 11-12, 12, 12-13$, происшед-

ших в течение одного года после основного толчка на территории площадью 5000 кв. км. Исходные данные для построения графика повторяемости последующих толчков Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 г. приведены в табл. 1, где дано распределение числа N афтершоков по энергетическим классам, а также их значения N^* , нормированные по площади и по времени (число землетрясений, приходящееся ежегодно на 1000 кв. км).

Таблица 1

Последующие толчки Спитакского землетрясения

K	N	N^*	$\lg N^*$	ΣN	ΣN^*	$\lg \Sigma N^*$
9—10	69	13.8	1.1399	189	37.8	1.5775
10	50	10.0	1.0000	129	24.0	1.3802
10—11	33	6.6	0.8195	70	14.0	1.1461
11	21	4.2	0.6232	37	7.4	0.8692
11—12	9	1.8	0.2553	16	3.2	0.5051
12	4	0.8	1.9031	7	1.4	0.1461
12—13	3	0.6	1.7782	3	0.6	1.7782

Графики повторяемости построены в логарифмической системе координат $\lg N^*$, $\lg E_{Дж}$ двумя способами: распределения и суммирования. Уравнения графиков повторяемости получены методом наименьших квадратов. В случае использования способа распределения уравнение графика повторяемости имеет вид:

$$\lg N^* = 5,88 - 0,49K \pm 0,09 \dots \dots \dots \quad (5)$$

а в случае использования способа суммирования:

$$\lg N^* = 7,46 - 0,61K \pm 0,08 \dots \dots \dots \quad (6)$$

Угловой коэффициент γ графика повторяемости последующих толчков Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 г. в случае способа распределения получился равным:

$$\gamma = 0,49 \pm 0,03 \dots \dots \dots \quad (7)$$

а в случае способа суммирования:

$$\gamma = 0,61 \pm 0,03 \dots \dots \dots \quad (8)$$

Согласно графику повторяемости, построенному нами для всего Ленинаканского региона (на территории которого расположена эпицентральная область Спитакского землетрясения) для величины γ получены следующие значения: в случае использования способа распределения $\gamma = 0,46 \pm 0,04$, а в случае способа суммирования $\gamma = 0,53 \pm 0,04$ [2].

Следовательно, имеет место возрастание углового коэффициента графика повторяемости последующих толчков Спитакского землетрясения 1988 г. по сравнению с графиком повторяемости для всей территории Ленинаканского региона ($\alpha = 40,5 - 41,5^\circ$, $\gamma = 43,5 - 45,3^\circ$).

Определенная из уравнений графиков повторяемости афтершоков Спитакского землетрясения величина сейсмической активности A_{10} равна 9,82 в случае использования метода распределения и 23,93 — при использовании метода суммирования. Для всего Ленинаканского региона нами были получены значения A_{10} , соответственно равные 0,18 и 0,35. Поэтому, как и следовало ожидать, сейсмическая активность афтершоковой области Спитакского землетрясения значительно выше, чем уровень фоновой сейсмической активности Ленинаканского региона.

Суммарная сейсмическая энергия, выделившаяся при всех афтершоках Спитакского землетрясения в течение полутора лет, с $K \geq 9 - 10$ равна $10329,6 \cdot 10^{11}$ Дж, а сейсмическая энергия, выделившаяся при ос-

новном толчке, равна $100000 \cdot 10^{11}$ Дж. Следовательно, сейсмическая энергия, выделившаяся при афтершоках, составляет примерно 0,1 сейсмической энергии основного толчка, что соответствует обычно наблюдаемым для этой величины значениям.

На рис. 6а дано изменение суммарной подекадной энергии афтершоков Спитакского землетрясения в течение полутора лет после основного толчка. Наибольшее и основное количество суммарной сейсмической энергии — $10193,6 \cdot 10^{11}$ Дж — выделилось в первой декаде декабря 1988 г, когда через 4 мин 22 с. после основного толчка произошёл

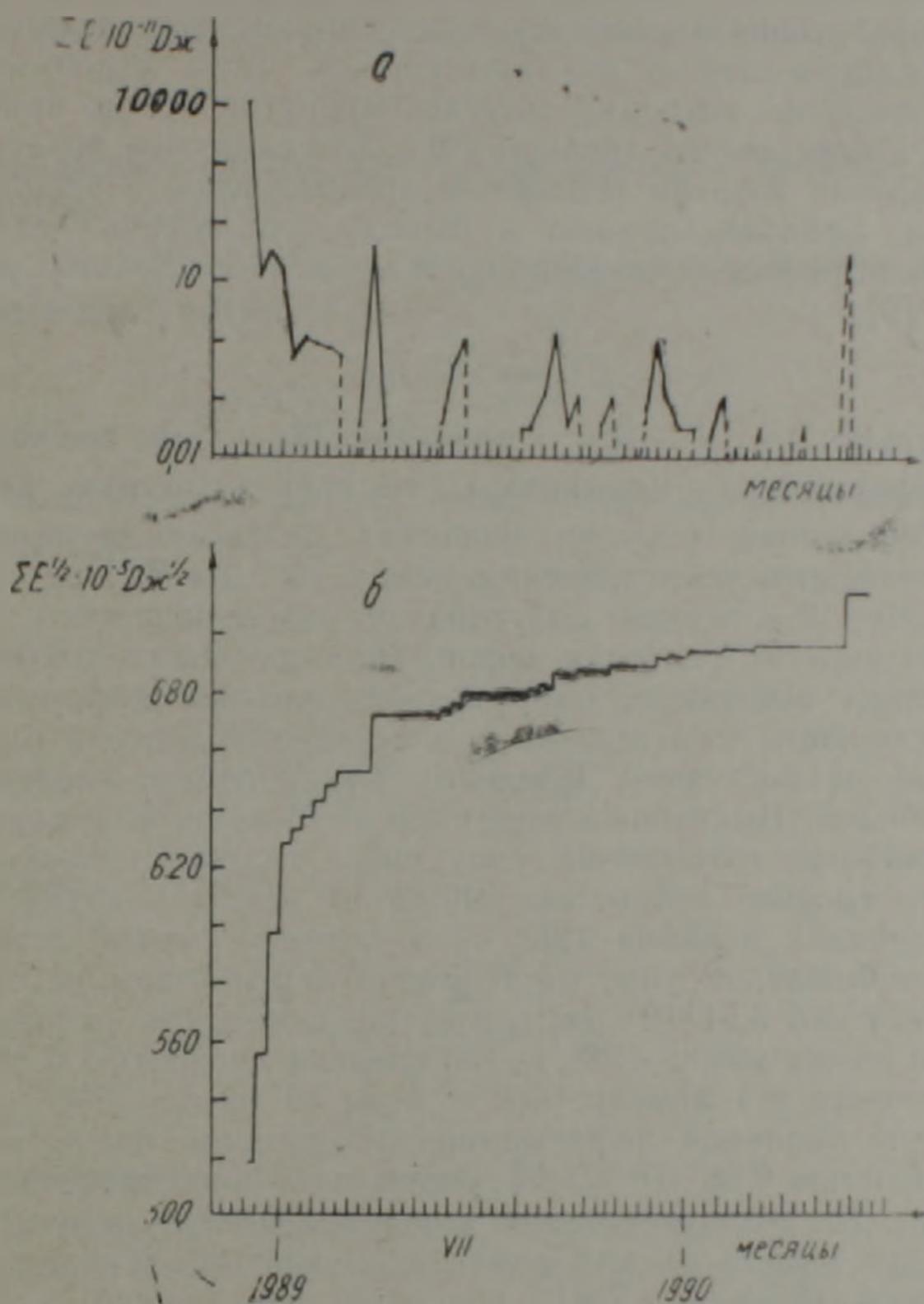


Рис. 6. Характеристика афтершоков Спитакского землетрясения, происшедших в течение полутора лет после основного толчка: а—график изменения суммарной подекадной величины энергии афтершоков, б—график высвобождения суммарной упругой условной деформации по декадам.

афтершок с $K=10^{15}$. Затем происходит резкий спад сейсмической энергии. Как видно из графика, уменьшение суммарной сейсмической энергии во времени происходит не монотонно, декады наибольшего выделения сейсмической энергии чередуются с декадами низкого или нулевого уровня энергии. При этом интервал между максимумами выделения суммарной подекадной сейсмической энергии в течение первого года после основного толчка составляет $2\frac{2}{3}$ — 3 месяца, а следующий затем максимум энергии отмечается уже с интервалом $5\frac{2}{3}$ месяца.

При изучении хода сейсмического процесса после основного толчка Спитакского землетрясения, как было сказано выше, нами были учтены афтершоки, начиная с $K=9,3$ ($K=9-10$), так как начиная с этого класса афтершоки Спитакского землетрясения являются пред-

ставительными при определении как силы, так и координат их гипоцентров. При этом более слабые афтершоки не учтены также по той причине, что первый афтершок имел энергию $E = 10^{15}$ Дж значительно большую, чем сумма энергий ($E = 329,6 \cdot 10^{11}$ Дж) всех остальных, происшедших в течение 1,5 лет после основного толчка, афтершоков с $K \geq 9,3$. Таким образом, суммарная энергия всех остальных афтершоков с $K \geq 9,3$ составляет 0,033 энергии первого афтершока и, следовательно, энергия афтершоков с $K < 9,3$ составит относительно незначительную величину и их учет не вызовет искажений в ходе сейсмического процесса.

Для определения высвобожденной упругой деформации при Спитакском землетрясении и его афтершоках нами использован метод Беньоффа, согласно которому модель неупругой среды принимается в виде среды с внутренним трением [9]. Допуская, что во время землетрясения упругая энергия полностью превращается в энергию сейсмических волн, Беньофф пришел к выводу, что корень квадратный из энергии землетрясения пропорционален высвобожденной упругой деформации [9]:

$$E^{1/2} = \varepsilon \cdot C \dots \quad (9)$$

Следовательно, $\varepsilon = E^{1/2} / C$ представляет собой высвобожденную упругую деформацию в единицах C , то есть условную деформацию.

Высвобожденная упругая условная деформация при основном толчке Спитакского землетрясения равна 10^5 Дж^{1/2}. При всех афтершоках с $K \geq 9-10$ в течение полутора лет после основного толчка высвобожденная упругая условная деформация составила $716,66 \cdot 10^5$ Дж^{1/2}. Характеристика высвобождения упругой условной деформации в афтершоковой области Спитакского землетрясения дана на рис. 6б. Наклон графика не постоянен. Следовательно, процесс снятия деформаций не стабилен. Высвобождение упругой условной деформации происходило наиболее интенсивно сразу после главного толчка в течение 3,7 суток со средней скоростью $140,23 \cdot 10^5$ Дж^{1/2} в сутки. Во второй и третьей декадах декабря 1988 г., а также в первой декаде января 1989 г. высвобождение упругой условной деформации происходило со средней скоростью $3,51 \cdot 10^5$ Дж^{1/2} в сутки, а начиная со второй декады января и до конца марта 1989 г. — со средней скоростью $0,55 \cdot 10^5$ Дж^{1/2} в сутки. Начиная с 1 апреля 1989 г. и по 10 марта 1990 г. высвобождение упругой условной деформации происходило очень медленно со средней скоростью $0,08 \cdot 10^5$ Дж^{1/2}. Затем наступило затишье до третьей декады мая (с незначительным высвобождением деформации $0,56 \cdot 10^5$ Дж^{1/2} во второй декаде апреля). В третьей декаде мая 1990 г. высвободилось $18,34 \cdot 10^5$ Дж^{1/2} условной деформации.

С целью определения физических свойств среды в очаговой области Спитакского землетрясения 1988 г. нами использован способ, предложенный К. В. Пшенинковым [7]. Модель неупругой среды в гипоцентральной области принимается в первом приближении как упруго-вязкая среда, для которой напряжение и деформация связаны уравнением:

$$\varepsilon = \frac{\sigma}{\mu} + \frac{1}{\gamma} \int \sigma dt, \quad (10)$$

где ε — деформация, σ — напряжение, μ — модуль сдвига, $\gamma = \mu\tau$ — коэффициент вязкости, τ — время релаксации.

Время релаксации и коэффициент вязкости являются основными параметрами, характеризующими физическое состояние упруго-вязкой среды в очаговой области сильного землетрясения.

Допуская, что упруго-вязкая среда деформирована и с некоторого момента деформация поддерживается постоянной, решение уравнения (10) будет иметь вид [7]:

$$\sigma = \sigma_0 e^{-t/\tau}, \quad (11)$$

откуда определяется время релаксации напряжений:

$$\tau = \frac{t \cdot \lg e}{\lg \sigma_0 / \sigma}, \quad (12)$$

где σ_0 — напряжение, оставшееся в гипоцентральной зоне после основного толчка, которое приблизительно равно сумме напряжений, снятых в процессе всех афтершоков, а σ — напряжение в момент времени t , если начало отсчета принять момент основного толчка землетрясения t_0 .

$$\sigma = \sigma_0 - \sigma_k, \quad (13)$$

где σ_k — напряжение, снятое при K афтершоках, происшедших в интервале времени $t - t_0$.

Следуя Беньоффу, σ_0 и σ_k выражены через корень квадратный из сейсмической энергии.

$$\sigma_0 = m \sum_{i=1}^n \sqrt{E_i}, \quad \sigma_k = m \sum_{i=1}^k \sqrt{E_i}. \quad (14)$$

Тогда выражение (12) для определения времени релаксации напряжений примет вид [7]:

$$\tau = \frac{t \cdot \lg e}{\lg \frac{\sum_{i=1}^n \sqrt{E_i}}{\sum_{i=1}^n \sqrt{E_i} - \sum_{i=1}^k \sqrt{E_i}}}, \quad (15)$$

где выражение

$$S = \frac{\sum_{i=1}^n \sqrt{E_i} - \sum_{i=1}^k \sqrt{E_i}}{\sum_{i=1}^n \sqrt{E_i}} \quad (16)$$

является относительным напряжением.

С целью вычисления относительного напряжения и времени релаксации напряжений при Спитакском землетрясении 1988 г. нами выбран полуторалетний афтершоковый период, который разделен на декады и для каждой декады вычислены значения S и τ и построены кривые зависимости этих величин от времени.

На рис. 7б дана построенная для очаговой зоны Спитакского землетрясения кривая изменения относительного напряжения во времени. Процесс падения остаточного напряжения при афтершоках Спитакского землетрясения, как следует из этого рисунка, в первом приближении имеет монотонно-убывающий характер с незначительным изменением деформации в момент 100 суток после основного толчка.

На рис. 7а показаны в виде точек времена релаксации напряжений для последовательности афтершоков Спитакского землетрясения в течение полуторалетнего периода после основного толчка. Как следует из этого рисунка, изменение времени релаксации имеет характер $\tau = \alpha + \beta t$. По значениям τ , вычисленным для 53 декад после основного толчка методом наименьших квадратов, определены значения коэффициентов $\alpha = 14,3$ и $\beta = 0,25$. Следовательно, уравнение времени релаксации для очаговой зоны Спитакского землетрясения будет иметь вид:

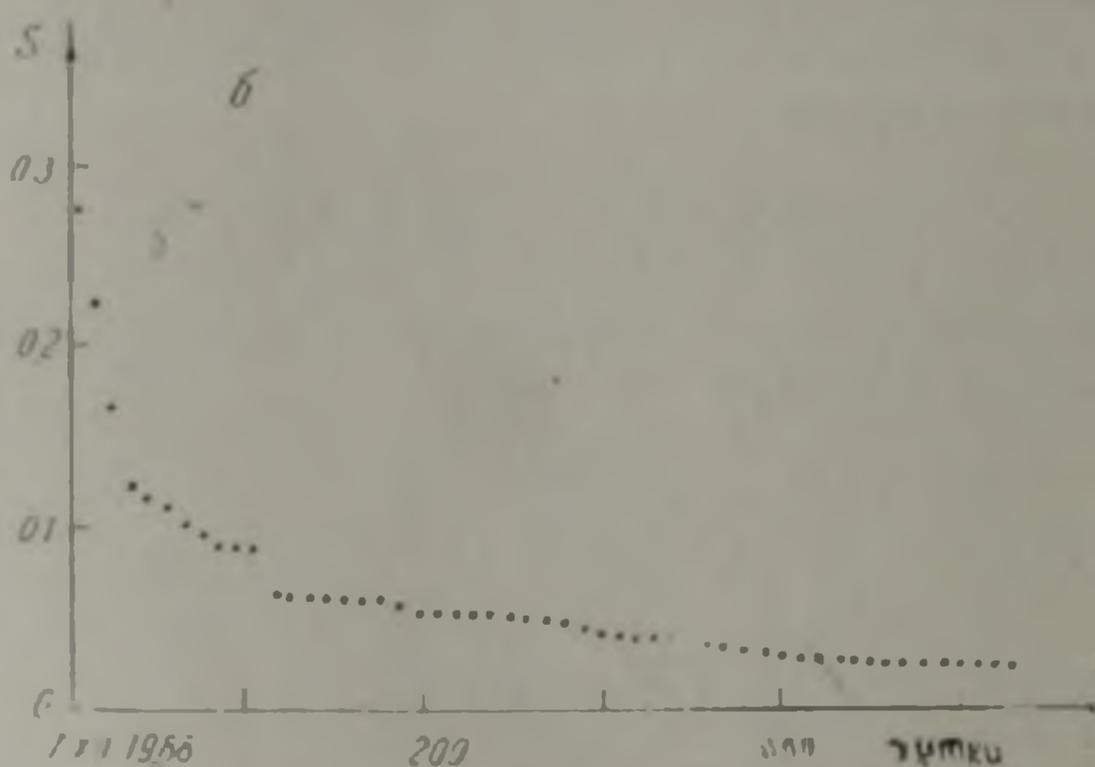
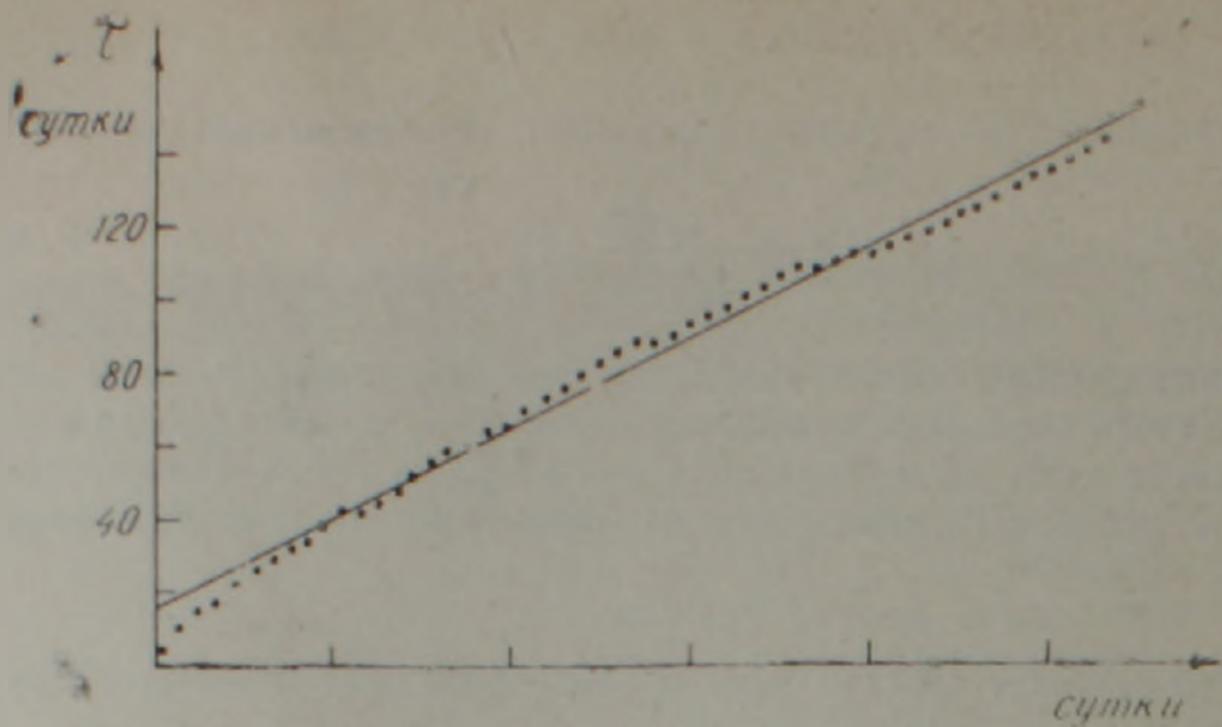


Рис. 7. Характеристика относительного напряжения и времени релаксации в очаговой зоне Спитакского землетрясения в течение полутора лет после основного толчка: а—изменение относительного подекадного напряжения, б—изменение подекадной величины времени релаксации.

$$\tau = 14,3 + 0,25t \dots\dots (17)$$

На рис. 7а прямая, соответствующая этому уравнению, показана сплошной линией. Отмечается незначительный разброс точек от этой прямой. Действительно, имеет место тесная корреляция между τ и t , так как коэффициент корреляции

$$r_{\tau, t} = 0,994 \dots\dots (18)$$

Среднее значение $\tau_{\text{ср}}$, определенное по вычисленным для 53 декад величинам τ , получилось равным 82 суткам. Следовательно, в очаговой зоне Спитакского землетрясения для того, чтобы напряжение уменьшилось в 2,7183 раза, необходим промежуток времени, в среднем равный 82 суткам.

Используя среднее значение времени релаксации напряжений— 82 сутки $= 7,08 \cdot 10^6 \text{ с}$ и значение модуля сдвига $\mu = 2,74 \cdot 10^{11} \text{ дин/см}^2$, получим величину коэффициента вязкости среды в очаговой зоне Спитакского землетрясения, примерно равной $\eta = 7,08 \cdot 10^6 \cdot 2,74 \cdot 10^{11} = 2 \cdot 10^{18} \text{ лз}$.

Сопоставляя полученные результаты сейсмологического исследования с геологическими и геофизическими данными региона, приходим к выводу, что Спитакское землетрясение явилось следствием относи-

тельного движения двух соседних блоков, указанных на рис. 1, причем имело место поднятие северного блока (А) и опускание южного блока (Б). Одновременно с этим северный блок перемещался в восточном, а южный блок — в западном направлениях. Следовательно, при Спитакском землетрясении 7 декабря 1988 г. произошел взбросо-сдвиг.

Проведено также сопоставление сейсмологических характеристик Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 г. и Чалдыранского землетрясения, имевшего место в Ванском регионе 24 ноября 1976 г. Оба землетрясения имели магнитуду порядка 7. В эпицентре Спитакское землетрясение проявилось силой 10 баллов, а Чалдыранское — 9 баллов. При обоих землетрясениях на земной поверхности образовались разрывы СЗ—ЮВ простирания. Эти разрывы до землетрясений не выходили на земную поверхность и, по-видимому, начинаясь от подошвы литосферы заканчивались в гранитном слое земной коры. Как Чалдыранское, так и Спитакское землетрясения являются следствием относительного движения двух различных блоков, границами которых служат эти разрывы в земной коре. При этом движении разрывы вышли на земную поверхность. В этом схожесть этих двух землетрясений с одинаковой магнитудой порядка 7.

В табл. 2 дано распределение афтершоков с магнитудой 4 и бо-

Таблица 2

Распределение по магнитуде и значения энергии афтершоков разрушительных Спитакского и Чалдыранского землетрясений

Период наблюдений	Название землетрясения	Число афтершоков с М							Энергия афтершоков 10^{11} Дж	Энергетический коэффициент сейсмичности $\Sigma E / \Sigma N 10^{11}$ Дж	
		4	4 ^{1/4}	4 ^{1/2}	4 ^{3/4}	5	5 ^{1/4}	5 ^{1/2}			6 ^{1/4}
Одни сутки после основного толчка	Спитакское	13	6	1	—	1	—	—	1	7735.8	351.6
	Чалдыранское	9	2	5	1	5	1	1	—	1885.2	78.6
25 суток после основного толчка	Спитакское	15	8	4	—	1	—	—	1	7776.7	268.2
	Чалдыранское	27	3	8	1	6	1	1	—	2037.7	43.4
Один год после основного толчка	Спитакское	19	10	5	—	1	—	—	1	7799.7	216.7
	Чалдыранское	39	8	12	4	7	2	1	—	2600.3	35.6

лее при Спитакском и Чалдыранском землетрясениях в течение первых суток после основного толчка, в течение 25 суток после основного толчка и в течение одного года после основного толчка. В табл. 2 даны также энергия афтершоков и энергетический коэффициент сейсмичности $\Sigma E / \Sigma N$. Как следует из этой таблицы, в первые сутки после обоих землетрясений было отмечено примерно одинаковое количество афтершоков с $M \geq 4$ (22 афтершока при Спитакском землетрясении и 24 — при Чалдыранском). Однако при афтершоках Спитакского землетрясения в этот период выделилось более чем в 4 раза больше энергии, чем при Чалдыранском землетрясении. При этом энергетический коэффициент сейсмичности при Спитакском землетрясении в 4,5 раза больше, чем при Чалдыранском. В течение 25 суток после основного толчка при афтершоках Спитакского землетрясения выделилось почти в 4 раза больше энергии, чем при Чалдыранском, несмотря на то, что при Чалдыранском землетрясении в этот период было отмечено значительно больше афтершоков (47 против 29). Энергетический коэффициент сейсмичности при Спитакском землетрясении в этот период уже в 6,2 раза больше, чем при Чалдыранском. Энергия афтершоков Чалдыранского землетрясения, происшедших в течение года после основного толчка, $2600,3 \cdot 10^{11}$ Дж, почти в 3 раза меньше, чем энергия афтершоков Спитакского землетрясения за первые сутки после основного толчка. Энергетический коэффициент сейсмичности при Спитак-

ском землетрясении в этот период в 6,1 раза больше, чем при Чалдыранском.

Магнитудная ступень между Спитакским землетрясением и его самым крупным афтершоком составляет 3/4. При Чалдыранском землетрясении магнитудная ступень равна 1,5, что хорошо укладывается в зависимость, полученную нами ранее [2].

Развитие сейсмического процесса при Спитакском землетрясении резко отличается не только от Чалдыранского землетрясения, но также и других землетрясений Армянского нагорья.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии АН Армении

Поступила 23.X.1990.

ЛИТЕРАТУРА

1. Григорян С. В., Джрбашян Р. Т., Карапетян А. И. и др. Геологическое строение и сеймотектонические особенности области Спитакского землетрясения.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1989, XLII, № 3, с. 3—12.
2. Карапетян Н. К. Механизм возникновения землетрясений Армянского нагорья (сейсмические условия). Ереван: Изд. АН АрмССР, 1986, 228 с.
3. Карапетян Н. К. Особенности механизма и напряженного состояния в очагах землетрясений Армянского нагорья.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1988, XLI, № 5, с. 31—39.
4. Карапетян Н. К. Блоковое строение земной коры Армянского нагорья.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1988, XLI, № 6, с. 19—28.
5. Карапетян Н. К. Механизм и напряженное состояние очагов Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 года, его форшоки и афтершоки.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1989, XLII, № 4, с. 36—44.
6. Карахиян А. С. Результаты наземного и аэрокосмического изучения активных разломов и сейсмогенных деформаций Спитакского землетрясения 1988 года.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1989, XLII, № 3, с. 20—24.
7. Пшеничников К. В. Механизм возникновения афтершоков и неупругие свойства земной коры. М.: Наука, 1965, 88 с.
8. Шебалин Н. В. Очаги сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1974, 54 с.
9. Benioff H. Earthquakes and rock creep. *bull. seism. soc. Am.*, 1951, 41, № 1.
10. Utsu T. Magnitude of earthquakes and Occurrence of their aftershocks. *Zizun*, 1957, 10, № 1.

Ե. Կ. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ

1988 թ. Դեկտեմբերի 7-ի ՍՊԻՏԱԿԻ ԵՐԿՐԱՇԱՐԺԻ ՕՋԱԽԸ ԵՎ ԴՐԱ ԱՌԱՋԱՑՄԱՆ ԿԵՆՏՐՈՆՆԵՐԻ

Ա մ փ ո փ ու մ

Սպիտակի ավերիչ երկրաշարժը հանդիսացավ Հայաստանի Հանրապետության տարածքում տեղի ունեցած երկրաշարժերից ամենաուժեղը:

Տեկտոնական և երկրաֆիզիկական ուսումնասիրությունների ու տիեզերանկարների միջոցով ի հայտ բերված լինեամենտների և երկրաշարժերի էպիկենտրոնների տեղաբաշխման, ինչպես նաև խզումների հարթությունների տարածման ու երկրաշարժերի ոչախններում խզումների թևերի շարժման ուղղությունների համատեղ վերլուծության հիման վրա Հայկական լեռնաշխարհի տարածքն առանձին բեկորների է բաժանված: Սպիտակի երկրաշարժի էպիկենտրոնային տիրույթը տեղադրված է երկու բեկորների սահմանում:

Սպիտակի երկրաշարժի ոչախում խզման հարթության ազիմուտը կազ-

մում է 101^0 , իսկ անկման անկյունը 50^0 է: Երկրաշարժի օջախում տեղի է ունեցել վերնետար՝ աջակողմյան կողաշարժի հետ համատեղ: Դա համապատասխանում է երկրաբանների կողմից ստացված սվայններին:

Սպիտակի երկրաշարժը ուղեկցվել է բազմաթիվ աֆտերշոկերով: Հոդվածում բերված են նաև աֆտերշոկային պրոցեսի ուսումնասիրման արդյունքները: Մեկ ու կես տարվա ընթացքում տեղի են ունեցել 9-10 և ավելի մեծ կենտրոնիկ դասերի 193 աֆտերշոկեր: Բերված է այդ աֆտերշոկերի բաշխումն ըստ ժամանակի: Բերված են նաև աֆտերշոկերի առաջացման վայրերը տարբեր ժամանակամիջոցների համար: Ինչպես պարզվել է, աֆտերշոկերով դրահեցված ամբողջ տարածքը կազմում է մոտ 5000 մ^2 , բայց աֆտերշոկերի հիմնական մասը՝ մոտ 88 տոկոսը, կենտրոնացված է 53 մ երկարությամբ և 20 մ լայնությամբ շերտում, որի տարածման ապիմուտը 112^0 է: Սպիտակի երկրաշարժի էպիկենտրոնը գտնվում է այդ շերտի միջին գծի վրա:

Մեկ ու կես տարվա ընթացքում աֆտերշոկերի սեյսմիկ էներգիան կազմել է $10323,6 \cdot 10^{11}$ ջոուլ: Բերված է այդ էներգիայի բաշխումն ըստ տասնօրյակների: Առավելագույն և հիմնական սեյսմիկ էներգիայի քանակն անջատվել է 1988 թ. դեկտեմբերի առաջին տասնօրյակում, երբ գլխավոր ցնցումից 4ր 22 վրկ հետո տեղի ունեցավ ուժեղ աֆտերշոկ ($K=15$):

Մեկ ու կես տարվա ընթացքում Սպիտակի երկրաշարժի օջախային շրջանում անջատվել է $716,7 \cdot 10^5$ ջոուլ $1/2$ առաձգական սլայմանական դեֆորմացիա: Բերված է անջատված գումարային դեֆորմացիաների բաշխումն ըստ տասնօրյակների՝ 1,5 տարվա ընթացքում (7.12.88թ.—7.06.90թ.): Ինչպես պարզվել է, տարբեր ժամանակամիջոցներում դեֆորմացիայի անջատումը կաարվել է տարբեր արագությամբ:

Որոշված են Սպիտակի երկրաշարժի օջախային շրջանում ոչ առաձգական միջավայրի ֆիզիկական հատկությունները: Հաշվարկված են հարաբերական լարումները և կառուցված է հարաբերական լարման անկման կորը: Հաշվարկված է ռելաքսացիայի ժամանակը լուրաքանչյուր տասնօրյակի համար և որոշված է դրա միջին մեծությունը՝ 82 շուրջօր: Կառուցված է ռելաքսացիայի գրաֆիկը և ստացված է ռելաքսացիայի առնչությունը ժամանակի հետ: Հաշվարկված է Սպիտակի երկրաշարժի օջախի միջավայրի մածուցիկության գործակիցը:

Ցույց է տրված, որ Սպիտակի երկրաշարժն իր սեյսմիկ պրոցեսի ընթացքով խիստ տարբերվում է Հայկական լեռնաշխարհի մյուս ավերիչ երկրաշարժերից: Իբրև օրինակ բերված է Սպիտակի և Զալդրանի երկրաշարժերի սեյսմիկ պրոցեսների ընթացքների համեմատությունը:

N. K. KARAPETIAN

THE SPITAK EARTHQUAKE, DECEMBER 7, 1988, FOCUS AND THE MECHANISM OF ITS ORIGIN

Abstract

The results of the Spitak earthquake seismic process spatial-temporal investigations are brought. By aftershocks data the time of relaxation, the temporal changes character and the average value, as well as the focal zone non-elastic medium viscosity coefficient are determined in the Spitak earthquake area.

On the basis of carried out investigations it is established, that the

Spitak earthquake has been caused by relative movements of two blocks, the northern one being uplifted. At the same time the northern block is displaced in the eastern direction and the southern one is displaced to the west. Consequently, during the Spitak earthquake, December 7, 1988, there was formed an upthrust-shift.

Известия АН Армении, Науки о Земле, 1992, XLV, № 4, 56—59.

Краткие сообщения

УДК 550.89

Л. Б. КАРАПЕТЯН

О ПРОИСХОЖДЕНИИ РИОЛИТОВОЙ МАГМЫ НОВЕЙШИХ ВУЛКАНОВ АРМЕНИИ

Новейшие риолитовые куполовидные вулканы Армении (Атис, Артени, Гутансар, Гехасар, Спитаксар, Базенк, Карахач, Сатанакар и др.), изучались многими исследователями [1—10, 12—16]. Особенно детально они изучены С. Г. Карапетяном [7, 8, 9]. Относительно возраста риолитовых пород указанных вулканов сведения не однозначны. К. Н. Паффенгольц относил их к олигоцену [14], другие исследователи [2, 5, 12] — к неогену, Г. Абих [1], Б. М. Куплетский [10], А. А. Турцев [15] и А. Н. Назарян [13] считают их возраст четвертичным, а С. Г. Карапетян [8] — верхнеплиоцен-нижнечетвертичным. Трековые определения возраста указывают на их неодновозрастность — от 16 млн лет до 320 тыс. лет [18].

Как известно, верхнеплиоцен-четвертичный вулканизм территории Армении начался излиянием основных по составу расплавов, которые образовали покровы долеритовых базальтов. На верхнеплиоценовый возраст долеритовых базальтов впервые указал А. Т. Асланян [3, 4].

На тех участках, где формировались риолитовые вулканы, основные лавы изливались только в четвертичное время в виде продуктов ареального вулканизма [6].

Фундаментом для риолитовых вулканов служили вулканические сооружения ранне-среднеплиоценового возраста. Вулканизм ранне-среднеплиоценового возраста часто завершался излиянием расплавов андезито-дацитового, дацитового, трахиандезитодацитового и трахидацитового составов (табл. 1). Эти породы в основном очень хорошо выкристаллизованы, имеют порфировую структуру, где размеры фенокристаллов полевого шпата доходят до нескольких сантиметров. Количество вкрапленников составляет до 50% от общей массы породы. Породы куполовидных вулканов, в отличие от описанных, очень бедны порфировыми вкрапленниками. Согласно С. Г. Карапетяну [9] количество фенокристаллов в риолит-риолитодацитовых породах варьирует от 0,4 до 4,4%.

Часто риолитовые расплавы были перегреты, в связи с чем на поверхности затвердевали в виде обсидианов.

Нормативные минеральные и химические составы риолитовых пород (табл. 1) показывают, что расплавы их имели почти эвтектические составы и являются остаточными. Индекс дифференциации риолитов варьирует от 84 до 90 (табл. 1). Температура риолитовых расплавов в очаге была намного выше температуры ликвидуса этих пород, о чем свидетельствует тот факт, что при подъеме на поверхность риолитовые расплавы, несмотря на частичное охлаждение, все же изливались часто в перегретом виде и на поверхности формировали обсидианы.

Температурный интервал кристаллизации риолитовых расплавов

Spitak earthquake has been caused by relative movements of two blocks, the northern one being uplifted. At the same time the northern block is displaced in the eastern direction and the southern one is displaced to the west. Consequently, during the Spitak earthquake, December 7, 1988, there was formed an upthrust-shift.

Известия АН Армении. Науки о Земле, 1992. XLV. № 4, 56—59.

Краткие сообщения

УДК 550.89

Л. Б. КАРАПЕТЯН

О ПРОИСХОЖДЕНИИ РИОЛИТОВОЙ МАГМЫ НОВЕЙШИХ ВУЛКАНОВ АРМЕНИИ

Новейшие риолитовые куполовидные вулканы Армении (Атис, Артени, Гутансар, Гехасар, Спитаксар, Базенк, Карахач, Сатанакар и др.), изучались многими исследователями [1—10, 12—16]. Особенно детально они изучены С. Г. Карапетяном [7, 8, 9]. Относительно возраста риолитовых пород указанных вулканов сведения не однозначны. К. Н. Паффенгольц относил их к олигоцену [14], другие исследователи [2, 5, 12] — к неогену, Г. Абих [1], Б. М. Куплетский [10], А. А. Турцев [15] и А. Н. Назарян [13] считают их возраст четвертичным, а С. Г. Карапетян [8] — верхнеплиоцен-нижнечетвертичным. Трековые определения возраста указывают на их неодновозрастность — от 16 млн лет до 320 тыс. лет [18].

Как известно, верхнеплиоцен-четвертичный вулканизм территории Армении начался излиянием основных по составу расплавов, которые образовали покровы долеритовых базальтов. На верхнеплиоценовый возраст долеритовых базальтов впервые указал А. Т. Асланян [3, 4].

На тех участках, где формировались риолитовые вулканы, основные лавы изливались только в четвертичное время в виде продуктов ареального вулканизма [6].

Фундаментом для риолитовых вулканов служили вулканические сооружения ранне-среднеплиоценового возраста. Вулканизм ранне-среднеплиоценового возраста часто завершался излиянием расплавов андезито-дацитового, дацитового, трахиандезитодацитового и трахидацитового составов (табл. 1). Эти породы в основном очень хорошо выкристаллизованы, имеют порфировую структуру, где размеры фенокристаллов полевого шпата доходят до нескольких сантиметров. Количество вкрапленников составляет до 50% от общей массы породы. Породы куполовидных вулканов, в отличие от описанных, очень бедны порфировыми вкрапленниками. Согласно С. Г. Карапетяну [9] количество фенокристаллов в риолит-риолитодацитовых породах варьирует от 0,4 до 4,4%.

Часто риолитовые расплавы были перегреты, в связи с чем на поверхности затвердевали в виде обсидианов.

Нормативные минеральные и химические составы риолитовых пород (табл. 1) показывают, что расплавы их имели почти эвтектические составы и являются остаточными. Индекс дифференциации риолитов варьирует от 84 до 90 (табл. 1). Температура риолитовых расплавов в очаге была намного выше температуры ликвидуса этих пород, о чем свидетельствует тот факт, что при подъеме на поверхность риолитовые расплавы, несмотря на частичное охлаждение, все же изливались часто в перегретом виде и на поверхности формировали обсидианы.

Температурный интервал кристаллизации риолитовых расплавов

составляет 25—50° [16]. А у расплава дацитового состава интервал ликвидус-солидуса на 200° больше [16]. Из этого следует, что для получения остаточного расплава риолитового состава путем кристалли-

Таблица 1

Средние составы риолитов, риолито-дацитов и андезитово-дацитов.

1	Химические составы				5	Нормативные минеральные составы				Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому		
	2*	3*	4	5		6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	73.41	69.46	63.48	Q	31.0	28.9	19.16	a	14.5	12.9	12.0	
TiO ₂	0.15	0.23	0.38	Or	24.5	19.5	20.03	c	1.5	2.5	5.0	
Al ₂ O ₃	13.71	16.34	16.10	Ab	34.1	32.5	26.22	b	2.5	6.8	8.7	
Fe ₂ O ₃	1.18	1.46	4.08	An	5.7	10.2	20.03	s	81.5	77.6	74.2	
FeO	0.66	1.17	1.12	Hу	1.1	2.2	6.02	a'	15.8	51.0	—	
MnO	0.08	0.11	0.19	C	0.5	2.7	1.95	f'	63.2	34.2	35.2	
MgO	0.38	0.63	2.78	Ap	0.2	0.2	0.33	m'	21.0	14.7	55.2	
CaO	1.27	2.12	4.70	Il	0.3	0.5	0.76	n	59.6	63.5	58.1	
Na ₂ O	4.02	3.85	3.10	Mt	1.6	2.1	3.01	r	36.8	17.6	20.8	
K ₂ O	4.10	3.29	3.35	Сумма	99.0	98.8	99.59	l	0.08	0.2	0.5	
P ₂ O ₅	0.04	0.06	9.23	Il	90.1	83.6	65.41	Q	33.1	27.2	19.3	
H ₂ O+	0.44	0.07	—	Hm	—	—	2.08	a/c	9.6	5.0	2.4	
H ₂ O-	0.31	0.01	0.12									
Cl	0.08	—	—									
S	0.03	0.13	—									
SO ₃	0.01	—	—									
ppn	0.51	1.34	1.21									
Сумма	100.38	100.19	100.84									

* Средне-химические составы пород взяты из работы [9]

2, 6, 10—риолиты; 3, 7, 11—риолито-дациты. 4, 8, 12—андезитово-дациты из подножья вулк. Базенк.

зационной дифференциации из расплавов дацитового состава необходимо понижение температуры расплава в очаге на 200°, что возможно только при коренном изменении теплового режима в земной коре. Последнее возможно в большом геологическом интервале времени.

Существует мнение, что риолитовые расплавы куполовидных вулканов формировались на небольших глубинах за счет переплавления гранитно-метаморфического слоя земной коры [9, 17]. Средний состав гранитно-метаморфического слоя континентальной коры соответствует дациту [11]. Если в отдельных участках гранитно-метаморфического слоя земной коры возникали благоприятные условия (температура на глубине 14—15 км достигала 700—750°C), для формирования расплава риолитового состава, то, учитывая температурный градиент, можно ожидать, что глубже на 5—10 км температура повышается на 250—500°. В таких условиях расплавлялись бы более основные породы и формировались расплавы промежуточных (дацит-андезитовых) составов. Однако, при новейшем вулканизме Армении в районах распространения куполовидных риолитовых вулканов наблюдается четкий разрыв в ряду составов между риолитами и основными лавами.

Физико-химические свойства риолитовых расплавов и изложенные доводы исключают возможность формирования частично перегретых остаточных расплавов с эвтектическими составами на небольших глубинах путем переплавления гранитно-метаморфического слоя.

Вулканы Армении, извергавшие кислые расплавы, территориально связаны с определенными геологическими структурами и проявились в очень узком геологическом интервале времени.

Как было сказано выше, риолитовые магмы изливались на поверхность в тех районах, где широко развит вулканизм ранне-среднеплиоценового возраста.

Риолитовые расплавы часто прорывают трахиандезитово-дациты или трахидациты ранне-среднеплиоценового возраста.

Магматические расплавы андезито-дацитовый и трахиандезито-дацитовый формации формировались в земной коре. Однако эти расплавы, по-видимому, возникли за счет «базальтового» слоя земной коры, так как в этой формации участвуют также андезиты и базальты. По нашему мнению, в среднем плиоцене, после излияния на поверхность расплавов андезито-дацитового, дацитового и трахиандезито-дацитового, трахидацитового составов, часть дацитового расплава, оставшаяся в очаге магмообразования из-за медленного охлаждения (в течение 2—3 млн. лет до верхнего плиоцена), подверглась кристаллизационной дифференциации. В результате этого процесса состав остаточного расплава изменился до риолитового (почти эвтектического, табл. 1). Таким образом, для формирования риолитовых расплавов необходимо, чтобы в конце предыдущего вулканического цикла создавались в магматических камерах в нижних слоях земной коры остаточные кислые риолитовые расплавы за счет дифференциации дацитовых расплавов.

Теперь возникает вопрос, почему эти остаточные расплавы не поднимались на поверхность в конце вулканизма раннего и среднего плиоцена, то есть после излияния трахиандезито-дацитов и трахидацитов (?).

Как было отмечено выше, часто андезито-дацитовые, дацитовые и трахиандезит-дацитовые, трахидацитовые расплавы при излиянии на поверхность содержали в большом количестве фенокристаллы и имели температуру намного ниже температуры ликвидуса. Эти расплавы по трещинам выжимались в виде экструзии.

Индекс дифференциации андезито-дацитов составляет 65—66. Для получения расплавов риолитовых составов необходимо из андезито-дацитовой магмы отделить 20—25% кристаллов породообразующих минералов ранней кристаллизации.

Часть дацитовых или трахидацитовых расплавов, оставшаяся в очаге, могла подвергаться процессам кристаллизационной дифференциации с образованием остаточных эвтектических расплавов только тогда, когда в магматическом очаге происходило охлаждение. Согласно нашим экспериментальным данным температура ликвидуса у риолитовых пород вулкана Агис при $P_{H_2O} = 2000 \text{ кг/см}^2$ составляет 700—725°C, а интервал ликвидуса-солидуса в этих условиях равен 25—50°, при $P_{H_2O} = 1000 \text{ кг/см}^2$ температура солидуса составляет 725°C [16]. Получается, что перегретые риолитовые расплавы не могут подниматься по трещинам с больших глубин и изливаться, так как эти расплавы затвердевают, не достигнув поверхности. Быстрому затвердеванию этих расплавов способствовало кроме потери летучих компонентов при подъеме также то, что риолитовые расплавы плохо кристаллизуются, и скрытая теплота кристаллизации освобождается в незначительном количестве.

Таким образом, получается, что остаточные расплавы риолитового состава дацитовых магм не могли изливаться в конце вулканизма раннего или среднего плиоцена (в акчагыле) в связи с активизацией новейших вулканических процессов на территории Армении, возникающих благоприятные условия для повышения температуры в земной коре, что приводило также к повышению температуры остаточных риолитовых расплавов и их перемещение на поверхность в перегретом виде.

Не исключено, что по предложенной модели образовались не только рассмотренные новейшие риолиты, но и риолиты более древнего возраста.

Институт геологических наук
АН Армении

Поступила 6.11.1983

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абих Г.* Геология Армянского нагорья. Зап. часть Зап. Кавказ. отд. геогр. общ. Кн. XXII. 1899. 202 с.
2. *Амарян В. М.* О стратиграфическом положении и возрасте липарит-перлит-обсидиановых лав, г. Арсени (на арм. яз.) ИТ сб. №3, серия геолог. Ереван, 1964, с. 37—49.
3. *Асламян А. Т.* Основные черты послемiocеновой истории тектонического развития Армении. Сб. научн. тр. III №8, Ереван, 1958, с. 17—25.
4. *Асламян А. Т.* Региональная геология Армении. Айпетрат, Ереван, 1958, 430 с.
5. *Вегуни А. Т.* Некоторые закономерности берхнеплетичного вулканизма Армянского нагорья. «Вулканические формации», Тр. II Всесоюзн. вулк. совещания, том 2, изд. Наука, 1966, с. 139—145.
6. *Карапетян К. И.* Верхнеплиоцен-четвертичные магматические формации и вулканизм Армении. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, №3, 1969, с. 3—14.
7. *Карапетян С. Г.* Куполовидные вулканы Арсени и Атис. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, XVII, №3—4, 1954, с. 79—97.
8. *Карапетян С. Г.* К вопросу о возрасте и стратиграфическом положении новейших липаритовых и липарито-дацитовых пород Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1—2, 1968, с. 60—72.
9. *Карапетян С. Г.* Особенности строения и состава новейших липаритовых вулканов Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1972, 196 с.
10. *Куплетский Б. М.* Геолого-петрографический очерк Агмаганского плато. В кн. «Бассейн оз. Севан (Гокча)» Ереван, 1929, с. 1—61.
11. *Лутц Б. Г.* Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. Изд. «Наука», М., 1975, 164 с.
12. *Милановский Е. Е.* О неогеновом и антропогеновом вулканизме Малого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., №10, 1956, с. 42—67.
13. *Назарян А. Н.* Вулканические породы и озерно-континентальные отложения нижнего течения р. Раздан. Изв. АН АрмССР, серия геолог. и геогр. наук, т. XV, 5, 1969, с. 19—35.
14. *Паффенгольц К. Н.* Геологический очерк Армении и прилежащих частей Малого Кавказа (на арм. яз.). Изд. АН АрмССР, 1947, 347 с.
15. *Турцев А. А.* Гидрогеологический очерк бассейна р. Занги. Тр. СОПСО, сер. Закавказская, вып. 1, 1931, с. 1—70.
16. *Хитаров Н. И., Нагапетян Л. Б., Лебедев С. Б.* Особенности кристаллизации кислых расплавов (экспериментальное исследование). Геохимия, 1969, №3.
17. *Ширинян К. Г.* К вопросу о новейших (верхнеплиоцен-четвертичных) вулканических формациях Армении. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, №1, 1975.

Известия АН Армении, Науки о Земле, 1992, XI V, № 4, 59—62.

Краткие сообщения

УДК: 551.24.03.551.14

Л. С. КАЗАРЯН

О ДИНАМИЧЕСКОМ ПРОДОЛЬНОМ ИЗГИБЕ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ ЗЕМЛИ

Известно, что все динамические процессы планетарной тектоники приводят к короблению и деструкции литосферы (образованию изгибных разрывных, субдукционных структур и др.).

В экстремальном состоянии, когда деформирующие силы превышают предел прочности литосферы, в ней возникают зоны разломов, играющих роль пластических шарниров, которые расчленяют ее на множество блоков, а затем они уравниваются по принципу изостазии.

В настоящее время развиваются более точные методы установления системы внешних сил, позволяющие определение напряженного

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абих Г.* Геология Армянского нагорья. Зап. часть Зап. Кавказ. отд. геогр. общ. Кн. XXII. 1, 1899. 202 с.
2. *Амарян В. М.* О стратиграфическом положении и возрасте липарит-перлит-обсидиановых лав, г. Арсени (на арм. яз.) ИТ сб. №3, серия геолог., Ереван, 1964, с. 37—49.
3. *Асламян А. Т.* Основные черты послемiocеновой истории тектонического развития Армении. Сб. научн. тр. III №8, Ереван, 1958, с. 17—25.
4. *Асламян А. Т.* Региональная геология Армении. Айпетрат, Ереван, 1958, 430 с.
5. *Вегуни А. Т.* Некоторые закономерности берхетретичного вулканизма Армянского нагорья. «Вулканические формации», Тр. II Всесоюзн. вулк. совещания, том 2, изд. Наука, 1966, с. 139—145.
6. *Карапетян К. И.* Верхнеплиоцен-четвертичные магматические формации и вулканизм Армении. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, №3, 1969, с. 3—14.
7. *Карапетян С. Г.* Куполовидные вулканы Арсени и Атис. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, XVII, №3—4, 1954, с. 79—97.
8. *Карапетян С. Г.* К вопросу о возрасте и стратиграфическом положении новейших липаритовых и липарито-дацитовых пород Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1—2, 1968, с. 60—72.
9. *Карапетян С. Г.* Особенности строения и состава новейших липаритовых вулканов Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1972, 196 с.
10. *Куплетский Б. М.* Геолого-петрографический очерк Агмаганского плато. В кн. «Бассейн оз. Севан (Гокча)» Ереван, 1929, с. 1—61.
11. *Лутц Б. Г.* Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. Изд. «Наука», М., 1975, 164 с.
12. *Милановский Е. Е.* О неогеновом и антропогеновом вулканизме Малого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., №10, 1956, с. 42—67.
13. *Назарян А. Н.* Вулканические породы и озерно-континентальные отложения нижнего течения р. Раздан. Изв. АН АрмССР, серия геолог. и геогр. наук, т. XV, 5, 1969, с. 19—35.
14. *Паффенгольц К. Н.* Геологический очерк Армении и прилежащих частей Малого Кавказа (на арм. яз.). Изд. АН АрмССР, 1947, 347 с.
15. *Турцев А. А.* Гидрогеологический очерк бассейна р. Занги. Тр. СОПСО, сер. Закавказская, вып. 1, 1931, с. 1—70.
16. *Хитаров Н. И., Нагапетян Л. Б., Лебедев С. Б.* Особенности кристаллизации кислых расплавов (экспериментальное исследование). Геохимия, 1969, №3.
17. *Ширинян К. Г.* К вопросу о новейших (верхнеплиоцен-четвертичных) вулканических формациях Армении. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, №1, 1975.

Известия АН Армении, Науки о Земле, 1992, XI V, № 4, 59—62.

Краткие сообщения

УДК: 551.24.03.551.14

Л. С. КАЗАРЯН

О ДИНАМИЧЕСКОМ ПРОДОЛЬНОМ ИЗГИБЕ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ ЗЕМЛИ

Известно, что все динамические процессы планетарной тектоники приводят к короблению и деструкции литосферы (образованию изгибных разрывных, субдукционных структур и др.).

В экстремальном состоянии, когда деформирующие силы превышают предел прочности литосферы, в ней возникают зоны разломов, играющих роль пластических шарниров, которые расчленяют ее на множество блоков, а затем они уравниваются по принципу изостазии.

В настоящее время развиваются более точные методы установления системы внешних сил, позволяющие определение напряженного

состояния пород внутри складок. Исходя из этого, нами сделана попытка найти зависимость критической силы от коэффициента постели и от начальной искривленности.

Данная работа посвящена решению задачи об устойчивости формы литосферной плиты, нагруженной по длинным краям усилием P . Предполагается, что литосферная плита шарнирно оперта по длинным краям, лежит на упругом основании (астеносфере) и нагружена усилием, превышающим начальную критическую [1].

$$P = \frac{\pi^2 D}{l^2} + \frac{K l^2}{\pi^2}, \quad (1)$$

где D — жесткость плиты при изгибе, l — продольная длина плиты, k — удельная сила плавучести ($k = g(\rho_c - \rho_k)$), ρ_k — плотность литосферы Земли, ρ_c — плотность астеносферы, g — ускорение свободного падения [2].

Далее предполагается, что литосферная плита имеет начальный прогиб $W_0(x)$ (рассматривается литосферная плита, имеющая в верхней части гетерогенное строение, выражающееся в чередовании синусоидальных складок и рассеянии крупными разломами, расколами и интрузиями), которая принимается в виде ряда

$$W_0(x) = \sum_{m=1}^{\infty} A_m \sin \frac{m\pi x}{l}, \quad (2)$$

где A_m — известные коэффициенты разложения.

Дифференциальное уравнение движения плиты имеет вид [3]

$$D \frac{\partial^4 W}{\partial x^4} + P \frac{\partial^2 (W_0 + W)}{\partial x^2} + \rho_k h \frac{\partial^2 W}{\partial t^2} + K W = 0, \quad (3)$$

в котором $W(x, t)$ — дополнительный прогиб в момент времени t .

Правомерность использования уравнения (3), без учета упругого основания ($K=0$) подробно обсуждается в книге Я. Г. Пановко [2]. Решение уравнения (3) ищем в виде

$$W(x, t) = \sum_{m=1}^{\infty} A_m T_m(t) \sin \frac{m\pi x}{l}, \quad (4)$$

где $T_m(t)$ — искомые безразмерные функции времени.

Учитывая граничные условия обращения перемещений и их производных (изгибающих моментов) на концах плиты в нуль, после постановки решения (4) в уравнение (3), для функции $T_m(t)$ получим обыкновенное дифференциальное уравнение второго порядка

$$\ddot{T}_m(t) + a_{mn}^2 T_m(t) = b_{mn}; \quad m = 1, 2, \dots, \infty. \quad (5)$$

Решения неоднородных уравнений (5) должны удовлетворять следующим начальным условиям:

$$T_m(0); \quad \dot{T}_m(0) = 0; \quad m = 1, 2, \dots, \infty. \quad (6)$$

В уравнение (5) введены обозначения:

$$a_{mn} = \frac{P_{1kp}}{\rho_k h} \left(\frac{m\pi}{l} \right)^2 \left[m^2 - n^2 - \frac{mkl^2}{\pi^2 P_{1kp}} + \frac{kl^2}{m^2 \pi^2 P_{1kp}} \right];$$

$$b_{mn} = \frac{P_{1kp}}{\rho_k h} \frac{m^2 n^2 \pi^2}{l}; \quad n^2 = \frac{P}{P_{1kp}}. \quad (7)$$

Уравнение (5) имеет два решения: одно для $m > n$, а другое решение для $m < n$. Номерам $m > n$ соответствуют колебания, номерам $m < n$ — потеря устойчивости. Так как нас интересует случай $m < n$, то решение уравнения (5) берем в виде

$$T_m(t) = \frac{b_{mn}}{a_{mn}^2} (cha_{mn}t - 1), \quad (8)$$

в котором a_{mn} берется в виде

$$a_{mn} = \frac{\pi m}{l} \sqrt{\frac{P_{1kp}}{\rho_k h} \left(n^2 - m^2 + \frac{mkl^2}{\pi^2 P_{1kp}} - \frac{kl^2}{m^2 \pi^2 P_{1kp}} \right)}. \quad (9)$$

Каждое из решений (8), а также сумма решений описывают монотонный уход литосферной плиты от начального состояния. В этом состоянии можно выделить смежные равновесные состояния (явления неустойчивости) при действии динамической силы большей первой критической (P_{1kp}).

В таблице 1 приведены значения a_{mn} при различных значениях n и m .

Из таблицы приходим к выводу, что чем больше действующая продольная нагрузка P , тем выше номер той формы, которая играет определяющую роль при динамическом продольном изгибе. Например, при $n^2=10$ самый быстрый рост прогибов происходит при второй форме, при $n^2=20$ — третьей форме, $n^2=30$ — четвертой и т. д.

Значения a_{mn} при продольном динамическом изгибе

n^2	m					
	1	2	3	4	5	
10	0.05	0.086	0.065			I
	0.068	0.113	0.076			II
	0.045	0.074	0.056			III
20	0.072	0.128	0.168	0.109		I
	0.099	0.183	0.23	0.192		II
	0.065	0.125	0.152	0.134		III
30	0.089	0.171	0.237	0.274	0.259	I
	0.123	0.233	0.316	0.347	0.272	II
	0.08	0.152	0.207	0.231	0.192	III

I. $E=0.89 \cdot 10^{11}$ Па, $h=3.7 \cdot 10^4$ м, $l=2 \cdot 10^5$ м, $\rho_k=2.76 \cdot 10^3$ кг/м³, $\rho_c=3.3 \cdot 10^3$ кг/м³

II. $E=1.1 \cdot 10^{11}$ Па, $h=7.5 \cdot 10^4$ м, $l=2.4 \cdot 10^5$ м, $\rho_k=3.13 \cdot 10^3$ кг/м³, $\rho_c=3.48 \cdot 10^3$ кг/м³.

Третий случай примера тот же, что и второй, только длина плиты берется $l=3 \cdot 10^5$ м.

Расчеты для различных случаев литосферных плит со своими геометрическими и физическими параметрами показывают, что при больших значениях $n^2 = \frac{P}{P_{1kp}}$, то есть при перегрузках, максимального

значения a_{mn} достигают не при первой форме изгиба ($m=1$), в отличие от потери устойчивости в условиях статического нагружения.

Далее, учет коэффициента (плавуемости) постели больше сказывается на высших формах. Это видно из формулы (9). Погрешности следующие:

$$m=2, \Delta_2=2\%, \quad m=3, \Delta_3=4\%, \quad m=4, \Delta_4=10\%, \quad \Delta_5=40\%.$$

Итак, чем выше форма, тем выше погрешность при учете податливости основания литосферной плиты.

Получила 12.VII.1990

ЛИТЕРАТУРА

1. Власов В. З., Леонтьев Н. Н. Балки, плиты и оболочки на упругом основании. М.: Физматгиз, 1960. 491 с.
2. Пановко Я. Г. Механика деформируемого твердого тела. М.: Наука, 1985. 287 с.
3. Теркот Л., Шуберт Дж. Геодинамика, том 1, М.: Мир, 1985. 374 с.

Известия АН Армении, Науки о Земле 1992, XLV, № 4. 62—64.

Краткие сообщения

УДК 550.34

А. К. ТОВМАСЯН

ИССЛЕДОВАНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ РЕГИСТРАЦИИ ВЗРЫВОВ НА С/СТ «ГАРНИ»

В настоящее время проблема изучения слабых, доступных обнаружению и регистрации лишь с помощью высокочувствительных сейсмографов землетрясений, задача большой важности. И необходимость детального изучения слабых землетрясений приводит к необходимости распознавания слабых землетрясений и взрывов.

Проблема изучения взрывов, как сейсмических источников, динамических характеристик возбужденных ими волн (амплитуд, периодов и формы записи) и их сравнения с теми же характеристиками землетрясений исследована в основном для ядерных взрывов.

Цель настоящей работы — изучение особенностей волновой картины записей промышленных взрывов, для их распознавания.

Для изучения особенностей записи промышленных взрывов взяты сейсмограммы с/ст «Гарни», так как в течение долгого времени наблюдалась и теперь наблюдается определенная закономерность регистрации записей с не совсем обычной волновой картиной. Такие записи наблюдались только на сейсмограммах дневной регистрации (начало регистрации 8 часов утра, конец — 20 часов вечера). На всех записях в первом вступлении наблюдается волна сжатия (со знаком «+»). На сейсмограммах выходных дней они обычно не наблюдаются (суббота и воскресенье). В зимний период количество таких записей уменьшается.

Идентифицировать данные с/ст «Гарни» с остальными сейсмическими станциями, расположенными на территории Араратского полигона (с/ст. «Ереван», «Арарат», «Мецамор», «Паракар», «Бюракан»), не удалось. Единственный вывод, который можно было сделать в результате сопоставления данных, что на с/ст «Ереван» исследуемые нами события или не регистрировались (возможно из-за малого увеличения сейсмографов, по сравнению с с/ст «Гарни»), или же, если и регистрировались, то сотрудниками интерпретировались как землетрясения из-за «коварной» формы волновой картины. Единственным выходом из создавшейся ситуации было решение обратной задачи, т. е. обрабатывать зарегистрированные события, имея информацию о произведенных взрывах.

Для достижения поставленной цели были использованы записи сейсмографа СКМ—ССМ, американских цифровых станций УЕДС, установленных на территории обсерватории «Гарни», данные с/ст «Ереван», «Гарни», а также данные о взрывах, произведенных сейсморазведочной партией геолого-геофизической экспедиции ПО «Армгеология».

Имея под рукой список произведенных взрывов, время в очаге (день, месяц, год, часы, мин., сек.), а также их координаты, на записях были найдены и исследованы их особенности. Надо сказать, что результаты такого решения вопроса превзошли все ожидания.

ЛИТЕРАТУРА

1. Власов В. З., Леонтьев Н. Н. Балки, плиты и оболочки на упругом основании. М.: Физматгиз, 1960. 491 с.
2. Пановко Я. Г. Механика деформируемого твердого тела. М.: Наука, 1985. 287 с.
3. Теркот Л., Шуберт Дж. Геодинамика, том 1, М.: Мир, 1985. 374 с.

Известия АН Армении, Науки о Земле 1992, XLV, № 4. 62—64.

Краткие сообщения

УДК 550.34

А. К. ТОВМАСЯН

ИССЛЕДОВАНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ РЕГИСТРАЦИИ ВЗРЫВОВ НА С/СТ «ГАРНИ»

В настоящее время проблема изучения слабых, доступных обнаружению и регистрации лишь с помощью высокочувствительных сейсмографов землетрясений, задача большой важности. И необходимость детального изучения слабых землетрясений приводит к необходимости распознавания слабых землетрясений и взрывов.

Проблема изучения взрывов, как сейсмических источников, динамических характеристик возбужденных ими волн (амплитуд, периодов и формы записи) и их сравнения с теми же характеристиками землетрясений исследована в основном для ядерных взрывов.

Цель настоящей работы — изучение особенностей волновой картины записей промышленных взрывов, для их распознавания.

Для изучения особенностей записи промышленных взрывов взяты сейсмограммы с/ст «Гарни», так как в течение долгого времени наблюдалась и теперь наблюдается определенная закономерность регистрации записей с не совсем обычной волновой картиной. Такие записи наблюдались только на сейсмограммах дневной регистрации (начало регистрации 8 часов утра, конец — 20 часов вечера). На всех записях в первом вступлении наблюдается волна сжатия (со знаком «+»). На сейсмограммах выходных дней они обычно не наблюдаются (суббота и воскресенье). В зимний период количество таких записей уменьшается.

Идентифицировать данные с/ст «Гарни» с остальными сейсмическими станциями, расположенными на территории Араратского полигона (с/ст. «Ереван», «Арарат», «Мецамор», «Паракар», «Бюракан»), не удалось. Единственный вывод, который можно было сделать в результате сопоставления данных, что на с/ст «Ереван» исследуемые нами события или не регистрировались (возможно из-за малого увеличения сейсмографов, по сравнению с с/ст «Гарни»), или же, если и регистрировались, то сотрудниками интерпретировались как землетрясения из-за «коварной» формы волновой картины. Единственным выходом из создавшейся ситуации было решение обратной задачи, т. е. обрабатывать зарегистрированные события, имея информацию о произведенных взрывах.

Для достижения поставленной цели были использованы записи сейсмографа СКМ—ССМ, американских цифровых станций УЕДС, установленных на территории обсерватории «Гарни», данные с/ст «Ереван», «Гарни», а также данные о взрывах, произведенных сейсморазведочной партией геолого-геофизической экспедиции ПО «Армгеология».

Имея под рукой список произведенных взрывов, время в очаге (день, месяц, год, часы, мин., сек.), а также их координаты, на записях были найдены и исследованы их особенности. Надо сказать, что результаты такого решения вопроса превзошли все ожидания.

Записи сделаны короткопериодным сейсмографом СКМ, ССМ (период 0,1—1,5 с., увеличение 20 000) на с/ст «Гарни», эпицентральные расстояния меняются от 13 до 80 км.

Записи взрывов в зависимости от Δz прихода волны (местоположения эпицентра), а, следовательно, по волновой картине могут быть разделены на 5 групп: Гарнийская, Барцрашенская, Армашская, Талинская, Кучакская.

На первый взгляд записи от взрывов с эпицентрами в Гарни и в Барцрашене имеют много общего.

Так, четко выделяются группы Р- и S-волн. Для обеих групп характерно импульсивное затухание. При подробной обработке сейсмограмм этих групп взрывов выясняется следующее: на записях гарнийской группы взрывов на Z составляющей между началом записи Р-волн и S-волн хорошо наблюдается наличие трех волновых групп, которые постепенно возрастают по интенсивности. На горизонтальных составляющих отчетливо выделяются две группы волн с максимальными амплитудами. В группе Р-волн Р максимум наступает через некоторое время t (в трех исследованных случаях $t=1,2-2$ с).

На записях Барцрашенской группы взрывов Р максимум выделяется сразу же после первого вступления Р-волны. Это хорошо заметно не только на Z составляющей, но и на двух горизонтальных. Здесь так же, как и на записях гарнийских взрывов, после вступления S-волны отчетливо выделяются два пика максимумов, причем второй интенсивнее первого. А вообще, если записи этой группы рассмотреть, учитывая тенденцию нарастания амплитуд, то вся запись может быть разделена на три части.

Рассмотренные выше записи в основном с самого начала (при первой обработке, когда под рукой еще не было доказательств о том, что эти события—взрывы) были отнесены к числу сомнительных записей. Основой этому служило то, что выделенные волновые группы никак не вписывались в общепринятые правила обработки местного землетрясения ($0 < \Delta < 200$). Второй пик максимума амплитуды после вступления S-волны, никак нельзя было интерпретировать как максимум поверхностной волны. Если второй пик рассматривать как максимум S-волны, то разница по времени между 2-ым и 3-им пиками, для максимума между Р- и S-волнами многовага. При землетрясениях с маленькими S—Р, поперечная и поверхностная волны почти сливаются. Порой бывает трудно их отличить. Импульсивное затухание записи тоже выглядело сомнительно.

Форма записи взрывов с эпицентра группы Армаш, была весьма неожиданной. Здесь четко выделяются две группы объемных волн со своими максимумами. Такая форма записи еще раз подтверждает, что очень легко спутать запись от землетрясения с записью от взрыва.

Таким образом, в зависимости от эпицентрального расстояния, от мощности взрыва, от увеличения регистрирующей аппаратуры, трудно отличать запись взрыва от записи землетрясения. Очень маленькая разница между вступлениями волн S и Р, большая разница между величинами амплитуд Р- и S-волн, быстрое затухание записи, высокочастотная форма записи свидетельствуют о близком взрыве. Дело обстоит сложнее, если регистрируется мощный и удаленный взрыв.

Решение сейсмологических задач, с употреблением статистики слабых местных землетрясений, тем более, если эти задачи связаны с прогнозом землетрясений, просто недопустимо, если нет данных о взрывах, произведенных различными организациями на территории Армении, или же отработанных критериев для опознавания относительно удаленных ($\Delta=80$ км) и мощных взрывов.

Прежде всего надо «очистить» фон слабых землетрясений от взрывов.

В приведенной работе была поставлена цель только показать большое сходство волновой картины записей слабых местных землетрясений и мощных взрывов, вследствие чего могут возникать ошибки при

интерпретации. Поэтому не приводится детальный анализ природы выделяемых волновых групп, что необходимо будет сделать в дальнейшем.

Поступила 25.III 1991

Институт геофизики и
инженерной сейсмологии АНА

ЛИТЕРАТУРА

1. Известия АН СССР, Физика Земли, № 9, 1989, с. 68—69.
2. Экспериментальная сейсмология, М.: Наука 1971, 422 с.

Известия АН Армении. Науки о Земле, 1992, XLV, № 4, 64—67

Краткие сообщения

УДК 550.37:621.317.729.3

О. Р. АПРУМЯН

ДАТЧИК ДЛЯ ИЗМЕРЕНИЯ ПЕРЕМЕННОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ

При разработке методики оперативного прогноза землетрясений применяются широкополосные электрические антенны для регистрации электромагнитного излучения СНЧ и ОНЧ (0,2—30 кГц). С этой целью применяются либо штыревая антенна с установкой повторителя напряжения у основания штыря, либо антенна в форме шара с расположенным внутри входным усилителем [2].

Отмечен ряд преимуществ шаровой антенны перед штыревой [3]. У нее почти вдвое большая действующая высота при равных геометрических размерах, а принимающий электрод-шар находится на наибольшей высоте и может быть лучше защищен от влияния влаги на поверхности земли, чем штырь равной высоты. При этом усилитель размещают непосредственно в полости шара антенны для уменьшения монтажной емкости на входе усилителя. Кроме того, из-за большей механической жесткости штанги с укрепленным на ней шаром уменьшаются вибрации антенны в постоянном электрическом поле Земли.

При разработке станции «Крунк», предназначенной для автоматического анализа статистических свойств естественного импульсного электромагнитного излучения Земли в диапазоне частот 0,2—100 кГц требовалось обеспечить:

а) минимальное искажение формы регистрируемого сигнала указанной полосы частот в датчике и кабельной линии связи (КЛС) с анализирующим устройством станции при длине кабельной линии до нескольких км;

б) высокую помехоустойчивость и стабильность коэффициента передачи КЛС при изменении ее геометрии.

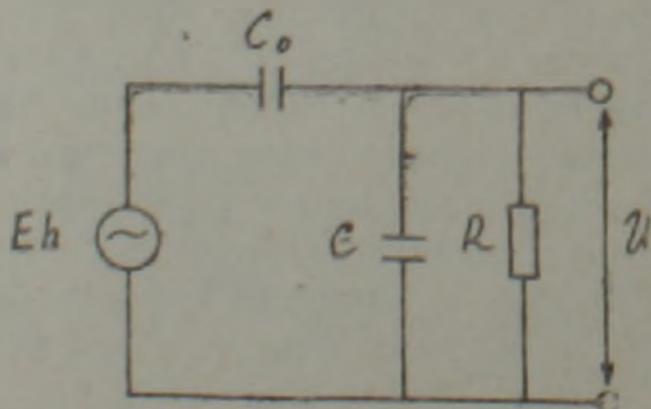


Рис. 1. Эквивалентная схема измерения потенциала шаровой антенны

интерпретации. Поэтому не приводится детальный анализ природы выделяемых волновых групп, что необходимо будет сделать в дальнейшем.

Поступила 25.III 1991

Институт геофизики и инженерной сейсмологии АНА

ЛИТЕРАТУРА

1. Известия АН СССР, Физика Земли, № 9, 1989, с. 68—69.
2. Экспериментальная сейсмология, М.: Наука 1971, 422 с.

Известия АН Армении. Науки о Земле, 1992, XLV, № 4, 64—67

Краткие сообщения

УДК 550.37:621.317.729.3

О. Р. АПРУМЯН

ДАТЧИК ДЛЯ ИЗМЕРЕНИЯ ПЕРЕМЕННОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ

При разработке методики оперативного прогноза землетрясений применяются широкополосные электрические антенны для регистрации электромагнитного излучения СНЧ и ОНЧ (0,2—30 кГц). С этой целью применяются либо штыревая антенна с установкой повторителя напряжения у основания штыря, либо антенна в форме шара с расположенным внутри входным усилителем [2].

Отмечен ряд преимуществ шаровой антенны перед штыревой [3]. У нее почти вдвое большая действующая высота при равных геометрических размерах, а принимающий электрод-шар находится на наибольшей высоте и может быть лучше защищен от влияния влаги на поверхности земли, чем штырь равной высоты. При этом усилитель размещают непосредственно в полости шара антенны для уменьшения монтажной емкости на входе усилителя. Кроме того, из-за большей механической жесткости штанги с укрепленным на ней шаром уменьшаются вибрации антенны в постоянном электрическом поле Земли.

При разработке станции «Крунк», предназначенной для автоматического анализа статистических свойств естественного импульсного электромагнитного излучения Земли в диапазоне частот 0,2—100 кГц требовалось обеспечить:

а) минимальное искажение формы регистрируемого сигнала указанной полосы частот в датчике и кабельной линии связи (КЛС) с анализирующим устройством станции при длине кабельной линии до нескольких км;

б) высокую помехоустойчивость и стабильность коэффициента передачи КЛС при изменении ее геометрии.

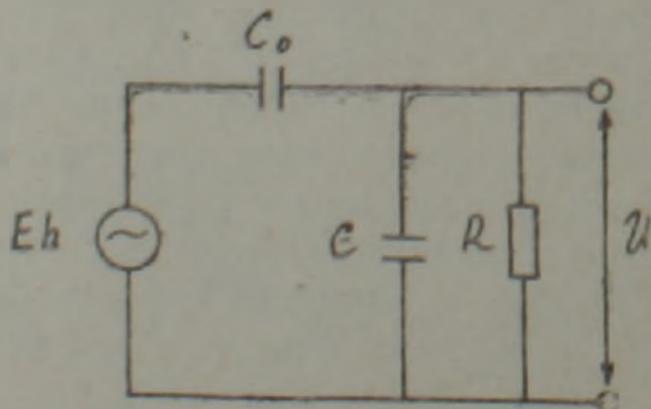


Рис. 1. Эквивалентная схема измерения потенциала шаровой антенны

В качестве основы при разработке датчика была использована шаровая антенна. Из рассмотрения эквивалентной схемы (рис. 1) измерения потенциала шаровой антенной следует, что входное напряжение на усилителе определяется соотношением [3]:

$$U = \frac{\omega C_0 R}{\sqrt{\omega^2 R^2 (C_0 + C)^2 + 1}} E h, \quad (1)$$

где E — измеряемая напряженность электрического поля, h — превышение шара над поверхностью Земли, $\omega = 2\pi f$ — круговая частота сигнала, C_0 — ёмкость антенны, R и C — сопротивление и ёмкость нагрузки.

В величину C входит монтажная и входная ёмкость антенного усилителя. Присутствие монтажной ёмкости, представляющей собой электрическую ёмкость между антенной сферой и заземленными элементами антенны, приводит к значительному подавлению измеряемого сигнала и, соответственно, к искажению его формы.

Схема датчика, удовлетворяющего поставленным требованиям, показана на рис. 2. Металлическая антенна 1 в виде сферы диаметром 250 мм поддерживается трубчатой винилпластовой стойкой 2 на высоте 3,2 м. Внутри антенной сферы 1 концентрически расположена вторая металлическая сфера 3 диаметром 190 мм. Назовем ее «экранной сферой». Экранная сфера 3 электрически связана с трубчатым экраном

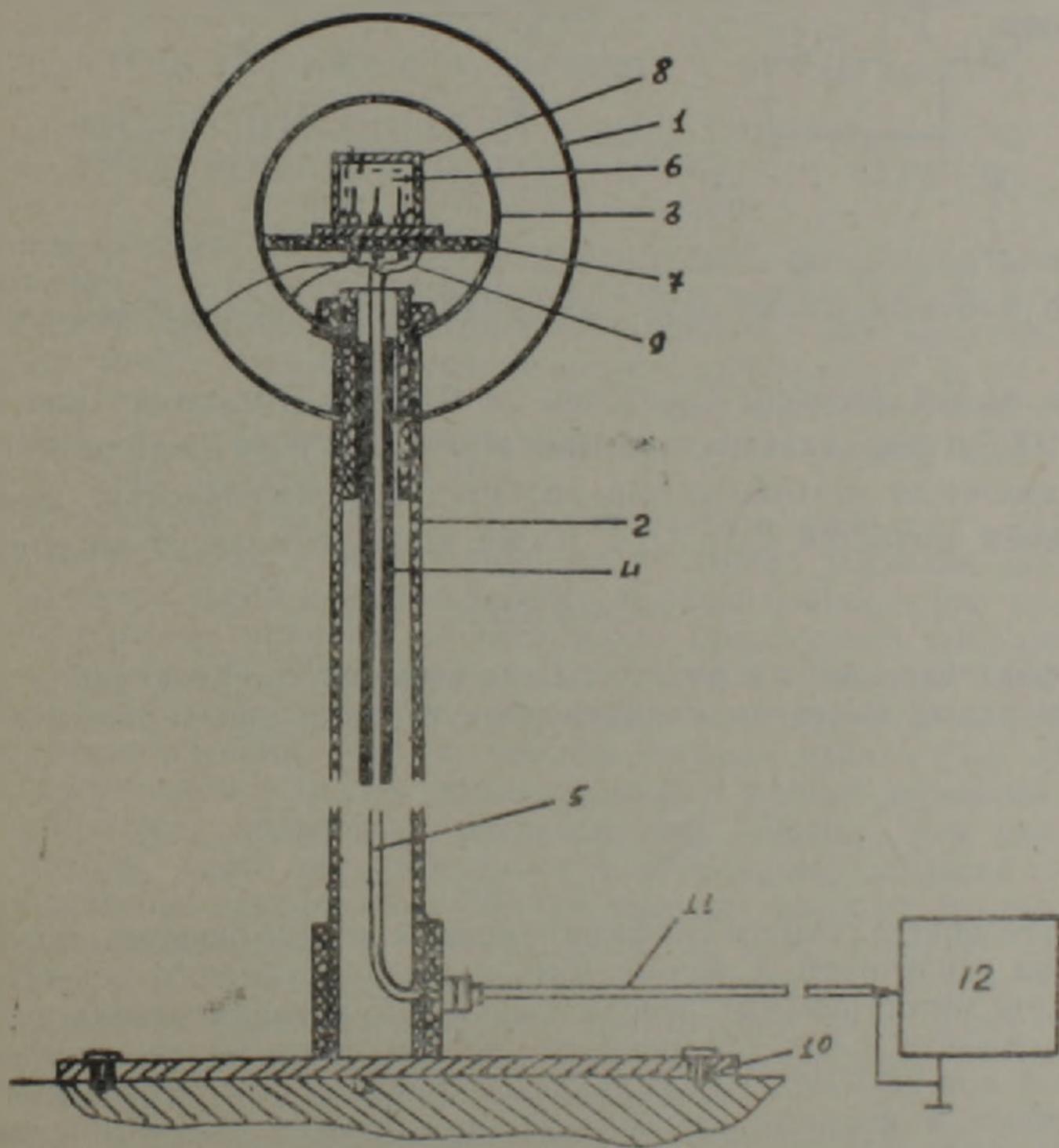


Рис. 2. Схема датчика для измерения переменного электрического поля

4 длиной 1 м, насаженным на соединительный кабель 5, проходящий сквозь стойку 2. В экранной сфере 3 в свою очередь расположено антенное устройство 6 на диэлектрической круглой подставке 7. Металлический кожух 8 антенного устройства 6 при помощи экранной оплетки 9 кабеля 5 соединен с заземленной дюралевой подставкой 10. Посредством длинного кабеля 11 датчик соединяется с анализирующим устройством 12.

Сигнал, наведенный на антенной сфере, подается с помощью буферного усилителя 1 с единичным коэффициентом усиления на экранную сферу (рис. 3). Уравнивая потенциалы двух сфер, мы минимизируем величину взаимной электрической емкости между ними, что, соответственно, приводит и к резкому уменьшению емкости между антенной сферой и заземленными элементами антенны [1].

Трубка, насаженная на кабель и электрически соединенная с экранной сферой, компенсирует влияние распределенной емкости оплетки кабеля.

В результате компенсации монтажной емкости в датчике в состав C в формуле (1) войдет лишь значение входной емкости усилителя 2 (рис. 3).

Для стабилизации входного сопротивления вход антенного устройства 6 зашунтирован сопротивлением $R=120\text{МОм}$.

Емкость антенны C_0 можно заменить емкостью антенной сферы в свободном пространстве с ошибкой менее 2% [5].

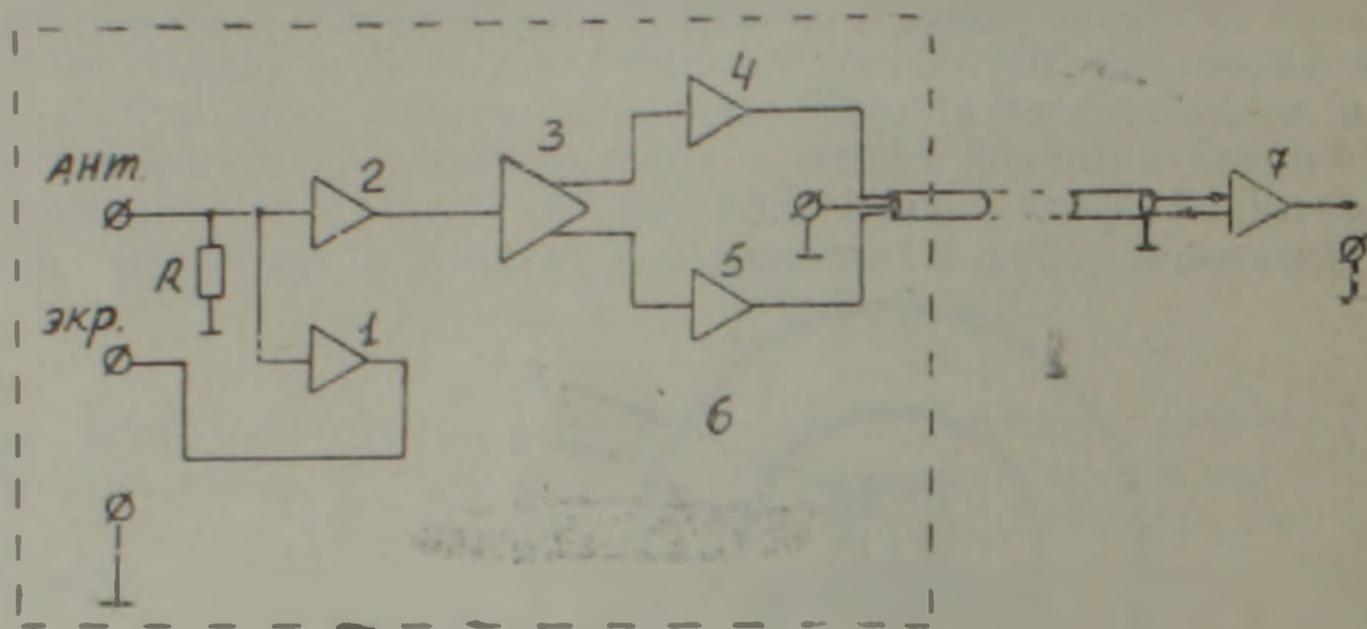


Рис. 3. Функциональная схема датчика ЭМИ и магистрального приемника.

Для нашей антенны $C_0=14\text{пф}$, а $C=3\text{пф}$. Поскольку для частот выше 200Гц выполняется условие $\omega^2 R^2 (C_0 + C)^2 \gg 1$, входной сигнал U не зависит от частоты и определяется напряженностью поля, соотношением емкостей C_0 и C , а также высотой подвеса антенны h .

$$U=0,82Eh. \quad (2)$$

Эффективная высота антенны H на рабочих частотах равна $2,62\text{ м}$. Соответственно, измеряемая напряженность поля определяется соотношением

$$E=\frac{U}{H}. \quad (3)$$

Подавление датчиком синфазной помехи обеспечивается дифференциальным усилителем 3. Кроме того, в состав антенного устройства 6 входят два магистральных передатчика 4 и 5, преобразующих измеряемое напряжение в ток, повышая тем самым помехоустойчивость передачи сигналов по КЛС. Магистральный приемник 7, конструктивно расположенный в корпусе анализатора, преобразует ток в напряжение, которое анализируется соответствующими схемами станции «Крупк».

В связи с малой стабильностью нуля передатчиков, в основании датчика располагается специальный стабилизатор питания антенны.

Датчик позволяет производить стационарные измерения естественного импульсного излучения на значительном удалении от анализирующего устройства с точностью в 5—10 раз большей, чем существующие датчики. Кроме того, при герметизации и небольших конструктивных изменениях, датчик можно использовать для подводных измерений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гохберг М. Б., Моргунов В. А., Герасимович Е. А., Митвеев И. В. Оперативные предвестники землетрясений. — М.: Ордена Ленина Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта, 1985.
2. Яковлев А. В., Федоров А. Б. Антенна для приема вертикальной составляющей переменного естественного электрического поля. В кн.: Геофизическая аппаратура. Л.: Недра, 1978, № 66, с. 42—49.
3. T. Ogawa Analyses of incurrent techniques of electric fields and currents in the atmosphere. Contributions, Geophysical Institute, Kyoto University, № 13, 1973, 111—137.
4. А. с. 1552120 (СССР). Устройство для измерения напряженности переменного электрического поля О. Р. Айрумян, С. А. Долганов, В. В. Мусатов. Заяв. 31.03.88. № 4425989 /24—09; 23.03.90. Бюл. № 11.
5. M. D. Claton, Ch. Polk, H. Ftzold and W. W. Cooper, Absolute calibration of Antennas at Extremely Low Frequencies IEEE Transactions of Antennas and Propagation, vol AP—21, № 4, JULY.

Известия АН Армении, Науки о Земле, 1992, Xl.V, № 4, 67—70

Краткие сообщения

УДК:550.37:621.317

О. Р. АЙРУМЯН, С. А. БАРЫШЕВ, А. Р. МАТЕВОСЯН

АНАЛИЗИРУЮЩАЯ СТАНЦИЯ ИМПУЛЬСНОГО ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ «КРУНК»

Исследования естественного импульсного электромагнитного излучения Земли в радиочастотном диапазоне можно отнести к методам оперативного прогноза землетрясений (предвестники проявляются за несколько минут—суток до сейсмического события) [2, 4, 6]. Работы в этой области начаты в СССР 15 лет назад и продолжаются в настоящее время. За рубежом аналогичные исследования ведутся в Японии [2], а недавно начаты и в США.

Традиционные способы исследования электромагнитного излучения (ЭМИ) заключаются в регистрации эффективного значения уровня [2] или в подсчете числа импульсов ЭМИ, превышающих порог дискриминации за единицу времени, на нескольких произвольно выбранных рабочих частотах [4]. Подобный подход позволил выявить конкретный образ сигнала с характерным возрастанием и четкой фазой сброса в момент землетрясения, что, по мнению авторов работы [3], является веским аргументом в пользу принадлежности данных аномалий уровня ЭМИ к процессу подготовки землетрясений. Однако, как указывают те же авторы, часто регистрируются иррегулярные всплески сигнала, не принимающие законченного образа, природу которых трудно интерпретировать однозначно в силу их сходства с проявлением грозовой активности или с сигналами техногенного характера. В то же время, даже появление указанного образа практически мало пригодно для реального прогноза, поскольку характерная фаза сброса уровня ЭМИ происходит именно в момент землетрясения.

Таким образом, анализ результатов, полученных традиционным способом, указывает на их невысокую эффективность из-за фоновой нестабильности исходных информативных параметров.

В основе нашего подхода к разработке методики и соответствующей аппаратуры для выявления сигналов сейсмического происхождения лежит высокая устойчивость статистических свойств потока импульсов электромагнитного излучения за время его квазистационарности (600—3000 с), выявленных в ИРЭ АН СССР [5]. Существующие независимости статистических свойств импульсных электромагнитных полей атмосферного и сейсмического происхождения, в силу различных условий их генерации, дает принципиальную возможность выявления

ЛИТЕРАТУРА

1. Гохберг М. Б., Моргунов В. А., Герасимович Е. А., Митвеев И. В. Оперативные предвестники землетрясений. — М.: Ордена Ленина Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта, 1985.
2. Яковлев А. В., Федоров А. Б. Антенна для приема вертикальной составляющей переменного естественного электрического поля. В кн.: Геофизическая аппаратура. Л.: Недра, 1978, № 66, с. 42—49.
3. T. Ogawa Analyses of incurrent techniques of electric fields and currents in the atmosphere. Contributions, Geophysical Institute, Kyoto University, № 13, 1973, 111—137.
4. А. с. 1552120 (СССР). Устройство для измерения напряженности переменного электрического поля О. Р. Айрумян, С. А. Долганов, В. В. Мусатов.— Заяв. 31.03.88. № 4425989 /24—09; 23.03.90. Бюл. № 11.
5. M. D. Claton, Ch. Polk, H. Ftzold and W. W. Cooper, Absolute calibration of Antennas at Extremely Low Frequencies IEEE Transactions of Antennas and Propagation, vol AP—21, № 4, JULY.

Известия АН Армении, Науки о Земле, 1992, XLV, № 4, 67—70

Краткие сообщения

УДК:550.37:621.317

О. Р. АЙРУМЯН, С. А. БАРЫШЕВ, А. Р. МАТЕВОСЯН

АНАЛИЗИРУЮЩАЯ СТАНЦИЯ ИМПУЛЬСНОГО ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ «КРУНК»

Исследования естественного импульсного электромагнитного излучения Земли в радиочастотном диапазоне можно отнести к методам оперативного прогноза землетрясений (предвестники проявляются за несколько минут—суток до сейсмического события) [2, 4, 6]. Работы в этой области начаты в СССР 15 лет назад и продолжаются в настоящее время. За рубежом аналогичные исследования ведутся в Японии [2], а недавно начаты и в США.

Традиционные способы исследования электромагнитного излучения (ЭМИ) заключаются в регистрации эффективного значения уровня [2] или в подсчете числа импульсов ЭМИ, превышающих порог дискриминации за единицу времени, на нескольких произвольно выбранных рабочих частотах [4]. Подобный подход позволил выявить конкретный образ сигнала с характерным возрастанием и четкой фазой сброса в момент землетрясения, что, по мнению авторов работы [3], является веским аргументом в пользу принадлежности данных аномалий уровня ЭМИ к процессу подготовки землетрясений. Однако, как указывают те же авторы, часто регистрируются иррегулярные всплески сигнала, не принимающие законченного образа, природу которых трудно интерпретировать однозначно в силу их сходства с проявлением грозовой активности или с сигналами техногенного характера. В то же время, даже появление указанного образа практически мало пригодно для реального прогноза, поскольку характерная фаза сброса уровня ЭМИ происходит именно в момент землетрясения.

Таким образом, анализ результатов, полученных традиционным способом, указывает на их невысокую эффективность из-за фоновой нестабильности исходных информативных параметров.

В основе нашего подхода к разработке методики и соответствующей аппаратуры для выявления сигналов сейсмического происхождения лежит высокая устойчивость статистических свойств потока импульсов электромагнитного излучения за время его квазистационарности (600—3000 с), выявленных в ИРЭ АН СССР [5]. Существующие независимости статистических свойств импульсных электромагнитных полей атмосферного и сейсмического происхождения, в силу различных условий их генерации, дает принципиальную возможность выявления

импульсов ЭМИ сейсмической природы путем статистического анализа регистрируемого поля.

Для реализации этой возможности нами разработан и изготовлен опытный образец станции «Крунк», позволяющий регистрировать время возникновения импульсов ЭМИ и их амплитуду относительно опорного напряжения (рис. 1).

Нашими исходными информативными параметрами являются амплитуда и длительность импульсов в заданном временном интервале

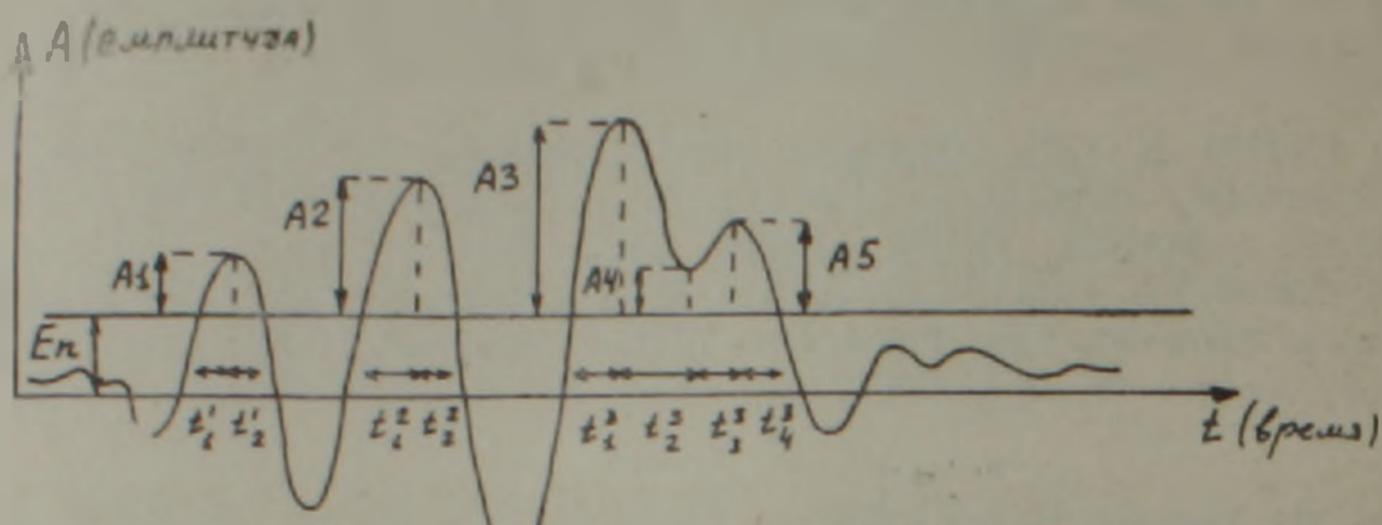


Рис. 1. Форма импульсов ЭМИ и измеряемые параметры. E_n —пороговый уровень; A_1, A_2, A_3, A_4, A_5 —амплитуды экстремумов относительно E_n ; $t_1—t_4$ —относительные времена наступления экстремальных значений сигналов.

измерения относительно опорного напряжения, уровень которого выбирается всегда выше уровня флуктуационной составляющей поля.

В состав станции входят широкополосный емкостной датчик ЭМИ (1), широкополосный анализатор импульсов (2), кабельная линия связи (КЛС) (3), стабилизатор напряжения питания датчика (4), блок питания станции (5), вычислительный управляющий комплекс (6) на базе микро-ЭВМ «Электроника-60» (рис. 2).

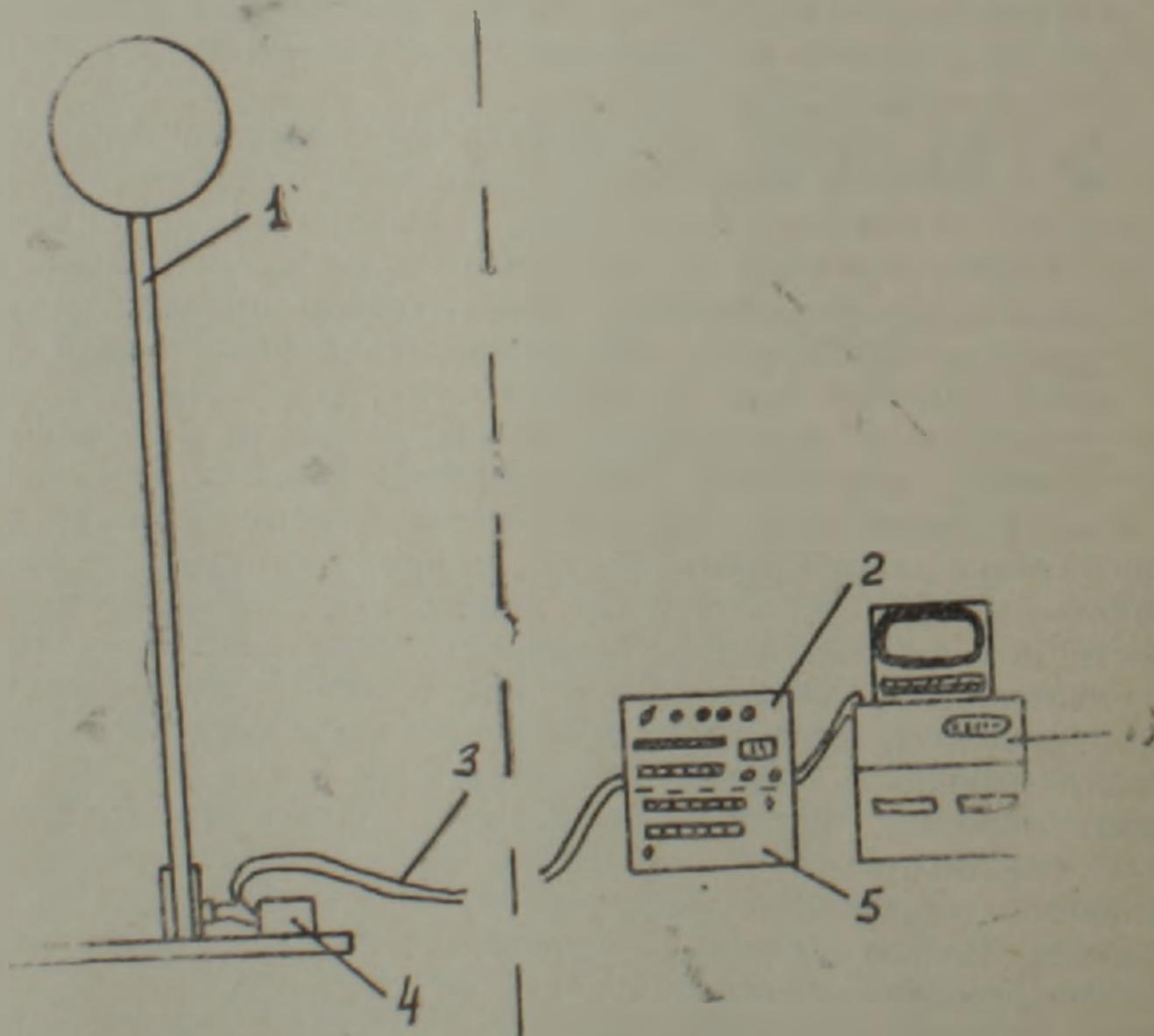


Рис. 2. Состав станции «Крунк» (объяснение в тексте).

Используемый датчик ЭМИ, по сравнению с аналогичными, обладает повышенной чувствительностью и точностью измерения, достигаемой за счет значительного уменьшения потерь преобразования антен-

ны, а также увеличения помехоустойчивости и коэффициента передачи КЛС [1].

Ток, сила которого пропорциональна сигналу с выхода датчика, поступает по КЛС в магистральный приемник 1, конструктивно расположенный в корпусе анализатора станции. Функциональная схема анализатора представлена на рис. 3.

В магистральном приемнике 1 ток преобразуется в соответствующую

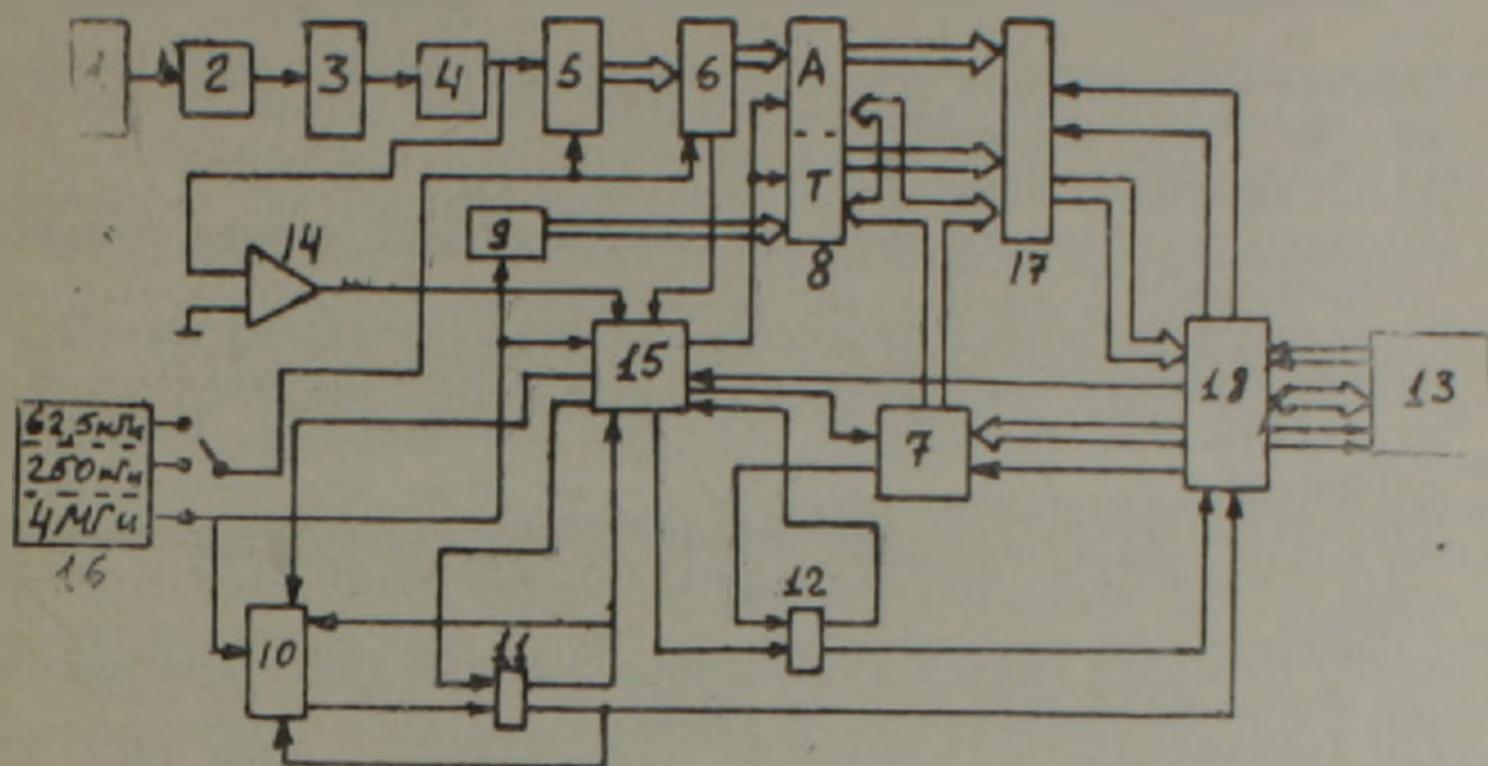


Рис. 3. Функциональная схема анализатора импульсного ЭМИ станции «Крунк» (объяснение в тексте).

щее напряжение и согласуется по уровню аттенуатором 2. Далее сигнал поступает на широкополосный фильтр 3, образованный выбранной парой фильтров низкой и высокой частоты, очищается от флуктуационной составляющей и помех технической природы пороговым устройством 4 и поступает на вход быстродействующего аналого-цифрового преобразователя (АЦП) 5.

Полоса пропускания фильтров выбирается с учетом различной природы сигналов ЭМИ на разных частотах и требованием минимального искажения формы импульсов.

Основную функцию прибора—анализ формы сигнала—производит блок 6, на выходе которого вырабатываются импульсы в момент достижения экстремальных значений сигнала. По каждому импульсу наращивается содержимое счетчика адреса 7 буферной памяти 8 анализатора, и в память записывается код амплитуды и времени наступления экстремумов из регистра амплитуды в блок 6 и блока измерения времени 9. В соответствии с выбранными длительностью и периодом измерения, в блоке задания режима работы 10 анализатора формируются управляющие импульсы. Передача данных, накопленных в буферной памяти 8, в оперативную память ЭВМ 13 осуществляется по сигналу «конец цикла накопления», либо по сигналу переполнения буферной памяти 8, формируемых на выходах триггеров 11 и 12 соответственно. Синхронизация работы всех блоков анализатора осуществляется аналоговым компаратором 14 и блоком синхронизации 15.

Для надежного выделения экстремумов на всех частотных каналах используется одна из трех частот тактового генератора импульсов 16 (62,5 кГц; 250 кГц; 4 МГц). Управление мультиплексором 17, коммутирующим значения счетчика адреса 7, амплитуды и времени для передачи их в ЭВМ 13, производится самой ЭВМ. Подсоединение анализатора к каналу микро-ЭВМ «Электроника—60» осуществляется посредством интерфейса 12 18.

Вычислительная управляющая микросистема 15 ВУМС-28-025 осуществляет управление работой станции, статистическую обработку полученных значений в промежутках между сериями измерений и хранение обработанной информации.

Программа статистической обработки, составленная для первых пробных экспериментов, позволяет рассчитывать и документировать 11 статистических параметров поля. Кроме того, производится распечатка даты и текущего времени начала и конца каждой серии измерений. В состав каждой серии может входить несколько сот измерений определенной длительности.

Основные технические характеристики станции «Крунк»

1. Средняя спектральная плотность ЭДС шумов датчика, приведенная ко входу $E_{ш} = 80 \text{ нВ} \sqrt{\text{Гц}}$.
2. Длина кабельной линии связи не более 5 км.
3. Разрядность двоичных значений относительных времен появления экстремумов—16.
4. Разрядность двоичных значений амплитуды экстремумов—8.
5. Прибор позволяет выбирать частотную полосу пропускания из ряда: 0,2—1; 0,2—10; 0,2—30; 0,2—100; 1—10; 1—30; 1—100; 30—100 кГц.
6. Диапазоны дискретного выбора длительности периодов измерения составляют от 5 мс до 40,96 с и пауз от 160 мс до 81,92 с, соответственно.
7. Объем буферной памяти анализатора 3 кбайт (предусмотрена возможность наращивания до 6 кбайт).
8. Точность измерения амплитуды экстремумов— $\pm 4 \text{ мВ}$ (при динамическом диапазоне от 0 до -2 В).
9. Максимальная погрешность измерения времени появления экстремумов 2,5% от длительности импульса.
10. Питание станции сетевое.

Таким образом, станция «Крунк» позволяет в течение короткого времени квазистационарности потока импульсов ЭМИ получить достаточный объем информации с целью изучения его статистических свойств в режиме «реального времени».

ЛИТЕРАТУРА

1. А. с. 1552129 (СССР). Устройство для измерения напряженности переменного электрического поля Айрумян О. Р., Долганов С. А., Мусатов В. В.—Заявл. 31.03.88. № 4425989/24—09. Оpubл. 23.03.90 Бюлл. № 11.
2. Гохберг М. Б., Моргунов В. А., Арочов Е. Л. О высокочастотном электромагнитном излучении при сейсмической активности—ДАН СССР, 1979, т. 248, № 5, с. 1077—1081.
3. Гохберг М. Б., Моргунов В. А., Герасимович Л. А., Матвеев И. В. Оперативные предвестники землетрясений.—М.: Ордена Ленина Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта, 1985.
4. Воробьев А. А., Самохвалов М. А., Иблагимов Р. Н., Усманова М. Т. Поиск эффектов, обусловленных существованием в литосфере локальных высоких электрических полей—В кн. Сейсмология Узбекистана. Ташкент: ФАН, 1975, с. 213—221.
5. Ремизов Л. Г. Естественные радиопомехи—М.: Наука, 1985.
6. Садовский М. А., Соболев Г. А., Мигунов Н. П. Изменения естественного излучения радиоволн при сильном землетрясении в Карпатах—ДАН СССР, 1979, т. 244, с. 316—319.

Известия АН Армении. Науки о Земле, 1992, XLV, № 4, 70—74.

Краткие сообщения

УДК 550.382.3

С. Р. ОГАНЕСЯН

О ВЫБОРЕ ПУНКТОВ ИЗМЕРЕНИЯ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ПРИ ПОИСКЕ ТЕКТОНОМАГНИТНОГО ЭФФЕКТА

Основной физической предпосылкой выявления предвестников зем-

Программа статистической обработки, составленная для первых пробных экспериментов, позволяет рассчитывать и документировать 11 статистических параметров поля. Кроме того, производится распечатка даты и текущего времени начала и конца каждой серии измерений. В состав каждой серии может входить несколько сот измерений определенной длительности.

Основные технические характеристики станции «Крунк»

1. Средняя спектральная плотность ЭДС шумов датчика, приведенная ко входу $E_{ш} = 80 \text{ нВ} \sqrt{\text{Гц}}$.
2. Длина кабельной линии связи не более 5 км.
3. Разрядность двоичных значений относительных времен появления экстремумов—16.
4. Разрядность двоичных значений амплитуды экстремумов—8.
5. Прибор позволяет выбирать частотную полосу пропускания из ряда: 0,2—1; 0,2—10; 0,2—30; 0,2—100; 1—10; 1—30; 1—100; 30—100 кГц.
6. Диапазоны дискретного выбора длительности периодов измерения составляют от 5 мс до 40,96 с и пауз от 160 мс до 81,92 с, соответственно.
7. Объем буферной памяти анализатора 3 кбайт (предусмотрена возможность наращивания до 6 кбайт).
8. Точность измерения амплитуды экстремумов— $\pm 4 \text{ мВ}$ (при динамическом диапазоне от 0 до -2 В).
9. Максимальная погрешность измерения времени появления экстремумов 2,5% от длительности импульса.
10. Питание станции сетевое.

Таким образом, станция «Крунк» позволяет в течение короткого времени квазистационарности потока импульсов ЭМИ получить достаточный объем информации с целью изучения его статистических свойств в режиме «реального времени».

ЛИТЕРАТУРА

1. А. с. 1552129 (СССР). Устройство для измерения напряженности переменного электрического поля Айрумян О. Р., Долганов С. А., Мусатов В. В.—Заявл. 31.03.88. № 4425989/24—09. Оpubл. 23.03.90 Бюлл. № 11.
2. Гохберг М. Б., Моргунов В. А., Арочов Е. Л. О высокочастотном электромагнитном излучении при сейсмической активности—ДАН СССР, 1979, т. 248, № 5, с. 1077—1081.
3. Гохберг М. Б., Моргунов В. А., Герасимович Л. А., Матвеев И. В. Оперативные предвестники землетрясений.—М.: Ордена Ленина Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта, 1985.
4. Воробьев А. А., Самохвалов М. А., Ибрагимов Р. Н., Усманова М. Т. Поиск эффектов, обусловленных существованием в литосфере локальных высоких электрических полей—В кн. Сейсмология Узбекистана. Ташкент: ФАН, 1975, с. 213—221.
5. Ремизов Л. Г. Естественные радиопомехи—М.: Наука, 1985.
6. Садовский М. А., Соболев Г. А., Мигунов Н. И. Изменения естественного излучения радиоволн при сильном землетрясении в Карпатах—ДАН СССР, 1979, т. 244, с. 316—319.

Известия АН Армении. Науки о Земле, 1992, XLV, № 4, 70—74

Краткие сообщения

УДК 550.382.3

С. Р. ОГАНЕСЯН

О ВЫБОРЕ ПУНКТОВ ИЗМЕРЕНИЯ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ПРИ ПОИСКЕ ТЕКТОНОМАГНИТНОГО ЭФФЕКТА

Основной физической предпосылкой выявления предвестников зем-

летрясений по магнитному методу является пьезомагнитный эффект в горных породах, то есть эффект изменения остаточной намагниченности горных пород, связанный с изменением напряженно-деформированного состояния.

В естественном залегании пород пьезомагнитный эффект вызывает аномальные изменения геомагнитного поля локального характера при изменении тектонических напряжений в верхних магнитоактивных слоях земной коры [2,6].

Выделение вариации магнитного поля Земли тектономагнитной природы из других видов вариаций (солнечно-суточных, сезонных и т. п.) глобального или крупно-регионального масштаба осуществляется с помощью синхронных наблюдений.

На основе явления тектономагнетизма были прогнозированы Алайское и Назарбекское землетрясения [8] в Узбекистане.

На территории Республики Армения магнитным методом были выделены вероятные зоны появлений тектономагнитного эффекта, оценены ожидаемые величины магнитных предвестников [1, 5]. В результате этих работ для территории Армении, характеризующейся сложнорасчлененным «магнитным» рельефом, густой сетью разломов и большими градиентами ГМП, была разработана методика обнаружения локальных вариаций, как магнитных предвестников землетрясений [6].

Несмотря на эти успехи, выбор пунктов измерений аномалии векового хода ГМП в сложных геологических условиях Армении остается еще не решенной задачей. «Естественные» помехи земных токов, возникающих при активной солнечно-суточной вариации поля в сейсмоактивных районах, вблизи глубинных разломов, экранируют полезные сигналы тектонического происхождения. Картина осложняется тем, что на ограниченной территории республики выбирать пункты измерений, которые были бы информативны и одновременно не были вблизи населенных пунктов, трудно. Растущие промышленные помехи меняются очень часто. Отмеченные условия заставляют более тщательно изучать район пунктов измерений. С этой целью в работе [7] даны некоторые рекомендации, но не изложена методика, которая учитывала специфические условия Армении. В данной работе делается попытка предлагать метод выбора пунктов измерений аномалий вековых вариаций для территории республики.

Известно, что тектономагнитные вариации являются одним из составляемых в сумме аномальных изменений векового хода. Сумма аномалии образуется от следующих вероятных источников корового происхождения:

1. Локальные изменения температуры горных пород в естественных условиях;
2. Перемещение границы точки Кюри в земной коре;
3. Геохимические превращения естественных ферромагнетиков;
4. Изменение электросопротивления горных пород в зонах аномальной электропроводимости, где могут возникать токовые системы за счет контактных разностей потенциала, или за счет электрокинетических явлений;
5. Влияние постоянного и переменного электромагнитных полей, когда возможно возникновение индукции за счет вариаций поля внешних источников;
6. Влияние ионизирующего облучения (гамма излучения нейтронного потока);
7. Изменение напряженного состояния горных пород (тектономагнитный эффект);
8. Изменение состояния земных токовых систем за счет деформационно-напряженного состояния среды.

Среди этих источников нас особенно интересуют последние два источника, и для их регистрации нужно отфильтровать остальные. Фильтрация вклада того или иного источника зависит от конкретных геологических условий района пункта измерений. Поэтому для правильного выбора пункта необходимо изучить пространственно-временную

структуру в его окрестностях. Желательно при этом использовать не только модульные измерения, но и компонентные съемки.

Необходимо также изучить пьезомагнитные коэффициенты горных пород, залегающие в окрестностях будущего пункта. Знание величины коэффициентов даст возможность вычислить ожидаемые тектономагнитные эффекты.

Далее возникает необходимость изучения геологических условий района, которые позволят исключить аномалии вековых вариаций другого происхождения (электрические, индукционные и т. д.).

Перечисленные три меры необходимо провести до выбора места пунктов измерений, иначе неизбежны ошибки. Такое в нашей практике имело место. Например, были выбраны два пункта («Джермук» и «Гарни»), как «базовые» для магнитометрических работ на территории республики. Изменения модуля полного вектора ГМП проводились магнитометрами МПП-1 и ММП-203 с чувствительностью соответственно 0,1 и 1,0 нТл. Ошибка измерений составляет до $\pm 1,5$ нТл. Магнитометры работали в синхронном режиме. Для пространственного анализа на территории пункта «Джермук» с площадью 1 км² проведена съемка полного вектора шагом 10 м. В результате введена поправка суточной вариации ГМП. По данным съемки, построена магнитная карта. Как видно из рис. 1, пространственная структура ГМП довольно сложная.

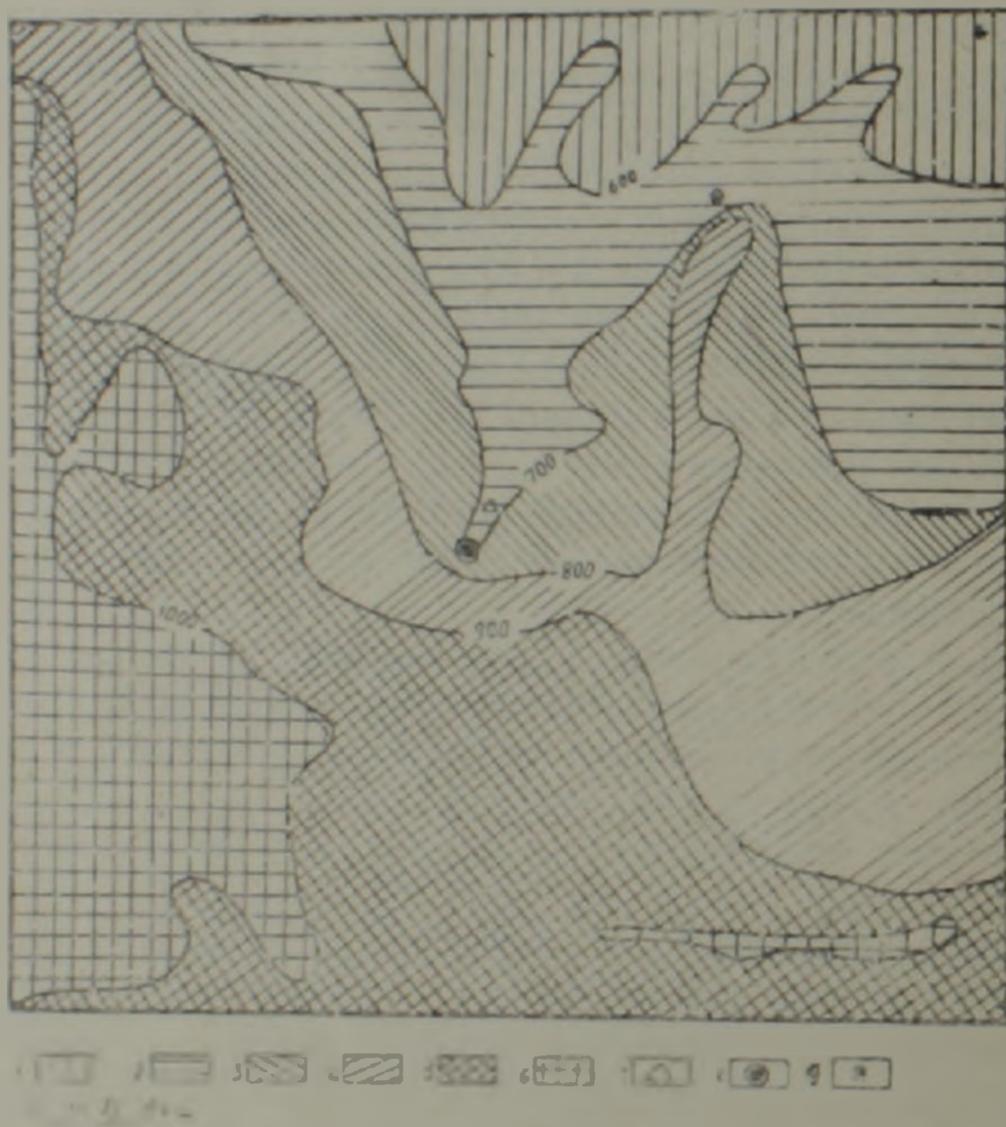


Рис. 1. Пространственная структура ГМП района базового пункта «Джермук» аномалии: 1—600 нТл; 2—601—700 нТл; 3—701—800 нТл; 4—801—900 нТл; 5—901—1000 нТл; 6—выше 1000 нТл; 7—временный пункт измерений прибором ММП-203; 8—базовый пункт для прибора МПП-1; 9—временные пункты наблюдений.

Значения модуля полного вектора колеблются до 600 нТл (от 47600 до 48200 нТл). Вследствие этого на территории пункта повышены значения пространственного градиента. Вертикальный градиент на пункте наблюдений составляет в среднем 50 нТл/м, который не допустим для подобных измерений. Перемещение магнитометра на 1 см по высоте, начиная с 1 м от земной поверхности, может создать изменение в наблюдаемых значениях T величиной 5 нТл.

Горизонтальный градиент в окрестности пункта наблюдений имеет значение 20 нТл/м. Это большое значение, выше которого не рекомендуется в таких условиях выбирать пункты измерений.

Временной анализ ГМП показал, что на территории станции существуют искусственные флуктуации в суточной вариации. Они ярко выражены в результатах синхронных наблюдений при изучении динамики тонкой структуры поля вариации на разных расстояниях от пункта «Джермук».

На рис. 2 приведены результаты синхронных наблюдений вариации на разных расстояниях от пункта. Как видно, в поле вариации появ-

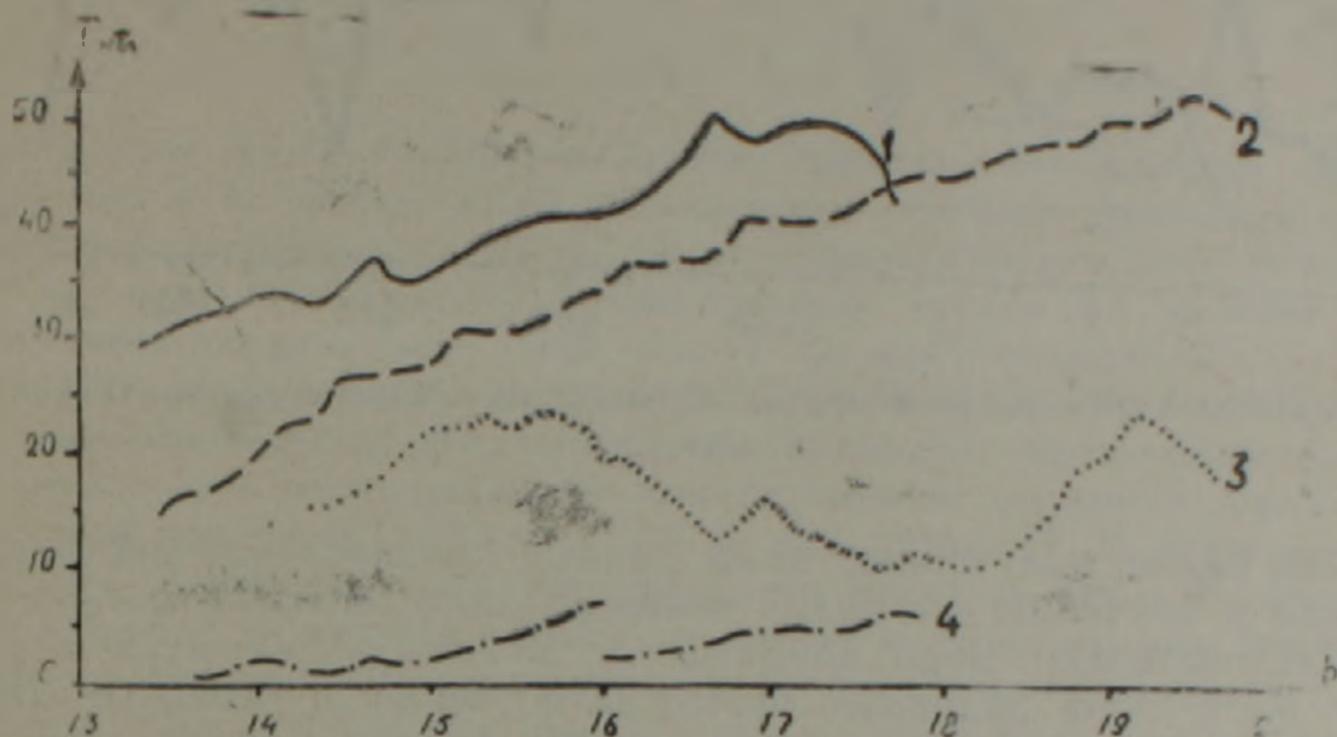


Рис. 2. График вариации на временных и базовых пунктах: синхронная вариация на базовом пункте (1) и на временном пункте, удаленном от базового на расстоянии 400 м (4); синхронная вариация на базовом пункте (2) и на временном пункте, удаленном от базового на расстоянии 700 м (3).

ляются бухтообразные изменения, амплитуды которых уменьшаются с повышением расстояний от пункта наблюдений. Схема расположения датчиков показана на рис. 1.

Такие флуктуации поля вариаций возникают в разные времена с разными амплитудами, которые усложняют выделение суточной вариации и затрудняют определение базисного значения пункта. Амплитуда флуктуаций достигает 20 нТл. Такой фон помех вполне достаточен для маскировки полезного сигнала — локальных изменений ГМП, связанных с сейсмическими событиями.

В работе [6] показано, что ожидаемый тектономагнитный эффект для горных пород, имеющих значение остаточной намагниченности 10^{-3} СГСМ составляет 8 нТл. В окрестности пункта «Джермук» залегают породы с значением остаточной намагниченности $10^{-1}—10^{-3}$ СГСМ. Значит, на территории станции можно ожидать сеймотектономагнитный эффект величиной 0,8—8 нТл. Следовательно, величина помех минимум в два раза больше, чем величина ожидаемого магнитного предвестника.

На базовом пункте «Гарни» проведен весь комплекс магнитометрических работ: вокруг базового пункта радиусом 20 км изучена пространственная структура ГМП на 25 пунктах; изучены магнитные свойства горных пород и в частности пьезомагнитные коэффициенты [8]. Получено, что глины и туфобрекчии имеют значения остаточной намагниченности порядка $10^{-5}—10^{-1}$ СГСМ, базальты (из Аждаак—Сарисурбского лавового потока) — $10^{-3}—10^{-2}$ СГСМ. Такая дифференциация значений остаточной намагниченности на поверхности создает поле со сложной структурой, где горизонтальные и вертикальные градиенты доходят до 70 нТл. Здесь же изучены временные структуры ГМП. Сделана попытка вычислить годовой ход, но из-за искажения базисных значений в опорном пункте их невозможно было определить. Ис-

следования характера временных рядов на опорном пункте «Гарни» показали наличие помех промышленного характера, с величиной ± 4 нТл (рис. 3).

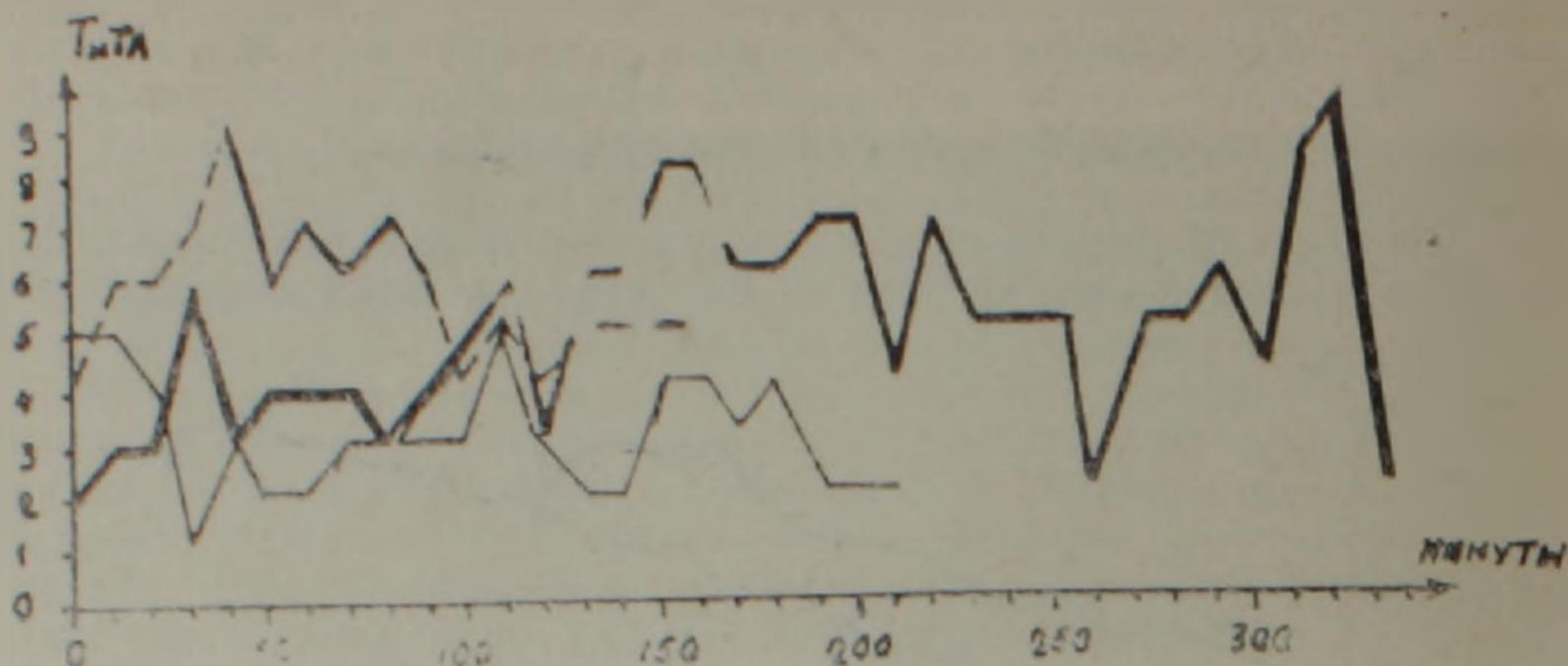


Рис. 3. Искаженные кривые базисных значений на опорном пункте «Гарни» в разные дни.

Как видно, полученные нами данные противоречат инструкции по поискам и изучению аномалий векового хода геомагнитного поля [7].

Следовательно, надо принять, что пункты «Джермук» и «Гарни» могут быть лишь рядовыми пунктами изучения аномальных вариации ГМП, а не опорными. Возникает необходимость продолжать поиски опорных пунктов на территории республики, так как без опорного пункта, без базисных значений бессмысленно искать геомагнитные предвестники землетрясений.

Институт геофизики
и инженерной сейсмологии
АН Армении

Поступила 24.1.1990

ЛИТЕРАТУРА

1. Акопян Ц. Г., Ахвердян Л. А., Оганесян С. Р. Об одной аномалии векового хода на региональном профиле Гярд—Кафан—В и.и.: Тез. док. съезда «Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма». М.: 1976, часть 1, с. 10.
2. Бердалиев Е. Б. Локальные изменения геомагнитного поля и их связь с сейсмотектоническими процессами в земной коре (на примере Ташкентского геодинамического полигона) — Автореферат канд. дисс., М.: 1981, 16 с.
3. Головкин В. П., Иванов Н. А., Пудовкин М. Ю., Шапиро В. А. Инструкция по поискам и изучению аномалий векового хода геомагнитного поля. М.: Наука, 1977. 24 с.
4. Нагапетян В. В. Исследование термоостаточной намагниченности горных пород под давлением при различных температурах — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1983, № 2, с. 63—64.
5. Оганесян С. Р., Бадалян М. С., Титов С. П. К вопросу о выборе пунктов изучения векового хода. — В кн. Материалы республиканской конференции молодых геофизиков. Ленинакан: 1977, 41 с.
6. Оганесян С. Р. Изучение локальных аномалий в изменениях геомагнитного поля на территории Армении. — Автореферат канд. дисс., Тбилиси: 1984, 15 с.
7. Рикитаке Т. Предсказание землетрясений. М.: Мир, 1979, 245 с.
8. Шапиро В. А., Абдуллабеков К. Н., Мумиков М. Ю., Ходжиев Т. Х., Бердалиев Е. Б. Временные изменения магнитного поля в Ферганской долине в 1973—1979 гг. и прогноз Алайского землетрясения 2. XI, 1978 г. — Геомагнетизм и аэрономия, 1982, № 2, 281 с.

ГУРГЕН ПАВЛОВИЧ ТАМРАЗЯН

Геологическая наука Республики Армения понесла невосполнимую потерю — 7 декабря 1991 г. на 68 году жизни скоропостижно скончался признанный в Союзе и за рубежом ученый-геолог, доктор геолого-минералогических наук, член корреспондент Академии наук Венесуэлы, Вице-президент Ассоциации по планетологии Международного геологического союза Гурген Павлович Тамразян.

Г. П. Тамразян родился 11 сентября 1923 г. в г. Баку. В 1946 г. он с отличием окончил геологоразведочный факультет Азербайджанского индустриального института и в течение двух последующих лет работал старшим лаборантом Азербайджанской нефтяной экспедиции СОПС АН СССР. В 1948—1950 гг. Г. П. Тамразян учился в аспирантуре Азербайджанского индустриального института. После успешной защиты кандидатской диссертации в 1952 г. он работал младшим научным сотрудником, затем ученым секретарем Института геологии АН АЗССР им. акад. Н. М. Губкина. В 1953 г. он занимает должность старшего научного сотрудника того же института, бессменно оставаясь на ней до 1989 г. В декабре 1989 г., разделив тяжелую участь армянских беженцев, Г. П. Тамразян был вынужден покинуть город Баку, оставив свою обширную личную геологическую библиотеку, многочисленные рукописи, неопубликованные и незавершенные научные труды на разграбление и уничтожение. С 1989 г. до последних дней Г. П. Тамразян работал в Институте геологических наук Академии наук Армении научным консультантом в лаборатории геологии нефти и газа.

Г. П. Тамразян был выдающимся ученым-геологом широкого профиля, автором оригинальных и неординарных работ в области нефтегазовой геологии, геофизики, сейсмологии и планетологии. Много труда и профессиональных знаний он вложил в изучение геологии, литологии и структурных особенностей локализации нефтяных месторождений Апшеронского полуострова. Однако подлинным научным приращением Г. П. Тамразяна были теоретические аспекты проблем нефтегазоносности Земли. Г. П. Тамразян — создатель нового, палеопланетологического направления в нефтегазовой геологии, которое с позиций мобилизма существенно расширяет методы прогнозирования месторождений нефти и газа и не имеет аналогов в мировой литературе. Эти исследования обобщены в докторской диссертации «Глобальные закономерности размещения залежей нефти и газа», блестяще защищенной в 1987 г. в Московском Институте нефти и газа. Впервые в науке Г. П. Тамразяном выявлено наличие определенных палеоширотных поясов, к которым избирательно приурочено максимальное углеводородообразование. Это прежде всего приэкваториальные древние пояса 0—18°, затем бореальные древние пояса 50—73°.

Установлена четкая приуроченность максимального нефтегазообразования к эпохам замедленных движений несущих континентальных блоков. Именно в перманентных палеоширотных поясах устанавливаются, по Г. П. Тамразяну, максимально благоприятные темпы приноса биогенного и терригенного материала, создаются условия для интенсивного погружения нефтегазоносных бассейнов и установления соответствующего режима осадконакопления. Размещение углеводородов на Земле рассмотрено по крупнейшим континентальным блокам — С. Америки, Ю. Америки, Западной Европы, Африки, Австралии, Среднего и Ближнего Востока, Кавказа, Сибири и др. На этой основе задача интерпретации региональных геологических структур по степени их значимости для открытия месторождений нефти и газа доведена до общепланетарного масштаба.

Обладая исключительно широкими научными интересами, Г. П. Тамразян творчески разработал также ряд глобальных геолого-софизических, сейсмологических и планетологических проблем. Эти работы принесли ему большую известность не только в нашей стране, но и за рубежом.

Академик В. Е. Хаин в своей крупной монографии «Общая геотектоника», рассматривая теоретические проблемы развития тектоносферы Земли, пишет, что Г. П. Тамразяну принадлежит наиболее полное обоснование идеи о связи основных тектонических циклов продолжительностью 150–200 млн. лет с обращением Земли вместе со всей Солнечной системой по галактической орбите, период которого составляет 176 млн. лет. Проведенные Г. П. Тамразяном расчеты показали, что гравитационный потенциал Галактики на единицу массы Земли непрерывно изменяется при ее движении по галактической орбите. С ускорением галактического движения связано ускорение скорости вращения, с которым совпадают главные эпохи тектогенеза. Обобщая планетарные тектонические закономерности и их причинные связи, Г. П. Тамразян рассматривает Землю в качестве резонансной автоколебательной системы, находящейся под внешними воздействиями, которые обуславливают синхронизацию ее частоты. Непосредственным источником энергии этой системы является энергия внутренних процессов самой планеты.

Перу Г. П. Тамразяна принадлежат также основанные на оригинальной методике исследования по сеймотектонике и космосейсмической характеристике регионов С. и Ю. Америки, Кавказа, Туркмении, Таджикистана, Китая и др. Ряд статей посвящен проблеме глобальной сеймотектонической периодичности Земли, главным регулятором которой являются лунные приливы. Механизм этого регулирования рассматривается Г. П. Тамразяном впервые и позволяет распознать еще одну из движущих сил развития Земли в тесном взаимодействии с окружающим космосом.

Г. П. Тамразян—автор 490 научных статей и отчетов. Более 200 статей опубликовано в геологических периодических изданиях США, Великобритании, Германии, Японии, Израиля, Мексики, Венесуэлы, Индии, Колумбии, Перу, Норвегии, Дании, Эквадора, Коста-Рики, Новой Зеландии, Греции и в трудах Международной Ассоциации по астрономии и планетологии.

Научные заслуги Г. П. Тамразяна отмечены избранием его в 1971 г. иностранным членом-корреспондентом Академии наук Венесуэлы, Вице-президентом Ассоциации планетологии Международного Геологического Союза и председателем Международной комиссии по экстропланетарным феноменам.

Целый ряд научных разработок Г. П. Тамразяна защищен авторскими свидетельствами на изобретения и зарегистрирован Госкомитетом СМ СССР по делам изобретений и открытий. Среди них авторские свидетельства «Способ поиска и разведки месторождений и залежей нефти», «Способ оценки перспектив угленосности осадочных отложений», «Способ определения глубины залегания кровли ядра и подошвы твердой оболочки планет земной группы и их массивных спутников».

Преждевременная смерть Г. П. Тамразяна больно отозвалась в сердцах его коллег, сотрудников и близких. Горько сознавать, что значительная часть научных идей этого неутомимого и оригинального исследователя осталась нереализованной в его трудах. Но своим коллегам и ученикам он оставил высокий пример духовного противостояния ученого, который преодолевал извратности судьбы тем, что, по его собственным словам, «направлял в русло подлинного научного развития крупицы истины, добытые в кропотливом труде». Беспредельная увлеченность научным поиском, полная отдача самого себя, бескорыстие, талант и интуиция крупного исследователя, огромное грудолюбие позволили Гургену Павловичу проложить собственные пути в области геологии Земли, планетологии и космогонии. Его научное наследство—неоценимый вклад в мировую науку.

Мы низко склоняем голову перед сзетлей памятью этого необыкновенного человека, необыкновенного и своей одаренностью, и своим личным обаянием, скромностью, одухотворенностью и мудростью.

Геологическая секция
Отделения АН Армении
Институт геологических
Наук АН Армении

НАДЕЖДА КАРАПЕТОВНА КАРАПЕТЯН

Армянская наука понесла тяжелую утрату. 18 января 1992 года скоропостижно скончалась признанный не только в Республике Армения, но и далеко за ее пределами ведущий специалист в области сейсмологии, старший научный сотрудник Института геофизики и инженерной сейсмологии АНА, кандидат физико-математических наук Карапетян Надежда Карапетовна.

Н. К. Карапетян родилась 1 января 1927 года в Пятигорске. В 1929 году вместе с родными переехала в Армению. После окончания с золотой медалью школы, в 1944 году поступила в Ереванский политехнический институт, который окончила с отличием в 1949 году. В институте она была именовым стипендиатом и параллельно училась в Русском педагогическом институте на факультете немецкого языка.

В конце 1949 года Н. К. Карапетян, выдержав экзамен в комиссии под председательством академика В. А. Амбарцумяна и участия академика АНА А. Г. Назарова, была принята в аспирантуру Бюраканской астрофизической обсерватории и командирована в Геофизический институт АН СССР для прохождения курса аспирантуры под научным руководством выдающегося сейсмолога Е. Ф. Саваренского. В 1953 году в городе Москве в Геофизическом институте АН СССР успешно защитила диссертацию, и ей была присуждена ученая степень кандидата физико-математических наук.

В течение почти 40 лет научной деятельности Н. К. Карапетян плодотворно осуществляла систематические исследования в различных областях сейсмологии, результаты которых получили отражение в около 100 опубликованных ею работах (из них 14 работ были изданы за границей) и, в том числе, 12 монографиях и книгах. Первые работы Н. К. Карапетян были посвящены исследованию строения земной коры Малого Кавказа, динамическим параметрам очагов землетрясений, сейсмичности, спектральному составу колебаний, энергетическим характеристикам землетрясений Армянского нагорья и Малого Кавказа, а также изучению колебаний при взрывах, которые были опубликованы в ряде статей и докладов, представленных в Армении и за рубежом. Существенные работы ею были проведены по сейсмическому районированию. В 1968 году совместно с академиками АНА С. С. Мкртчяном и К. Н. Паффенгольцем была составлена карта сейсмического районирования территории Армении. Результаты были изданы в монографии «Сейсмическое районирование территории СССР» и включены в Нормы и правила по строительству в сейсмических районах. В 1973 году была издана монография «Спектры сейсмических колебаний на территории Армении», в которой были приведены результаты ее обширных исследований по амплитудным, энергетическим спектрам и приведенным сейсмическим ускорениям сейсмических волн при землетрясениях и сейсмозрывных колебаниях, с учетом их неперIODичности, и установлена их зависимость от эпицентрального расстояния, глубины и силы очага. В следующем 1974 году вышла в свет ее работа «Годографы сейсмических волн для землетрясений Армянского нагорья», которые используются специалистами при определении времени возникновения, координат эпицентров и глубины залегания очагов землетрясений Армянского нагорья. В работе «Сейсмические воздействия на здания и сооружения», выпущенной издательством «Наука» в 1978 году, приведены результаты ее исследований по сейсмическим воздействиям на здания и сооружения при землетрясениях и взрывах, а также по рассмотрению методологических вопросов оценки таких воздействий. Результаты исследований по рассмотрению вопросов излучения землетрясений, происходящих на

территории Армении и прилегающих областей, выявлению наиболее реальных предвестников и возможных путей предсказания землетрясений приведены в работе «Предпосылки прогнозирования землетрясений и сейсмостойкое строительство в Армянской ССР». Эта книга широко используется специалистами, особенно после Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 года.

Особо следует выделить работы Н. К. Карапетян последнего периода по исследованию механизма возникновения землетрясений, результаты которых приведены в ее двух монографиях: «Механизм возникновения землетрясений Армянского нагорья (сейсмические условия)», 1986 год и «Сейсмогеодинамика и механизм возникновения землетрясений Армянского нагорья», 1990 год. Первая из этих работ также была переведена на английский язык и издана в США. В этих работах приводятся сейсмичность Армянского нагорья в пространстве и во времени, каталог сильных землетрясений за 2500 лет, результаты изучения механизма очагов свыше 160 землетрясений, установленный по механизмам очагов фокусированных сильных землетрясений прогностический признак возникновения сильного землетрясения, выводы о геодинамике региона по сейсмологическим данным, полученная схема блокового строения земной коры Армянского нагорья и преимущественные «характерные» размеры блоков.

Существенные работы были проведены Н. К. Карапетян по изучению Зангезурского землетрясения 9 июня 1968 года и Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 года. Большую работу она провела будучи ответственным исполнителем специальной темы «Удар» по обеспечению сохранности зданий при атомных взрывах, проводимых в Семипалатинске.

Н. К. Карапетян была одним из организаторов Института геофизики и инженерной сейсмологии АНА, где проработала более тридцати лет, со дня организации института и до последних дней жизни. Она всячески способствовала развитию и становлению института. Неоднократно представляла армянскую науку за рубежом. Проводила также плодотворную педагогическую работу. В разные годы она читала курс лекций в Русском педагогическом институте и Ереванском политехническом институте по общей и строительной физике и в Ереванском государственном университете по сейсмологии.

Н. К. Карапетян вела и общественную деятельность. Состояла в ряде научных советов и обществ. Являлась членом редколлегии журнала Известия АНА, Науки о Земле. За самоотверженный труд в годы Великой Отечественной войны и в послевоенное время она была награждена медалями.

Светлая память о Карапетян Надежде Карапетовне—известном ученом-сейсмологе, глубоком исследователе, патриоте, честном и скромном человеке, чья жизнь полностью была отдана науке навсегда останется в наших сердцах.

Геологическая секция
Отделения АН Армении.
Институт геофизики и
инженерной сейсмологии
АН Армении.

Ս. Բ. Արովյան, Ա. Ս. Սահակյան, Ս. Կ. Խառատյան. Լիթիումի բաշխման առանձնահատկությունները Փոքր Կովկասի օֆիոլիտային զոնաների զերմաֆիտներում	3-35
Շ. Հ. Ամիրյան, Ա. Ի. Կարապետյան, Ա. Ս. Ֆարամազյան. Հանքային ֆորմացիաները և մետաղածուխային զարգացման նոսակարները Հայաստանի Հանրապետությունում	3-3
Վ. Լ. Անսինյան, Լ. Ա. Արաբաբյան, Ս. Վ. Գրիգորյան, Ռ. Հ. Ռեհազյան, Է. Ա. Սաֆրազյան. Սպիտակի երկրաշարժի գոտում միջնորտի տեղումների ցիմիական կազմի մասին	4-31
Հ. Մ. Ավչյան. Առանձնական ալիքների տարածման արագությունը անհամասեռ ապարներում	1-47
Հ. Մ. Ավչյան. Ճեղքվածքավորված ապարների սեղմելիությունը	2-30
Գ. Պ. Բաղդասարյան, Ռ. Խ. Ղուկասյան, Վ. Ա. Աղամալյան, Կ. Ա. Գաբրիելյան, Է. Ս. Սարգսյան, Մ. Մ. Ավոյան, Կ. Ս. Սալամազյան. Վելլենսե մարզի (Հունգարիա) մագմատիկ գոյացումների իզոտոպիա-երկրածամանակագրական նետազոտությունը	4-23
Վ. Ռ. Բոյնագրյան. Հայկական լեռնաշխարհի լեռների անհամաչափության բնույթն ու նրա ազդեցությունը լանջերի զարգացման վրա	2-13
Գ. Բ. Գրիգորյան. Հայաստանի Հանրապետության հատուկ պահպանվող բնական տարածքների ցանցի կատարելագործման մասին	3-57
Կ. Պ. Խամբազյան. Խոշորածավայ ալերիչ երկրաշարժերի առաջացման մի քանի ալերիչ հանախ կրկնվող բնական պայմանները և անցյալ հարյուրամյակների ընթացքում մարդկային գոհերը (Երկիրն ամբողջությամբ առած)	2-35
Հ. Ա. Խումանյան. Ղափանի անտիկլինորիումի կառուցվածքի և կառուցվածքային դիրքի առանձնահատկությունները	2-3
Վ. Ա. Իզումնով, Չ. Կ. Ստեփանյան. Երկրաբանական ուժերի մասին ղիտարկումների սխալների մասին	3-41
Հ. Ա. Խանգատյան. Դարաշամ-2 կտրվածքի (Նախ. ԻԽՍՀ) պերմ-տրիասի առաջացումների քարաբանական առանձնահատկությունների և բազալտոիդային սիլլերի ու շտակի հասակի մասին	3-27
Հ. Ա. Խանգատյան. Փոքր Կովկասի պերմի և տրիասի սահմանամերձ նստվածքների երկրաբանական վերաբերյալ	1-12
Է. Ն. Խաչիյան. Երկրաշարժադիմացկուն շինարարության նորմավորման մի քանի տեսակետների	1-55
Ա. Ս. Կաբախանյան, Վ. Ս. Բալասանյան. 1988 թ. Սպիտակի երկրաշարժի գոտու գործուն շարժընթացը	2-12
Ա. Ս. Կարախանյան. 1988 թ. Սպիտակի երկրաշարժի գոտու գործուն տեկտոնիկայի որոշ առանձնահատկությունները	1-3
Ն. Կ. Կարապետյան. 1988 թ. Դեկտեմբերի 7-ի Սպիտակի երկրաշարժի օջախը և դրա առաջացման մեխանիզմը	4-49
Կ. Ի. Կարապետյան, Պ. Լ. Մուրադյան. Նոր տվյալներ Փամբակ գետի ավազանի իգնիմբրիտների արտավիժման կենտրոնի և Փամբակի ու Բազումի լեռնաշղթաների շորրորդականի բարձրացումների մասին	1-25
Ս. Յ. Հակոբյան, Կ. Մ. Ջաղինյան. Տավրոս-Կովկասյան մարզի ուժեղ երկրաշարժերի օջախների մեխանիզմները և սալա-բեկորային կառուցվածքի դինամիկան	2-13
Մ. Ա. Հարությունյան. Արգյազ տեղամասի սկանառաջացման առանձնահատկությունները (Մադրու պլուտոնի հարավ-արևելյան ձկոկոնտակտ)	2-21
Ս. Ռ. Հովհաննիսյան, Ա. Հ. Սիմոնյան, Կ. Ս. Վիկովանի. Հայաստանի տարածքում երկրամագնիսական դաշտի դարավոր տատանումները 1975-1986 թ. թ. ընթացքում	3-59
Հ. Ա. Ղազարյան. Հայաստանի Հանրապետության օֆիոլիտային զոնաների առիտային սերիայի թիու հրաբխածին ապարները	4-3
Ա. Կ. Մարտոսյան. Սֆերոիդայ ներփակումներ պարունակող տարասեռ միջավայրերի բեկոնացման ամպլիտուդային և ժամանակային պարամետրերի գնահատումը	1-33

Չ. Կ. Մառության, Իջևանի շրջանի Ծնոթավանի կտրվածքի ու շուրայի ֆորամինի- ֆերները	3—15
Թ. Ն. Տայան, Մ. Ա. Սարյան, Թ. Տ. Ջրբաշյան, Մեղրու անտիկլինորիումի կիմերյան գրանիտոիդային մագմատիզմի մասին	4—13

ՀԱՄԱՌՈՏ ՀԱՂՈՐԴՈՒՄՆԵՐ

Օ. Թ. Այրումյան, Տվիչ փոփոխական էլեկտրական դաշտի շափման համար	4—64
Օ. Թ. Այրումյան, Ս. Ա. Բաբիչ, Ա. Թ. Մաքսոսյան, «Կոունկ» իմպուլսային էլեկ- տրամագնիսական ճառագայթման վերլուծական կայան	4—67
Ա. Ս. Ավանեսյան, Է. Յա Ավեն, Ո. Ա. Ուսպենսկայա, նոր տվյալներ Ղափանի ան- տիկլինորիումի (Փ. Կովկաս) կելովեյի նստվածքների մասին	1—63
Ա. Կ. Աֆրիկյան, Տարածական երկրաբաշխական ցանցերի հավասարեցման մի քա- նի հարցեր	3—74
Ա. Կ. Աֆրիկյան, Տարածական ցանցի հավասարեցման հարցի վերաբերյալ	2—73
Մ. Ո. Թանաշյան, Հայաստանի հանրապետության տարածքում ստորերկրյա գազամ- բարների ստեղծման հնարավորության մասին	1—73
Ա. Կ. Թովմասյան, Փայթյունների գրանցման առանձնահատկությունների հետազոտու- թյունը «Գառնի» սելյամիկ կայանում	4—62
Տ. Ն. Կյուրեղյան, Իզոգենոտի լճակային տնտեսությունների ջրաբիմիական բնութա- գիրը	2—56
Տ. Ն. Կյուրեղյան, Մարցիգետի հանքադաշտի որոնողական ջրակրարբիմիական հատ- կանիչները	3—65
Թ. Հ. Համասյան, Լ. Ա. Մանուկյան, Վ. Հ. Վարդանյան, 1988 թ. դեկտեմբերի 7-ի Ապիտակի երկրաշարժի ընթացքում Լենինական քաղաքում երկրաշարժային ազդեցության հաշվարկային պարամետրերը	2—64
Ս. Թ. Հովհաննիսյան, Իրկրամագնիսական դաշտի շափման կետերի բնորոշության մա- սին տեկտոնամագնիսական էֆեկտի որոնման դեպքում	4—70
Լ. Ա. Ղազարյան, Երկրի լիթոսֆարային սալերի դինամիկ երկայնակի ծովածքի մա- սին	4—59
Ա. Գ. Ղազարյան, Իջևանի սինկլինորիումի կելովեյի և օբսիդրոի նստվածքներում ամոնիտների հայտնաբերման մասին (ՀՀ հյուսիս-արևելյան մաս)	1—65
Ի. Ն. Ղազարով, Աղետալի երկրաշարժերի յուրահատկությունները	2—68
Հ. Թ. Մկրտչյան, Լ. Ն. Ջոնրարյան, Յու. Վ. Ասրյան, Օ. Վ. Անախարունյան, Ջրահա- վաք ձագարներ	1—77
Լ. Բ. Նահապետյան, Հայաստանի նորագույն հրաբուխների ռիոլիտային մագմայի ձագման մասին	4—56
Վ. Ս. Սարգսյան, Ա. Թ. Չիրչյան, Ա. Ա. Սարգսյան, Մակերևույթային և ստորերկրյա ջրերի պահպանման համար կիրառվող ջրադինամիկայի որոշ օրինաչափություններ	3—70
Ա. Ա. Վարդանյան, Տ. Բ. Նեչանա, Շիրակի գոգավորության պլեյստոցենի լճա-դետալիին նստվածքներում հայտնաբերված հնեամագնիսական անոմալիան	2—59

ԿԻՏՈՒԹՅԱՆ ԿՈՐՈՒՄՏՆԵՐ

Կուրգեն Կավեյի Թամրազյան	4—75
Նալեծղա Կառապետի Կառապետյան	4—77

СОДЕРЖАНИЕ XLV ТОМА ИЗВЕСТИЙ АКАДЕМИИ НАУК АРМЕНИИ,
НАУКИ О ЗЕМЛЕ

С. Б. Абовян, А. С. Саалян, Е. Г. Харатян, Особенности распределения лития в ультрамафитах офнолитовых зон Малого Кавказа	3—35
Г. М. Авчян, Сжимаемость трещинных пород	2—30
Г. М. Авчян, Скорость распространения упругих волн в анизотропных породах	1—17
С. Ц. Акопян, Г. М. Джагинян, Механизмы очагов сильных землетрясений и динамика плито-блоковой структуры Тавро-Кавказского региона	2—19
Յ. Օ. Ամիրյան, Ա. Ի. Կարապետյան, Ա. Տ. Փարամյան, Рудные формации и пер- спективы развития металлургии в республике Армения	3—3
В. Л. Ананян, Л. А. Араратян, С. В. Григорян, Р. Г. Ревазян, Э. А. Сифраз-	

бекян. О химическом составе атмосферных осадков в зоне Спитакского землетрясения	4—31
М. А. Арутюнян. Особенности скарнообразования участка Абгяз (юго-восточный экзоконтакт Мегринского плутона)	2—21
Г. П. Багдасарян, Р. Х. Гухасян, В. А. Агамян, К. А. Дарбинян, Э. А. Саркисян, М. М. Авоян, К. А. Рашимян. Изотопно-геохронологическое исследование магматических образований области Веленсе (Венгрия)	4—23
В. Р. Бойнагрян. Характер асимметричности гор. Армянского нагорья и ее влияние на развитие их склонов	2—43
Г. Б. Григорян. Об усовершенствовании сети особо охраняемых природных территорий Республики Армения	3—52
В. А. Изумнов, З. Г. Степанян. О погрешностях геохимических режимных наблюдений	3—11
Г. А. Казарян. Кислые вулканиты толентонной серии офиолитовых зон Республики Армения	4—3
А. С. Караханян. Некоторые особенности активной тектоники зоны Спитакского землетрясения 1988 г.	1—3
А. С. Караханян, В. С. Баласанян. Активная динамика зоны Спитакского землетрясения 1988 г.	2—12
К. И. Карапетян, П. Л. Мурадян. Новые данные о центре извержений игнимбрифов бассейна р. Памбак и четвертичных поднятиях Памбакского и Базумского хребтов	1—25
Н. К. Карапетян. Очаг Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 года и механизм его возникновения	4—40
З. К. Мирукян. Позднеюрские фораминиферы из Епокаванского разреза Иджеванского района	3—15
А. К. Матевосян. Оценка амплитудных и временных параметров поляризуемости гетерогенных сред, содержащих сферондальные включения	1—33
С. Р. Оганесян, А. О. Симонян, Д. С. Чиковани. Есковые вариации геомагнитного поля на территории Армении за период 1975—1986 гг.	3—59
Г. П. Тамразян. Некоторые наиболее часто повторяющиеся природные условия возникновения крупномасштабных разрушительных землетрясений и человеческие жертвы за прошедшие столетия (Земля в целом)	2—35
Р. Н. Таян, М. А. Сагиан, Р. Г. Джрбацян. О киммерийском гранитоидном магматизме Мегринского антиклинория	4—13
Г. А. Туманян. Особенности строения и структурного положения Кафанского антиклинория	2—3
Г. А. Ханзатян. К геохимии пограничных отложений перми и триаса Малого Кавказа	1—12
Э. Е. Хачиян. Некоторые аспекты нормирования сейсмостойкого строительства	1—55
Г. А. Ханзатян. О литологических особенностях отложений пермо-триаса разреза Дарашам-2 (НахАССР) и возрасте силлов и штока базальтоидов	3—23

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

А. С. Аванесян, Э. Я. Левен, Е. А. Успенская. Новые данные о келловейских отложениях Кафанского антиклинория (М. Кавказ)	1—59
О. Р. Айрумян. Датчик для измерения переменного электрического поля	4—64
О. Р. Айрумян, С. А. Барышев, А. Р. Матевосян. Анализирующая станция импульсного электромагнитного излучения «Крунк»	4—67
Р. О. Амиян, Л. А. Манукян, В. О. Варданян. Расчетные параметры сейсмического воздействия в городе Ленинакане при Спитакском землетрясении 07.12. 1988 года.	2—64
А. Г. Африкян. К вопросу об уравнивании пространственной сети	2—73
А. Г. Африкян. Некоторые вопросы уравнивания пространственных геодезических сетей	3—74
А. А. Варданян, Т. Б. Чечалова. Палеомагнитная аномалия, обнаруженная в плейстоценовых озерно-аллювиальных отложениях Ширакской котловины	2—59
Л. С. Казарян. О динамическом продольном изгибе литосферных плит Земли	4—74
И. И. Казаров. О вероятном механизме возникновения сильных землетрясений	2—68
С. Г. Казарян. О находках аммонитов из отложений келловей и оксфорда	

Нижневанского синклинория (северо-восточная часть РА)	1—65
<i>Т. Н. Кюрегян.</i> Поиск гидрогеохимические признаки Марцигетского рудного поля	3—65
<i>Т. Н. Кюрегян.</i> Гидрохимическая характеристика прудовых хозяйств Ехегнута	2—56
<i>Г. Р. Мкртчян, Л. Н. Зограбян, Ю. В. Асрян, О. В. Анихатунян.</i> Водосборные воронки	1—77
<i>Л. Б. Назапетян.</i> О происхождении риолитовой магмы новейших вулканов Армении	4—56
<i>С. Р. Оганесян.</i> О выборе пунктов измерения геомагнитного поля при поиске тектономагнитного эффекта	4—76
<i>В. С. Саркисян, А. Ж. Читчян, А. А. Саргсян.</i> Некоторые закономерности гидродинамики, применяемые для охраны поверхностных и подземных вод	3—70
<i>М. Е. Тамашян.</i> О возможности создания подземных газохранилищ на территории Армении	1—73
<i>А. К. Товмасын.</i> Исследование особенностей регистрации взрывов на с/ст «Гарни»	4—62

ПОТЕРИ НАУКИ

<i>Надежда Карапетовна Карапетян</i>	4—77
<i>Гурген Павлович Тамразян</i>	4—75

CONTENTS OF THE XLV VOLUME OF «NNWS OF THE ACADEMY SCIENCES OF ARMENIA, SCIENCES ON THE EARTH»

<i>S. B. Abovian, A. S. Sahakian, E. G. Kharatian.</i> Peculiarities of the lithium distribution in the ultramafites of the Minor Caucasus ophiolite zones	3—35
<i>Sh. H. Amirian, A. I. Karapetian, A. S. Faramazian.</i> The ore formations and the metallurgy development prospects in the Republic Armenia	3—3
<i>V. L. Ananian, L. A. Araratian, S. V. Grigorian, R. H. Revazian, E. A. Safrazbecian.</i> On the chemical composition of atmospheric precipitations in the area of the Spitak earthquake	4—31
<i>H. M. Avchian.</i> The elastic waves spreading velocity in anisotropic rocks	1—47
<i>H. M. Avchian.</i> The fractured rocks compressibility	2—30
<i>G. P. Baghdasarian, R. Kh. Ghukasian, Y. A. Aghamalian, K. A. Darbinian, E. A. Sarkisian, M. M. Avoian, K. A. Rashmadjian.</i> The Velence region (Hungary) matematic formations isotopic geochronological investigations.	4—23
<i>V. R. Boynagrian.</i> The Armenian highland mountains asymmetry character and its influence on their slopes development	2—43
<i>H. A. Ghazarian.</i> Republic Armenia ophiolite zones tholeiitic series acidol volcanies.	4—3
<i>G. B. Grigorian.</i> On the improvement of the Republic Armenia especially protected natural territories network	3—52
<i>S. Ts. Hakopian, G. M. Djaghinian.</i> The Taurus-Caucasus region strong earthquakes foci mechanisms and plate-block structure dynamics	2—48
<i>M. A. Haroutiunian.</i> The Abguiaz area skarn-formation peculiarities (the Meghri pluton south-eastern exocontact)	2—21
<i>S. R. Kovhannisian, A. H. Simonian, D. S. Chikovany.</i> The geomagnetic field secular variations in the Armenia territory during 1975—1986	3—59
<i>V. A. Igunnov, Z. G. Stepanian.</i> On the errors of geochemical regime observations	3—41
<i>A. S. Karakhanian.</i> The Spitak earthquake, 1988, zone active tectonics some peculiarities	1—3
<i>A. S. Karakhanian, V. S. Balasanian.</i> The Spitak earthquake, 1988. zone active dynamics	2—12
<i>H. A. Khanzatian.</i> On the lithological peculiarities of the Darasham—2 section (Nakhichevan ASSR) Upper Permian Lower Triassic sediments and on the basaltic sills and a stoc age	3—23

H. A. Khanzatian. On the Minor Caucasus Permian and Triassic boundary sediments geochemistry	1—12
K. I. Karapetian, P. L. Mouradian. New data on the Pambak river basin ignimbrites eruption center and Pambak and Bazoom mountain ridges Quaternary elevation	1—25
N. K. Karapetian. The Spitak earthquake, december 7, 1988, focus and the mechanism of its origin	4—40
t. E. Khachiyani. Some aspects of antiseismic construction	1—55
Z. K. Marukian. The Idjevan region Yenokavan section Late Jurassic Foraminifera	3—15
A. K. Matevosian. The heterogeneous media with spheroidal inclusions polarizability amplitude and temporal parameters evaluation	1—33
G. P. Tamrazian. The large-scale catastrophic earthquakes some the most frequently recurrented natural conditions and human victims during last centuries (on the Earth as a whole)	2—35
R. N. Tayan, M. A. Satian, R. T. Djrbashian. On the Meghri anticlinorium cimmerician granitoid magmatism	4—13
H. A. Toumanian. The Kaphan anticlinorium structure and structural position peculiarities	2— 3

SHORT REPORTS

A. G. Afrikian. Some problem of the spatial geodesic networks equalizing	3—74
A. G. Afrikian. On the problem of spatial network equalization.	2—73
O. R. Airumian, S. A. Bariishev, A. R. Matevosian. Analisis station «Krynk» of inpulse elutromagnetic radiation	4—67
O. R. Airumian. Sensor for measuring the alternated electric field	4—64
A. S. Avanesian, E. Ya. Leven, E. A. Uspenskaya. New data on the Kaphan anticlinorium (M. Caucasus) Callovian deposits	1—69
S. G. Ghazarian. On the Ammonites discovery in the Callovian and Oxfordian sediments of the Idjevan synclinorium (the RA north-eastern part)	1—65
R. H. Hamasian, L. A. Manukian, V. H. Vardanian. Calculation parameters of the seismic influence in Leninakan during December 7, 1988. Spitak earth-quake	2—64
S. R. Hovhanesian. Choice of the measuring point of geomagnetic field in searching the textomagnetic effect	4—70
A. S. Kazarian. Dynamic longitudinal curve of lithosphere plates of the Earth	4—59
I. N. Kazarov. The catastrophic earthquakes peculiarities	2—68
T. N. Kyureghian. The hydrochemical characteristic of Yeghegnut pond farm	2—56
T. N. Kyureghian. The Martsiguel ore field prospecting hydrogeochemical indications	3—65
H. R. Mkertchian, L. N. Zohrabian, Yu. V. Aserian, O. V. Anakhatunian. Drainage funnels	1— 77
L. B. Nahapetian. Origin of the Liparite magma of newest volcanoes of Armenia	4—56
V. S. Sarkisian, A. Zh. Chitechian, A. A. Sargsian. Hydrodynamics some regularities applying for protecting the surface and underground waters	3—70
M. E. Tanashian. On the possibility of creation the underground gas-holders in the RA territory	1—73
A. K. Tovmasian. Investigation of peculiarities of registration of exposures on the s/station «Garni»	4—62
A. A. Vardanian, T. B. Nechayeva. The paleomagnetic anomaly revealed in the Shirak basin Pleistocene fluvio-lacustrine deposits	2—59

LOSSES OF SCIENCE

Nadezshda Karapetian	4—77
Gurgen Pavel Tamrazian	4—75