ЗИЗИUSULЬ ЗИUPUՊԵՏՈՒԹՅԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱՉԳԱՅԻՆ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ ИЗВЕСТИЯ НАЦИОНАЛЬНОЙ АКАДЕМИИ НАУК РЕСПУБЛИКИ АРМЕНИЯ PROCEEDINGS OF THE NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES OF THE REPUBLIC OF ARMENIA

ISSN 0515-961X

2015

ЧРЅЛЮЗЛЮ СТРИСТИЦИ НАУКИ О ЗЕМЛЕ EARTH SCIENCES

Հանդեսը հիմնադրվել է 1948 թվականին, լույս է տեսնում տարին երեք անգամ հայերեն, ռուսերեն և անգլերեն լեզուներով

> Գլխավոր խմբագիր՝ Ռ.Տ. ՋՐԲԱՇՅԱՆ

Պատասխանատու քարտուղար՝ Ռ.Ս. ՄՈՎՍԵՍՅԱՆ

Խմբագրական կոլեգիա՝ Ա.Վ. ԱՎԱԳՅԱՆ, Ա.Հ. ԱՂԻՆՅԱՆ, Հ.Ռ. ԲԱՂԴԱՍԱՐՅԱՆ, Գ.Ա. ԳԱԲՐԻԵԼՅԱՆՑ, Ս.Վ. ԳՐԻԳՈՐՅԱՆ, Է.Ե. ԽԱՉԻՅԱՆ, Ա.Ս. ԿԱՐԱԽԱՆՅԱՆ, Ս.Մ. ՀՈՎՀԱՆՆԻՍՅԱՆ, Խ.Բ. ՄԵԼԻՔՍԵԹՅԱՆ, Ռ.Լ. ՄԵԼՔՈՆՅԱՆ, Ռ.Տ. ՄԻՐԻՋԱՆՅԱՆ, Ս.Ն. ՆԱՋԱՐԵԹՅԱՆ, Լ.Ջ. ՀՈՎՀԱՆՆԻՍՅԱՆ

> Главный редактор Р.Т. ДЖРБАШЯН

Ответственный секретарь Р.С. МОВСЕСЯН

Редакционная коллегия А.В. АВАГЯН, А.О. АГИНЯН, А.Р. БАГДАСАРЯН, Г.А. ГАБРИЕЛЯНЦ, С.В. ГРИГОРЯН,А.С. КАРАХАНЯН, Х.Б. МЕЛИКСЕТЯН, Р.Л. МЕЛКОНЯН, Р.Т. МИРИДЖАНЯН, С.Н. НАЗАРЕТЯН, С.М. ОГАНЕСЯН, Э.Е. ХАЧИЯН, Л.З. ОГАНЕСЯН

> Editor in Chief R.T. JRBASHYAN

Senior Secretary R.S. MOVSESYAN

Editorial Board

A.V.AVAGYAN, A.H. AGHINYAN, H.R. BAGHDASARYAN, G.A. GABRIELYANTS, S.V. GRIGORYAN, S.M. HOVHANNISIAN, A.S. KARAKHANYAN, E.Y. KHACHIAN, Kh.B. MELIKSETIAN, R.L. MELKONYAN, R.T. MIRIJANYAN, S.N. NAZARETYAN, L.Z. HOVHANNISIAN

 Юч́ршарпіруші hшидій` 0019, Єрішій-19, Մшр2ші Єшпршч́ушір щпп. 24ш Адрес редакции: 0019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24a
 Editorial address: 24a, Marshal Baghramyan ave., Yerevan, 0019, Republic of Armenia E-mail: geoscience @ geology. am Издательство "Гитутюн" НАН РА
 Известия НАН РА, Науки о Земле, 2015

ՀՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԶԳԱՅԻՆ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

ውኮՎ 2

ՀԱՏՈՐ 68

2015

ԲՈՎԱՆԴԱԿՈՒԹՅՈՒՆ

Աղամալյան Վ.Ա. Հախումի զանգվածը որպես Հայաստանի Հյուսիս-Արևել-	
յան մասի հերցինյան բյուրեղային հիմքի ելք	3
Ավագյան Թ.Ա., Ստեփանյան ժ.Հ., Սահակյան Լ.Հ. Որոտան-Գորիս	
դիատոմիտաբեր ավազանի (Հայաստան) դիատոմիտային ապարների	
գիպսաբերությունը	13
Մաթևոսյան Ա.Կ. Բեևռացող երկրաէլեկտրական միջավայրի սկզբնական	
լիցքավորվածության ազդեցության գնահատումը նշանափոփոխական	
գրգռման դեպքում	19
Ավետիսյան Ա.Մ., Բուրմին Վ.Յու., Հովհաննիսյան Հ.Հ., Ղազարյան Կ.Ս.	
Հայաստանի տարածքի սեյսմաբանական ինֆորմացիայի և ելակե-	
տային տվյալների մշակման արդյունքների վերլուծությունն	31
Բաբայան Հ.Ե., Դուրգարյան Ր.Ռ., Առաքելյան Ա.Ռ., Գևորգյան Մ.Ռ.,	
Բաբայան U.Հ., Հովհաննիսյան Գ.Ո. Հայաստանի Հանրապետության	
բնակավայրերի սեյսմիկ ռիսկի գնահատման հիմնահարցերը, առա-	
ջարկվող մեթոդիկան և իրականացման հիմնական փուլերը	44
Իգիթյան Հ.Ա., Գևորգյան Մ.Ռ., Դուրգարյան Ր.Ռ., Բաբայան Հ.Ե. Ակտիվ	
խզվածքների գոտում մերձմակերեսային պատռվածքների հայտնաբե-	
րումը գեոռադարային հանույթի կիրառմամբ (Սյունիք, Հայաստան)	61
Հովհաննիսյան Ս.Ռ., Բոնդար Տ.Ն. Արևային ակտիվությունը և տեկտոնա-	
մագնիսա-կան դաշտը	71
Առաքելյան Ա.Ա. Գետային հոսքի խոցելիության վրա կլիմայի փոփո-	
խության ազդեցության գնահատման մեթոդը Արփա գետի օրինակով	
(Հայաստան)	77
ՀԻՇԱՐԺԱՆ ՏԱՐԵԹՎԵՐ	
	00

Կարապետյան Հովհաննես Տիգրանի (ծննդյան 140-ամյակին)	89
Ջրբաշյան Ռուբեն Տիգրանի (ծննդյան 80-ամյակին)	92

ԳԻՏՈՒԹՅԱՆ ԿՈՐՈՒՍՏՆԵՐ

Ազիզբեկյան Միքայել Սարիբեկի (1935-2015)	95
Աղամալյան Կամո Արշավիրի (1931-2015)	97

СОДЕРЖАНИЕ

Агамалян В.А. Ахумский массив как выход герцинского фундамента СВ части	
Армении	3
Авакян Т.А., Степанян Ж.О., Саакян Л.Г. Гипсоносность диатомитовых пород	
Воротан-Горисского диатомитоносного бассейна (Армения)	13
Матевосян А.К. Оценка влияния исходной заряженности поляризующейся	
геоэлектрической среды при знакопеременном возбуждении	19
Аветисян А.М., Бурмин В.Ю., Оганесян А.О., Казарян К.С. Анализ исходных	
данных и результатов обработки сейсмологической информации на	
территории Армении	31

Бабаян Г.Е., Дургарян Р.Р., Аракелян А.Р., Геворгян М.Р., Бабаян С.Г., Оган-	
нисян Г.В. Проблемы, предлагаемая методика и основные этапы	
реализации оценки сейсмического риска для населенных пунктов Рес-	
публики Армения	44
Игитян А.А., Геворгян М.Р., Дургарян Р.Р., Бабаян Г.Е. Обнаружение	
приповерхностных разрывов в зоне активных разломов с помощью гео-	
радарного профилирования (Сюник, Армения)	61
Отанесян С.Р., Бондарь Т.Н. Солнечная активность и тектомагнитное поле	71
Аракелян А.А. Метод оценки воздействия изменения климата на уязвимость	
речного стока на примере реки Арпа (Армения)	77

ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ

Карапетян Оганес Тигранович (к 140-летию со дня рождения)	89
Джрбашян Рубен Тигранович (к 80-летию со дня рождения)	92

ПОТЕРИ НАУКИ

Азизбекян Микаел Сарибекович (1935-2015)	95
Агамалян Камо Аршавирович (1931-2015)	97

TABLE OF CONTENT

V.A. Aghamalyan The Hakhum mass as a hercynian crystal base protrusion for	
Armenia's North-Eastern part	3
T.A. Avakyan, Zh.O. Stepanyan, L.H. Sahakyan Gypsiferousity of diatomite rocks	
of Vorotan-Goris diatomite-bearing basin	13
A.K. Matevosyan Estimation of starting charging influence of polarized	
geoelectrical medium under different-polar irritation	19
A.M. Avetisyan, V.Yu. Burmin, H.H. Hovhanisyan, K.S. Kazaryan Analysis of the	
initial data and results of processing of seismological information of the	
territory of Armenia	31
H.E.Babayan, R.R.Durgaryan, A.R.Arakelyan, M.R.Gevorgyan, S.E.Babayan,	
G.V.Hovhannisvan The problems, proposed technique, and main implement-	
tation stages of seismic risk assessment for settlements in the Republic of	
Armenia	44
HA Joitvan, M.R. Gevorgvan, R.R. Durgarvan, H.Y. Bahavan, Detection of	
surface discontinuities in the zone of active faults by using the GPR survey	
(Svinik Armenia)	61
S B Hoyhannisyan' T N Bondar" The sup activity and the tectonomagnetic	01
field	71
A A . Arakelvan Climate change impact assessment method on river flow vulnera-	
bility on the example of Arna river	77
binty on the example of hipa fiver	
MEMORABLE DATES	
Hovhannes Tigran Karapetyan (to the 140th anniversary)	89
Ruben Tigran Jrbashyan (to the 80th anniversary)	92

LOSSES OF SCIENCE

Michael Saribek Azizbekyan	(1935-2015)	95
Kamo Arshavir Aghamalyan	(1931-2015)	97

АХУМСКИЙ МАССИВ КАК ВЫХОД ГЕРЦИНСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА СВ ЧАСТИ АРМЕНИИ

© 2015 г. В.А. Агамалян,

Институт геологических наук НАН РА, 0019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна 24а, Поступила 18.07.2015 г.

Ахумский массив является выступом герцинского кристаллического фундамента Армении, который обнажается из-под юрских отложений в ядре Бердского антиклинориума. В статье впервые публикуются детальная геолого-петрографическая карта, разрезы и стратиграфическая колонка расчленения Ахумского кристаллического массива, дается подробное геологическое и литологическое описание метаморфических образований, приведены данные изотопных определоений палеозойского возраста сланцев фундамента по совпадающим данным изохронного Rb/Sr =297±3 М.а. и K/Ar=300±10 М.а.

Определений.

Территория Армении была сформирована в верхнемеловое время в результате коллизии и акреции Перигондванского Киммерийского континента на докембрийском фундаменте и южной периферии Евразии, представленной Сомхето-Карабахской зоной с герцинским фундаментом (Агамалян и др., 2012). На территории Армении палеозойские метаморфические коплексы слагают кристаллический фундамент Сомхето-Карабахской островодужной структуры. В ядре Бердской антиклинали обнажаются палеозойские кристаллические сланцы в виде Ахумского массива из-под трансгрессивно перекрывающей терригенно-аспидной формации тоара-аалена и в Азербайджане по реке Асрик из-под конгломератов геттанга-синемюра (Т.А.Гасанов, 1954). Актуальность публикации данной статьи заключается в том, что эти данные до сих пор не были опубликованы и существовали лишь в рукописном виде (Агамалян и др, 1976; Агамалян, 1998), поэтому еще встречаются высказываниа о докембрийском фундаменте Сомхето-Карабахской зоны. На территории Грузии герцинский кристаллический фундамент обнажается на Локском, Храмском и Дзирульском массивах, а также слагает ядро антиклинория Большого Кавказа (Горохов и др., 1978)^{*}. В аллохтонном залегании герцинские метаморфические породы местами обнажаются в составе офиолитового меланжа в Амасии (Меликсетян, 1984) и на Зодском перевале (Агамалян и др., 1996).

Геологическое строение Ахумского массива

Ахумский массив представляет собой небольшой выступ кристаллического основания центральной части Сомхето-Карабахской структурноформационной зоны Малого Кавказа в ядре Бердского антиклинория. Ахум-

^{*} От редакции. Многочисленные опубликованные данные последних лет по геологии и изотопной датировке, к сожалению, автором на использованы.

ский массив имеет площадь 3 кв.км, вытянут в юго-восточном направлении на 5,5 км при ширине от I.0 км до 0,2 км. Геолого-петрографическая карта Ахумского массива приводится на рис. 1, а разрезы - на рис.2. Выход кристаллических сланцев непрерывно прослеживается по северному склону Миапорского (Мургузского) хребта, к югу от г.Митхет (2144.0 м), от кочевки Бостанчитала через г.Ковасар (Инакдаг, 2320.2м) в ЮВ направлении вкрест водораздела и по ущелью р.Ахум.



Рис.1. Геолого-петрографическая карта Ахумского массива.

Условные обозначения: (1-2) Четвертичная система: 1-аллювиальные отложения; 2-отложения раннечетвертичных террас: галечник и суглинки (3-6) Юрская система; 3-верхний байос: потоки и автомагматические брекчии кварцевых андезитов; 4-средний байос: базальтышаровые спилиты и вариолиты. (5-6)Тоар-аален: 5-миндалекаменные спилиты базальтового состава (мандельштейны); 6-аспидные аргиллиты и алевролиты с прослоями слюдистых песчаников, базальные конгломераты. (7-10) Средний карбон (изотопный) (297 Ma,Rb/Sr); 7-метаофиолитовая свита: метабазальтовые альбит-эпидот-амфиболовые, метабазальты с линзой метапироксенита; 8-свита графитоносных кварц-серицитовых сланцев; 9-свита кварц-мусковитовых сланцев; 10 - свита кварц-альбит-мусковитовых плагиогнейсов. (11-15) Интрузивные и субвулканические породы: 11-Среднеюрские: дайки диоритов и диабазов; 12-Верхний байос, плагиограниты; 13-Верхний байос, кварцевые плагиориолиты; 14-Палеозой, жилы гнейсовидных лейкократовых плагиогранитов; 15- Палеозой, тальк-серпентинтремолитовые апопироксениты.

В тектоническом отношении Ахумский кристаллический массив располагается в сводовой части Бердского антиклинория и приурочен к фронтальной части крупного надвига северного склона Миапорского хребта. По указанному надвигу кристаллические сланцы палеозоя надвинуты к СВ-у на аргиллиты и алевролиты лейаса. Выступ кристаллических сланцев с обеих сторон окаймляется терригенными отложениями аспидной толщи тоарааалена, которые стратиграфически несогласно залегают на размытой поверхности кристаллических сланцев со следами коры выветривания. Кристаллические сланцы интенсивно дислоцированы в узкие стрельчатые изоклинальные складки, вплоть до мелкой плойчатости и стебельчатости с выдержанным склонением шарниров складок и линейности на северо-запад. Кристаллический комплекс сложен светло-серыми кварц-мусковитовыми и зеленовато-серыми средне-мелкозернистыми кварц-хлорит-мусковитовыми кристаллосланцами, белыми и зеленоватыми более крупнозернистыми мусковит-альбит-кварцевыми плагиогнейсами лептитового типа, черными и темно-серыми углистыми мусковит-кварцевыми кристаллосланцами с хлоритом и биотитом, с небольшой ролью метавулканомиктовых серозеленых и зеленых кварц-мусковит-хлоритовых сланцев, метавулканогенных желто-зеленых эпидот-актинолитовых порфиритоидов и кварц-оттрелитмусковитовых спанцев.

Метавулканиты содержат рассланцованные линзы ультрамафита тальксерпентин-тремолитового состава докинематического характера и секутся жилообразными телами красных гнейсовидных лейкократовых плагиогранитов. Песчано-глинистые (аспидные) отложения лейаса залегают на размытой поверхности кристаллических сланцев. Они переслаиваются с синхронными маломощными потоками лав коричнево-серых толеитовых базальтов миндалекаменного сложения (мандельштейны) и согласно шаровыми спилитами-вариолитами перекрываются с межшаровыми гиалокластитами, содержащими в цементе радиолярии. Стратиграфические контакты сохранились лишь в некоторых участках, тогда как во многих участках контакты метаморфического комплекса с перекрывающими отложениями юрского чехла сорваны последующими тектоническими подвижками. Стратиграфические контакты наблюдаются, например, по ручью Карнут в 20 м вверх по течению от места его впадения в р.Ахум, где черные графитоносные кристаллические сланцы несогласно перекрываются светло-серыми гравелитами лейаса с обломками кристаллических сланцев и кварцитов, которые согласно сменяются кверху темно-серыми мягкими алевролитами. Далее на протяжении 250 м вверх по дну ручья Карнут разрез лейаса представлен чередованием черных аргиллитов и серых песчаников, которые содержат потоки темно-серых миндалекаменных афировых базальтов (мандельштейнов) и зеленых вариолитовых спилитов мощностью 50-70м. Этим подтверждается также мнение о литофациальном замещении терригенно-аспидной формации лейаса "нижними порфиритами" (Асланян, 1958). В то же время почти весь южный контакт кристаллосланцевого комплекса от поймы р.Ахум до коч. Арчикохер представлен близширотной зоной дробления и гидротермального изменения, в полосе которой как метаморфические сланцы, так и терригенно-аспидные отложения и переслаивающие миндалекаменные лейаса ИХ базальты перемяты. раздроблены и осветлены. На их стыке размещены внедрения кварцевых риолитов и серии диабазовых даек. Ряд тектоических нарушений проходит как по контакту сланцев, так и в пределах юрских отложений.



Рис. 2. Геолого-петрографические разрезы Ахумского массива. Условные обозначения см. рис. 1.

По результатам детального картирования большинство этих нарушений имеет юго-западное падение, хотя наблюдаются также разрывы северо-восточного падения. По разрезу, составленному нами вверх по ручью Арчикохер (разрез IV-IV, рис. 2), кристаллический комплекс Ахумского массива надвинут к северу на мандельштейны и аргиллиты юры, что явствует из элементов залегания зоны дробления. Среди нижнеюрских осадочных отложений ущелья р.Ахум локализованы небольшие плутонические тела зеленокаменно-измененных меланократовых уралитизированных оливиновых габбро и габбро-диабазов. Кристаллические сланцы фундамента и отложения лейаса прорываются и перекрываются в ущелье р.Ахум среднеюрскими эксплозивными брекчиями кварцевых андезитов и андезитодацитов зеленого цвета (кварцевые плагиориолиты) и экструзивными телами кварцевых плагиориолитов, образующих дайкообразные и штокообразные тела. Кроме того, породы секутся серией даек афировых и полифировых диабазов с сульфидно-баритовыми включениями. Зоны дробления разломов послужили путями для внедрения и излияния лав, экструзий, даек и эксплозивных брекчий, по которым циркулировали гидротермальные и рудоносные растворы. Гидротермальная переработка кристаллических сланцев фундамента, песчаников, алевролитов и мандельштейнов лейаса и средне-кислых вулканитов байоса привела к развитию различных фаций вторичных кварцитов, окрашенных с поверхности в желто-бурые тона, с одновременной пропилитизацией основных вулканитов.

Указанные зоны дроблений и метасоматоза, развитые в непосредственном контакте или внутри кристаллических сланцев, послужили вместилищем для локализации большого числа медно-полиметаллических рудопроявлений ущелья р.Ахум (Тонири-дзор, Мадани-дзор, Хануми-дзор, Карагидзор, Арчикохер и др.). Это обусловлено благоприятным сочетанием хрупких сланцев фундамента, имеющих подходящий для рудоотложения кислый состав, трубок эксплозивных брекчий и экструзий кварцевых андезито-дацитов, даек и штоков кварцевых плагиориолитов и диабазов, послуживших подводящими каналами для подъема гидротерм и рудоносных растворов и малопроницаемого экрана, сложенного из аспидных сланцев аргиллитов лейаса, способствующего скоплению и отложению руд под ним. В то же время наблюдаются отчетливые пластовые, силлообразные и линзовидные экструзивные внедрения шаровых спилитов, локализованных по стыкам пород метаморфического комплекса и терригенно-аспидной толщи лейаса, а также внедренных в аспидную толщу. Стратифицированное залегание толщи шаровых спилитов - вариолитов закартировано нами вниз по течению р.Ахум. По подошве спилитовой толщи наблюдаются шары базальтов (спилитов), погруженные в аргиллит, а межшаровые угловатые промежутки в спилитовой толще заполнены гиалокластитом, сцементированным несколько покрасневшим аргиллитом, содержащим панцири радиолярий.

Относительно возраста кристаллических сланцев Ахумского массива существовали две точки зрения. Большинство исследователей считали их доюрским в качестве выступа кристаллического фундамента докембрийского или нижнепалеозойского возраста (Цамерян, Аванесян, 1949; Паффенгольц, 1959). Другие исследователи считали их юрскими, образованными за счет локального метаморфизма аспидно-терригенной формации лейаса (Ситковский, 1936), тем самым отрицая наличие здесь выступа кристаллического фундамента. Вторая точка зрения опиралась на близость вещественного состава кристаллических сланцев и глинистых отложений лейаса, на интенсивные тектонические дислокации на участке выхода кристаллических сланцев Ахумского массива и их тесное переплетение в зоне надвига, местами с более высоким гипсометрическим положением кристалличских сланцев по отношению к породам юры. По кристаллическим сланцам Ахумского массива в Лаборатории изотопной геологии ИГН НАН РА была получена четкая рубидий-стронциевая изохрона, соответствующая возрасту 297±3 М.а., совпадающая с значениями возраста, полученными по кали-аргоновым определениям, равным 300±10 М.а. (Багдасарян и др., 1978). Приведенные изотопные определения возраста можно интерпретировать как свидетельство герцинского возраста метаморфизма и консолидации фундамента Сомхето-Карабахской структурно-формационной зоны. Этим фактом подтверждается доюрский, палеозойский (средний карбон) возраст фундамента Сомхето-Карабахской зоны и опровергается отнесение его к байкальскому фундаменту. Отсюда вытекает, что фундамент Сомхето-Карабахской зоны принадлежит к основанию эпигерцинской Скифской плиты, относимой к южному сочленению Восточно-Европейской платформы (Агамалян и др., 1982).

Стратиграфия и литология сланцевой толщи Ахумского массива По результатам проведенных нами детального картирования и петрологических исследований, сланцевый комплекс Ахумского массива подразделяется на 4 свиты общей мощностью порядка 1.0 км. Последовательность выделенных свит снизу вверх следующая: свита микрогнейсов, свита кварц-мусковитовьх сланцев, свита графитоносных кварц-слюдяных сланцев и метаофиолитовая свита метабазальтов и ультрамафитов. Распределение указанных свит по площади приведено на геолого-петрографической карте (рис.1), их последовательность по четырем пересечениям приведена на геологопетрографических разрезах рис.2, а обобщенная стратиграфическая колонка приведена на рис.3.

С в и т а м и к р о г н е й с о в залегает в основании разреза сланцевого комплекса и развита преимущественно на левом борту ущ.р.Ахум от поймы на северо-запад до подножья г.Ковасар.

Представлена стебельчатыми полосчато-кристаллическими породами желтовато-серого до серо-зеленого цвета. В поперечном сечении порода имеет вид среза охапки стеблей растений, а в продольном – имеет параллельно-полосчатый облик. Невооруженным глазом заметны сегрегации альбита и кварца, огибаемые мелкочешуйчатыми полосами мусковита и хлорита. Нередко последние приобретают темно-серую окраску из-за примеси углистого вещества. В породах наблюдается отчетливая линейность СЗ и ЮВ склонения, а падение сланцеватости крутое на ЮЗ и СВ под углами 50-80°. Развит четкий поперечный кливаж вкрест линейности. Свита довольно однородна, вулканомиктовые, либо известковые слои отсутствуют. Мощность 350 м.



Рис.3. Стратиграфическая колонка Ахумского массива

2. С в и т а м у с к о в и т - к в а р ц е в ы х с л а н ц е в согласно лежит на микрогнейсах без признаков размыва, либо срезания слоев. Она дислоцирована в едином плане и в одинаковой степени с подстилающей свитой. Породы представлены серыми и светло-серыми мусковит-кварцевыми кристаллическими сланцами. Они развиты преимущественно на правом борту ущелья р.Ахум в 500 м к востоку от поймы реки до кочевки Арчикохер на протяжении до 2 км, а также обнажаются на обоих склонах гребня г.Инак. Мощность 250 м.

3. С в и та у глисто-графитоносных сланце в. Сложена свита темно-серыми и черными кварц-слюдистыми сланцами. Некоторые участки обогащены углистым веществом, которые могут представить интерес в качестве шунгита. Черные сланцы этой свиты залегают также на ЮЗ склоне г.Инак. Мощность 120 м.

4. М е т а о ф и о л и т о в а я с в и т а обнажается на небольшом узком гребне на середине левого борта ущелья р.Ахум, к 3-С3 от кочевки Хануми дзор. Она в средней части содержит узкую длинную линзу крупнозернистой ультрамафитовой тальк-серпентин-тремолитовой породы буровато-светлосерой окраски. Линза имеет мощность 20 м и 240 м в длину. Состоит из крупных радиально-шестоватых кристаллов желтовато-серого тремолита размером до 5 см, с примесью чешуек жирного на ощупь талька, зеленоватого серпентина и бурого землистого карбоната. Ультрамафитовая линза окружена альбит-эпидот-актинолитовыми и кварц-альбит-хлоритовыми сланцами (порфиритоидами) желто-зеленого цвета и кварц-серицит-оттрелитовыми сланцами зеленого цвета. Ультрамафиты и окружающие метавулканитовые сланцы образуют единую линзу, вытянутую по сланцеватости вмещающих кварц-слюдяных сланцев и в плане имеют размеры 900х300 м. В отличие кварц-слюдяных сланцев метавулканиты, ОТ хотя И метаморфизованы в той же фации, однако рассланцованы в меньшей степени, без линейности и плойчатости и характеризуются тонкоплитчатой сланцеватой текстурой. По геологическим построениям с учетом элементов залегания линза офиолитов имеет синформное строение и наложена на общую антиклинальную структуру сланцевого комплекса (рис.1, 2). Этот вывод основан также на том, что офиолиты наложены на разные свиты слацевого комплекса – их контур срезает контакт микрогнейсов и мусковиткварцевых сланцев (рис.1). Сохранившаяся от размыва видимая мощность метаофиолитовой свиты (пластины?) составляет 120 м.

Асрикгетский массив

Кристаллические сланцы, слагающие Асрикский выход, аналогичны ахумским. Они обнажаются в русле реки и на левом борту ущелья р.Асрик, к северу от села Беюк-Кишлаг до подножья горы Шамлык, в 30 км к юговостоку от Ахумского массива (рис.4) на территории Азербайджана. Сланцы смяты в стрельчатые изоклинальные складки юго-восточного падения по аз.40<45° с линейностью восточного погружения под



Рис. 4. Зарисовка левого берега р.Асрик у с.Беюк-кишлаг. <u>Условные обозначения.</u> 1–Тоар-аален, аспидные аргиллиты с прослоями слюдистых песчаников. 2-Геттанг-плинсбах, конгломераты полимиктовые.(3-6) Герцинский кристаллический фундамент: 3- альбит-хлоритовые метавулканитовые сланцы; 4-графитоносные кварц-серицитовые сланцы;5-мусковит-хлоритовые сланцы; 6-плагиогнейсы кварц-плагиоклаз-мусковитовые.

пологими углами по аз.90-100°> 20-25°. На размытой поверхности сланцев на северной окраине с.Беюк-Кишлаг залегает толща.конгломератов и гравелитов нижней юры геттанга, синемюра (Т.Гасанов, 1954), которые среднекрупногалечные, неясно-слоистые с хорошо окатанными гальками и валунами серых кварцевых риолитов, риолитов и черных кварцитов и плохо окатанными обломками метаморфических сланцев. К северу конгломераты выклиниваются и толща сланцев несогласно перекрывается аспиднотерригенной толщей темноокрашенных алевролитов и аргиллитов лейаса с прослоями серых слюдистых песчаников и гравелитов пологого северо-западного падения по аз.320<15°, обратно падению подстилающих кристаллических сланцев. Сланцевая толща палеозоя представлена в нижней части темно-серыми и зеленовато-серыми альбит-кварц-мусковитовыми микрогнейсами, светло-серыми и зеленоватыми кварц-серицитовыми сланцами, а в верхней части представлена черными углисто-графитовыми мусковиткварцевыми кристаллическими сланцами с белыми кварцитовыми прослоями, придающими им полосчатый облик. У кровли сланцевой толщи на окраине с.Беюк-Кишлаг залегают зеленые метавулканитовые кварцальбит-хлоритовые сланцы - метабазальты. Разрез сланцевой толизи Асрикгетского выхода герцинского фундамента аналогична разрезу сланцевого комплекса Ахумского массива.

ЛИТЕРАТУРА

- Агамалян В.А., Саркисян О.А., Лорсабян Т.К., Исраелян А.Г. Основные тектонические единицы Армении. Уч. Записки Ер. Гос-унта, Геология и география, 2012, No 1, с. 1-12.
- Агамалян В.А., Азарян Н.Р., Мандалян Р.А., Мелконян Р.Л., Мурадян К.М., Налбандян Э.М., Пароникян В.О., Петросов И.Х., Цамерян П.П. Особенности геологического строения и рудоносность Шамшадинского рудного района (Заключительный отчет). Ереван: Фонды "Армгеолфонд" и ИГН НАН РА, 1976, 380 с.
- Агамалян В.А., Асланян А.Т., Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х. Области ассинтской и герцинской консолидации в кристаллическом основании структурно-формационных зон территории Армянской ССР. Матер.Кавказского Междунар.симпозиума Проекта № 5 ПГК, М., 1982, с.15-16.
- **Агамалян В.А**. Кристаллический фундамент .Армении. Докторская диссертация..ВАК Армении. 1998. Ереван, 1998, 650 с.
- Асланян А.Т. Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958,430с.
- Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х., Казарян К.Б. Сравнительное изучение возраста древних метаморфических сланцев бассейна р.Ахум (Армянская ССР) К-Аг и Rb-Sr методами. Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы. XIX сессия. М.: Наука, 1978, с. 47-56.
- Гасанов Т.А. Нижнеюрская фауна в верховьях р.Асрик-чай.ДАН Аз.ССР,1954,№1с.29-33.
- Горохов И.М., Рубинштейн М.М., Кутявин Э.П., Варшавская З.С. Применеие Rb/Sr метода для датирования некоторых домезозойских пород Грузии.В кн. Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы. XIX сессия. М.: Изд. "Наука", 1978, с. 26-33.
- Меликсетян Б.М., Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х. Изотопно-геохимические и геохронологические исследования эклогит-амфиболитов, ассоциирующих с офиолитами Севан-Амасийского пояса (Амасийский массив). Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1984, т. 37, № I, с. 3-22.

Паффенгольц К.Н. Геологический очерк Кавказа // Изд. АН АрмССР, 1959, 506 с.

- Ситковский И.Н. Отчет по геолого-поисковым работам в Казахо-Таузском, Шамшадинском и Нузгерском районах в 1935 году. Закавказский геологический трест Н.К.Т.П. СССР, Союзгеология. Тбилиси, 1935. 174 с.
- Цамерян П.П., Аванесян С.И. О возрасте метаморфических сланцев северного склона хребта Мургуз (Армения). Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1949, с. 215-216.

Рецензент Р. Мелконян

ՀԱԽՈՒՄԻ ԶԱՆԳՎԱԾԸ ՈՐՊԵՍ ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՀՅՈՒՍԻՍ-ԱՐԵՎԵԼՅԱՆ ՄԱՍԻ ՀԵՐՑԻՆՅԱՆ ԲՅՈՒՐԵՂԱՅԻՆ ՀԻՄՔԻ ԵԼՔ

Ամփոփում

Հախումի զանգվածը հանդիսանում է Հայաստանի հերցինյան բյուրեղային հիմքի ելուստը, որը մերկանում է Բերդի անտիկլինորիումի միջուկում ստորին յուրայի հասակի նստվածքների տակից։ Հոդվածում առաջին անգամ հրատարակվում են Հախումի բյուրեղային զանգվածի մանրամասն երկրաբանական-պետրոգրաֆիական քարտեզը, նրա կտրվածքները և ստորաբաժանման ստրատիգրաֆիական սանդղակը և բերվում են պալեոզոյի մետամորֆային թերթաքարերի մանրամասն երկրաբանական և լիթոլոգիական նկարագրությունը և նրանց պալեոզոյան հասակի որոշման ռադիոլոգիական տվյալները իզոքրոն Rb/Sr= 297±3 M.a., և K/Ar=300±10 M.a. մեծությունները։

THE HAKHUM MASS AS A HERCYNIAN CRYSTAL BASE SALIENT FOR ARMENIA'S NORTH-EASTERN PART

V. A. Aghamalyan

Abstract

The Hakhum mass is the Hercynian crystal basement prominence of Armenia which uncovers itself in the nucleus of Berd anticlinorium under the lower Jura age sediments. For the first time the detailed geo-petrographic map of Hakhum crystal mass, its cuts, and the stratigraphic scale of the subdivisions is being presented in the article. The detailed geological and lythological descriptions of paleozoic metamorphic slates, their radiologic data isochron Rb/Sr=297±3 M.a., u K/Ar=300±10 M.a. magnitude of paleozoic age determination are also being shown.

ГИПСОНОСНОСТЬ ДИАТОМИТОВЫХ ПОРОД ВОРОТАН-ГОРИССКОГО ДИАТОМИТОНОСНОГО БАССЕЙНА

© 2015 г. Т.А. Авакян, Ж.О. Степанян, Л.Г. Саакян

Институт геологических наук НАН РА 0019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения Поступила в редакцию 13.03.2015г.

На основании лито-стратиграфических, минералогических рентгеноструктурных данных и изучении диатомовых водорослей в Воротан-Горисском диатомитоносном бассейне выделены (по генезису) разные типы гипсоносных отложении (первичные, вторичные), а также морфологические разновидности гипсов. Наличие гипсовых образований позволяет сказать, что в истории развития диатомитоностного бассейна в различные промежутки времени верхнеплиоцен-четвертичного периода в некоторых частях бассейна существовал мелководный солоноводный режим.

Исследованиями последних лет в Воротан-Горисском диатомитоносном бассейне выявлены гипсовые скопления. Приурочены они к лито-стратиграфическим разрезам (рис.1) бассейна, сложенным чередованием диатомитов и их разновидностей с вулканическими и вулканогенно-осадочными образованиями (Авакян, 1974). Гипс, водная сернокислая соль кальция, наблюдается в виде горизонтальных слоев (5-10см), прослоев (2-3см), прожилков (0.5-1см), пленок и т.д. Как известно, формирование гипса происходит в начальных стадиях испарения в аридных условиях при небольших температурах и давлениях, в период, когда концентрация других солей еще весьма низкая. Далее при осолонении бассейна происходило осаждение более растворимых солей, например, галита, мирабилита и др. Морфологически гипс в исследуемом бассейне представлен кристаллическими (превалирующая форма), волокнистыми, восковидными, порошкообразными, зернистыми разностями. Известны участки, где одновременно встречаются две разности. Так, на участке Сисиан, Брнакот, Воротан, Шамб можно наблюдать как зернистые разности окаймляются волокнистыми. Размеры кристаллов при хорошо развитых гранях, колеблются от 0.3 до 7-8см (рис. 2, с). Нередки сростки кристаллов, напоминающие хвост ласточки. Это явление особенно характерно для участка Толорс, Брнакот и др. Во всех образцах гипса, взятых из разных частей бассейна (таблица 1), оптические константы таковы: Nm приблизительно равно Np и ниже 1.53, а Ng приближается к 1.53. Угол угасания варьирует от 22-25° до 33-37°.

Удлинение волокон отрицательное. На рентгенограммах (рис. 3) кристаллов гипса были зарегистрированы отражения, идентификация которых позволила подтвердить наличие гипса d/n-7.60, 4.28, 3.80, 3.07. Надо отметить, что интенсивность последних рефлексов большая и характерна для ангидрита. Местами гипс в присутствии воды переходит в полугидрат

Durana Mac	Наименование пород		продолжение
ЛИТОЛОГИЯ ВО	Паименование пород	3.0	Диатомит песчанистый, серого цвета.
30-35 30-35 30-35	Базальтический андезит, серого цвета	<u>x</u> x - x 1.5 x - x - x 2.0 <u>x - x - x 2.0</u> <u>x - x - x 2.0</u> x - x - x 2.0 x - x - x - x - x 2.0 x - x - x - x - x 2.0 x - x - x - x - x - x 2.0 x - x - x - x - x - x - x - x - x - x -	Циатомит серовато-белого цвета, плотный с обильной микрофлорой, Вупканический песок с пемзовыми обломками размером от тым-до Ссм, Диатомит белого цвета, черечующийся с пепловыми прослойками мощ. 10см. Пиатомит совраго-белого цвета, плотный. Иматомит окерезненный серого цвета. Вулканический песок мелкозернистый серого цвета.
2 ×-×-×	Диатомитовая глина с прослойками (10-20см) песка	<u>*- * - * 3.0</u> n · n · n · n 1.5	Диатомитовая глина песчанистая с прослоями (20см) ожелезненного песчаника.
	Диатомитовая брекчия огипсованная, с гнездами, линзами диатомита, вулканического песка. В основной массе брекчии преобладают пепловый	= = = = = = = = = = = = = = = = = = =	Диатомит с гидрокислами железа. Диатомит глинистый, плотный, светло-серого цвета.
	или песчанистыи материал.	$ \begin{array}{c c} $	Диатомит глинистый, серого цвета с прослойками диатомита и ожелезненного песчаника.
* - * - * - * - * - * - * - * - * - * -	Диатомит белого цвета, огипсованный. Имеются маломощные (10-15см) прослойки мелкозернистого песка.	≈— ≈ — ≈ 2.0 ≈— ≈ — ≈ 2.0 ≈— ≈ — ≈ 2.0 ≈— ≈ = 12 ≈ = 12 ∞ = 1	Диатомит глинисто- песчанистый, тонкослоистый, серого цвета. Диатомит серовато-белого цвета, с обильной флорой. Диатомит глинистыи, плотный темно-серого цвета. Лиатомитовая орекчия серовато-белого цвета с обломками трахита.андезита.дацита. Никатомическии нески следие мериозеронистыи, света с обломками трахита.андезита.дацита.
25-30	Базальтический андезит темно-серого цвета	w w 1.5 w w 0.5 w w 0.5 w w 0.7 w w w w w w	Пиатомитовая орекция серовато-оелого цвета с обломками обсидиана, базальта, туфа, Диатомит серовато-белого цвета, плотный с богатой макро-флорой. Диатомит глинистый от серовато-белого до бурого цвета, местами пропитан Ca.Fe. Диатомитовая брекчия серовато-белого цвета с обломками обсидиана, базпаьта, туфа. Вулканический лесок средне и мелкозернистый, светло серого цвета. Диатомит пепловый, белого цвета.
* * * * * * * * * * 10-12	Диатомит белого цвета местами ожелезненный, огипсованный. Гипс представлен тонкими прожилками и пленками.	<u>* * * 3.5</u> <u>* * * * 3.5</u> 5.0 - * - * -	Вулканический песок средне и мелкозернистый, светло серого цвета. Диатомитовая глина светло-серого цвета с багатой микрофлорой. Песок мелкозернистый, пепловый. Содержит единичные гальки и волуны эффузивных и интрузивных пород.
$ \begin{array}{c} $	Песок пемзовый грубозернистый, серого цвета. Диатомит глинистый, серовато-белого цвета, огипсованный: по сравнению с предыдущим слоем огипсованность более значительная	= = = = = = = = = = = = = = = = = = =	Диатомовая глина серого цвета с богатой флорой.
$ \begin{array}{c} - & - & - & - \\ & & - & - & - & - \\ \hline & & - & - & - & - & - \\ \hline & & & - & - & - & - \\ & & & - & - & - & - \\ & & & - & - & - & - & - \\ \end{array} $ $ \begin{array}{c} - & & - & - & - & - \\ - & & - & - & - & - & - \\ & & & - & - & - & - & - \\ \end{array} $	Диатомит глинистый, серовато-белого цвета, огипсованный: гипс в виде тонких (1-2см) прожилков. Песок пемзовый грубозернистый, серого цвета. Диатомитовая глина раздробленная, светло-желтого цвета. Диатомит глинистый, светло серого цвета, богатый микрофлорой.		

Рис. 1. Лито-стратиграфический разрез диатомитовых пород в районе уч. Шамб.

кальция (CaSO₄ 0.5H₂O). Подобные явления наблюдаются в разных частях бассейне, где развиты гипсовые отложения. Часто в пластах гипса в виде прослоев и прожилков присутствует ангидрит. Эти минералы легко различими даже в полевых условиях. Ангидрит отличается от гипса большей твердостью (тв. 3-3.5), а твердость гипса 1.5-2.0 (чертится ногтем). В Воротан-Горисском диатомитоносном бассейне гипс представлен двумя генерациями: первичной и вторичной. Первичный гипс связан непосредственно с отложением диатомитовых пород.

Присутствие первичного гипса, в частности, кристаллических слоев (рис. 2, б) является свидетельством того, что в определенные отрезки времени в диатомитоносном бассейне был режим мелководной солоноватой лагуны. Кристаллы гипса характерны для разрезов диатомитовой толщи в районе сс. Брнакот, Воротан, Толорс, Шамб.

Наличие такого режима в бассейне подтверждается присутствием ряда солоноватоводных диатомовых форм как Navicula elegans, Nitzshia spectabilis, Coscinodiscus, Cyclotella Comta varpliaconica. Необходимо отметить, что в период вулканической активности в озеро поступали пепло-пемзовотуфовый материал и продукты фумарольно-сольфатарной деятельности. В такие периоды физико-химическая среда становилась щелочной и была благоприятна для образования гипса, соды и борных минералов (Игнатьева, Рагожин, 1971).



Рис. 2. а) горизонтальные прожилки (первичный гипс) у с. Уз; б) вертикальные прожилки (вторичный гипс), там же; с) кристалл гипса.

По нашим данным в разрезах диатомитовой толщи (уч. Воротан, Иримис и др.), где много пепло-туфового материала, щелочность повышается до 8.4%; в других случаях щелочность едва достигает 2.3%. На связь образования гипса с вулканической деятельностью было обращено внимание Р.Т. Джрбашяна и др. (2005). На примере вулканических конусов Авана и Кармратара авторы пришли к выводу о том, что образование гипса связано с фумарольной деятельностью вулканов. Аналогичные явления наблюдаются на Камчатке - вулканы Авача, Шевелуч и др. (Набоко, 1959), где образование чистых кристаллов гипса происходит в заключительную стадию сольфатарной и фумарольвой активности.

Таблица 1

Элемен N проб	5 ^{1T} SiO2	Al2O3	TiO ₂	Fe2O3	FeO	CaO	MgO	CO ₂	P2O5	MnO	Na2O	K2O	SO ₃	H2O	n.n.n.	сумма
10/3	4.56	1.71	не. обн	0.32	0.17	30.66	0.72	1.40	0.07	0.02	0.3	0.2	41.52	15.22	3.34	100.21
10/4	1.38	0.85	не. обн	0.02	0.17	32.69	0.53	1.05	0.05	0.02	0.3	0.1	43.39	15.92	3.73	100.20
Г	4.31	1.51	0.1	1.05	0.14	33.04	0.6	1.23	0.16	0.1	0.6	0.2	42.82	14.4	0.04	100.25

Химический состав гипсов

Анализы выполнены в химической лаборатории ИГН. Аналитик С.Мкртчян.

Вторичное образование гипса связано с экзогенными процессами, а именно с гидратацией первоначально отложенного безводного сульфата кальция грунтовыми водами. Отметим, что вторичный гипс имеет вертикальное или почти вертикальные простирание (рис. 2, а), пересекая горизонтально залегающие пласты. Отмеченные гипсовые образования ожелезнены и сцементированы глинисто-песчанистым, местами карбонатным материалом. Необходимо отметить, что гидратация безводного сульфата кальция, по Бетехтину (1950), происходит на глубине 100-150м. Этот процес сопровождается сильным увеличением объема (до 30%) и потому в залегании гипсоносных толщ наблюдаются многочисленные нарушения.



Рис. 3. Рентгенограммы гипса. Анализы выполнены в институте неорганической химии НАН PA.

Вторичный гипс мог образоваться в бассейне также путем растворения гипса, рассеянного в диатомитовых породах, грунтовыми и поверхностными водами (землистый гипс). Подобные образования землистого гипса в американской литературе известны под названием гипсита. В Воротан-Горисском диатомитоносном бассейне они представляют собой слабо сцементированные, местами вообще не сцементированные мелкие кристаллы гипса, смешанные с глинисто-песчанистым, либо глинисто-карбонатным, местами ожелезненным материалом. Образуются они на небольшой глубине. В диатомитоносном бассейне не исключается образование гипса за счет пирита. На участках, где присутствуют фосфорсодержащие породы (фосфориты), по напластованиям, трещинам и в пустотах наблюдаются рассеянные кубические кристаллики пирита латунно-желтого цвета с размером зерен до 1мм. Окисление их сопровождается увеличением содержания серной кислоты. По данным Красильниковой (1966), этот процесс в карбонатной среде приводит к появлению волокнистого гипса по трещинам. Анологичные явления известны в ряде месторождений Каратау (Казахстан). В тех частях диатомитоносного бассейна где встречаются отмеченные разновидности (волокнистые) гипса, содержание СаСОз доходит до 21.8% (Авакян и др., 2010). Не случайно, что в таких участках диатомитоносного бассейна распространены кремнисто-карбонатнофосфоритовая и кремнисто-железисто- карбонатно-марганцово-фосфоритовая ассоциации минералов.

ЛИТЕРАТУРА

- **Авакян Т.А.** Диатомиты Сисианского месторождения Арм ССР. Изд. АН Арм ССР, Ереван, 1974, 132с.
- Авакян Т.А., Сааков А.С., Талиашвили Б.А. О парагенетических ассоциациях P₂O₅ с окислами Fe, Mn, Ca, Si в Воротан-Горисском диатомитонсоном бассейне. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2010, т.63, N2, с. 33–41.
- **Джрбашян Р.Т., Ширинян К.Г., Карапетян С.Г.** Гипс и гипсоносные пеплы на четвертичных шлаковых конусах Аван и Кармратар (Армения). Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2005, т. LVIII, N3, с. 3-6.

Бетехтин А.Г. Минералогия. М: госгеолтехиздат. 1950, с. 548-556.

Игнатьева Л.А., Рогожин Е.А. Редкие земли в Севанской диатомитовой свите М. Кавказа. "Литология и полезн. ископ", 1971, N3, с.140-143.

Красильникова Н.А. Фосфориты Сибири-закономерности геологического размещения и перспективы поисков. Автор. докт. дисс., М., 1966, 36с.

Набоко С.И. Вулканические эксгаляции и продукты их реакций. М., Изд. АН СССР, 1959, 303с.

Рецензент Ю.Саядян

ՈՐՈՏԱՆ-ԳՈՐԻՍ ԴԻԱՏՈՄԻՏԱԲԵՐ ԱՎԱԶԱՆԻ ԴԻԱՏՈՄԻՏԱՅԻՆ ԱՊԱՐՆԵՐԻ ԳԻՊՍԱԲԵՐՈՒԹՅՈՒՆԸ

Ավագյան Թ.Ա., Ստեփանյան Ժ.Հ., Սահակյան Լ.Հ.

Ամփոփում

Լիթոշերտագրական, միներալոգիական, ռենտգեն-ստրուկտուրային և դիատոմային ջրիմուռների ուսումնասիրության տվյալների հիման վրա դիատոմաբեր ավազանում առանձնացվել են (ըստ գենեզիսի) տարբեր տիպի գիպսի կուտակումներ (առաջնային, երկրորդային), ինչպես նաև մորֆոլոգիական տարատեսակներ։

Գիպսի առկայությունը թույլ է տալիս ենթադրել, որ դիատոմիտաբեր ավազանում վերին պլիոցեն-չորրորդական ժամանակաշրջանի առանձին հատվածներում ավազանի առանձին մասերում գոյություն է ունեցել ծանծաղ ջրային աղային ռեժիմ։

GYPSIFEROUS OF DIATOMITE ROCKS OF VOROTAN-GORIS DIATOMITE-BEARING BASIN

T.A. Avakyan, Zh.O. Stepanyan, L.H. Sahakyan

On the basis of litho-stratigraphic, mineralogical, X-ray diffraction data and study of diatom algae of Vorotan-Goris diatomite bearing basin different types (by genesis) of gypsum deposits (primary, secondary) as well as morphological varieties are pointed.

The presence of gypsum allows us to suggest that in the history of the diatomite bearing basin in different intervals of Upper Pliocene-Quaternary period in some parts of the basin there was shallow water salty regime.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 2015, 68, № 2,19-30

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ИСХОДНОЙ ЗАРЯЖЕННОСТИ ПОЛЯРИЗУЮЩЕЙСЯ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ СРЕДЫ ПРИ ЗНАКОПЕРЕМЕННОМ ВОЗБУЖДЕНИИ

© 2015 г. А.К. Матевосян

Институт геологических наук НАН РА 0019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения, E-mail: arshak.matevosyan@yandex.ru Поступила в редакцию 09.12.2014 г.

В статье приведены результаты теоретических исследований проявления вторичного электрического поля при возбуждении периодическими разнополярными прямоугольными импульсами тока различных поляризующихся сред с применением критерия электрохимической заряженности геоэлектрической среды. Проведено их сопоставление с результатами ранее представленных работ при возбуждении периодическими однополярными прямоугольными импульсами. Установлено, что истолкование такого экспериментального материала по стандартной методике обработки и интерпретации амплитудно-временных характеристик вызванной поляризации носит качественный характер и эффективно только на ранних отрезках исследуемого переходного процесса поляризационного поля.

В результате выявленной и оцененной величины систематической (*методической*) ошибки, возникающей из-за отсутствия учета исходного электрохимического состояния (*поляризованности*) геоэлектрической среды перед очередным измерением (Матевосян, 2014¹), требуется определенная корректировка действующих электроразведочных методических руководств и инструкций (Комаров, 1980; Инструкция..., 1984; Электроразведка, 1989). В работе (Матевосян, 2014²) оценено влияние первоначальной (*исходной, остаточной*) электрохимической заряженности среды при исследованиях методом вызванной поляризации (ВП) с временным режимом измерений ОПИ-2 – однополярными периодическими прямоугольными импульсами тока со скважностью 2.

Настоящей статье представлены результаты теоретических исследований по оценка искажающего влияния исходной электрохимической заряженности среды при исследованиях методом вызванной поляризации (BII) другим основным временным режимом измерений – разнополярными периодическими прямоугольными импульсами со скважностью 2 (РПИ-2) (Электроразведка, 1989), и проведен сопоставительный анализ с соответствующими данными при ОПИ-2.

С этой целью путем математического моделирования и численных расчетов на конкретных примерах геоэлектрических сред проанализированы основные закономерности проявления вторичного электрического поля в импульсе и паузе (*особенности зарядки и разрядки*) при возбуждении поляризующейся среды режимом РПИ-2 с точки зрения выявления и оценки влияния данного фактора на результаты измерений. Численные расчеты выполнены при различных значениях отношения T_o/t_н (*где* T₀ – *абсцисса максимума первой производной переходной характеристики (ПХ)* ВП по

логарифму десятичному времени постоянная времени; _ tи продолжительность прямоугольного импульса разнополярного периодического тока). При расчетах принималось, что очередной (последний, рассматриваемый) импульс – всегда положительный (при нечетном импульсе первый импульс брался положительным, а при четном – отрицательным), что позволило получить положительные величины рассматриваемых параметров и повысить наглядность представленного графического материала. На рис.1-5 изображены временные зависимости при То= tи и аппроксимации ПХ логарифмической функцией с учетом линейности процессов ВП (Комаров, 1980).

Временные зависимости напряженности суммарного электрического поля при зарядке с компенсацией перед пропусканием соответствующего прямоугольного импульса (а), тоже без компенсации (б) и первой производной переходной характеристики ВП во время пропускания тока (в) в режиме РПИ-2 приведены на рис.1. В процессе возбуждения среды раз-





нополярными периодическими импульсами в случае (**a**) наблюдается завышение величин от истинных (*при импульсе 1*) значений, а при (**б**) – наоборот – занижение. Обоим случаям (**a** и **б**) соответствует одна и та же переходная характеристика (**в**), построенная по данным зарядки, однако и она соответствует исходной расчетной зависимости только при первом импульсе. При последующих импульсах (2, 5, 10, 15, 20, 30), представленных на этих рисунках, происходит отклонение значений определяемых параметров вторичного поля от истинных величин за счет поляризационного остаточного влияния предыдущих импульсов. Это свидетельствует о том, что в процессе (*к моменту*) регистрации следующего (*очередного*) импульса среда не успела полностью восстановиться (*прийти в первоначальное исходное состояние*). Однако, как показали расчеты, (*что наглядно можно проследить и на этих зависимостях*), довольно скоро (*в отличии от ОПИ-2* – (Матевосян, 2014²)) – практически начиная с пятого периода, наблюдается

стабилизация поляризационного процесса – геоэлектрическая среда находится в динамическом квазиравновесном поляризованном состоянии. Сравнивая временные зависимости первой производной ПХ ВП при пропускании соответствующего импульса в режимах ОПИ-2 (Матевосян, 2014²) и РПИ-2 (рис.1в), нетрудно заметить, что в процессе возбуждения среды периодическими импульсами в первом случае происходит занижение определяемых (*измеряемых*) значений F от истинной величины, а во втором – завышение.



Рис. 2. Диаграммы спада ВП (**a**) и первой производной ПХ, определенной по данным спада, (**б**) при изменениях с компенсацией первоначального электрического поля до пропускания соответствующего прямоугольного импульса тока временным режимом измерений РПИ-2.

Значительные не только количественные, но и качественные изменения претерпевают более чувствительные к особенностям геоэлектрической среды дифференциальные параметры вторичного электрического поля. На рис.2 приведены временные зависимости – диаграммы спада вызванной поляризации (**a**) и первой производной (*приращения*) ПХ ВП, определенной по данным спада (б) при измерениях с компенсацией до пропускания очередного прямоугольного импульса тока в режиме РПИ-2 (построенные с учетом коэффициента времени (Комаров, 1980; Электроразведка, 1989)). Здесь также наблюдается аналогичная картина: истинные зависимости на спаде получаются только после первого импульса тока. При последующих импульсах (2, 5, 10, 15, 20, 30) происходит увеличение значений F* и F от их истинных величин по вышеотмеченной причине. Сравнивая временные зависимости первой производной переходной характеристики ВП на спаде пропускания при измерениях С компенсацией до очередного прямоугольного импульса электрического тока в режимах ОПИ-2 (Матевосян, 2014²) и РПИ-2 (рис.26) отметим, что в первом случае происходит занижение значений ΔF , а во втором – небольшое завышение с резким увеличением ΔF при втором импульсе.

На рис.3 приведены временные зависимости – диаграммы спада вызванной поляризации (**a**) и первой производной переходной характеристики, определенной по данным спада (**б**) при измерениях без компенсации до пропускания очередного прямоугольного импульса тока в режиме РПИ-2



Рис. 3. Диаграммы спада ВП (**a**) и первой производной ПХ, определенной по данным спада, (**б**) без компенсации первоначального поля до пропускания соответствующего прямоугольного импульса при изменениях временным режимом РПИ-2.

при T₀=t₃. Здесь также наблюдается аналогичная картина: истинные амплитудно-временные зависимости на спаде получаются только после первого импульса тока. При последующих импульсах (2, 5, 10, 15, 20, 30) происходит уменьшение рассматриваемых параметров от их истинных величин по той же причине – среда не пришла в свое первоначальное исходное состояние к моменту пропускания очередного импульса. Существенные и не только количественные, но и качественные изменения претерпевают более чувствительные к амплитудно-временным особенностям геоэлектрической среды кривые первой производной переходной характеристики ВП F (построенные с учетом коэффициента времени), что проявляется как смещением временного параметра Тотах от То(принятой при математических расчетах), так и незначительным уменьшением значений F(рис.3б). Сравнивая временные зависимости первой производной переходной характеристики ВП на спаде при измерениях в режиме РПИ-2 без компенсации (рис.3б) и с компенсацией до пропускания очередного прямоугольного импульса электрического тока (рис.2б) заметим, что в обеих случаях наблюдается резкое изменение величин F при втором импульсе, причем в первом случае происходит занижение значений F, а во втором – завышение.



Рис. 4. Диаграммы отношения первых производных ПХ n-го к первому импульсу ΔF_n/ΔF₁, определенных по данным спада при изменениях с компенсацией (**a**) и без компенсации (**б**) первоначального электрического поля до пропускания соответствующего прямоугольного импульса временным режимом измерений РПИ-2.

Отмеченная закономерность особенно наглядно проявляется на представленных диаграммах отношения первых производных переходной характеристики *п*-го к первому импульсу $\Delta F_n/\Delta F_1$ (рис.4), определенных по данным спада при измерениях в режиме РПИ-2. На диаграмме с компенсацией первоначального поля до пропускания соответствующего (*оче*-

редного) прямоугольного импульса электрического тока (рис.4а) прослеживается существенное завышение значений исследуемого параметра с возрастанием порядкового номера импульса и момента времени на ПХ ВП. В аналогичном же случае, без компенсации первоначального поля, наблюдается зеркально обратная картина (рис.4б).

Таблица 1

Величины отношения первых производных ПХ *n*-го к первому импульсу (ΔF_n/ΔF₁), определенных по данным спада при изменениях с компенсацией исходного электрического поля до пропускания соответствующего прямоугольного импульса в режиме РПИ-2 для трех случаев

Порядковый	/t _н		Момент времени на ПХ, Т/tя								
номер импульса	T _°	0,045	0,063	0,090	0,127	0,182	0,261	0,380	0,567	0,880	1,414
1		1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
2		1,043	1,047	1,053	1,062	1,075	1,096	1,133	1,204	1,362	1,741
5		1,038	1,041	1,046	1,053	1,065	1,083	1,115	1,176	1,310	1,628
10	1/16	1,038	1,041	1,046	1,054	1,066	1,084	1,116	1,178	1,314	1,637
15		1,038	1,041	1,046	1,054	1,065	1,084	1,116	1,178	1,313	1,636
20		1,038	1,041	1,046	1,054	1,066	1,084	1,116	1,178	1,314	1,636
30		1,038	1,041	1,046	1,054	1,066	1,084	1,116	1,178	1,314	1,636
1		1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
2		1,082	1,083	1,086	1,091	1,101	1,119	1,152	1,214	1,340	1,604
5		1,067	1,068	1,070	1,075	1,083	1,097	1,123	1,173	1,273	1,477
10	1	1,069	1,070	1,072	1,077	1,085	1,100	1,127	1,179	1,283	1, 496
15		1,068	1,069	1,072	1,076	1,084	1,099	1,126	1,177	1,280	1,491
20		1,068	1,070	1,072	1,076	1,085	1,100	1,127	1,178	1,281	1,493
30		1,068	1,070	1,072	1,076	1,085	1,100	1,127	1,178	1,281	1,493
1		1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
2		1,160	1,160	1,162	1,164	1,169	1,179	1,198	1,239	1,327	1,509
5		1,123	1,123	1,124	1,126	1,129	1,136	1,151	1,182	1,246	1,377
10	16	1,129	1,129	1,130	1,132	1,136	1,143	1,159	1,191	1,260	1,401
15		1,127	1,127	1,128	1,130	1,134	1,142	1,157	1,189	1,256	1,394
20		1,128	1,128	1,129	1,131	1,135	1,142	1,158	1,190	1,258	1,397
30		1,128	1,128	1,129	1,131	1,135	1,142	1,158	1,190	1,257	1,396

T_o/t_и равном 1/16, 1и 16.

Таблица 2

Величины отношения первых производных ПХ *n*-го к первому импульсу (ΔF_n/ΔF₁), определенных по данным спада при изменениях без компенсации исходного электрического поля до пропускания соответствующего прямоугольного импульса в режиме РПИ-2 для трех случаев

Порядковый	TΓ /4	Момент времени на ПХ, Т/tи									
номер импульса	1 о/ Ги	0,045	0,063	0,090	0,127	0,182	0,261	0,380	0,567	0,880	1,414
1	1/16	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
2		0,965	0,962	0,957	0,951	0,941	0,927	0,906	0,873	0,820	0,741
5		0,975	0,973	0,970	0,966	0,959	0,950	0,935	0,914	0,881	0,836
10		0,973	0,971	0,968	0,963	0,955	0,945	0,929	0,905	0,867	0,813
15		0,974	0,972	0,968	0,964	0,957	0,946	0,931	0,907	0,871	0,821
20		0,974	0,971	0,968	0,963	0,956	0,946	0,930	0,906	0,869	0,817
30		0,974	0,971	0,968	0,963	0,956	0,946	0,930	0,906	0,870	0,817
1	1	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
2		0,891	0,889	0,886	0,880	0,869	0,850	0,820	0,773	0,701	0,604
5		0,938	0,937	0,935	0,931	0,925	0,915	0,899	0,875	0,841	0,801
10		0,921	0,920	0,918	0,913	0,905	0,892	0,871	0,838	0,789	0,724
15		0,929	0,927	0,925	0,921	0,914	0,902	0,883	0,854	0,812	0,759
20		0,924	0,923	0,921	0,917	0,909	0,896	0,876	0,845	0,798	0,738
30		0,925	0,924	0,922	0,917	0,910	0,898	0,878	0,847	0,801	0,742
1		1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
2	16	0,693	0,692	0,691	0,689	0,685	0,677	0,661	0,633	0,583	0,509
5		0,846	0,846	0,846	0,845	0,843	0,840	0,834	0,823	0,806	0,785
10		0,779	0,779	0,778	0,777	0,774	0,768	0,758	0,738	0,704	0,653
15		0,816	0,816	0,815	0,814	0,812	0,808	0,799	0,785	0,761	0,728
20		0,791	0,791	0,790	0,788	0,786	0,781	0,771	0,752	0,721	0,676
30		0,795	0,794	0,794	0,792	0,790	0,785	0,775	0,757	0,727	0,684

T_o/t_и равном 1/16, 1и 16.

В табл.1 и 2 представлены значения отношения первых производных ПХ *n*-го к первому импульсу $\Delta F_n/\Delta F_1$ в различные моменты времени на ПХ, определенных по данным спада в режиме РПИ-2 для трех случаев T_o/t_и равном 1/16, 1и 16. С увеличением момента времени регистрации вторичного поля в паузе во всех соответствующих случаях происходит увеличение $\Delta F_n/\Delta F_1$. Следует обратить внимание, что максимальное изменение отношения $\Delta F_n/\Delta F_1$ наблюдается при втором отрицательном импульсе после первого положительного. В процессе возбуждения среды величина разности $\Delta F_n/\Delta F_1$, полученная между соседними импульсами, уменьшается и уже начиная с 10-го импульса среда практически находится в динамическом

квазиравновесном поляризованном При компенсации состоянии. первоначального поля до пропускания соответствующего прямоугольного импульса (табл.1) при T₀=1/16, 1 и 16t_и по результатам измерений в момент времени в паузе T=0.512t_и (*т.е. почти в середине паузы*), которое соответствует моменту времени на ПХ ВП Т=0.880t_и, после 10-ого импульса отношение $\Delta F_n / \Delta F_1$ равно 1.314, 1.283 и 1.260, соответственно, что приблизительно на 30% больше истинной величины. По результатам измерений в конце паузы (T=1t_и, что соответствует T=1.414t_и на ПХ ВП) отношение $\Delta F_n / \Delta F_1$ соответственно увеличивается до 1.637, 1.496 и 1.401, что в среднем в 1.5 раза больше истинного значения. В случае без компенсации первоначального поля (табл.2) при T₀=1/16, 1 и 16t_и по результатам измерений в момент времени в паузе Т=0.512t_и (Т=0.880t_и на ПХ ВП), после 10-ого импульса отношение $\Delta F_n/\Delta F_1$ равно 0.867, 0.789 и 0.705, соответственно, что на 15-30% меньше истинной величины. По результатам измерений в конце паузы (T=1.414t_и на ПХ ВП) отношение $\Delta F_n / \Delta F_1$ соответственно уменьшается до 0.813, 0.724 и 0.653 частей истинной величины. Таким образом, погрешность определения первой производной ПХ ВП в режиме РПИ-2 может достигать нескольких десятков процентов и при количественной интерпретации временных зависимостей требуется корректировка результатов измерений.



Рис. 5. Диаграмма динамики разрядки геоэлектрической среды в три момента времени (T=1; 10; 40t₈) на спаде после каждого из первых тридцати импульсов без компенсации первоначального электрического поля до пропускания соответствующего прямоугольного импульса тока при измерении временным режимом РПИ-2.

Отмеченное несоответствие наглядно проявляется на диаграммах изменения отношения $Q_c(T)/Q_c$ – нормированного интегрального параметра ВП (Матевосян, 2001; Матевосян, 2014¹), характеризующего процесс разрядки геоэлектрической среды в конкретный момент времени на спаде T равный 1, 10 и 40t_и (рис.5). Здесь также (*как и при* ОПИ-2) истинные величины (*зависимости*) получаются только при первом импульсе тока. В остальных случаях (*от 2 до 30-ого импульсов*) наблюдается "волнообразно-затухающее" изменение величин Q_c(T)/Q_c, принимающих промежуточное значение после первого и второго разнополярных импульсов (*согласно знаку импульса и в определенном диапазоне прямо пропорционально* T_o/t₃).

Таблица З

Значения критерия электрохимической заряженности геоэлектрической среды Со(Т) (в процентах) в три момента времени на спаде (T=1, 10 и 40t_в) после каждого из первых тридцати импульсов без компенсации первоначального электрического поля до пропускания соответствующего прямоугольного импульса в режиме РПИ-2 для трех случаев\\значений То/tв равном 1/16, 1 и 16

Порядко-	Критерий электрохимической заряженности, %									
ВЫЙ номер	Т₀/tи=1/16				То/tи=1		То/ти=16			
импульса	T/t _H =1	u=1 T/tu=10 T/tu=40		T/t _и =1	T/t _и =10	Т/tи=40	T/t _и =1	T/t _и =10	T/t _и =40	
1	45,5	9,2	2,6	71,5	32,1	13,6	88,5	61,4	41,7	
2	31,3	2,0	0,2	46,1	7,4	1,3	61,5	14,4	4,0	
3	43,0	9,2	2,8	71,0	33,8	14,9	89,3	64,4	44,6	
4	34,4	2,9	0,3	51,6	10,5	2,0	66,9	19,4	5,9	
5	41,7	8,8	2,8	70,1	33,8	15,4	89,3	65,4	45,9	
6	35,6	3,5	0,4	54,3	12,7	2,6	69,8	22,9	7,4	
7	41,0	8,5	2,8	69,4	33,4	15,5	89,3	65,8	46,7	
8	36,3	3,9	0,5	56,0	14,2	3,1	71,6	25,6	8,7	
9	40,5	8,2	2,7	68,8	33,0	15,5	89,2	65,9	47,1	
10	36,7	4,2	0,6	57,1	15,4	3,5	72,9	27,7	9,9	
11	40,2	8,0	2,6	68,4	32,6	15,4	89,0	65,9	47,4	
12	37,0	4,4	0,6	58,0	16,4	3,9	73,9	29,4	10,9	
13	40,0	7,8	2,6	68,0	32,2	15,3	88,9	65,8	47,6	
14	37,2	4,6	0,7	58,6	17,2	4,3	74,6	30,9	11,9	
15	39,8	7,7	2,5	67,7	31,8	15,2	88,8	65,7	47,7	
16	37,4	4,8	0,8	59,1	17,8	4,6	75,3	32,2	12,7	
17	39,7	7,5	2,5	67,4	31,5	15,1	88,7	65,6	47,8	
18	37,5	4,9	0,8	59,5	18,4	4,8	75,8	33,3	13,5	
19	39,6	7,4	2,5	67,1	31,2	15,0	88,6	65,5	47,8	
20	37,6	5,0	0,8	59,9	18,9	5,1	76,3	34,2	14,2	
21	39,5	7,3	2,4	66,9	30,9	14,8	88,6	65,4	47,8	
22	37,7	5,1	0,9	60,2	19,3	5,3	76,7	35,1	14,9	
23	39,4	7,3	2,4	66,7	30,6	14,7	88,5	65,3	47,8	
24	37,8	5,2	0,9	60,4	19,6	5,5	77,1	35,9	15,5	
25	39,4	7,2	2,4	66,6	30,4	14,6	88,4	65,1	47,8	
26	37,8	5,2	1,0	60,7	20,0	5,7	77,4	36,6	16,1	
27	39,3	7,1	2,3	66,4	30,2	14,5	88,3	65,0	47,8	
28	37,9	5,3	1,0	60,9	20,3	5,9	77,7	37,3	16,6	
29	39,3	7,1	2,3	66,3	30,0	14,4	88,3	64,9	47,8	
30	37,9	5,3	1,0	61,0	20,5	6,1	77,9	37,8	17,1	

В табл.З представлены значения критерия электрохимической заряженности геоэлектрической среды $C_Q(T)$ (Матевосян, 2014¹) в три момента времени на спаде T равные 1, 10 и 40t_и после каждого из первых тридцати импульсов в режиме РПИ-2 при различных величинах T_0/t_{μ} . Здесь следует обратить внимание, в частности, что при $T_0=16t_{\mu}$ за промежуток времени спада T равном t_{μ} после первого (*положительного*) импульса среда разряжается всего на 12% (*точнее, заряжена на* **88.5%**), а после второго (*отри*- цательного) – на 38% (заряжена на 61.5%) (разность равна 27.0%). Далее, в процессе пропускания разнополярных импульсов в режиме РПИ-2, наблюдается постепенное уменьшение контрастности изменения наблюдаемого параметра при одном и другом направлении тока (при сопоставлении 9ого и 10-ого импульсов разность составляет 16.3%). После положительного 29-ого импульса среда заряжена на 88.3%, а после отрица-

тельного 30-ого – на **77.9%** (*разность* – **10.4%**). Уменьшении этой разности свидетельствует о постепенном приходе поляризующейся среды в динамическое квазиравновесное состояние.

В этом же случае за промежуток времени спада Т равном 40tн (за такой большой промежуток времени, согласно действующим инструкциям и методическим руководствам по проведению работ методом ВП, считается, что среда практически полностью разрядилась – (Инструкция..., 1984; Электроразведка, 1989)) после первого (положительного) импульса среда заряжена на 41.7%, а после второго (отрицательного) резко разряжается – до 4.0% (разность – 37.7%). В дальнейшем – при увеличении продолжительности возбуждении среды режимом РПИ-2 – также наблюдается постепенное уменьшение контрастности наблюдаемого параметра, однако значительно медленное (разность значений Со(Т) при 9-ом и 10-ом импульсах после спада равна 37.2%). При положительном 29-ом импульсе среда заряжена на 47.7%, а после следующего – отрицательного 30-ого импульса на 17.1% (разность составляет 30.6%). В данном случае, за такое достаточно продолжительное время спада равное 40t, почти сохраняется разница между значениями Со(Т) при соседних положительном и отрицательном импульсах.

Сравнение значений критерия электрохимической заряженности геоэлектрической среды Со(Т) при ОПИ-2 (табл.2, Матевосян, 2014²) и РПИ-2 (табл.3) в три момента времени на спаде (T=1, 10 и 40t_и) для трех случаев Т_о/t_и равном 1/16, 1 и 16 после каждого из первых тридцати импульсов при соблюдении линейности и воспроизводимости поляризационных процессов позволяет выявить основные особенности различия динамики изменения поляризации среды при этих режимах измерений. После первого импульса при обеих временных режимах величина Со(Т) – одинакова. Далее, при РПИ-2 с увеличением порядкового номера импульса критерий Со(Т) принимает промежуточное значения между величинами (в интервале) после первого и второго импульсов, и при этом наблюдается максимальное значение при первом импульсе. В отличие от разнополярного режима измерений, при ОПИ-2 с увеличением отношения T₀/t_# и порядкового номера импульса происходит соответственное монотонное увеличение значений Со(Т), и при первом импульсе принимает свое минимальное значение. Однако, по определению (Матевосян, 2014¹), критерий электрохимической заряженности геоэлектрической среды Со(Т) – относительный параметр, выраженный в процентах. Для количественной оценки состояния и величины заряженности среды в требуемый момент времени Т при периодических временных режимах измерений (в частности, ОПИ-2 и РПИ-2) целесообразно также рассматривать нормированный интегральный амплитудно-временной параметр (ИАВП) ВП – Q₃(Т) (Матевосян, 2001²; Матевосян, 2011) в величинах (*единицах*) Q₃(t_{и1}) – при обеих вре-

Таблица 4

Порядковый	Временной режим измерений									
номер		ОПИ-2								
импульса	T/t _n =1	T/t ₁₄ =10	Т/tи=40	T/t _n =1	T/t ₁₄ =10	T/t ₁₄ =40				
1	0,285	0,679	0,864	0,285	0,679	0,864				
2	0,356	0,991	1,336	0,214	0,368	0,392				
3	0,396	1,205	1,691	0,254	0,581	0,746				
4	0,423	1,366	1,977	0,227	0,420	0,460				
5	0,443	1,494	2,217	0,247	0,548	0,700				
6	0,459	1,599	2,424	0,231	0,443	0,494				
7	0,471	1,687	2,604	0,244	0,531	0,674				
8	0,482	1,763	2,764	0,234	0,455	0,515				
9	0,490	1,829	2,907	0,242	0,521	0,657				
10	0,498	1,886	3,036	0,235	0,464	0,529				
11	0,505	1,938	3,153	0,241	0,515	0,646				
12	0,510	1,983	3,260	0,236	0,469	0,539				
13	0,516	2,024	3,358	0,241	0,510	0,637				
14	0,520	2,062	3,448	0,236	0,473	0,546				
15	0,524	2,096	3,532	0,240	0,507	0,630				
16	0,528	2,127	3,609	0,237	0,476	0,552				
17	0,532	2,155	3,682	0,240	0,504	0,625				
18	0,535	2,181	3,749	0,237	0,478	0,557				
19	0,538	2,206	3,813	0,240	0,502	0,620				
20	0,540	2,228	3,872	0,237	0,480	0,561				
21	0,543	2,249	3,928	0,240	0,501	0,617				
22	0,545	2,269	3,981	0,237	0,481	0,564				
23	0,547	2,287	4,030	0,239	0,499	0,614				
24	0,549	2,304	4,078	0,237	0,482	0,567				
25	0,551	2,320	4,122	0,239	0,498	0,612				
26	0,553	2,335	4,165	0,238	0,483	0,569				
27	0,554	2,350	4,205	0,239	0,498	0,609				
28	0,556	2,363	4,243	0,238	0,484	0,571				
29	0,557	2,376	4,280	0,239	0,497	0,608				
30	0,559	2,388	4,315	0,238	0,485	0,573				

Значения нормированного интегрального амплитудно-временного параметра Q₃(T)/Q₃(tиl) в три момента времени (T=1, 10 и 40tи) после каждого из первых тридцати импульсов в режимах ОПИ-2 и РПИ-2 при T₀/tи равном 1.

менных режимах одинаковой величины этого же параметра в конце первого импульса, значения которого приведены в табл.4. Как и следовало ожидать, при периодическом возбуждении однополярными импульсами геоэлектрическая среда заряжается значительно сильнее (*в рассматриваемом случае* – при То=t_и в моменты времени на спаде T=1, 10, 40t_и после 30

импульсов, от **2.3** *до* **7.5** *раза*), чем при знакопеременном возбуждении (*в результате поочередной зарядки-разрядки среды*) (табл.4), что представляется особенно важным при исследовании нелинейных процессов ВП.

Таким образом, анализ результатов проведенных теоретических исследований позволяют утверждать, что в настоящее время интерпретация экспериментального материала по стандартной методике обработки временных зависимостей ВП с использованием разнополярных периодических импульсов зачастую носит качественный характер и эффективна на ранних временах переходного процесса вторичного электрического поля. Следует также напомнить, что при изучении геоэлектрической среды как интегральные амплитудно-временные параметры ВП (Матевосян, 2001¹; Матевосян, 2011), так и критерий электрохимической заряженности (Матевосян, 2014¹) основаны на результатах измерений возбужденного первичного и вторичного электрических полей в данном пункте наблюдений и зависят не только от особенностей распределения физико-химических свойств (удельного электрического сопротивления и поляризуемости) исследуемой среды, но и от конкретной примененной установки измерений. Ввиду этого считаются кажущимися параметрами (наряду с кажущимся сопротивлением и кажущейся поляризуемостью) и, только в случае геоэлектрической модели однородной изотропной среды, равны соответствующим истинным значениям.

ЛИТЕРАТУРА

Инструкция по электроразведке. Л.: Недра, 1984, 352 с.

Комаров В.А. Электроразведка методом вызванной поляризации. Л.: Недра, 1980, 391 с.

- Матевосян А.К. Интегральные амплитудно-временные параметры вызванной поляризации. Доклады НАН Армении, 2001¹, 101, №1, с. 76-83.
- Матевосян А.К. Определение эквивалентного электрического воздействия по интегральным амплитудно-временным параметрам вызванной поляризации. Доклады НАН Армении, 2001², 101, №2, с. 150-157.
- Матевосян А.К. Определение полных интегральных амплитудно-временных параметров вызванной поляризации по результатам векторных измерений. Доклады НАН Армении, 2011, 111, №2, с. 157-163.
- **Матевосян А.К.** Критерий электрохимической заряженности геоэлектрической среды. Доклады НАН Армении, 2014¹,114, №1, с.33-43.
- Матевосян А.К. Об искажении результатов исследований методом вызванной поляризации при использовании периодических однополярных прямоугольных импульсов тока. Изв. НАН Армении, Науки о Земле, 2014², 67, №2-3, с. 13-20

Электроразведка. Справочник геофизика. М.: Недра, 1989, в двух книгах – 438 с, 378 с.

Рецензент С. Оганесян

ԲԵՎԵՌԱՅՈՂ ԵՐԿՐԱԷԼԵԿՏՐԱԿԱՆ ՄԻՋԱՎԱՅՐԻ ՍԿԶԲՆԱԿԱՆ ԼԻՑԿԱՎՈՐՎԱԾՈՒԹՅԱՆ ԱԶԴԵՑՈՒԹՅԱՆ ԳՆԱՀԱՏՈՒՄԸ ՆՇԱՆԱՓՈՂ ԳՐԳՌՄԱՆ ԴԵՊՔՈՒՄ

Ա.Կ.Մաթևոսյան

Ամփոփում

Հոդվածում ներկայացված են տարբեր բևեռացող միջավայրերի երկրորդական էլեկտրական դաշտի արտահայտման վարքի տեսական ուսումնասիրությունների արդյունքները, օգտագործելով երկրաէլեկտրական միջավայրի լիցկավորվածության էլեկտրաքիմիական չափորոշիչը, հոսանքի պարբերական նշանափող ուղղանկյուն իմպուլսներով գրգոման դեպքում։ Կատարված են նրանց համեմատումը ավելի վաղ ներկայացված աշխատանքների արդյունքների հետ՝ հոսանքի պարբերական մեկբևերանի ուղղանկյուն իմպուլսներով գրգըոման դեպքում։

Ցույց է տրված, որ այսպիսի փորձարարական նյութի մեկնաբանումը հարուցված բնեռացման ամպլիտուդաժամանակային բնութագրերի մշակման և մեկնաբանման ընդունված եղանակով կրում է որակական բնույթ և արդյունավետ է ուսումնասիրվող բնեռացման դաշտի անցումային պրոցեսի միայն վաղ ժամանակների համար։

ESTIMATION OF STARTING CHARGING INFLUENCE OF POLARIZED GEOELECTRICAL MEDIUM UNDER DIFFERENT-POLAR IRRITATION

A.K. Matevosyan

Abstract

The article deals with the results of the theoretical researches of manifesttation of the secondary electric field at periodic impulses of the different-polar rectangular current with the provision for electrochemical charging criterion of the different geoelectrical polarized media. Their comparison with the earlier conducted experiments is carried out in case of periodic irritation with the impulses of direct current.

It is shown that construing such experimental material on the commonly accepted methodology of the processing and interpretation amplitude-time features of induced polarization carries the qualitative nature and is effective only on the early period of the transitional process investigation of the polarized field.

АНАЛИЗ ИСХОДНЫХ ДАННЫХ И РЕЗУЛЬТАТОВ ОБРАБОТКИ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ НА ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ

© 2015 г. А.М. Аветисян', В.Ю. Бурмин", А.О. Оганесян', К.С. Казарян'

[•] Институт геофизики и инженерной сейсмологии НАН Армении, г. Гюмри, Армения, E-mail:avet.andrey@mail.ru ^{••} Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия Поступила в редакцию 17.03.2015 г.

Аннотация. В работе рассматриваются вопросы анализа качества бюллетеней землетрясений РА. Показано, что достоверность имеющихся данных далека от того, чтобы можно было использовать все представленные результаты для построения трехмерной модели глубинного строения Армении по сейсмическим данным. Показано, что первоочередной задачей для изучения глубинного строения Армении является анализ, корректировка и переопределение координат гипоцентров землетрясений. Приводится сравнение трехмерной гравитационной модели с пространственным распределением землетрясений. Установлено отсутствие закономерности приуроченности эпицентров землетрясений к определенным геологическим структурам.

Основными проблемами физики землетрясений, по определению Г.А.Гамбурцева, являются "вопросы пространственного взаимоотношения между зонами слабых и гипоцентральными областями сильных землетрясений, выявление живых разломов, изучение динамических характеристик очагов, как показатель сейсмичности (Проблемы землетрясений, 1954).

Хорошо известно, что для успешного прогноза сильных землетрясений, сейсмического районирования и сейсмостойкого строительства необходимо, прежде всего, иметь достаточно четкое представление о распределении гипоцентров землетрясений на изучаемой территории.

При решении различных задач исследователей обычно интересует не только значение искомых параметров, но и оценки точности получаемых результатов. В связи с этим, очень существенно для практики уметь оценивать как ошибки самих измерений, так и результатов действий над ними, ибо только в этом случае можно с достаточной уверенностью пользоваться выводами из этих наблюдений.

В данной работе приводится метод анализа результатов наблюдений и обработки сейсмологической информации. Оценка точности определения параметров землетрясений является одной из важнейших задач сейсмологии, так как они используются как исходные данные при решении ряда задач экспериментальной и теоретической сейсмологии (Аветисян и др., 2012).

Для того, чтобы сделать какие-либо выводы и приурочить очаги землетрясений к определенным геологическим структурам, прежде всего, необходимо знать с какой точностью определены координаты очагов.

Помимо этого, необходимо иметь также достаточно детальное представление о глубинном строении земной коры и верхней мантии, где происходят процессы, связанные с подготовкой землетрясений. Процесс подготовки землетрясений обусловлен особенностями глубинного строения и напряженного состояния литосферы.

Поэтому, чтобы получить представление об уровне сейсмической опасности в данном регионе, необходимо изучить глубинное строение региона различными методами и прежде всего, сейсмическими.

Комплексный анализ геолого-геофизических и сейсмологических данных, с применением современных методов их обработки, позволит получить новые представления о сейсмичности изучаемого района, с этой целью в работе сравниваются сейсмологические данные с гравитационной моделью, приведенной в работе (Оганесян и др., 2005). Необходимо также отметить, что для уточнения гравитационной модели необходимым условием являются оценки пространственных распределений координат землетрясений, которые позволяют на карте выделить границы разломов, и распределение гипоцентров вдоль определенного блока (Аветисян и др., 2012).

О блоковой структуре верхней части земной коры РА свидетельствуют результаты работ (Оганесян и др., 2002; Оганесян и др., 2005) проводимых в ИГИС НАН РА.

Многочисленными исследованиями за более чем полвека доказано, что земная кора территории Армении – продукт сложных динамических процессов, изучение которых возможно путем построения различных абстракций или моделей этих процессов. Для построения структурной модели земной коры Армении были использованы результаты трехмерной количественной интерпретации гравитационного поля в комплексе с данными Глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) и сейсмологии. А в качестве показателей этих структур приняты геолого-геоморфологические, геофизические и геотермические признаки. (Оганесян и др., 1988; Геологогеофизические условия ..., 1990; Габриелян и др., 1981; Краснопевцева, 1984; Варданян и др., 1985; Бердичевский и др., 1998).

В результате отмеченного комплекса исследований было подтверждено, что земная кора территории Армении имеет трехслойное строение, границы которых совпадают с поверхностями кристаллического фундамента, Конрада и Мохоровичича. Установлены также места локализации вертикальных неоднородностей, в геологическом отношении совпадающих с зонами глубинных разломов. Были составлены схемы разломно-блокового строения земной коры на трех уровнях глубины (Оганесян и др., 2002):

1. по поверхности кристаллического фундамента (средняя глубина 5 км.);

2. по подошве сейсмоактивного слоя коры (средняя глубина 20 км.);

3. по границе Мохоровичича (средняя глубина 45 км.).

Из них для структурной модели сейсмоактивного слоя выбрана вторая схема, характеризующая структурные особенности земной коры в пределах глубин 13-30 км. Выбор отмеченных пределов обосновывается понятием о "сейсмоактивном слое", подошва которого, по данным о гипоцентрах землетрясений, в Армении расположена в пределах этих глубин.

Об активности этого слоя свидетельствуют также структурно-скоростные модели, построенные по данным ГСЗ. Согласно последним, существуют три уровня распределения скоростей, промежуточный из которых заключен в пределах 12-26км (Геолого-геофизические условия ..., 1990). На этом уровне происходят изменения физического состава и состояния материи, в связи с чем происходят изменения также пластовых скоростей. Предполагается, что именно к таким областям изменений приурочены очаги землетрясений, происходящих на территории Армении. Аналогичные данные получены при построении тепловой модели вулканических областей, согласно которой на уровне глубин 17-23км. существуют слои частичного плавления горных пород, в граничных областях которых происходит накопление термоупругих напряжений, приводящих к разрушению сплошности среды (Варданян и др., 1985). Эти области, скорее всего, составляют ту поверхность, по которой происходят горизонтальные передвижения мегаблоков и блоков земной коры, которые, в свою очередь, приводят к изменению напряженно-деформированного состояния, накоплению упругих напряжений и возникновению землетрясений.

Для территории Армении модель верхней части земной коры представляется в виде системы блоков, границами которых служат разломы, некоторые из которых имеют большую глубину проникновения в земную кору. По сравнению с моделью кристаллического фундамента здесь размеры блоков более крупные, а, следовательно, количество разломов меньше. Кроме того, на этом уровне структурные элементы имеют определенное – северозападное простирание (Оганесян и др., 2005).

Несмотря на значительный успех и хорошую изученность свойств и особенностей гравиметрического моделирования, ее практическое применение весьма ограничено.

Территория республики Армения принадлежит к тектонически-активной и сейсмоопасной зоне Кавказа. Геодинамическая активность здесь выражается в современных медленных движениях поверхности, разломов и блоков коры, а также в быстрых сейсмогенных подвижках по разломам и в узлах их пересечения. На территории Армении происходили землетрясения с магнитудами до 7.0 относящиеся к разряду катастрофических землетрясений.

Несмотря на то, что строению земной коры и верхней мантии территории Кавказа и, в частности, Республики Армения посвящен ряд работ (Краснопевцева, 1984; Аветисян, 2006; Баграмян, 2008) строение территории изучено недостаточно.



Рис.1. Распределение эпицентров землетрясений Армении за период 1962-2011гг.



Рис.2. Распределение гипоцентров землетрясений Армении за период 1962-2011гг.

В современных условиях для изучения глубинного строения территории Армении, уточнения гравитационной модели и корреляции сейсмологических и гравитационных данных целесообразно использовать данные о землетрясениях, которые в достаточном количестве накоплены сейсмическими станциями Кавказа. Однако, как предварительный анализ полученных результатов по разным авторам, так и качество каталогов и бюллетеней Армянских землетрясений далеки от того, чтобы можно было использовать все данные представленные в них для решения актуальных задач современной геофизики. Для того чтобы убедится в этом, достаточно посмотреть на распределение эпицентров и гипоцентров землетрясений территории Армении, а также распределение точек графика Вадати (т.е. зависимость пробега Р-волны от времени пробега фиктивной (S-P) волны).

Из этих рисунков видно, что эпицентры землетрясений достаточно равномерно распределены по территории региона, и за редким исключением, не приурочены к тектоническим структурам, что вызывает сомнение, т.е. при всей совокупности эпицентров на рассматриваемой территории не отмечается определенная зональность, нет закономерности приуроченности эпицентров землетрясений к определенным геологическим структурам. По этим распределениям можно предположить, что для территории Армении не характерны блоковые структуры, что противоречит нашим представлениям, по результатам многочисленных исследований, а также по структуре верхней части земной коры региона (Волчанская, 1971; Габриелян, 1981; Карапетян, 1988; Оганесян, 2005; Аветисян, 2006).

При этом глубины очагов определялись весьма приближенно, что для большинства гипоцентров выражено преимущественно в их дискретных значениях (5, 10, 15, 25). В настоящее время в Армении при обработке сейсмологической информации используется американская программа HYPO-71, которая предназначена для определения координат гипоцентров близких землетрясений, а в качестве скоростной модели используется годограф Левицкой-Лебедевой для глубины порядка 25км. Как справедливо
отмечают авторы (Левицкая, Лебедева, 1953), построенный годограф для h=25км следует считать предварительным, который получен на основе обработки 19 землетрясений по методу наименьших квадратов. Формулы имели большую среднюю квадратичную ошибку, так как наблюдательный материал был ограничен, и самое главное, здесь имело значение разнообразие геологических структур Закавказья (Левицкая, Лебедева, 1953).

Для получения достоверных результатов в программе HYPO-71 вводятся некоторые ограничения на исходные данные, а также приводится контроль полученных результатов. Однако классический способ сравнения с точными решениями, то есть анализ полученных результатов и оценка алгоритма может быть получена методом математического моделирования, когда положение гипоцентра заранее известно.

Общеметодологические принципы теории и практики интерпретации сейсмологической информации, а также основные методы повышения точности регистрации и обработки представлены в работе (Аветисян и др. 2012).

Распределение точек графиков Вадати имеют большой разброс и говорить о приемлемом определении гипоцентров землетрясений не приходится.

За период 1971-1990гг. сейсмическая сеть Армении включала 13 сейсмических станций, в качестве исходных данных взяты 263 сейсмических событий. График зависимости времен пробега поперечных волн (Ts) от времен пробега продольных волн (Tp) представлен на рис. 3.





удовлетворяют заданному условию gam-[1.5-2]. При условии gam-[1.7-2], 72.6% данных попадали в этот диапазон.

Корректировка исходных данных проводилась с помощью отношения скоростей продольных и поперечных волн равно 1.73. Под gam имеется ввиду те значения Vp/Vs, которые находятся в интервале [1.5-2].

За период 1991-2010гг. нами было собрано 235 сейсмических событий. Эти землетрясения были зарегистрированы 34 станциями. Как видно из рисунка 4, несмотря на число увеличения станций, распределение точек за этот период времени имеют более широкий разброс, по сравнению с 1971-1990гг.

Из собранных за период 1991-2010гг. 235 данных только 77.5% удовлетворяют заданному условию gam-[1.5-2]. При условии gam-[1.7-2], показатели резко ухудшились, и только 58.3% данных попали в этот диапазон.

При заданном условии gam-[1.5-2], зависимости t_s от t_p представлены на рисунках 5 и 6, для соответствующих периодов времен.

Графики зависимостей времен пробега поперечных волн (Ts) от времен пробега продольных волн (Tp) в периоды 1971-1990гг. и 1991-2010гг., при заданном условии gam-[1.7-2] представлены на рисунках 7 и 8.



Рис.5. График зависимости времен пробега поперечных волн (Ts) от времен пробега продольных волн (Tp) для землетрясений 1971-1990гг. Армении при заданном условии gam-[1.5-2]

Рис.6. График зависимости времен пробега поперечных волн (Ts) от времен пробега продольных волн (Tp) для землетрясений 1991-2010гг. Армении при заданном условии gam-[1.5-2]



Рис.7. График зависимости времен пробега поперечных волн (Ts) от времен пробега продольных волн (Tp) для землетрясений 1971-1990гг. Армении при заданном условии gam-[1.7-2]

Рис.8. График зависимости времен пробега поперечных волн (Ts) от времен пробега продольных волн (Tp) для землетрясений 1991-2010гг. Армении при заданном условии gam-[1.7-2]

Данные об этих станциях, действующих за период 1971-1990гг., приведены в таблице 1, а за период 1991-2010гг. в табл. 2, а их пространственное распределение соответственно на рисунках 9 и 10.

Таблица 1

N	Код	Шир.	Дол.	Высота (м)	Ν	Код	Шир.	Дол.	Высота (м)
	стан-			над ур. моря		стан-			над ур.
	ций					ций			моря
1	ARR	39.82	44.75	819	8	KRM	39.35	46.38	1500
2	BAW	41.12	43.80	2160	9	LEN	40.78	43.80	1570
3	ERE	40.17	44.47	998	10	MCR	40.14	44.14	850
4	GAR	40.15	44.74	1230	11	PAR	40.15	44.38	890
5	GRS	39.53	46.34	1399	12	STE	41.00	44.37	1390
6	IDJ	40.80	45.20	700	13	KDR	39.15	46.15	2155
7	ISK	40.63	43.70	1435					

Координаты сейсмических станций Армении за период 1971-1990гг.



Рис. 9. Сейсмические станции Армении, действующие за период 1971-1990гг.



Рис.10. Сейсмические станции Армении, действующие за период 1991-2010гг.

Таблица 2

Координаты сейсмических станций Армении за период
1991-2010гг.

N	Код станции	Шир.	Дол.	Высота (м) ур.м.	N	Код станции	Шир.	Дол.	Высота (м) ур.м.
1	NRK	40.00	44.66	1042.0	18	EGV	39.23	46.55	1175.0
2	ARU	40.28	44.09	1200.0	19	MGR	38.90	46.24	647.0
3	KAP	40.32	44.70	1700.0	20	KDR	39.15	46.15	2086.0
4	VNN	40.10	43.82	1020.0	21	VAD	40.17	45.75	2000.0
5	METS	40.14	44.14	853.0	22	STEY	41.00	44.40	1423.0
6	NAR	40.47	43.72	1550.0	23	GRS	39.53	46.34	1399.0
7	GYM	40.81	43.83	1560.0	24	GMR	40.81	43.83	1560.0
8	TCH	40.90	43.70	1860.0	25	BAW	41.12	43.80	2101.3

9	HAR	40.61	44.00	1980.0	26	GNI	40.15	44.74	1560.0
10	TSO	40.95	43.87	1970.0	27	HDR	39.52	47.03	640.0
11	KAM	40.83	43.95	1954.4	28	MTN	39.80	47.11	435.0
12	HNA	40.63	44.14	2150.0	29	SUS	39.77	46.75	1250.0
13	LER	40.57	43.95	1996.0	30	MTKZ	40.20	46.82	400.0
14	SPI	40.86	44.38	1590.0	31	STKZ	39.82	46.75	600.0
15	LMT	40.76	44.64	1810.0	32	STEZ	41.00	44.40	1423.0
16	CKL	40.94	44.65	1410.0	33	VAYK	39.70	45.44	1253.0
17	XTN	39.28	46.38	1071.0	34	KAP1	39.21	46.40	862.0

Результаты исследований, удовлетворяющие разным периодам гамма (gam), приводятся в таблице 3.

Таблица З

Период гг.	Количество Количество землетрясений станций		gam [1.5-2]	gam [1.7-2]
1971-1990	263	13	89.7 %	72.6%
1991-2010	235	34	77.4%	58.3%

Справедливости ради следует отметить, что в бюллетенях Северного Кавказа, Джавахетского нагорья и Крыма точность исходных данных выше, чем в Армении.

О плохом качестве исходных данных и каталога землетрясений Армении свидетельствуют результаты в работе (Артемова, Михайлова, 2014), где выявлены также промышленные взрывы. В связи с этим объем информации в каталогах землетрясений Республики Армении резко возрос и составил N=1306, 1901 и 1667 сейсмических событий соответственно в 2006-2008гг., в то время как в 2004, 2005гг. было зафиксировано соответственно 560 и 546 землетрясений. Столь резкое увеличение количества событий заслуживает специального рассмотрения и имеет важное значение для правильной оценки пространственно-временной динамики сейсмических процессов на территории Армении.

О достоверности исходных или обработанных данных говорят также скоростные кривые, полученные по различным методам. Решая одну и ту же задачу, авторы получили 5 разных кривых, которые свидетельствуют о разных степенях достоверности исходной информации.



- Рис.11. Скоростные кривые, полученные по различным данным
- Бурмин В.Ю., Аветисян А.М., Геворкян К.В. Анализ исходных данных региональной сейсмологической сети Кавказа и построение по ним осредненной скоростной кривой. Вулканология и сейсмология, 2006, N1, с. 68-77.
- 2.Геолого-геофизические условия в очаговой зоне Спитакского землетрясения 1988г. Отчет Министерства Геологии СССР, НПО "Нефтегеофизика".М.: 1990. 113 с.
- Карапетян Н.К. Годографы сейсмических волн для землетрясений Армянского нагорья. Ереван. АН АрмССР, 1974, 142с.
- 4.Саакян А.А Эпицентральные поправки к стандартному годографу Джеффриса-Буллена для Армянского нагорья, -Изв.АН Арм.ССР, Науки о Земле. 1981, № 5, с. 75-81.
- 5.Краснопевцева Г.В. Глубинное строение Кавказского сейсмоактивного региона. М.: Наука, 1984, 108 с.

В работе Н.К.Карапетян для построения годографов сейсмических волн

Армянского нагорья построены графики зависимости пробега Р и S волн от гипоцентрального расстояния при разных глубинах очага. В очаге отобранных 120 землетрясений время было определено графическим способом, предложенным Е.В.Саваренским и В.Т.Архангельской. Показано, что отношение скоростей прямых продольных и поперечных волн в условиях Армянского нагорья равно 1.72 (НПО "Нефтегеофизика".М.: 1990, 113 с.). Значение вариации скоростей во времени с целью прогноза землетрясений, рассмотрено также в работе (Айрапетян, 2008), где показано, что эти значения меняются от 1.33-2.18.

Однако, изменение любого из вышеизложенных параметров может рассматриваться предвестником в том случае, когда погрешность измерений и результат обработки не превосходит величину аномалии.

При построении скоростной кривой в статье (Бурмин и др., 2006) в качестве исходных данных были взяты времена прихода продольных и поперечных волн от 330 землетрясений, зарегистрированных Кавказкой сейсмической сетью в 1990г.. При этом данные отбраковывались по двум критериям. По первому критерию как неправдоподобные отбрасывались все события, для которых отношение скоростей продольных и поперечных волн не попадали в интервал значений 1.0-2.2. Однако данные, даже попав в заданный интервал точки на графике Вадати на больших эпицентральных расстояниях, могут значительно отстоять от усредняющей прямой линии. По второму критерию не учитывались события, для которых среднеквадратическое отклонение времен пробега волн на графике Вадати от прямой линии превышало 1с. Эти два независимых критерия дополняют друг друга.

Всего было отбраковано 90 событий. Заметим также, что при обработке данных Армянской сейсмической службой не удалось определить гипоцентры около 80 землетрясений. Интересно отметить, что при пересчете координат гипоцентров землетрясений с фиксированным значением Vp/Vs, число отбракованных событий по второму критерию оказалось равным 260.

Все эти примеры свидетельствуют о том, что при решении задач сейсмологии, вопрос о качестве экспериментальных данных и правилах отбора экспериментального материала в публикациях не обсуждается, в связи с чем при решении одной и той же задачи получаются разные результаты. Необходимо отметить, что точность окончательного результата существенно зависит как от алгоритма обработки, так и от точности исходных данных.

Анализ достоверности результатов не так прост, как может показаться, и получение хороших оценок результатов остается проблематичным.

Выводы

Из полученных результатов можно сделать следующие выводы

- При определении времен прихода сейсмических волн имеются большие ошибки, которые не позволяют проводить качественную обработку наблюдений с целью локации землетрясений и, следовательно, получения достоверных результатов
- 2. Для более надежной локации землетрясений на территории Армении не следует использовать годограф Лебедева-Левицкой, а надо пользоваться скоростной колонкой полученной в работе (Бурмин и др., 2006).
- 3. Полученные результаты не могут являться основной для развития научных исследований в области прогноза землетрясений и детального изучения строения земной коры и верхней мантии.
- 4. Результаты совместного анализа гравиметрических и сейсмологических данных противоречат нашим представлениям о блоковом строении земной коры территории Армении, что еще раз указывает на недостоверность определения координат гипоцентров землетрясений.
- 5. При построении 3-D скоростной модели необходимо провести комплексный анализ гравиметрических и сейсмологических данных.
- 6. Методы определения координат гипоцентров землетрясений сводятся к минимизации функционала невязок теоретических и наблюдаемых времен пробега. Такой подход к определению гипоцентров не является оптимальным (Аветисян и др., 2012), и поэтому для определения координат гипоцентров землетрясений необходимо применять новый подход (Бурмин, 1992, Бурмин и др., 2006) к решению данной задачи.

ЛИТЕРАТУРА

- Аветисян А.М., Бурмин В.Ю., Манукян А.Г. Основные методы повышения точности регистрации и обработки сейсмологической информации. Известия НАН РА, Науки о Земле, 3, 2012, с. 60-70.
- Аветисян А.М., Смагличенко Т.А., Николаев А.В. Томографическое исследование верхней части коры в афтершоковой области Спитакского землетрясения 1988г. Журнал "Вулканология и сейсмология", N 5-6, Москва. 2006.
- Айрапетян В. Изменение отношения Vp/Vs перед землетрясением 2007 года. Сб. научных трудов конференции, посвященной 100-летию со дня рождения основателя ИГИС НАН РА, академика А.Г. Назарова. Гюмри, 2008, с. 249-255.
- Аракелян Ф.О., Кадурин И.Н., Ракитов В.А. Глубинное строение земной коры на территории Армении по данным ГСЗ и МОВЗ. Материалы девятой международной сейсмологической школы. Агверан, 2014, с. 46-48.
- Артемова Е.В., Михайлова Р.С. Возможные взрывы в каталоге землетрясений Республики Армении за 2006-2008 гг. Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы девятой международной сейсмологической школы. Обнинск, 2014, с. 49-53.
- Баграмян А.Х. Изучение глубинных разломов по поверхностным волнам. Современные задачи геофизики и инженерной сейсмологии. Сб. научных трудов, изд. Гитутюн НАН РА Гюмри, 2008, с. 256-264.
- Бердичевский М.Н., Борисова В.П., Ваньян Л.Л., Голубцова Н.С., Чернявский Г.А. Глубинные геоэлектрические исследования Малого Кавказа. В кн.: "Геоэлектрическая модель тектоносферы Евразитского складчатого пояса и сопредельных территорий ", Киев, изд. "Знания", 1998, с. 152-168.
- Бурмин В.Ю. Новый подход к определению параметров гипоцентров близких землетрясений. Вулканология и сейсмология. 1992, № 3, с.73-82.
- Бурмин В.Ю., Аветисян А.М., Геворкян К.В. Анализ исходных данных региональной сейсмологической сети Кавказа и построение по ним осредненной скоростной кривой. Вулканология и сейсмология N1 2004г., Москва, изд. «Наука», с. 68-78.
- Бурмин В.Ю., Аветисян А.М., Геворкян К.В. Определение координат гипоцентров близких землетрясений в неоднородных трехмерных средах. Сборник трудов восьмых геофизических чтений им. В.В. Фединского, Изд. <<Герс>>, Москва, 2006, c. 330-333.
- Бурмин В.Ю., Аветисян А.М., Сергеева Н.А., Казарян К.С. Некоторые закономерности проявления современной сейсмичности Кавказа. Сейсмические приборы. т.49, 2013, с. 11-17.
- Варданян К.С. Якоби Н.М. Источники аномального теплового потока на территории Армянской ССР. Исв. АН АрмССР, Науки и земле, 1985, N2, с. 48-53.
- Волчанская И.К. Джрбашян Р.Т., Меликсетян Б.М., Саркисян О.А., Фаворская М.А. Блоковое строение Северо-Западной Армении и особенности размещения магматических и рудных проявлений. Изд. "Недра", Советская геология, 1971, N8, c. 15-27.
- Габриелян А.А., Саркисян О.А., Симонян Г.П. Сейсмотектоника Армянской ССР. Ереван, Изд. Ереванского Университета, 1981, 284с.
- Геолого-геофизические условия в очаговой зоне Спитакского землетрясения 1988 г. Отчет Министерства Геологии СССР. НПО "Нефтегеофизика". М.: 1990, 113 с.
- Карапетян Н.К. Блоковое строение земной коры Армянского нагорья. Изв. АН АрмССР, Науки о земле, 1988, N6, с. 19-28.
- Карапетян Н.К. Годографы сейсмических волн для землетрясений Армянского нагорья. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1974, с. 142. Краснопевцева Г.В. Глубинное строение Кавказского сейсмоактивного региона.
- М.:Наука, 1984. 108 с.
- Левицкая А.Я., Лебедева Т.М. Годограф сейсмических волн Кавказа. Квартальный сейсмический бюллетень, XXI, N 1-4, Тбилиси, 1953, с. 51-59.
- Оганесян А.О., Гаспарян Г.С., Фиданян Ф.М. Структурно-динамическая модель земной коры территории Армении. Сб. научных трудов конференции посвященной 40-летию основания ИГИС им. А. Назарова, Изд. «Гитутюн» НАН РА, Гюмри, 2002, с. 94-102.
- Оганесян С.М., Оганесян А.О., Гаспарян Г.С., Фиданян Ф.М. Структурно-динамическая характеристика земной коры территории Армении по комплексу геофизических данных. Известия НАН РА, Науки о Земле, LVIII, 2005, № 3, с. 49-53.

- **Оганесян С.М., Оганесян М.Г.** Регулирующие алгоритмы решения трехмерных обратных задач гравиметрии. Изф. "Наукова думка", Геофизический журнал, 1988, т.10, N3, с.47-63.
- **Проблемы землетрясений**. Сб. статей под ред. Г.А.Гамбурцева Гр. Геофиз. Ин-та АН СССР, 1954, с. 207.

Саакян А.А. Эпицентральные поправки к стандартному годографу Джеффриса-Буллена для Армянского нагорья, - Изв.АН Арм.ССР, Науки о Земле. 1981, № 5, с. 75-81.

Рецензент А. Аракелян

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՏԱՐԱԾՔԻ ՍԵՅՍՄԱԲԱՆԱԿԱՆ ԻՆՖՈՐՄԱՅԻԱՅԻ և ԵԼԱԿԵՏԱՅԻՆ ՏՎՅԱԼՆԵՐԻ ՄՇԱԿՄԱՆ ԱՐԴՅՈՒՆՔՆԵՐԻ ՎԵՐԼՈՒԾՈՒԹՅՈՒՆ

Ավետիսյան Ա.Մ., Բուրմին Վ.Յու, Հովհաննիսյան Հ.Հ., Ղազարյան Կ.Ս

Ամփոփում

Աշխատանքում դիտարկվում են ՀՀ-ում տեղի ունեցած երկրաշարժերի բյուլետենների որակական վերլուծության հարցերը։ Ցույց է տրված, որ ունեցած տվյալների հուսալիությունը բավարար չէ, որպեսզի հնարավոր յինի օգտագործել ներկայացված բոլոր տվյալները Հայաստանի խորքային կառուցվածքի, սեյսմիկ տվյայներով եռաչափ մոդելի կառուցման համար։ Ստացված արդյունքներից հետևում է, որ Հայաստանի խորքային ուսումնասիրման կառուցվածքի համար առաջնային խնդիր է հանդիսանում երկրաշարժերի հիպոկենտրոնի կոորդինատների վերյուծությունը, Ճշգրտումը և վերահաշվարկը։ Համեմատվում է եռաչափ գրավիտացիոն մոդելը երկրաշարժերի տարածական բաշխվածության հետ։ Հաստատված է երկրաշարժերի էպիկենտրոնների կապվածության օրինաչափությունների բացակայությունը որոշակի երկրաբանական կառուցվածքների հետ։

ANALYSIS OF THE INITIAL DATA AND RESULTS OF PROCESSING OF SEISMOLOGICAL INFORMATION OF THE TERRITORY OF ARMENIA

A.M. Avetisyan, V.Yu. Burmin, H.H. Hovhanisyan, K.S. Kazaryan

Abstract

The article deals with the problems of analysis of earthquake bulletin's quality of the RA. It is shown that the accuracy of existing data is far from being useful for the construction of three-dimensional model of the deep structure of Armenia using seismological data. It is shown that analysis,

correction, and recalculation of the earthquake hypocenter's coordinates are the priority problems for investigation of the deep structure of Armenia. The comparison of the three-dimensional gravitational model and the spatial distribution of earthquakes are presented. The absence of regularities of confinement of earthquake epicenters to specific geological structures is established.

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՀԱՆՐԱՊԵՏՈՒԹՅԱՆ ԲՆԱԿԱՎԱՅՐԵՐԻ ՍԵՅՍՄԻԿ ՌԻՍԿԻ ԳՆԱՀԱՏՄԱՆ ՀԻՄՆԱՀԱՐՑԵՐԸ, ԱՌԱՋԱՐԿՎՈՂ ՄԵԹՈԴԻԿԱՆ ԵՎ ԻՐԱԿԱՆԱՑՄԱՆ ՀԻՄՆԱԿԱՆ ՓՈՒԼԵՐԸ

© 2015 г. Հ. Ե. Բաբայան*, Ր.Ռ. Դուրգարյան*, Ա.Ռ. Առաքելյան**, Մ.Ռ. Գևորգյան*, Ս.Հ. Բաբայան*, Գ.Ո. Հովհաննիսյան*

* 22 9UU Երևուսումնական Գիտությունների Ինստիտուտ, (22, p. Երևան 0019, Մարշալ Բաղրամյան պողոտա, 24ա) ** Հայկական Սելսմոլոգիալի և Երկրի ֆիզիկալի Ասոցիացիա (22, 0038, Երևան, Շինարարների փող., 10 շենք) էլ.փոստ՝ <u>hektor.babayan@gmail.com</u>, <u>raffie d@yahoo.com</u>, <u>vitoarakel@yahoo.com</u> <u>gevmikayel@gmail.com</u>, <u>babayan.s.h@gmail.com</u>, <u>goganesi@yahoo.com</u> Հանձնված է իսմբագրություն 13.04.2015

Հոդվածում ներկայացվում են սեյսմիկ վտանգի հավանակային և դեթերմինիստիկ ռիսկի գնահատման ոլորտում միջազգային փորձն ու ստանդարտները, մեթոդիկաները։ Դիտարկվում են ՀՀ տարածքի և նրա բնակավայրերի սեյսմիկ ռիսկի գնահատման հիմնահարցերը։ Հիմնավորվում և առաջարկվում են սեյսմիկ վտանգի և ռիսկի (երկրաշարժի սցենար) գնահատումերի իրականացման քայլերը, ՀՀ տարածքի համար ադապտացված ծրագրային փաթեթի օգտագործումը, որի հիման վրա հաշվարկելու են ուժեղ երկրաշարժի դեպքում սպասվող ավերվածություններն ու մարդկային կորուստները, քարտեզագրվելու է տարածքների ռիսկը։

1.Աշխատանքի նախապատմությունը

Հանրապետության բնակչության մեծ մասը բնակվում է քաղաքներում և, ինչպես ցույց տվեց Սպիտակի 1988թ. երկրաշարժի հետևանքների վերյուծությունը, բնակավայրերի սեյսմիկ ռիսկի մակարդակը շատ բարձր է։ Անցյալ դարի 90 –ական թվականներից սկսվել է մշակվել ՀՀ և երկրաշարժերի հետևանքների բնակավայրերի սեյսմիկ ռիսկի նվազեցման ռազմավարությունը տարբեր միջազգային ծրագրերի շրջանակներում` ՄԱԿ, ՄԳՏԿ, Համաշխարային Բանկ-ի ֆինանսավորումով և կոորդինացումով։ Ստացվել և կիրառության մեջ են դրվել շատ արժեքավոր արդյունքներ։ Վերջին նախաձեռնություններից է GEM (The Global Earthquake Model) ծրագիրը (Emme-gem.org), որի նպատակներից էր մշակել ժամանակակից ծրագրային համակարգ և ստեղծել տվյայների ընդհանրացված բազաներ, որպեսզի հնարավորինս մեծ հավաստիությամբ հաշվարկվի և քարտեզագրվի երկրաշարժի ռիսկը տվյալ տարածաշրջանի բնակավայրերի համար։

Այդ խնդիրը առավել արդիական է Հայաստանի համար, քանզի նրա բնակչության մեծ մասը բնակվում է քաղաքներում և ինչպես ցույց տվեցին Սպիտակի երկրաշարժի հետևանքները, նրանց սեյսմիկ ռիսկի մակարդակը շատ բարձր է։

Սույն հոդվածի հեղինակային խումբը GEM – EMME միջազգային ծրագրի շրջանակներում մասնակցել է տարածաշրջանի սեյսմիկ վտանգի և ռիսկի, ինչպես նաև Հայաստանի առանձին քաղաքների դեթերմինիստիկ ռիսկի գնահատման աշխատանքներին։ Մարդկային կորուստներն ու ավերվածությունները հաշվարկելու և քարտեզագրելու համար տեղայնացվել և կիրառվել է *ELER v.2.0 (Earthquake Loss Estimation Routine* – Երկրաշարժից կորուստների հաշվարկի կարգ) ծրագրային փաթեթը, որը մշակվել է EU FP-6 NERIES (Network of Research Infrastructures for European Seismology) ծրագրի շրջանակներում։

Ներկայացնելով սեյսմիկ ռիսկի գնահատման ժամանակակից մոտեցումները և իրականացման հիմնական փուլերը, հիմնավորվում և առաջարկություններ են արվում ՀՀ տարածքի և առանձին բնակավայրերի սեյսմիկ ռիսկի գնահատման գործընթացի վերաբերյալ։

2. Սեյսմիկ ոիսկի գնահատման հիմնահարցերը *2.1. Սեյսմիկ ոիսկի գնահատման ժամանակակից մոտեցումները*

Սեյսմիկ ռիսկը դա հնարավոր երկրաշարժերի դեպքում մարդկային, նյութական, տնտեսական, սոցիալական, մշակույթային և այլ կորուստների հավանականությունն է` ելնելով տարածքի սեյսմիկ վտանգից և շենքերի ու ենթակառուցվածքների սեյսմիկ խոցելիությունից։

Մեյսմիկ ռիսկի գնահատմը (ՄՌԳ) կատարվում է ՀՀ տարածքի, նրա առանձին շրջանների (մարզերի և համայնքների) զարգացման ծրագրերի մշակման և պլանավորման, քաղաքների և բնակավայրերի հատակագծերի մշակման և զարգացման, քաղաքաշինական փաստագրերի մշակման ժամանակ, ինչպես նաև սեյսմիկ ռիսկի նվազեցման աշխատանքների պլանավորման, արտակարգ իրավիՃակների կառավարման և նրանց հետևանքների վերացման համար։

ՍՌԳ-ը կարելի է իրականացնել դեթերմինիստիկ մոտեցումով, որի ժամանակ ընտրվում է վատթարագույն սցենարը՝ առանց երկրաշարժի ծագման ժամանակը հաշվի առնելու։ ՍՌԳ-ը կարելի է իրականացնել նաև հավանականային մոտեցումով՝ որոշակի ընտրված ժամանակահատվածի (օրինակ 50, 200, 250 և այլ տարիներ) համար։ Սեյսմիկ ռիսկի հավանականային գնահատման (ՍՌՀԳ) հիմքում դրվում է սեյսմիկ վտանգի հավանականային գնահատումը՝ հաշվի առնելով բնակավայրի հետագա զարգացման պլանը։

ՄՌԳ այս կամ այն մոտեցման ընտրումը կատարվում է ելնելով պատվիրատուի կողմից դրված խնդիրների պահանջներից, ուսումնասիրվող տարածքի առանձնահատկություններից և բարդություններից, ուսումնասիրվող օբյեկտների կարևորությունից։

Ամեն դեպքում ՍՌԳ հիմնական արդյունքներն են՝ մարդկային ուղղակի և անուղղակի կորուստների, քանդված կամ տարբեր աստիձանի վնասված շենքերի քանակի և նրանց տիպերի որոշումը, ենթակառուցվածքներին, տնտեսական ռեսուրսներին և նրանց պոտենցիալին հասցրած վնասները։ ՍՌԳ հիմնական արդյունքներից է նաև տվյալ տարածքի համար սեյսմիկ ռիսկի նվազեցմանն ողղված առաջարկությունները։

2.2. Մեյսմիկ ոիսկի գնահատման մեթոդդաբանությունը։

Սեյսմիկ ռիսկի գնահատման մեթոդաբանությունը (Emme-gem.org) ներառում է հետևյալ փուլերը.

• սեյսմիկ վտանգի գնահատում;

- երկրաշարժի սցենարի կամ սցենարների ընտրություն;
- ռիսկի տարրերի (բնակչություն, շենքեր, կարևոր և վտանգավոր օբյեկտներ, ենթակառուցվածքներ, հաղորդակցման գծեր, երկրաշարժով հարուցված վտանգավոր երևույթներ և այլն) հավաքագրում և քարտեզագրում;
- ռիսկի տարրերի խոցելիության վերլուծություն;
- ռիսկի գնահատում և քարտեզագրում, սպասվող կորուստների հաշվարկում;
- ռիսկի նվազեցմանն ուղղված առաջարկություններ։

Մեյսմիկ վտանգի և ռիսկի գնահատման Ճշտությունը առաջին հերթին կախված է ելակետային տվյալների ամբողջականությունից և հավաստիությունից։

Մեյսմիկ վտանգի և ոիսկի գնահատման ելակետային տվյալների բազան և հիմնական նյութերը, ինչպես նաև ստացված արդյունքները հիմնականում ներկայացվում են GIS (Աշխարհագրական տեղեկատվական համակարգ) ձևաչափով։

3.Սեյսմիկ ռիսկի գնահատման հիմնական փուլերը։ *3.1. Սեյսմիկ վտանգի գնահատում։*

Մեյսմիկ վտանգի գնահատումը իրականացվում է դեթերմինիստիկ և հավանականային մոտեցումներով։ Մեյսմիկ վտանգի դեթերմինիստիկ գնահատումը տեղանքի գրունտների շարժումների (արագացման) վտանգի գնահատումն է երկրաշարժի կոնկրետ սցենարի դիտարկումով (որոշակի ուժի երկրաշարժը տեղի է ունեցել որոշակի տեղում)։

Մեյսմիկ վտանգի հավանականային գնահատումը ֆիքսված ժամանակահատվածում գրունտների շարժումների որոշակի մակարդակի գերազանցման հավանականությունն է։

Սովորաբար օգտագործվում է 50 տարվա ընթացքում գրունտի առավելագույն հորիզոնական արագացման (PGA) արժեքի 10% և 2% գերազանցման հավանականությունը (համապատասխանաբար 475 տարի և 2475 տարի կրկնելիության ժամանակահատվածներում), (Budnitz et al., 1997):

Մեյսմիկ վտանգի հավանականային գնահատումը կատարվում է հայտնի ծրագրային փաթեթների օգտագործմամբ, որոնք փորձարկված են տվյալ տարածաշրջանի համար (ՀՀ տարածքի համար, օրինակ CRISIS 2003; 2007; FRISK, EZFRISK կամ ավելի նոր տարբերակ Open Quake 2013 և այլն)։

Տվյալ ծրագրային փաթեթների համար օգտագործվում են տարածաշրջանի հետևյալ տվյալների բազաները և նյութերը GIS թվային համակարգում։

 երկրաբանական տվյալների բազա (երկրաբանական քարտեզներ, ակտիվ խզվածքների եռաչափ տեսք, դրանց շարժման արագությունը և հնարավոր խզվածքների տեղադիրքը, երկրաբանական կտրվածքներ, ստորգետնյա ջրերի տարածման քարտեզներ, հորատանցքերի նկարագրություն, վտանգավոր երկրաբանական երևույթների քարտեզներ, փաստացի նյութերի քարտեզներ, այլ նյութեր);

• ինժեներա-երկրաբանական շրջանացման քարտեզներ;

- տարածքի գրունտի մոդելը, ըստ լայնական ալիքների տարածման միջին արագությունների արժեքների (Vs30) կամ գրունտի ազատ տատանումների (T₀) մեծությունների, "ՀՀ ՇՆ 2006 Սեյսմակայուն շինարարության նախագծման նորմեր", նորմատիվային փաստաթղթին համապատասխան։ Տարածքի գրունտի մոդելին կարող են կցվել այլ օժանդակ երկրաֆիզիկական տվյալների բազաներ, կտրվածքներ, քարտեզներ (Դուրգարյան և այլոք, 2010; Khachyan et al., 2006)։
- Երկրաշարժերի կատալոգներ (պատմական, նախապատմական, գործիքային), որոնք հիմք են հանդիսանում յուրաքանչյուր օջախային գոտու առավելագույն մագնիտուդի, ինչպես նաև կրկնելիության պարամետրերի, առավելագույն մագնիտուդների անՃշտությունների գնահատման համար;
- Մարման մոդելների տվյալների բազան և տարածաշրջանի համար ամենաընդունելի ընտրված մոդելը (Douglas, 2001);
- Երկրաշարժերի սեյսմատեկտոնական մոդելը, որն ընդգրկում է գծային և մակերեսային սեյսմածին գոտիները, նրանց եռաչափ երկրաչափությունը, հաշվարկված և գնահատված սեյսմիկ պոտենցիալը M_{max} (Karakhanyan et al., 2004):

Հայաստանի տարածքի կամ նրա ենթատարածքների սեյսմիկ վտանգի գնահատման, ինչպես նաև ՀՀ ՇՆ 2006 Սեյսմակայուն շինարարության նորմերի ադեկվատ կիրառման համար անհրաժեշտ է ստեղծել/հաստատել ակտիվ խզվածքների քարտեզը և սեյսմատեկտոնական մոդելը 1։200000 մասշտաբով, ինչպես նաև երկրաշարժերի հիմնական պարամետրերը արտահայտող միասնական կատալոգը։

3.2. Մեյսմիկ վտանգի քարտեզագրում (սեյսմիկ գոտիավորում)։

Իրականացվում է դեթերմինիստիկ և հավանականային մոտեցումներով։ Ստացված քարտեզներն արտահայտում են գրունտի առավելագույն հորիզոնական արագացումները (PGA), սպեկտրալ արագացումները, իսզվածքների հարթությունների տեղադիրքը և անկման ուղղությունները, գրունտի երկրորդական էֆեկտները՝ սողանքներ, գրունտի քայքայվածություն և այլն (Ավանեսյան և այլոք, 2011)։

3.3. Երկրաշարժերի սցենարի կամ սցենարների ընտրություն։

Իրականացվում է պատմական, նախապատմական, ինչպես նաև գործիքային ժամանակաշրջանների ուժեղ երկրաշարժի օջախային գոտիների առավելագույն մագնիտուդների արժեքների ընտրության և սեյսմատեկտոնական մոդելի հիման վրա, կամ սեյսմիկ վտանգի դեագրեգացիայի հիման վրա (Abrahamson, 2006)։

Դեագրեգացման ամենաընդունված ձևը երկչափ դեագրեգացումն է՝ ըստ մագնիտուդի և հեռավորության զույգերի։ Այս մոտեցումը թույլ է տալիս որոշել երկրաշարժի գերիշխող սցենարները (Abrahamson, 2006)։ Դեագրեգացումն իրականացվում է PGA-ի 475 և 2475 տարի կրկնելության ժամանակահատվածների համար, ինչպես նաև սպեկտրալ արագացման տարբեր պարբերությունների համար։

3.4. Մեյսմիկ ոիսկի տարրերի հավաքագրում և քարտեզագրում ։

Իրականացվում է GIS թվային համակարգում բազմաշերտ վերլուծության և արագ/օպերատիվ հաշվարկների նպատակով։ Սեյսմիկ ռիսկի հիմնական տարրերն են - բնակչությունը, շենքերը, շինությունները, հատուկ և կարևոր նշանականության օբյեկտները, կենսապահովման գծերը (էլեկտրականության, կապի, ջրամատակարարման, գազի), տրանսպորտի և այլ կոմունիկացիոն համակարգերը։ Ուսումնասիրվող տարածքի քարտեզագրումն իրականացվում է 250մ x 250մ կամ ավելի փոքր չափի բջիջներով (Grid-cell)՝ կախված ուսումնասիրվող օբյեկտի չափերից։

3.5.Մեյսմիկ ոիսկի տարրերի խոցելիության գնահատում։

Շենքերի և շինությունների խոցելիության գնահատումը կատարվում է դասակարգման հիման վրա՝ համապատասխան րստ նրանց պարամետրերի (կառուցման ժամանակը, կառույցի տիպը, հարկայնությունը, վնասվածության աստիձանը, այլ կառուցվածքային առանձնահատկությունները)։ Ռիսկի յուրաքանչյուր տարրի խոցելիությունը գնահատվում է նրա վնասվածության աստիձանի և երկրաշարժի ուժգնության կախվածությամբ (խոցելիության կոր)։ Գրաֆիկական կորր կառուցելու համար օգտագործվում են ինչպես տեսական հաշվարկները, այնպես էլ տարածաշրջանի ուժեղ երկրաշարժի հետևանքների հետազոտությունների արդյունքներն ու վիճակագրությունը։

3.6. Մեյսմիկ ռիսկի գնահատում։

Իրականացվում է սեյսմիկ վտանգի և սեյսմիկ ռիսկի տարրերի խոցելիության գնահատման արդյունքների համադրման միջոցով։

Մեյսմիկ ռիսկի հաշվարկների` սպասվող կորուստների քանակական արժեքների որոշման համար, օգտագործվում են հայտնի ծրագրային փաթեթներ, որոնք փորձարկված են տվյալ տարածաշրջանի համար։

Տվյալ ծրագրային փաթեթներն օգտագործում են.

- սեյսմիկ վտանգի քարտեզներն արտահայտված գրունտի առավելագույն արագացումներով, մակերևույթային խզվածքների տվյալներով, երկրորդական գրունտային էֆեկտներով;
- շենքերի, հատուկ և կարևոր նշանականության օբյեկտների տվյալների բազան և նրանց բաշխվածության քարտեզները;
- գիշերային ժամերին բնակչության բաշխվածության քարտեզը;
- ենթակառույցների, կենսապահովման գծերի, հաղորդակցման գծերի բաշխվածության քարտեզները
- ռիսկի տարրերի խոցելիության կախվածությունը (կորը) երկրաշարժի ուժգնությունից։

Մեյսմիկ ռիսկի գնահատման հիմնական արդյունքներն ամփոփվում են հետևյալ քարտեզների կամ աղյուսակների միջոցով.

- շենքերի տարաստիձան վնասվածության բաշխվածությունը` հիմնված երկրաշարժի ուժգնության վրա;
- ջենքերի տարաստիձան վնասվածության բաշխվածությունը` հիմնված տարբեր պարբերությունների սպեկտրալ արագացումների վրա;

• մարդկային կորուստների տեղաբաշխումը։

Սեյսմիկ ռիսկի գնահատման մյուս արդյունքները` ուղղակի և անուղղակի ֆինանսական կորուստներ, ենթակառուցվածքներին, տնտեսության ռեսուրսներին և նրանց պոտենցիալին հասցրած վնասները և այլն, ներկայացվում են աղյուսակների և դիագրամների տեսքով։

4. ՀՀ տարածքի և առանձին բնակավայրերի սեյսմիկ ռիսկի գնահատման գործընթացի առաջարկություններ։

Հեղինակային խմբի վերջին տարիների իրականացված աշխատանքների փորձը (<u>http://www.gripweb.org/gripweb/?q=countries-risk-</u> <u>information/documents-publications/earthquake-scenarios-city-gyumri-</u> <u>including-seismic</u>) հնարավորություն է տալիս ՀՀ տարածքի և նրա առանձին քաղաքների ու բնակավայրերի սեյսմիկ ռիսկի գնահատման իրականացման համար առաջարկել հետևյալը.

- Սեյսմիկ վտանգի հաշվարկման համար օգտագործել CRISIS99 համակարգչային ծրագիրը։ Ծրագիրը համապատասխանում է սեյսմիկ վտանգի հավանականային գնահատման մեթոդաբանության բոլոր պահանջներին՝ մուտքային տվյալների փոփոխություններ, սեյսմիկ օջախային գոտիների տարածական բնութագրեր, այլընտրանքային սեյսմոտեկտոնական և մարման մոդելներ և դրանց ներառումը հաշվարկների մեջ, ինչպես նաև մուտքային տվյալների անորոշությունների հաշվառումը (User's Manual for CRISIS99 Software, (1999)):
- Տեղական գրունտային պայմաններում («տեղամասի էֆեկտը») հաշվի առնել դինամիկական բնութագրերը ոչ միայն կտրվածքի առաջին տասնյակ մետրերում, այլ նաև ավելի խորը տեղադրվող շերտերում;
- Տարածքի երկրաբանական և սեյսմատեկտոնական պայմաններում հաշվի առնել խզվածքների հետևյալ պարամետրերը – երկարություն և գոտու լայնք, կինեմատիկա, տեղաշարժի արագություններ, Mmax:
- 4. Գրունտների մարման մոդելում հաշվարկների ժամանակ օգտագործել Քեմփբելի և Բոզորնիայի (2008-NGA) մարման հավասարումը, որը գործում է V₅₃₀ պարամետրով։
- 5. Քարտեզագրել՝ ուսումնասիրվող տարածքների գրունտի առավելագույն արագացումները(PGA) և սպեկտրալ արագացումներըը (SA, T=0.2վ, T= 1.0վ) g-ի միավորներով։ Հետագայում այդ քարտեզները կարող են լիարժեք օգտագործվել որպես հիմնական մուտքային տվյալներ ՝ մարդկային կորուստների, շենքերի և կենսապահովման գծերի սպասվող կորուստների գնահատման համար (մարդկային զոհեր, շենքերի և կենսապահովման գծերի տարբեր աստիձանի վնասվածություններ)։
- 6. Հաշվի առնելով ՀՀ տարածքի սեյսմատեկտոնական պայմանների և պատմական երկրաշարժերի լավ ուսումնասիրությունները, միջին և ուժեղ երկրաշարժերի կրկնելիության ժամանակները, երկրաշարժերի սցենարների ընտրությունը կարելի է կատարել հիմնվելով պատմական նախադեպերի և տարածաշրջանային

սեյսմատեկտոնական մոդելի վրա, որը լավ համընկնում է մյուս մոտեցման՝ վտանգի դեագրեգացման վրա։

- 7. ՀՀ քաղաքների վնասների և կորուստների գնահատումները հաշվարկելու համար, օգտագործել ELER համակարգչային ծրագիրը, որը մշակվել է EU FP6 NERIES ծրագրի շրջանակներում (Network of Research Infrastructures for European Seismology) և օգտագործում է լավ փորձարկված անալիտիկ մեթոդների բազմազանությունը, ինչպես նաև հնարավորություն է ընձեռում հաշվարկման տարբեր էտապներում հարցման ռեժիմով ներմուծել տարբեր մուտքային տվյալներ։
- 8. ELER համակարգչային ծրագիրը, մուտքային տվյալների լրիվության դեպքում, հաշվարկում և քարտեզագրում է տարածքի դեթերմինիստիկ սեյսմիկ վտանգը։
- 9. Եյնելով ՀՀ շինարարության ոլորտի փորձագետների հետ կատարված համատեղ վերլուծությունից, համեմատելով ՀՀ քաղաքների առկա շենքերի տիպերը եվրոպական շենքերի տիպերի հետ (մշակված EUFP5 դասակարգման RISK-UE ծրագրի շրջանակներում (աղյուսակ 1), Հայաստանում տարածված շարվածքային կառուզվածքները կարելի է նույնացնել M3, M6, և M7 դասերին, իսկ կարկասային և խոշոր-պանելային շենքերը նույնացնել RC5 և RC6 դասերին (աղյուսակ 1)։ Մանրամասն վերյուծելով Սպիտակի երկրաշարժի հետևանքների "ռեալ պատկերը" շենքերի վնասվածությունների առումով, ստազվել են Հայաստանի տարածքում առկա շենքերի տարբեր տիպերի համար խոցելիության ցուցիչներ (աղյուսակ 2), որոնք որպես մուտքային անհրաժեշտ տվյայներ օգտագործվում են ELER համակարգչային ծրագրում ։

Աղյուսակ 1

Շենքերի տիպ	աբանությունը	Շենքի տեսակը					
	M1	Խամքար					
đ	M2	Մոլաղյուս					
[m]	M3	Սովորական քար					
ıdm	M4	Ծանր քար					
ћ 21	M5	Ս-աձև շարվածք (հին աղյուսներ)					
d m	M6	Ս-աձև շարվածք –ե/բ հատակներ					
션	M7	Ամրանավորված շարվածք					
	RC1	Ե/բ կարկասներ (առանց սեյսմակայու-					
. .		նության նախագծի ՍԿՆ)					
, un	RC2	Ե/բ կարկասներ (միջին ՄԿՆ)					
ւել	RC3	Ե/բ կարկասներ (բարձր ՄԿՆ)					
el m	RC4	Բարձրահարկ ամրանավորված կար-					
իվշ		կաս (առանց ՍԿՆ)					
	RC5	Բարձրահարկ ամրանավորված կար-					
		կաս (միջին ՄԿՆ)					

Շենքերի Եվրոպական տիպաբանությունը

	RC6	Բարձրահարկ ամրանավորված կար-
		կաս (բարձր ՄԿՆ)
Պողպատ	S	Պողպատե կառուցվածքներ
Փայտանյութ	W	Փայտե կառուցվածքներ

Աղյուսակ 2

Հաշվարկված սեյսմիկ խոցելիության ցուցիչները տարբեր տիպաբանությունների շենքերի համար

Շենքերի տիպաբ	Խոցելիության ցուցիչներ			
		Vmin	Vulpg.	
	M1	0.62	0.873	
	M2	0.62	0.84	
	M3	0.46	0.74	
Քարե շարվածք	M4	0.3	0.616	
	M5	0.46	0.74	
	M6	0.3	0.616	
	M7	0.14	0.451	
	RC1	0.3	0.644	
ıntı	RC2	0.14	0.484	
btu	RC3	-0.02	0.324	
elml	RC4	0.3	0.544	
Epil	RC5	0.14	0.384	
	RC6	-0.02	0.224	
Պողպատ	S	-0.02	0.324	
Փայտանյութ	W	0.14	0.447	

Արդյունքների ստուգում։ Սեյսմիկ ռիսկի գնահատման ժամանակ իրականացվելիք անհրաժեշտ խնդիրներից մեկը ստացված արդյունքների ստուգումն է։ Արդյունքների Ճշտությունը և հուսալիությունը ցույց է տրվում համեմատության գործընթացի միջոցով՝ օգտագործելով հայտնի և վերլուծության ենթարկված նմանատիպ իրադարձությունները։

Հաշվի առնելով, որ հեղինակային խմբի կողմից ELER համակարգչային ծրագրի օգտագործումով իրականացվել էր Գյումրի քաղաքի սեյսմիկ ռիսկի դեթերմինիստիկ գնահատումը (Kenneth et al., 2008), բնական է, որ համեմատության համար մեր կողմից ընտրվել էր Mw=6.9 մագնիտուդով երկրաշարժի սցենար, որն իր մագնիտուդով և Ճեղքվածքի ընդհանուր երկարությամբ նման է 1988թ. Սպիտակի երկրաշարժին և Mw=6.2 մագնիտուդով երկրաշարժ, որը նման է 1926թ. Լենինականի երկրաշարժին։

Արդյունքների ստուգման համար դիտարկվել է սեյսմիկ ռիսկի գնահատման տեսակետից կարևոր հանգամանք – մակրոսեյսմիկ վերլուծությունը տարբեր տարածքների և տարբեր տիպի շենքերի համար։

Սպիտակի երկրաշարժից ամենախիստ տուժած 400կմ² էպիկենտրոնային գոտում շենքերի չորս հիմնական տեսակների համար (քարե կրող պատերով, կարկասային և քարե պատերով, հավաքովի երկաթբետոնե կարկասային և հավաքովի երկաթբետոնե պանելային շենքեր) ընդհանուր վնասի վիձակագրությունը հետևյալն է.

1. 314 շենք փլուզվեց,

2. 641 շենք կարիք կար քանդելու,

3. **1264** շենք կարիք ուներ վերանորոգման կամ ուժեղացման, և միայն 712 շենք (24 տոկոսը) երկրաշարժից հետո մնաց բնակության համար պիտանի։

Մպիտակի 1988թ. երկրաշարժի հիմնական իրադարձության ժամանակ մակրոսեյսմիկ ազդեցություններում մեծ ներդրում ունեցած երեք ենթաօջախների հիմնական պարամետրերն ու աշխարհագրական տեղադրությունները պատկերված են նկ.1 –ում։



Նկար 1. Օջախային գոտու սեյսմատեկտոնական սխեմայի վրա (Տրիֆոնով և այլոք, 1994 թ.) սեյսմոգեն խզվածքի երկայնքով հիմնական ցնցման ենթաօջախների (Պաչեկո և այլոք, 1989 թ.) և հետցնցումների (ըստ Մ.Դանիլովայի սահմանման)

(чагачан и аңпер, 1909 р.) и навідидницарі (раві 8. тайрінцані и аницицица) и стримірацівної 8. тайрінцарі во тайрінцарі 1-шівници и аницицица (правити 1-шівниція правити и правити и странацици (правити) правити и правити и правити и правити и правити и правити правити и правити правити и правити и

Ի լրումն Սպիտակի 1988թ. երկրաշարժի մուլտիպլետ բնույթի (Karakhanian et al.,1992; Арефьев и др., 2003), շատ է քննարկվել նաև Սպիտակի երկրաշարժի իզոսեյստերի բաշխումը, որը պատկերված է նկ. 2-ում։

Վերականգնելով 1988թ.-ից առաջ Գյումրիի բնակֆոնդի պատկերը (թվայնացված քարտեզը ԱՏՀ համակարգում) և նշանակելով այդ ժամանակվա տարբեր տիպի շենքերի (տես աղ. 3) համար եվրոպական ստանդարտներից վերցրված մատչելի դյուրաբեկության կորեր և խոցելիության պարամետրեր, ELER ծրագրի միջոցով հաշվարկվել է 1988թ.ից առաջ Գյումրիի շենքերի վնասվածությունը։



Նկար 2. Սպիտակի երկրաշարժի իզոսեյստերի սխեման ա) ընդհանուր պատկերը, բ) ուժեղ ցնցումների գոտի

Աղյուսակ 3

Համեմատության գործընթացի համար օգտագործված՝ Գյումրի քաղաքի բնակֆոնդի գույքացուցակի դասակարգումը

1	1-2 հարկանի քարե բազմաբնակարան շենքեր
2	3-6 հարկանի քարե բազմաբնակարան շենքեր
3	Խոշոր պանելային բազմաբնակարան շենքեր
4	Կարկասային բազմաբնակարան շենքեր

Հաշվարկի արդյունքները-մոտ 130 շենք կվնասվեին այն աստիձան, որ վերանորոգման ենթակա չէին լինի (այսինքն, լրիվ կվնասվեին), և մոտ 800 շենք խիստ կվնասվեին։ ELER ծրագրի կողմից ստացված 1988թ. Սպիտակի երկրաշարժի հետևանքով Գյումրի քաղաքում տարբեր աստիձանի վնասված շենքերի բաշխումը պատկերված է նկար 3-ում։



Նկար 3. Սպիտակի 1988 թ. երկրաշարժից հետո Գյումրի քաղաքում վնասված շենքերի բաշխումը

Հաշվարկված արդյունքները ցույց են տալիս բավական լավ համապատասխանություն Սպիտակի 1988թ. երկրաշարժի հետևանքով փաստացի վնասված շենքերի քանակների և պատկերի հետ։

Մյուս ստուգիչ համեմատությունը իրականացվել է ELER ծրագրային փաթեթի միջոցով ստեղծված իզոսեյստերի սխեմաների և 1926թ. Լենինականի և 1988թ. Սպիտակի երկրաշարժերի իրական մակրոսեյսմիկ տվյալների հիման վրա ստեղծված փաստացի սխեմաների հետ (նկարներ 4 և 5)։



բ) Փաստացի (Բաբայան, 2001թ.)

ա) Փաստացի (Ավանեսյան, 2004թ.)

ստեղծված Նկար 4։ Ստացված արդյունքների ստուգողական համեմատություն 1926 թ. Լենինականի երկրաշարժի հետ (Mw=6.2)։ Իզոսեյստերը կազմվել են. ա)Փաստացի դիտարկված մակրոսեյսմիկ տվյալների հիման վրա (Ավանեսյան, 2004թ.), բ)փաստացի դիտարկված մակրոսեյսմիկ տվյալների հիման վրա (Բաբայան, 2001թ.)

գ) ELER համակարգ-

չային ծրագրով

q) ELER ծրագրային ապահովման միջոցով



ա)Փաստացի (Խաչիյան, 2001թ.)

բ)Փաստացի (Նազարեթյան, 2002 թ.)



գ) ELER համակարգչային ծրագրով ստեղծված

Նկար 5. Մտացված արդյունքների ստուգողական համեմատություն Սպիտակի 1988թ. երկրաշարժի հետ (Mw=6.9)։ Իզոսեյստերը կազմվել են. ա)Փաստացի մակրոսեյսմիկ տվյալների հիման վրա (Խաչիյան, 2001թ.) բ)փաստացի մակրոսեյսմիկ տվյալների հիման վրա Փաստացի (Նազարեթյան, 2002 թ.) գ) ELER ծրագրային ապահովման միջոցով

Աղուսյակ 4-ում, համեմատության համար ներկայացված են շենքերի վնասվածությունների քանակները երեք սցենարների համար, ստացված ELER ծրագրային փաթեթի միջոցով և Սպիտակի 1988թ. երկրաշարժի հետևանքով շենքերի իրական վնասվածությունների քանակները։

Աղյուսակ 4

Առաջարկվող սցենարների ներքո և Սպիտակի 1988թ. երկրաշարժի հետևանքով վնասված շենքերի բաշխումը

Սցենար	Շենքի դաս	Շենքի վնասվածության աստիձան			ության	Ընդամե- նը վնաս- ված	Ընդամե- նր շենթեր	Ընդհանու- րի %
		միջին ուժեղ		լրիվ				
	Pr_B88	149)	99	276	524	3183	16%
	Pr_A89	123	3	24	64	211	6299	3%
	M_B88	46		20	43	109	245	44%
I -	M_A89	8		0	0	8	113	7%
ወበበԽ,	P_F_M	0		0	0	0	394	0%
M7.3, H=10կմ, R=30կմ	Ընդհանուր 10234-ից ընդամենը վնասված	326	5	143	383	852		
	Ընդհանուրի %	3%)	1%	4%	8%		
		1			r	1	1	
	Pr_B88	184	ł	135	348	667	3183	21%
	Pr_A89	131	-	27	85	243	6299	4%
Π-	M_B88	47		21	45	113	245	46%
ปกบบวเบ	M_A89	10		0	0	10	113	9%
nd.	P_F_M	0		0	0	0	394	0%
M6.5, H=10 կ น์, R=9 կ น์	Ընդհանուր 10234-ից ընդամենը վնասված	372	2	183	478	1033		
	Ընդհանուրի %	4%)	2%	5%	10 11%		
	D., D00	270	<u>, </u>	242	026	1420	2102	450/-
	Pr_088	270) 7	115	920	1430 451	6200	45%
	FI_A09	42		222	299	101	0299	7804
III -	M_D00	45		33	115	191	243 112	70%
Ախուրյ	DEM	10		12	+ 16	20	20/	70/2
ան, M7.2, H=10կմ, R=3կմ	Հարդանուր 10234-ից ընդամենը վնասված	568	3	407	1360	2335		
	% %	6%)	4%	13%	23%		
	Dr B99	25		70	105	200	~3/00	6%
Մպիտա կ	M R88	20		275	51	547	~700	75%
	D E	6		55	72	122	~100	70%
ФUUԽ M6.9,	<u>՝ _</u> ՝ Ընդամենը վնասված	252		400	228	880	4400	7070
H=10կմ						~20%		

Pr_B88-մինչև 1988 թ. կառուցված մասնավոր քարե տներ, Pr_A89-1988 թ-ից հետո կառուցված մասնավոր քարե տներ, M_B88-մինչև 1988թ. կառուցված քարե բազմաբնակարան շենքեր, M_A89 – 1989թ-ից հետո կառուցված քարե բազմաբնակարան շենքեր, P_F_M-1989թ-ից հետո կառուցված/ամրացված խոշոր պանելային, կարկասային և միաձույլ կառուցվածքներ։

Գյումրի քաղաքի տարածքում լայնակի ալիքների տարածման միջին արագությունների և անբարենպաստ ենթատարածքների (քարիզ) բաշխումը պատկերված է նկ. 6-ում։



Նկար 6 . Տեղաշարժի ալիքի տարածման միջին արագությունների և անբարենպաստ տարածքների (քարիզ) բաշխումը Գյումրի քաղաքի տարածքում

Համեմատելով վերոհիշյալ պատկերները, կարելի է ակնհայտ նկատել, որ

 շենքերի վնասի բաշխումը հիմնականում պայմանավորված է Գյումրի քաղաքի անբարենպաստ տարածքներով (քարիզ) և լայնակի ալիքի տարածման ցածր արագությունների գոտիներով;
 ստացված արդյունքները լավ համատեղելի են Սպիտակի 1988թ. երկրաշարժի պատձառած փաստացի ավերածությունների տարածքների հետ։ Uduutujuu U. U., Anıpquıpjuu P.A., Purpujuu U.Z., Alıpqjuu U.A., Uuuunpjuu, L.U., Unupeljuu U. A., Uhunujuu U.Z. "22 Hujng 2nph dunch ubjuuhly li bulunnyi domuliquelin quuhuunnu" *Ahunupjniu Epipp Uuuhu*, 22 AUU Uduuqhp, N 1, Epiluuu, 2011, Ep 17-29
 Anıpquıpjuu P.A., Alıpqyuu U.A., Purpujuu U.Z., Uhunujuu U.Z., Uluutujuu U.U.

Ավանեսյան Մ.Ա.
"Թեսթային տեղամասի տեղական էֆեկտը և սեյսմիկ ուժեղացումների ազդեցությունը " Երկրի Մասին Գիտություն, ՀՀ ԳԱԱ ամսագիր, N 3, Երևան, 2010, էջ 42-47:
Խաչիյան Է., "Կիրառական երկրաշարժագիտություն", ՀՀ ԳԱԱ «Գիտություն» հրատարակչություն, 2001, Երևան, 311 էջ։
Նազարեթյան Ս.Ն., Բալասանյան Ս.Յ., Ամիրբեկյան Վ.Ս., "Սեյսմիկ պաշտպանությունը և նրա կազմակերպումը" Գյումրի "Ելդորադո" հրատարակչություն, 2002, 259 էջ։
Арефьев С.С. и др. "Эпицентральные сейсмологические исследования", ISBN 5-94628-076-7: Академкнига, 2003, 375 с.
Бабаян Т.О. Сейсмическое микрорайонирование территории города Гюмри.

- Бабаян Т.О. Сейсмическое микрорайонирование территории города Гюмри. Научно-технический отчет. ИГИС НАН РА, Гюмри, 1977г. и 2001 г. Хачиян Э.Е., Маркарян Т.Г., Амбарцумян В.А., "Сейсмостойкое сртоительство. Нормы проектирования". СНРА II-6.02-2006. Ереван 2006 [Khachiyan, E.E., Markaryan, T.G., and Hambartsoumyan, V.A., 2006. Earthquake Engineering: Désign Norms, CHPA II-6.02-2006.]
- Abrahamson N. Seismic hazard assessment: problems with current practice and
- Avanesyan A., Sersinic nazard assessment. problems with current practice and future developments, First European Conference on Earthquake Engineering and Seismology, Geneva, Switzerland, 3-8 September, 2006, p. 8590-8606.
 Avanesyan A., Sargsian H., Avanesyan M., Geological structures of strong earthquakes source zones of Armenia (II report). Press of Yerevan State University, N1.2004, Yerevan, pp. 3-16.
 Budnitz R.I., Apostolakis G., Boore D.M., Cluff L.S., Coppersmith K.I., Cornell C.A. Morris, P.A. Becommendations, for Probabilistic Seismic Hazard
- C.A., Morris P.A.,. Recommendations for Probabilistic Seismic Hazard Analysis: Guidance on Uncertainty and Use of Experts. Mail report, Prepared by : Senior Seismic Hazard Analysis Committee (SSHAC), Lawrence Livermore National Laboratory, U.S.Nuclear Regulatory Commission, U.S.Department of Energy, Electric Power Research Institute: NUREG/CR-6372: UCRL-ID122160. Vol. 1, 1997, p. 256.
- **Douglas J.** A comprehensive worldwide summery of strong-motion attenuation relationships
- for peak ground acceleration and spectral ordinates (1969 to 2000), ESEE Report
- Karakhanian A.S., Balassanian V.S., Active dynamics of the 1988 Spitak earthquake zone Jzycetia AN Armenii Nauki o Zemlie 2: (in Russian) 1992
- earthquake zone. Izvestia AN Armenii, Nauki o Zemlie 2: (in Russian). 1992, pp. 12-21.
- Kenneth W., Cambell and Yousef Bozorgnia, (2008). NGA Ground Motion Model for the Geometric Mean Horizontal Component of PGA, PGV, PGD and 5% Damped Linear Elastic Response Spectra for Periods Ranging from 0,01 to 10 s, Earthquake Spectra, Vol 24, No. 1, 2008, pp. 139-178. Pacheco, J., et al. (1989): Teleseismic body wave analysis of the 1988 Armenian
- earthquake

Geophys. Res. Lett., 16 (12), p.1425-1428.

Trifonov, V.G., Karakhanian, A.S., Kozhurin, A.J., 1994. Major active faults of the collision area between the Arabian and the Eurasian plates. Proc. Of the Conference on Continental Collision Zone Earthquakes and Seismic Hazard Reduction. IASPEI/IDNDR, Yerevan, User's Manual for CRISIS99 Software, (1999), p. 56-79.

Назаретян С.Н., Оценка сейсмической опасности и риска территории городов зоны Спитакского землетрясения 1988г. Изд-во "Гитутюн" НАН Армении, Ереван, 2013, 205 с.

Գրախոսող՝ Մ.Նազարեթյան

ПРОБЛЕМЫ, ПРЕДЛАГАЕМАЯ МЕТОДИКА И ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РЕАЛИЗАЦИИ ОЦЕНКИ СЕЙСМИЧЕСКОГО РИСКА ДЛЯ НАСЕЛЕННЫХ ПУНКТОВ РЕСПУБЛИКИ АРМЕНИЯ

Г.Е.Бабаян, Р.Р.Дургарян, А.Р.Аракелян, М.Р.Геворгян, С.Г.Бабаян, Г.В.Оганнисян

Абстракт

В статье представлены междунардный опыт и сатандарты, разаработанные методки в области вероятностной и детерминистической оцеки сейсмической опасности и риска. Рассмотрены основополагающие вопросы оценки сейсмического риска территории Армении и ее жилых поселений. Обоснованы и предложены основные этапы оценки сейсмической опасности и риска (сценарий землетрясения), использование адаптированного программного комплекса для численной оценки человеческих потерь, разрушений в случае сильного землетрясения, картирования риска исследуемых территорий.

THE PROBLEMS, PROPOSED TECHNIQUE AND MAIN IMPLEMENTATION STAGES OF SEISMIC RISK ASSESSMENT FOR SETTLEMENTS IN THE REPUBLIC OF ARMENIA

H.E.Babayan, R.R.Durgaryan, A.R.Arakelyan, M.R.Gevorgyan, S.E.Babayan, G.V.Hovhannisyan

Abstract

The article presents the international experience and standards, and the developed technique of probabilistic and deterministic assessment of seismic hazard. Problems of seismic risk assessment for the area of the RA and its settlements are considered. Steps to realize seismic hazard and risk estimations (earthquake scenario), and use of the adapted software package to estimate

expected casualties and damages in case of a strong earthquake and to map the risks within the study area are substantiated and recommended.

ԱԿՏԻՎ ԽՉՎԱԾՔՆԵՐԻ ԳՈՏՈՒՄ ՄԵՐՉՄԱԿԵՐԵՍԱՅԻՆ ՃԵՂՔՎԱԾՔՆԵՐԻ ՀԱՅՏՆԱԲԵՐՈՒՄԸ ԳԵՈՌԱԴԱՐԱՅԻՆ ՀԱՆՈՒՅԹԻ ԿԻՐԱՌՄԱՄԱԲ (ՍՅՈՒՆԻՔ, ՀԱՅԱՍՏԱՆ)

© 2015 г. Հ.Ա. Իգիթյան, Մ.Ռ. Գևորգյան, Ր.Ռ. Դուրգարյան, Հ.Ե. Բաբայան

22 9UU Երկրաբանական Գիտությունների Ինստիտուտ (22, ք.Երևան 0019, Մարշալ Բաղրամյան պողոտա, 24ա) էլ.փոստ՝ <u>igityanhayk@gmail.com</u>, <u>gevmikayel@gmail.com</u>, <u>hektor.babayan@gmail.com</u> Հանձնված է իսմբագրություն 09.04.2015

Ուսումնասիրությունները նպատակ են հետապնդել Փամբակ-Սևան-Սյունիք ակտիվ խզվածքի Սյունիքի սեգմենտում հայտնաբերել և քարտեզագրել մերձմակերեսային պատովածքները գեոռադարային հանույթի միջոցով։ Խնդիրը դարձավ առավել ուշագրավ, երբ գեոռադարային հանույթը արդյունավետ արձագանքեց մինչև 30մ հրաբխանստվածքային շերտի դեֆորմացիաների առկայությանը։ Համալիր երկրաբանա-երկրաֆիզիկական ուսումասիրությունների արդյունքում որոշվել են ենթամակերեսային տեղադրմամբ ակտիվ խզվածքների երկրաչափությունը բնութագրող հիմնական պարամետրերը։ Առանձնացված հատվածներում իրականացվել են երկչափ (2D) և եռաչափ (3D) գեոռադարային հանույթներ։

Արդյունքում, հետաքրքրող տեղամասերում, եռաչափ արտահայտմամբ (3D), քարտեզագրվել են առկա ակտիվ խզվածքները։ Հետազոտություններում, ի թիվս երկրաֆիզիկական և երկրաբանական մեթոդների, կիրառվել են նաև հեռահար զոնդավորման (թափանցման) և վերծանման ժամանակակից տեխնոլոգիաները։

Ներածություն

Ակտիվ տեկտոնիկայի և սեյսմիկ վտանգի գնահատման կարևոր խնդիրներից մեկն է մերձմակերեսային պատովածքների հայտնաբերումը և քարտեզագրումը։ Գիտության այս բնագավառում բազմաթիվ երկրաբանական և երկրաֆիզիկական ուսումնասիրություններ են կատարվել խզվածքի երկրաչափության և տեղաշարժի զոնայի հայտնաբերման ուղղությամբ։

Կողաշարժային կինեմատիկայով աչքի ընկնող խզվածքային գոտիները, ըստ երկրաշարժի ազդեցության աստիձանի, սովորաբար բաժանվում են երեք տարբեր ենթագոտիների և մակերեսային սահքի։ Արդյունքում դեֆորամացված ամբողջ համալիրը ձևավորում է այսպես կոչված« ծաղկի ստրուկտուրա "flower structures" (Wilcox et al., 1973; Sylvester and Smith, 1976; Sylvester, 1988): Սահքի դեֆորմացիաների հատվածը հիմնականում շրջապատված է լինում սեպաձև խախտումների գոտիով (Ben-Zion and Sammis, 2003)։ Վտանգավոր է համարվում (damage zone) այն գոտին, որտեղ դեֆորմացիաների խտությունը գերազանցում է ռեգիոնալ դեֆորմացիայի խտության միջին արժեքին։ Այսինքն, վտանգավոր գոտու դեֆորմացիաներն ավելի խիտ են, քան շրջափակող ապարներինը (Chester, 1995)։

Պալեոսեյսմիկ խրամուղիների (paleoseismic trench) ուսումնասիրությունները ցույց են տալիս, որ երկրաշարժի ժամանակ առաջացած umhph մակերևույթը սովորաբար մի քանի կիլոմետր խորություն ունեցող նեղ գոտի է (Sibson, 2003; Rockwell and Ben-Zion, 2007): Բուն սահph մակերևույթը և շրջակա գերքայքայված շերտը (ultracataclasite layer) անվանում են խզվածքային գոտու ՛՛միջուկ՛՛։ Այս խզվածքի միջուկը զուգահեռ է մակրոսկոպիկ սահքի վեկտորին և շրջապատված է քայքայված շերտով (a cataclasite layer), որը գտնվում է մի քանի մետր խորության վրա (e.g., Chester and Chester, 1998;Schulz and Evans, 2000)։ Վնասված գոտին իր մեջ ներառում է.

- 1. սահքի մակերևույթի կոտրված կամ ջարդված ապարների ենթագոտին
- 2. թույլ դեֆորմացված ապարների ենթագոտին, որի լայնությունը կազմում է մի քանի հարյուր մետր (Dor et al., 2006, 2008)։
- առավել թույլ, անտեսանելի դեֆորմացիաների ենթագոտին, որը մի քանի կիլոմետր լայնությամբ պոտենցիալ վտանգի գոտի է ձևավորում։

Ակտիվ խզվածքի մակերեսային կամ մերձմակերեսային ստրուկտուրաների հայտնաբերման և քարտեզագրման գործընթացում հիմնականում կիրառվում է պալեոսեյսմիկ խրամուղիների մեթոդը։ Այս մեթոդը արդյունավետ է, քանի որ այն.

- բացված տեղամասում ակնհայտ է դարձնում ակտիվ խզվածքի մերձմակերեսային պատռվածքի կառուցվածքը,
- հնարավորություն է ընձեռում ավելի մեծ Ճշտությամբ որոշել խզվածքի կոնկրետ ակտիվության ժամանակաշրջանը (հասակը)։

Մակայն, խրամուղիների միջոցով իրականացված մեթոդը, լինելով համեմատաբար թանկ և աշխատատար, ոչ միշտ է ապահովում տարածական պատկերացում ենթամակերեսային պատովածքների կառուցվածքի մասին։ Նշված մեթոդը սահմանափակ է՝ ունի լոկալ կիրառում և ապահովում է տվյալներ փոքր խորությունների վերաբերյալ (հիմնականում 2-3 մետր)։

Երկրաֆիզիկական ժամանակակից մոտեցումները և կիրառվող մեթոդները թույլ են տալիս առավել մանրամասն, արագ և ընդգրկուն ուսումնասիրել և քարտեզագրել մերձմակերեսային ստրուկտուրաների առանձնահատկությունները։ Այդպիսի երկրաֆիզիկական մեթոդներից է գեոռադարային հանույթը (GPR) և համապատասխան 3D մոդելավորումը։ (Lehmann and Green, 1999, 2000; Young and Lord 2002; Streich et al., 2006, 2007; Grasmueck and Viggiano, 2007; Streich and van der Kruk, 2007)։

GPR-ի 3D մոդելավորումը ավելի արդյունավետ է դարձնում մերձմակերեսային պատովածքների ստրուկտուրաների հայտնաբերումն ու քարտեզագրումը։

Աշխատանքում իրականացված հետազոտությունները խնդիր են հետապնդել ցույց տայու գեոռադարային հանույթի արդյունավետությունը ժամանակաշրջանի երիտասարդ hnjngtuh հրաբխականությամբ h նստվածքագոյացմամբ բնութագրվող տեղամասերում։ Որպես փորձադաշտ րնտրվել է Քարքարի (ՀՀ Սյունիքի մարզ) տեղամասը, որը ներկայցավում է աջակողմյան կողաշարժի կինեմատիկայով բնութագրվող "փույ ապարտ" 1997): ավազանի տեսքով (Karakhanian al, Իրականացված et երկրաֆիզիկական հետազոտությունների արդյունքում քարտեզագրվել են

ակտիվ խզվածքների կողմից ենթամակերեսային շերտերում հարուցված անհամասեռությունները։

Գեոռադարի մեթոդ

Հետազոտություններում օգտագործվել է SIR–3000 գեռռադարային համակարգը, 100MHz և 200MHz հաձախականությամբ ընդունիչ և տվիչ ալեհավաքներով, որոնք թույլ են տվել զոնդավորել (թափանցել) համապատասխանաբար մինչև 30 և 10 մետր խորությամբ երկրաբանական կտրվածքները։

Գեոռադարային զոնդավորման հիմքում ընկած է էլեկտրամագնիսական իմպուլսների վերծանումը և զոնդավորման միջավայրի տարբեր էլեկտրամագնիսակական շերտերի սահմաններից անդրադարձած ազդանշանների գրանցումը։ Զոնդավորման հիմնական նպատակն է շերտերի սահմանների հզորության և տեղադրման խորության որոշումը։

Գեոռադարային համակարգի կիրառման համար մուտքային պարամետրեր են հանդիսանում էլեկտրամագնիսական իմպույսների մարումը միջավայրում էլեկտրամագնիսական այիքների տարածման և արագությունը, որն էլ իր հերթին ներկայացնում է միջավայրի էլեկտրական բնութագիրը։ Էլեկտրամագնիսական իմպուլսների մարումը բնութագրում է զոնդավորման խորությունը, իսկ արագությունը մինչև անդրադարձման սահմանն ընկած հեռավորությունը։ Միջավայրում էլեկտրամագնիսական այիքների տարածման արագությունը կախված է նրա դիէլեկտրիկ և թափանցելիության մագնիսական աստիճանից (1, 2):

$$\mathbf{V} = \frac{\mathbf{C}}{\sqrt{\boldsymbol{\mathcal{E}}}}$$
(1)

Արագությունը միջավայրում հակադարձ համեմատական է միջավայրի դիէլեկտրիկ թափանցելիությանը, որտեղ C-ն լույսի արագությունն է վակումում։

Ալիքի նորմալ անկման դեպքում տարբեր դիէլեկտրիկ թափանցելիություն ունեցող երկու միջավայրների անդրադարձման գործակիցը հավասար է.

$$\mathbf{K}_{\mathbf{0}\mathbf{T}} = \frac{\sqrt{\varepsilon_2} - \sqrt{\varepsilon_1}}{\sqrt{\varepsilon_2} + \sqrt{\varepsilon_1}}.$$
(2)

Պետք է նշել, որ ռադարոգրամայի գունային բաժանումը համապատասխանում է այս կամ այն միջավայրում նրանց բնորոշ ամպլիտուդաների փոփոխություններին և, հետևաբար, խտությունների բաշխմանը։ Գեոռադարային հանույթի արդյունքում ալեհավաքներից ստացված տեղեկատվությունը կամ հսկայածավալ ռադարոգրամաների խումբը գրանցվում է ֆայլի տեսքով, որպես էլեկտրամագնիսական ալիքների խումբ, որը հետագայում ինտերպոլացվում և վիզուալիզացվում է հետազոտված տեղամասի երկրաբանական կտրվածքների կամ եռաչափ 3D մոդելի տեսքով (մանրամասն տես «Գեոռադարային հանույթ» բաժնում)։

Դաշտային դիտարկումների արդյունքները մշակվել են Radan 6.5 համակարգչային փաթեթի կիրառմամբ։

Ուսումնասիրվող տեղամասի երկրաբանական բնութագիրը

Քարքարի տեղամասում իրականացված կառուցվածքա-երկրաբանական և հրաբխագիտական հետազոտությունների հիմնական արդյունքն էր "փույ-ապարտ ավազան" /*pull-apart basin*/ կարգի խոշոր կառուցվածքի անջատումը։ Կողքերից այդ կառուցվածքը սահմանազատում է Քարքարի միջին-ուշ Պլելստոցենի հրաբուխների խմբի և բազմաթիվ Հոլոցենային "Pull-apart" ավազանը հրաբուխների՝ գծային ձգվող համակարգը։ առաջացել է Փամբակ-Սևանի խզվածքի հարավային եզրի վրա (Karakhanian et al, 1997): Cum Karakhanian et al, 1997; Karakhanian et al, 2002; Karapetyan et al, 2010; աշխատանքների Քարքար տեղամասում Պլելստոցենի և Հոլոցենի դարաշրջաններում հրաբխային ակտիվությունը զարգացել է ինտենսիվ ձգման հաշվին, որն առաջացրել է« փուլ-ապարտ ավազանի կառույցի ներսում։ Քարքարի "փույ-ապարտ" ավազանը ձևավորող խզվածքները, ինչպես և մյուս բոլոր նման կառուցվածքները աշխարհում, խորքում կարող են ձևավորել "ծաղկային կառույց"։ Քարքարի "փույ-ապարտ" ավազանի արևմտյան և արևելյան եզրերում խզվածքները ձևավորում են համակարգեր, որոնք դրսևորում են հելիկոիդային ձկում և անկում դեպի ներս՝ "փույ-ապարտ" ավազանի կառույցի մեջ։ Մակերևույթի վոա խզվածքների խիտ կուտակման և հելիկոիդային Ճկման տեղամասերը արտահայտվում են դեպրեսիաների տեսքով, որոնք կարող են ունենալ հրաբխատեկտոնական ծագում։

Գեոռադարային հանույթ

Ուսումնասիրությունների նպատակն է գեոռադարային հանույթի օգնությամբ հայտնաբերել ակտիվ խզվածքի տեղադիրքը, ուղղությունը և անկման անկյունը։ Ակտիվ խզվածքի (նկ.1) տեղադիրքը և ուղղությունը պարզելու նպատակով կատարվել է գեոռադարային հանույթ։ Հանույթն իրականացվել է խզվածքին ուղղահայաց ուղղությամբ երեք հարյուր մետր երկարություն ունեզող տասնմեկ ուղղագծերի միջոզով։ Ուղղագծերի միջև հեռավորությունը կազմել է 30 մետր (նկ.1c)։ Հանույթի թափանցման խորությունը կազմում է 30 մետը։ Ուսումնասիրությունների արդյունքում առանձնացվել են անոմալ դրսևորումներով բնութագրվող տեղամասեր։ Գեոռադարային հանույթի ընթագքում առանձնազված անոմալ դրսևորման օրինակը բերված է նկ. 2։ Նկար 2a-ում պատկերված է 300 մետր երկարություն ունեցող պրոֆիլը, որի աջ կողմը բնորոշում է տեղամասի էլեկտրամագնիսական նորմայ դաշտը, huu ձախ հատվածում առանձնացված է էլեկտրամագնիսական դաշտի անոմալ դրսևորումը (uuuuu):



Նկար. 1. a) ՀՀ ակտիվ խզվածքների տեղադիրքը (Karakhanian et al, 2002,) b) Փամբակ-Սևան-Սյունիք ակտիվ խզվածքի Սյունիքի սեգմենտը (Ground penetrating..., 2014), c) Քարքար տեղամասում իրականացված գեոռադարային հանույթի սխեմ



Նկար 2. Գեոռադարային հանույթի պրոֆիլ. a) 300մ երկարությամբ պրոֆիլի տեսքը, b) անոմալ դրսևորմամբ առանձնացված հատվածը։

65

Այսպիսի անոմալ դրսևորումներ նկատվում են նաև մնացած բոլոր պրոֆիլներում, որոնք բնորոշ են խզվածքային գոտիներին։ Ուղղագծերի անոմալիաների համադրումը միմյանց հետ տեղամասում առանձնացրեց մի ամբողջական ստրուկտուրայի տեղադիրքը և տարածման ուղղությունը։ Այդ հատվածում 2014թ. ԵԳԻ աշխատակիցների՝ Ա. Ավագյանի և Մ. Մարտիրոսյանի կողմից փորված պայեոսեյսմոյոգիական խրամուղիում հայտնաբերվել են հանույթով գեոռադարային առանձնացված մերձմակերեսային պատովածքների Երկրաֆիզիկական փունջը։ արդյունքների և երկրաբանական տվյալների համադրման արդյունքում դարձավ, հայտնաբերված պարզ np ստրուկտուրան մակերեսին արտահայտված պատռվածքներն են։



Նկար 3. Գեոռադարային 3D հանույթի վերլուծությունը և մեկնաբանումը. a) տեղամասում առկա դեպրեսիան աերոլուսանկարում, 3D GPR հանույթը և b) մակերեսային պատռվածքի ստրուկտուրան ըստ GPR հանույթի։

Առանձնացված ստրուկտուրայի անկման անկյունը և տարածական պատկերը ստանալու նպատակով կատարվել է գեոռադարային 3D հանույթ (նկ.3.)։ 3D հանույթն իրականացվել է 3 մետր քայլով, 30 մետր երկարությամբ և 30 մետր լայնությամբ ցանցով։ Ուսումնասիրության թափանցման խորությունը կազմել է 10 մետր (նկ.3.)։

3D հանույթի արդյունքում կառուցվեց խզվածքի եռաչափ մոդելը (նկ.3a), որտեղ հստակ երևում է խզվածքների տարածական բաշխումը և նրանց շարժման արդյունքում առաջացած դեպրեսիան։ 2D և 3D հանույթների արդյունքում պարզ դարձավ, որ խզվածքները ունեն ծաղկի ստրուկտուրա (նկ.3b, նկ.4) և երկրի մակերևույթին մերձուղղահայաց անկման անկյուն։



Նկար 4. Նկարում պատկերված է գեոռադարային հանույթի վերլուծության արդյունքում ստացված ծաղկի ստրուկտուրայի տեսքը a), b) ներկայացված է մինչև 10մ թափանցմամբ հանույթը, c), d) ներկայացված է մինչև 30մ թափանցմամբ հանույթը։

Եզրակացություններ

Սյունիքի մարզի Քարքարի ուսումնասիրման տեղամասերում գեոռադարային հանույթի օգնությամբ ստացված արդյունքներն են.

- հայտնաբերվել և քարտեզագրվել են ակտիվ խզվածքի մերձմակերեսային պատռվածքները
- պարզվել է ակտիվ խզվածքների եռաչափ պատկերը
- 3D հանույթի օգնությամբ հայտնաբերվել է, որ ակտիվ խզվածքի մերձմակերեսային պատովածքներն ունեն երկրի մակերևույթին մերձուղղահայաց անկման անկյուն։
- 2D և 3D մոդելների վերլուծության արդյունքում պարզ դարձավ, որ իզվածքները մերձմակերեսային խորություններում ձևավորում են ծաղկի ստրուկտուրա (նկ.4):
- գեոռադարային հանույթի կիրառումը արդյունավետ է մերձմակերեսային պատռվածքների հայտնաբերման և քարտեզագրման աշխատանքներում։

Գեոռադարային հանույթը արդյունավետ է նաև պալեոսեյսմալոգիական խրամուղիների տեղի ընտրությունը կատարելու դեպքում։

ԳՐԱԿԱՆՈՒԹՅՈՒՆ

- Arthur G. Sylvester (2), Robert R. Smith (3), Tectonic Transpression and Basement-Controlled Deformation in San Andreas Fault Zone, Salton Trough, California. AAPG60: 1976, p. 2081-2102. Ben-Zion, Y. and Sammis C. G., 2003. Characterization of Fault Zones, Pure Appl.
- Geophys., 160, p. 677-715.
- Chester F. M. and Chester J. S. (1998), Ultracataclasite structure and friction processes of the Punchbow Fault, San Andreas System, California, Tectonophysics 295, p. 199–221. Dor O., Rockwell T. K., and Ben-Zion Y. (2006a), Geologic observations of
- damage asymmetry in the structure of the San Jacinto, San Andreas and Punchbowl faults in southern California: A possible indicator for preferred rupture propagation direction, Pure Appl. Geophys., 163, doi:10.1007/s00024-005-0023-9, p. 301-349.
- Dor O., Ben-Zion Y., Rockwell T. K., and Brune J. (2006b), Pulverized rocks in the Mojave section of the San Andreas Fault Zone, Earth Planet. Sci. Lett., 245, p. 642–´654
- Evans J.P., and Chester, F.M., 1995, Fluid-rock interaction in faults of the San-Andreas system: Inferences from San Gabriel Fault rock geochemistry and microstructures: Journal of Geophysical Research, v. 100, p. 13.
- **Grasmueck, M., and Viggiano D.,** 2007, Integration of ground-penetrating radar and laser position sensors for real-time 3-D data fusion: IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 45, p. 130–137. Ground penetrating radar study at the Karkar geothermal site Armenia, "Georisk"
- Karakhanian A.S., Djrbashian R.T., Trifonov V.G., Philip H., Arakelian S., Avagian A.V. Holocene-historical volcanism and active faults as natural risk factor for Armenia and adjacent countries / J. Volcanol. Geotherm. Res. 113 (1-2), 2002, p. 319-344.
- Karakhanian A.S., Trifonov V.G., Azizbekian O.G., Hondkarian D.G. Relationship
- Karakhanan A.S., Hitohov V.G., Azizbekian O.G., Hohdkanan D.G. Relationship of the late Quaternary tectonics and volcanism in the Khonarassar active fault zone, the Armenian Upland / Terra Nova 9, 1997, p. 131–134.
 Karapetyan S.G., Jrbashyan R.T., Navasardyan G.Kh., Meliksetian Kh.B., Savov I., Ghukasyan H.Kh. Upper pliocene-holocene volcanism of Syunik highland (Armenia) / NAS of RA, Eart sciences, 2010, N1, p. 3-20. (in Russian).
- Lehmann, F., and Green A. G., 1999, Semiautomated georadar data acquisition in three dimensions: Geophysics, 64, p. 719–731.
 Lehmann, F., and Green A. G., 2000, Topographic migration of georadar data:
- Implications for acquisition and processing: Geophysics, 65, p. 836–848.
- Richard H. Sibson. (2003), Brittle-failure controls on maximum sustainable overpressure in different No. 6 (June 2003), p. 901-908. tectonic regimes, AAPG Bulletin, V. 87,
- Rockwell T.K. and Ben-Zion, y. (2007). High localization of primary slip zones in large earthquakes from paleoseismic trenches: observations and implications for
- Schulz S. E. and Evans J. P. (2000), Mesoscopic structure of the Punchbowl Fault, Southern California and the geologic and geophysical structure of active strikeslip faults, J. of Struct. Geop. 22, p. 913–930.

- slip faults, J. of Struct. Geol. 22, p. 913–930.
 Streich R., J. van der Kruk and Green A. G., 2007, Vector-migration of standard copolarized 3D GPR data: Geophysics, 72, no. 5, J65–J75.
 Streich et al., Vector-migration of standard copolarized 3D GPR data: Geophysics, 72, no. 5, J65–J75.
 Streich, R., J. van der Kruk, and A. G. Green, 2006, Three-dimensionalmulticomponent georadar imaging of sedimentary structures: Near Surface Geophysics, 4, p. 39–48.
 Sylvester A. G. and Brown G. C., Santa Barbara and Ventura Basins Tectonics, Structure, Sedimentation, and Oilfields along an East-West Transect, 1988 Pages i-vi, Coast Geological Society Field Guide No. 64, p. 1-52.
 Young, R. A., and Lord N., 2002, Ahybrid laser-tracking/GPS locationmethod allowing GPR acquisition in rugged terrain: The Leading Edge, 21, p. 486–490.
 Wilcox R. E., Harding T. P., Seely D. R. Basic wrench tectonics. 1973, AAPG57, p. 74–96.
- 74-96.

Владов М., Старовойтов А.. Введение в георадиолокацию. Учебное пособие-М: Издательство МГУ, 2004, с.25

Գրախոսող՝ Ռ.Միրիջանյան

ОБНАРУЖЕНИЕ ПРИПОВЕРХНОСТНЫХ РАЗРЫВОВ В ЗОНЕ АКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ С ПОМОЩЬЮ ГЕОРАДАРНОГО ПРОФИЛИРОВАНИЯ. (Сюник, Армения)

А.А. Игитян, М.Р. Геворгян, Р.Р. Дургарян, Г.Е. Бабаян

Абстракт

Целью данного исследования является обнаружение и картирование приповерхностных разрывов Сюникского сегмента Памбак-Севан-Сюникского активного разлома с применением георадарного профилирования.

Задача стала более привлекательной, когда использование георадара особо продуктивно проявило себя при обнаружении деформаций в толще вулканического слоя глубиной до 30 м.

В результате комплексных геолого-геофизических исследований были обнаружены основные параметры, описывающие геометрию приповерхностных активных разломов.

Применение двухмерной и трехмерной георадарной съемки на выделенных участках обеспечило большую продуктивность достижения поставленной цели.

В результате, на интересующих нас участках было проведено детальное картирование активных разломов в трехмерном виде.

В исследованиях в числе геофизических и геологических методов были так же применены современные технологии дистанционного зондирования и дешифрирования.

DETECTION OF SURFACE DISCONTINUITIES IN THE ZONE OF ACTIVE FAULTS BY USING THE GPR SURVEY. (SYUNIK, ARMENIA)

H.A. Igityan, M.R. Gevorgyan, R.R. Durgaryan, H.Y. Babayan

Abstract

The research follows the purpose to find and to map the sub-surface structures in the Syunik segment of Pambak-Sevan-Syunik active fault by georadar (GPR) survey.

The problem was more interesting when georadar (GPR) survey especially effectively reacted on the foundation of deformations placed in the cover of under 30m volcanic layer. As a result of complex geological-geophysical studies, the main parameters estimating the geometry of sub-surface structures have been found. 3D and 2D georadar (GPR) survey implemented in separated fractions provided great effectiveness in reaching the target. The result was detailed mapping of the implemented active faults with 3D extraction in the places of any interest for us. Not only geological and geophysical techniques, but also remote sensing and modern interpretation technologies were used during the study.
СОЛНЕЧНАЯ АКТИВНОСТЬ И ТЕКТОНОМАГНИТНОЕ ПОЛЕ

© 2015 г. С.Р.Оганесян*, Т.Н.Бондарь**

*Северная Служба Сейсмической защиты ГНКО РА 3115, Гюмри, ул.В.Саргсяна 5а, Республика Армения E-mail: hovsam@mail.ru. **Институт Земного Магнетизма, Ионосферы и Распространения Радиоволн, АН Российской Федерации Поступила в редакцию 05.03.2015 г.

В статье представлен материал наблюдений солнечной активности и тектономагнитного поля, полученный для территории Восточной Армении. Их сопоставление показало, что между ними существует определенная корреляционная связь, которая активно функционирует при уравновешенном заряженном состоянии тектономагнитного поля, играя роль спускового механизма землетрясений.

Изменение интенсивности солнечной радиации, поступающей на внешнюю границу земной атмосферы и поверхности Земли, создает разнообразные геоэффекты, выражающиеся активизацией сейсмичности и вулканизма, а также изменением климата (Шварцман и др. 2008; Высоцкая 2008). Материалы по исследованию физики геоэффектов и попытке выявления статистической связи с солнечной активностью представлены в работах (Сытинский 1973, Белов и др. 2009; Обридко и др. 2013). Эти и другие исследования в области солнечно-земных связей выявили цикличность в сейсмической и вулканической активности Земли и их корреляционной связи с солнечной активностью, на основе которых возможен долгосрочный прогноз сильных землетрясений. Обобщение недавних наблюдений солнечно-суточных вариаций (S_q) с сопоставлением сильных землетрясений по земному шару показывает, что они происходят при минимуме Sq вариаций. Исходя из этого, отметим, что Спитакское землетрясение (07.12.1998; М=7) не является исключением. Оно произошло в 11ч 41мин (мест. время), когда в эпицентре Спитакского землетрясения S_q вариация имела минимальное значение. Авторы работы (Duma G., Ruzhin Y., 2003) эту связь объясняют законом электродинамики. Согласно основным принципам этого закона, электрические кольцевые токи, протекающие в дневное время в ионосфере, индуцируют в земной коре магнитное поле с магнитным моментом М. Вектор М направлен под прямым углом к горизонтальной плоскости кольцевого тока и выражается как:

$$M = \mu_0 \cdot I \cdot (D^2 - \frac{\pi}{4})$$

где μo – магнитная проницаемость части атмосферы от земной поверхности до плоскости кольцевых ионосферных токов, I - величина кольцевых токов, D - диаметр области индуцированных токов в земной коре. Магнитный момент M рассматривается как эквивалент магнитного стержня, расположенного перпендикулярно поверхности Земли. В результате взаимодействия магнитного момента M и полного вектора индукции геомагнитного поля T возникает крутящий момент, который действует на литосферу, создавая в земной коре добавочные механические напряжения.

Обнаруженную корреляционную связь минимума солнечно-суточных вариаций ГМП с моментом времени, происходящих землетрясений, можно объяснить и другим физическим явлением. Существует такой еще немаловажный эффект, как магнитострикция горных пород, способная при вариации ГМП создавать добавочные напряжения в земной коре. Линейный компонент магнитострикции выражается:

$$\lambda_{s} = \frac{\beta \cdot I_{s}^{2}}{3\chi_{0}}$$

где β – пьезомагнитный коэффициент, *Is* - намагниченность насыщения, χ_0 - начальная магнитная восприимчивость горных пород.

Если принять за β =10⁻⁵кг/см²; Is=10⁻²CGSM и χ_0 =10⁻³CGSM, которые характерны для Ашоцкой сейсмоактивной зоны, то получим:

 $\lambda s = 10^{-7}$

Деформация такой величины вполне может стать спусковым механизмом и спровоцировать землетрясение.

Вероятность того, что обнаруженную корреляцию можно объяснить магнитострикцией горных пород, подтверждают результаты, полученные в работе (Сытинский, 1973), где установлено, что в периоды повышения 11летних циклов солнечной активности в зонах сжатия повышаются сейсмическая и вулканическая активности, а в зонах растяжения Земли они снижаются. С точки зрения магнитострикции этот факт может объясняться знаком коэффициента магнитострикции горных пород, который, вероятнее всего, при сжатии увеличивает, а при растяжении уменьшает действующие тектонические напряжения.

Для проверки выше отмеченных результатов для Кавказской зоны коллизии обобщенная гистограмма количества землетрясений за 1996-2010г.г. с М≥2.5 была сопоставлена с обобщенной кривой солнечно-суточной вариации ТМП (рис.1).

Как видно из рис. 1, количество землетрясений максимально в интервале времени 10⁰⁰-14⁰⁰, когда S_q вариация претерпевает минимум. Такое совпадение можно объяснить как непосредственным взаимодействием магнитного поля S_q вариации с полем упругих напряжений земной коры, так и гравитационными приливами экзогенного воздействия сил Солнца, Луны и планет солнечной системы. Максимальное количество землетрясений наблюдается также в интервалах времени 0⁰⁰-5⁰⁰ и 18⁰⁰-24⁰⁰.



Рис.1 Кривая солнечно-суточной вариации (Sq) и количество землетрясений (N).

Также из рис.1 видно, что в отмеченных интервалах кривая S_q претерпевает знакопеременное изменение, которое повышает значение временного градиента. И на основе закона о магнитострикции земная литосфера, как твердое магнитное тело, должна перенести относительно большую деформацию. Вследствие этого в отмеченных интервалах должна повыситься вероятность возникновения землетрясения.

Динамика тектонических напряжений является следствием действий полигенных сил, которые делятся на две основные группы – эндогенную и экзогенную. Первые детально представлены в работе (Оганесян, 2009). О воздействии вторых для территории наших исследований мало что известно, поэтому возникает необходимость в рассмотрении возможности исследования вероятной связи экзогенных источников (в первой солнечной активности) с тектономагнитным явлением земной коры.

Известно, что влияние экзогенных сил на Землю и, в частности, на динамику земной коры обусловлено гравитационным воздействием Солнца и планет, кроме них значительное влияние имеет также электромагнитное воздействие Солнца, которое выражается непосредственно гелиогеофизической связью. Эту связь можно изучить сопоставляя солнечную активность с тектономагнитными параметрами. Параметрами для сопоставления служат: модуль вектора полной индукции тектономагнитного поля (*TE*) и число Вольфа (W) – самый распространенный показатель солнечной активности, показатель количества солнечных пятен, названного в честь швейцарского астронома Рудольфа Вольфа.

Число Вольфа для данного дня вычисляется по формуле:

W=k·(f+10g)

где f - количество наблюдаемых солнечных пятен; g - количество наблюдаемых групп пятен; k - нормировочный коэффициент.

Оценка величины *W* получена в Институте земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн НАН РФ (ИЗМИРАН).



Рис.2 Солнечная активность (W) и тектономагнитное поле (TE).

На рис.2 представлены кривые солнечной активности (W) и ТМП (TE) за 1993-2006гг. Между кривыми наблюдается корреляция как обратная (1993-96гг.) так и прямая (1996-2006гг.) Согласно модели ТМП (Оганесян, 2009) первый интервал – формирование активного цикла ТМП с резким ростом поля. Второй интервал – квазиуравновешенное состояние повышенных значений ТМП. Видно, что независимо от изменений W в первом интервале образуется поле TE, что говорит о его независимости от солнечной активности. Прямая корреляция вероятнее всего наблюдается из-за того, что активность Солнца способствует активизации динамики блоков земной коры и играет роль спускового механизма.

Прямая корреляция нагляднее всего видна в интервале 1996-2006гг. на геомагнитной станции "Бавра" и представлена на рис.3.



Рис.3 Тектономагнитное поле (ТЕ) на гмс "Бавра" и солнечная активность за период 1996-2006гг.

Такая интерпретация может нуждаться в добавочной коррекции, которая будет возможна при наличии данных солнечной активности нескольких активных циклов.

Таким образом, как обратная, так и прямая корреляции между солнечной активностью И тектономагнитным полем указывают на наличие магнитоупругого эффекта – влияние магнитного упорядочения на упругие свойства твердой оболочки Земли. На основании этого можно предположить, что под влиянием изменений внешнего ГМП из-за физического воздействия Солнца изменяются магнитные параметры геологических образований, что приводит к изменению их упругих свойств, которые в свою очередь нарушают поле тектонических напряжений. Такое предположение подтверждается уже тем, что в период прямой корреляции с 1996-2006г.г. пики солнечной активности (пики 1; 2; 3) по фазе опережают пики похожих изменений тектономагнитного поля (пики 1'; 2'; 3' и др.) (рис.3). Такая картина не наблюдается в период обратной корреляции 1993-1996гг. Поэтому, согласно модели ТМП можно сделать вывод, что в период прямой корреляции зарядка тектонических напряжений более независима от солнечной активности, чем разрядка. Также можно предположить, что солнечная активность при сформированных очагах землетрясений, возможно, играет роль своеобразного спускового механизма.

ЛИТЕРАТУРА

Белов С.В., Шестопалов И.П., Харин Е.П. О взаимосвязях эндогенной активности Земли с солнечной и геомагнитной активностью. Доклады АН РФ, т.428, №1, 2009, с.1-4.

Высоцкая Г.С. Пространственно-временной анализ изменений климата на территории Сибири (XX век). Изменение окружающей среды и климата, ИФА, Москва, т.VI, 2008, с.70-80.

Обридко В.Н., Кононида Х.Д., Митрофанова Т.А., Шельтинг Б.Д. Солнечная активность и геомагнитные возмущения. Геомагнетизм и Аэрономия, т.53, №2, 2013, с.157-166.

Отанесян С.Р. Оценка сейсмической опасности на основе изучения динамики тектономагнитного поля. Известия НАН РА Науки о Земле, LXII, №1, 2009, с.40-47

Сытинский А.Д. О связи сейсмичности Земли с солнечной активностью. УФН, т.111, вып.2, 1973, с.367-369.

Шварцман Ю.Г., Болотов И.Н., Игловский С.А. Изменение окружающей среды и климата. ИФА РАН, т.VI, Москва, 2008, с.80-99.

Duma G., Ruzhin Y. Diurnal changes of earthquake activity and geomagnetic S_q-variations. Natural Hazards and Earth System Sciences. 3, 2003, p.171-177.

Рецензент А. Симонян

ԱՐԵՎԱՅԻՆ ԱԿՏԻՎՈՒԹՅՈՒՆԸ ԵՎ ՏԵԿՏՈՆԱՄԱԳՆԻՍԱԿԱՆ ԴԱՇՏԸ

Ս. Ռ. Հովհաննիսյան*, Տ. Ն. Բոնդար**

Ամփոփում

Հոդվածում ներկայացված են Արևի ակտիվության և տեկտոնամագնիսական դաշտի դիտարկված նյութերը Արևելյան Հայաստանի տարածքի համար։ Դրանց համեմատությունը ցույց է տալիս, որ նրանց միջև գոյություն ունի որոշակի կորելիացիոն կապ, որն ակտիվ գործում է տեկտոնամագնիսական դաշտի հավասարակշռված լիցքավորման վիձակում, խաղալով թողարկման մեխանիզմի դեր երկրաշարժերի համար։

THE SUN ACTIVITY AND THE TECTONOMAGNETIC FIELD

S.R. Hovhannisyan*, T.N. Bondar**

Abstract

In this article the materials of connection of the Sun activity with the tectonic-magnetic field observed in the territory of Eastern Armenia are presented. Their comparison shows that there is a correlation among them that is activated in the case of balanced charging of tectonic-magnetic field and becomes a trigger mechanism for the earthquake.

ԳԵՏԱՅԻՆ ՀՈՍՔԻ ԽՈՑԵԼԻՈՒԹՅԱՆ ՎՐԱ ԿԼԻՄԱՅԻ ՓՈՓՈԽՈՒԹՅԱՆ ԱԶԴԵՑՈՒԹՅԱՆ ԳՆԱՀԱՏՄԱՆ ՄԵԹՈԴԸ ԱՐՓԱ ԳԵՏԻ ՕՐԻՆԱԿՈՎ

© 2015թ. Ա.Ա. Առաքելյան

ՀՀ ԳԱԱ Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտ 0019, Երևան, Մարշալ Բաղրամյան պ. 24ա, Հայաստանի Հանրապետություն e-mail: alex.arakelyan@outlook.com Հանձնված է խմբագրություն 26.03.2015թ.

Հոդվածում ներկայացված է Արփայի ամսական և տարեկան միջին հոսքի խոցելիության գնահատման մեթոդը կլիմայական տարրերի՝ օդի ջերմաստիձանի և մթնոլորտային տեղումների փոփոխության, ինչպես նաև ավազանում ջրօգտագործման աձի տարբեր սցենարների պայմաններում։ Հաշվի են առնվել Կլիմայի փոփոխության փորձագետների միջկառավարական խմբի (ԿΦΦՄԽ) կողմից մշակված կլիմայի փոփոխության A2 և B2 սցենարները։ Հաշվարկներն իրականացվել են WEAP մոդելի տեղայնացման միջոցով։

Երկիր մոլորակի ջրային միջավայրը գնալով ավելի խոցելի է դառնում կլիմայի գլոբալ փոփոխություններից, ինչն արդեն իսկ զգալի չափով դրսևորվում է նաև Հայաստանի ջրային ռեսուրսների վրա։ Կլիմայի փոփոխության փորձագետների միջկառավարական խմբի (ԿወወሆԽ) կազմված տեխնիկական փաստաթղթերում կոոմիզ ներկայացված ուսումնասիրությունների արդյունքներն nι կլիմայական կանխատեսումներն ապազուզում են, որ քաղզրահամ ջրային ռեսուրսների վրա կլիմայի փոփոխության ազդեզությունը հետազայում ծանը հետևանքներ կթողնի մարդկային հասարակության և էկոհամակարգերի վրա (Bates et al., 2008):

Հայաստանի ջրային ռեսուրսների վրա կլիմայի փոփոխության ազդեցության թեմայով վերջին տասնամյակում լայնածավալ ուսումնասիրություններ է իրականացրել Թ. Վարդանյանը (Варданян Т.Г., 2013; Варданян Т.Г., 2009; Vardanian T., 2007), հարցն ուսումնասիրվել է նաև ՀՀ Կլիմայի փոփոխության ազգային հաղորդագրությունների և այլ աշխատանքների շրջանակներում (Կլիմայի փոփոխության երրորդ ազգային հաղորդագրություն..., 2015, Կլիմայի փոփոխության մասին երկրորդ ազգային հաղորդագրություն..., 2010, Исследование регионального воздействия изменения климата..., 2011):

Սույն հոդվածի շրջանակներում փորձ է կատարվել գնահատել Հայաստանի խոշոր գետերից մեկի՝ Արփայի հոսքի մեծության փոփոխությունները 2030, 2070, 2100թթ. ԿՓՓՄԽ A2 և B2 սցենարների, ինչպես նաև ավազանում ջրօգտագործման աՃի 3 սցենարի՝ 10, 30 և 50%-ով գումարային աՃի պայմաններում։

Այդ փոփոխությունները գնահատելու նպատակով առաջին անգամ Հայաստանի պայմանների համար աղապտացվել և օգտագործվել է Ջրային ռեսուրսների գնահատման և պլանավորման (WEAP) մոդելի հողի խոնավության մեթոդը (Soil Moisture Method) (Amato et al., 2006; Danner et al., 2008; WEAP Tutorial, 2005):

Այս մեթոդը թույլ է տալիս հաշվի առնել ձյան մեջ ջրի պաշարի և հողերի տիպերի ազդեցությունը ջրաբանական պրոցեսների վրա։ Հողի

խոնավության մեթոդի ընտրման կարևոր հանգամանք է հանդիսանում նաև այն փաստը, որ նրա մուտքային պարամետրերից են մթնոլորտային տեղումները և օդի ջերմաստիձանը, որոնց փոփոխությունների գնահատված արժեքները հնարավորություն են տալիս մոդելավորել կանխատեսվող գետային հոսքը կլիմայի փոփոխության A2 և B2 սցենարների համար։

Մեթոդի հիմնական մուտքային պարամետրերը և դրանց կարևորությունը ներկայացված են աղ. 1–ում (Amato et al., 2006)։ Մուտքային պարամետրերի մի մասը պետք է ներմուծել ջրհավաք ավազանի մասշտաբով, իսկ որոշ տվյալներ՝ ավելի մանրամասն տարածքային միավորների համար, ինչպիսիք են հողերի կամ հողօգտագործման տարբեր դասերը։

Աղյուսակ 1

Պարամետրերը	Միավորը	Մասշտաբը	Կարևորությունը
<u>Կլիմա</u>			
Ամսական մթնոլոր- տային տեղումներ	ປປ	Ջրհավաք ավազան	Բարձր
Միջին ամսական օդի ջերմաստիձան	°C	Ջրհավաք ավազան	Միջին
Միջին ամսական քամու արագություն	մ/վ	Ջրհավաք ավազան	Ցածր
Միջին ամսական օդի հարաբերական խոնա- վություն	%	Ջրհավաք ավազան	Յածր
<u>Հողօգտագործում</u>			
Ջրհավաք ավազան	քառ. կմ	Ջրհավաք ավազան	Բարձր
Խորքային ջրերի պա- րունակություն (ծավալ)	ປປ	Ջրհավաք ավազան	Բարձր
Խորքային անցողունա- կություն	մմ/օր	Ջրհավաք ավազան	Միջին
Հողում ջրի պարունա- կություն	ປປ	Հողի տեսակ	Միջին
Անցողունակություն արմատային գոտում	մմ/օր	Հողի տեսակ	Միջին
Հոսքի նախընտրելի ուղղություն	-	Հողի տեսակ	Միջին
Բերքատվության գործակից, Кс	-	Հողօգտագործում	Բարձր
Տերևային մակերևույթի ինդեքս	-	Հողօգտագործում	Բարձր

Մուտքային պարամետրերը և դրանց կարևորությունը

Հողի խոնավության մեթոդով հաշվարկվել է Արփայի գետավազանի գետային հոսքը 2006-2010թթ. համար և դրա հիման վրա մոդելավորվել է 2030, 2070, 2100թթ. գետային հոսքը՝ ըստ կլիմայի փոփոխության A2 և B2 սցենարների։

Հաշվարկի մեթոդաբանությունը

1. Օգտագործելով Արփա-Արենի հիդրոլոգիական դիտակետի փաստացի միջին տարեկան ելքերը, վերականգնվել է Արփայի գետավազանի 2006-2010թթ. (այս հինգ տարիներն ընդունվել են որպես հաշվարկային ժամանակաշրջան) միջին բնական հոսքը։

Արփայի գետավազանի բնական հոսքը վերականգնելու համար ավազանի եզրափակիչ դիտակետի՝ Արփա-Արենիի չափված հոսքի արժեքին (որի չափման գործիքային սխալը գտնվում է թույլատրելիի սահմաններում՝ 3-5%) ավելացվել է այդ դիտակետից ներքև Արփայի մեջ թափվող Ելփին գետի հոսքի արժեքը, Արփա–Սևան թունելով Արփայի ավազանից դեպի Սևանա լիձ տեղափոխվող ջրի քանակը, ինչպես նաև Արփայի ավազանում տարբեր նպատակների ջրօգտագործումից հետ չվերադարձող ջրի քանակը (որի հաշվարկային սխալը կազմում է 5-10%).

Բնական հոսքի վերականգնման նպատակով օգտագործվել են 2006-2010թթ. Արփա – Արենի և Արփա–Սևան – Ծովինար դիտակետերի միջին ելքերը և ավազանի ՀՀ բնապահպանության նախարության կողմից տրված ջրօգտագործման թույլտվությունների քանակները։ Նկատի ունենալով, որ Ելփին–Ելփին դիտակետում (այս գետը չի մտնում Արփա-Արենիի ջրհավաք ավազանի մակերեսի մեջ) հիդրոլոգիական դիտարկումներ կատարվել են միայն 1969-1980թթ. ընթացքում, ուստի այդ տվյալները ընդունվել են որպես միջին հաշվարկային։ Արփայի բնական հոսքը և դրա վերականգնման համար անհրաժեշտ բաղադրիչներն ամփոփված են աղ. 2– ում։

Աղյուսակ 2

Հոսք,		Ամիսներ												
մլն. մ ³	Ι	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	Х	XI	XII		
Արփա– Արենի	16.43	18.02	35.91	59.25	140.05	45.91	11.91	11.91	14.36	24.36	23.19	18.80	420.40	
Արփա– Սևան–գ. Ծովինար	11.15	9.58	15.45	32.96	42.53	34.90	13.76	7.92	4.75	5.14	9.06	11.63	198.8	
Ելփին– Ելփին	0.24	0.27	0.91	2.8	2.12	0.54	0.08	0.05	0.05	0.09	0.09	0.17	7.4	
ହଠ	0.04	0.04	0.73	3.51	10.45	13.92	13.23	11.84	8.37	4.20	2.82	0.73	69.89	
<i>Բնական</i> հոսք	27.86	27.91	53.01	98.52	195.15	95.27	39.32	31.72	27.53	33.80	35.16	31.33	696.59	

Արփա գետի 2006-2010թթ. միջին բնական հոսքը

2. Հավաքագրվել են Ջերմուկի օդերևութաբանական կայանի 2006-2010թթ. միջին կլիմայական տվյալները (օդի ջերմաստիձան, մթնոլորտային տեղումներ, օդի հարաբերական խոնավություն, քամու արագություն), որոնք օգտագործվում են մոդելում մուտքագրման համար։ Ջերմուկի օդերութաբանական կայանը ընդունվել է որպես ներկայացուցչական Արփայի ավազանի համար, նկատի ունենալով, որ Արփայի ավազանում բարձր լեռնային կայանները բացակայում են, և հաշվի առնելով, որ Ջերմուկը համապատասխանում է Արփայի ավազանի միջին բնակլիմայական պայմաններին, և նրա բարձրությունը (2075մ) մոտ է Արփայի ավազանի միջին հավասարակշռված բարձրությանը (2092մ)։

Աղյուսակ 3

Ջերմուկի օդերևութաբանական կայանում դիտարկված 2006-2010թթ. միջին
ամսական և տարեկան կլիմայական պարամետրերը, °C

Suchhilm						Ամիս	ւներ						Տարեկան
Տարրսեր	Ι	Π	III	IV	v	VI	VII	VIII	IX	Х	XI	XII	միջին
Օդի ջեր- մաստ., °C	-7.5	-4.9	-0.1	4.0	9.3	14.2	16.4	17.1	13.3	8.0	0.6	-4.1	5.5
Տեղումներ, մմ	85.6	66.3	86.2	130.3	100.1	50.8	57.8	36.2	50.2	76.8	48 .1	45.5	834.0
Հարաբե- րական խոնավու- թյուն, %	75.7	75.3	72.2	74.6	70.8	69.1	68.3	60.8	64.7	72.1	73.1	73.6	70.8
Քամու արագու- թյուն, մ/վ	0.9	1.0	1.6	1.8	1.9	2.6	3.2	2.6	2.1	1.3	1.0	0.8	1.7

Ստորև բերվող աղյուսակ 3-ում ներկայացված են <u>Հողի խոնավության</u> մեթոդով իրականացված գնահատման համար կիրառված մուտքային կլիմայական պարամետրերը։

3. Հողի խոնավության մեթոդի մուտքային տվյալների մյուս խումբն են կազմում հողօգտագործման տվյալները։ Քանի որ այդ բնութագրիչները կախված են լանդշաֆտների տեսակներից, իսկ Արփայի ավազանն այդ տեսակետից համասեռ չէ, ուստի ավազանը բաժանվել է 3 գոտիների՝ ցածրադիր (31346 հա կամ 15%), միջին (10657 հա կամ 51%) և բարձրադիր (71051 հա կամ 34%)։ Հաշվի առնելով դրանց զբաղեցրած տարածքները, հողօգտագործման տվյալները բաշխվել են ըստ դրանց։

Հողօգտագործման խմբի տվյալների (աղ. 1) բացակայության պատ-Ճառով այդ պարամետրերը ստացվել են տրամաչափարկման (կալիբրովկայի) եղանակով, որի միջոցով մոդելի հաշվարկային արդյունքների Ճշտությունը մեծացվել է և մոտեցվել վերականգնված, բնական հոսքին։ Տրամաչափարկման միջոցով բացակայող մուտքային պարամետրերին տրվում են այնպիսի արժեքներ, որոնք բարձրացնում են մոդելի Ճշտությունը դիտարկումներ ունեցող ժամանակահատվածի համար (տվյալ դեպքում՝ 2006-2010թթ.)։ Հետևաբար, տրամաչափարկումից հետո մոդելը առավել արդյունավետ կլինի գետային հոսքի փոփոխություններն կանխատեսելիս։

4. Վերը նշված պարամետրերը մուտքագրելուց հետո WEAP մոդելով հաշվարկվել է Արփայի գետավազանի 2006-2010թթ. գետային հոսքի միջին ամսական, սեզոնային և տարեկան արժեքները։

5. Գետային հոսքի բնական և մոդելավորված արժեքները համեմատվել են և որոշվել է մոդելի հարաբերական սխալը։

6. Կլիմայի փոփոխության առաջարկվող սցենարների (A2, B2) պայմաններում կանխատեսվող գետային հոսքը որոշելու նպատակով համակարգ են ներմուծվել օդի ջերմաստիձանի և մթնոլորտային տեղումների կանխատեսումային արժեքները (աղ. 6, 7), մնացած պարամետրերն ընդունելով անփոփոխ։

Ստորև ներկայացվում են Արփայի գետավազանի բնական գետային հոսքի ամսական, սեզոնային, տարեկան և WEAP համակարգով մոդելավորված 2006-2010թթ. միջին արժեքների համեմատությունը (աղ. 4 և 5)։

Աղյուսակ 4

Գետային հոսք	Ամիսներ													
	Ι	Π	III	IV	v	VI	VII	VIII	IX	Х	XI	XII		
Բնական	27.86	27.91	53.01	98.52	195.15	95.27	39.32	31.72	27.53	33.80	35.16	31.33		
Մոդելավորված	26.27	26.01	52.76	96.72	190.70	92.49	42.88	36.96	30.10	35.28	35.47	30.84		
Հարաբերական սխալ, %	5.71	6.82	0.46	1.83	2.28	<i>2.92</i>	-9.06	-16.5	- <i>9.34</i>	-4.39	-0.88	1.57		

Արփայի 2006-2010թթ. միջին բնական և մոդելավորված ամսական զետային հոսթը, մյն, մ³

Աղյուսակ 5

Արփայի 2006-2010թթ. միջին բնական և մոդելավորված սեզոնային սեզոնային գետային հոսքը, մլն. մ³

	Մեզոններ								
	ልሆከ	գարուն	ພປພກ	աշուն					
Բնական	87.11	346.68	166.31	96.49					
Մոդելավորված	83.12	340.19	172.34	100.85					
Հարաբերական սխալ, %	4.6	1.9	-3.6	-4.5					

Արդյունքները ցույց են տալիս, որ մոդելավորված և բնական տվյալների արժեքների տարբերությունը տատանվում է +6,8%-ից (փետըրվար) -9,3% (սեպտեմբեր) սահմաններում, ձմռանը կազմում է 4.6 %, գարնանը՝ 1.9 %, ամռանը՝ -3.6 %, աշնանը՝ -4.5 %:

Արփայի ավազանում ջերմաստիձանների և տեղումների կանխատեսումային արժեքները 2030, 2070, 2100 թթ. ըստ կլիմայի փոփոխության A2 և B2 սցենարների

ՀՀ կլիմայի փոփոխության մասին երկրորդ ազգային հաղորդագրությունում [Կլիմայի փոփոխության մասին Երկրորդ ազգային հաղորդագրություն, 2010, Կլիմայի փոփոխության մոդելավորում Հայաստանի տարածաշրջանի համար, 2008] ներկայացված ըստ A2 և B2 սցենարների օդի ջերմաստիձանի և մթնոլորտային տեղումների փոփոխությունների արժեքների հիման վրա Ջերմուկի օդերևութաբանական կայանի համար գնահատվել են միջին ամսական և տարեկան ջերմաստիձանները և մթնոլորտային տեղումները 2030, 2070, 2100թթ. (աղ. 6, 7)։

Աղյուսակ 6

Habbuun	Տարի-						Ամի	սներ						Տար.
Ծցեսալւ	ներ	Ι	Π	III	IV	v	VI	VII	VIII	IX	х	XI	XII	միջին
Բազի- սային միջին	1960- 1990	-7.7	-6.5	-2.4	3.6	8.7	12.7	<i>16.3</i>	16.2	12.9	6.3	0.7	-4.8	4.7
	2030	-6.6	-5.4	-1.3	4.7	9.8	13.8	17.4	17.3	14	7.4	1.8	-3.7	5.8
A2	2070	-4.5	-3.3	0.8	6.8	11.9	15.9	19.5	19.4	16.1	9.5	3.9	-1.6	7.9
	2100	-2.4	-1.2	2.9	8.9	14	18	21.6	21.5	18.2	11.6	6	0.5	10.0
	2030	-6.7	-5.5	-1.4	4.6	9.7	13.7	17.3	17.2	13.9	7.3	1.7	-3.8	5.7
B2	2070	-4.8	-3.6	0.5	6.5	11.6	15.6	19.2	19.1	15.8	9.2	3.6	-1.9	7.6
	2100	-2.9	-1.7	2.4	8.4	13.5	17.5	21.1	21	17.7	11.1	5.5	0	9.5

Միջին ամսական և տարեկան հաշվարկված ջերմաստիձանները A2 և B2 սցենարների դեպքում, Ջերմուկի օդ. կայանի համար, °C

Աղյուսակ 7

Միջին ամսական և տարեկան հաշվարկված տեղումները A2 և B2 սցենարների դեպքում, Ջերմուկի օդ. կայանի համար, մմ

IIabhuun	Sumbirta						Ամիւ	ւներ						Suum
Ծցասար	Տարրոսի	Ι	Π	III	IV	v	VI	VII	VIII	IX	х	XI	XII	Տար.
Բազիսա- յին միջին	1960- 1990	63	73	84	102	<i>9</i> 5	71	40	29	23	72	53	73	778.0
	2030	61.7	71.5	82.3	100.0	93.1	69.6	39.2	28.4	22.5	70.6	51.9	71.5	762.4
A2	2070	59.2	68.6	79.0	95.9	89.3	66.7	37.6	27.3	21.6	67.7	49.8	68.6	731.3
	2100	56.7	65.7	75.6	91.8	85.5	63.9	36.0	26.1	20.7	64.8	47.7	65.7	700.2
	2030	61.7	71.5	82.3	100	93.1	69.58	39.2	28.4	22.5	70.6	51.9	71.54	762.4
B2	2070	61.1	70.8	81.5	98.9	92.2	68.87	38.8	28.1	22.3	69.8	51.4	70.81	754.7
	2100	58	67.2	77.3	93.8	87.4	65.32	36.8	26.7	21.2	66.2	48.8	67.16	715.8

Արփայի գետային հոսքի հաշվարկված փոփոխությունները կլիմայի փոփոխության A2 և B2 սցենարների պայմաններում Կլիմայի փոփոխության A2 և B2 սցենարների համաձայն Ջերմուկի օդերևութաբանական կայանի համար հաշվարկված օդի ջերմաստիձանները և մթնոլորտային տեղումները ներմուծվել են WEAP համակարգի <u>հողի խոնավության</u> մոդելի մեջ։ Մոդելի մնացած պարամետրերը (քամու արագություն, հարաբերական խոնավություն, հողօգտագործման պարամետրեր) ընդունվել են ստատիկ և համապատասխանում են 2006-2010թթ. գետային հոսքի հաշվարկման համար ներմուծված տվյալներին։

Այնուհետև մոդելավորվել են Արփայի գետային հոսքի ամսական, սեզոնային և տարեկան արժեքները 2030, 2070, 2100թթ. համար։ Ստորև բերվող աղյուսակներում և գրաֆիկներում (աղյուսակներ 8 և 9, նկար 1) ներկայացված են այդ արժեքները և դրանց համեմատությունը բազիսային ժամանակահատվածի՝ 1961-1990թթ. Արփայի բնական գետային հոսքի հետ։

Օդի ջերմաստիձանների և մթնոլորտային տեղումների փոփոխությունների հիման վրա կատարած կանխատեսման համաձայն, ըստ A2 սցենարի մինչև 2100թ. գետային հոսքը տարեկան կտրվածքով նվազելու է մոտ 240 մլն. մ³-ով, սակայն ձմեռային գետային հոսքը ավելանալու է 12%ով՝ 1961-1990թթ. միջինի համեմատ։ Դա բացատրվում է ձմեռային ջերմաստիձանների բարձրացմամբ (ձմեռային ամիսներին դրական ջերմաստիձաններով օրերի ավելացմամբ) և հետևաբար տեղումները ոչ թե կուտակվում են ձյան տեսքով, այլ միանգամից վերածվում գետային հոսքի։ Այդ պատձառով կտրուկ նվազում է գարնանային հոսքը (-41.8%) ձյան

Աղյուսակ 8

TT-1-5	Տարի-		Ամիսներ											
Սցեսար	ներ	Ι	п	III	IV	v	VI	VII	VIII	IX	x	XI	XII	կան
Բազիսա- յին ժ հատված	1961- 1990	26.7	24.3	39.7	110.7	201.5	122.3	50.5	32.7	29.7	32.4	30.0	28.2	728.8
	2030	22.4	21.6	37.4	84.1	141.6	101.1	33.0	29.0	25.0	27.9	31.2	24.8	578.9
A2	2070	21.5	26.9	42.9	64.5	127.0	87.9	28.9	25.4	22.8	25.0	30.1	29.9	532.8
	2100	25.1	33.3	43.3	47.5	114.0	76.3	25.3	22.4	20.6	22.2	28.6	30.4	489.1
	2030	23.1	22.2	37.2	83.6	149.8	108.2	34.7	30.8	25.7	28.5	31.6	28.7	604.0
B2	2070	23.2	29.9	44.4	67.9	131.7	102.3	32.0	28.6	24.3	26.3	31.1	31.7	573.5
	2100	26.6	35.5	43.8	47.3	114.6	90.2	27.4	24.8	21.5	22.7	27.9	31.4	513.7

Արփայի գետային հոսքի մոդելավորված ամսական և տարեկան արժեքները 2030, 2070, 2100թթ. համար, ըստ A2 և B2 սցենարների, մլն.մ³

Աղյուսակ 9

Արփայի գետային հոսքի մոդելավորված սեզոնային և տարեկան արժեքները 2030, 2070, 2100թթ. համար, ըստ A2 և B2 սցենարների,մլն.մ³ և փոփոխությունը բազիսայինի (1961-1990թթ.) համեմատ, %

	0 1		Մեզոններ										
Սցենար	Supp-	2ຟ	եո	Գայ	Գարուն		ın	Աշուն		Տարեկաս			
	սեր	<i>រេ</i> ប្រ.រេ ³	%	<i>៤[៦.ป</i> 3	%	<i>រេ</i> ប្រ.វេ	%	<i>បំ</i> រួង.វេ ³	%	<i>បំ</i> [្រ.វេ	%		
Բազիսա- յին ժ հատված	1961- 1990	79.3	_	351.9	_	205.5	Ι	92.1	_	728.8	Ι		
	2030	68.8	-13.2	263.0	-25.2	163.1	-20.6	84.0	-8.9	578.9	-20.6		
A2	2070	78.3	-1.2	234.4	-33.4	142.2	-30.8	78.0	-15.4	532.8	-26.9		
	2100	88.8	12.0	204.8	-41.8	124.0	-39.7	71.5	-22.4	489.1	-32.9		
	2030	74.0	-6.7	270.5	-23.1	173.8	-15.4	85.7	-6.9	604.0	-17.1		
B2	2070	84.8	7.0	244.0	-30.7	163.0	-20.7	81.7	-11.3	573.5	-21.3		
	2100	93.5	17.9	205.6	-41.6	142.4	-30.7	72.1	-21.7	513.7	-29.5		

պաշարների կրձատման հետևանքով։ Պայմանավորված կլիմայական պարամետրերի ներազդեցության բարդ սխեմայով, 2030, 2070 և 2100թթ. արժեքները 1961-1990թթ. նկատմամբ ուղիղ գծով չեն աձում կամ նվազում։



ш Г Նկ. 1. Արփայի գետային հոսքի մոդելավորված սեզոնային արժեքները 2030, 2070, 2100թթ. համար, ըստ А2 (ш) և В2 (բ) սցենարների

Նկ. 2-ում բերված են Արփայի տարեկան գետային հոսքի 2030, 2070, 2100թթ. մոդելավորված արժեքներն ըստ A2 և B2 սցենարների։



Նկ. 2. Արփայի տարեկան գետային հոսքի 2030, 2070, 2100թթ. մոդելավորված արժեքները A2 և B2 սցենարների պայմաններում

Ինչպես երևում է աղ. 8, 9-ից և նկ. 1, 2-ից, ըստ նշված WEAP մեթոդով հաշվարկի արդյունքների, Արփայի ավազանի միջին տարեկան հոսքի արժեքները զգալի չափով կնվազեն, ընդ որում ըստ A2 սցենարի՝ 149,9 մլն.մ³ (20,6 %) 2030 թ., 196,0 մլն.մ³ (26.9 %) 2070թ., 239,7 մլն.մ³ (32,9 %), իսկ ըստ B2 սցենարի համապատասխանաբար՝ 124,8 մլն.մ³(17,1 %), 155,3 մլն.մ³ (21,3 %), 215,1 մլն.մ³(29,5 %)։

Արփայի ավազանում փաստացի հոսքի ապագա փոփոխությունները գնահատելու նպատակով դիտարկվել է ջրօգտագործման աձի 3 սցենար 10, 30 և 50%-ով գումարային աձ ամբողջ ավազանի կտրվածքով։ Հաշվարկի համար հիմք են ծառայել բազիսային ժամանակահատվածի (1961-1990թթ.) սեզոնային ջրօգտագործման տվյալները (աղ. 10)։

Այնուհետև գնահատվել են փաստացի հոսքի փոփոխությունները 2030, 2070, 2100թթ.՝ համադրելով կլիմայի փոփոխության A2 և B2 ու ջրի պահանջարկի աձի մեր կողմից ընտրված սցենարները (աղ. 11)։

Աղյուսակ 10

Արփայի ավազանի ջրօգտագործման սեզոնային արժեքները ջրի պահանջարկի
աձի սցենարների պայմաններում

Սցենար	Չմեո	Գարուն	Ամառ	Աշուն
Բազիսային ժհատված (1961-1990թթ.)	1.6	12.8	33.9	14.2
10%	1.8	14.1	37.3	15.7
30%	2.1	16.7	44.0	18.5
50%	2.4	19.2	50.8	21.4

Աղյուսակ 11

Արփայի ավազանի փաստացի գետային հոսքի գնահատված արժեքները կլիմայի փոփոխության A2, B2 և ջրի պահանջարկի աՃի սցենարների համադրության պայմաններում

Սցենար	Տարի- ներ	Ջրի պահան- ջարկի աՃ	Մեզոններ				Sumt-
			Չմեռ	Գարուն	Ամառ	Աշուն	կան

Բազիսային ժ հատված	1961-1990	-	77.7	339.1	171.6	77.9	666.2
A2	2030	10%	67.1	248.9	125.8	68.3	510.1
		30%	66.7	246.4	119.1	65.4	497.6
		50%	66.4	243.8	112.3	62.6	485.1
	2070	10%	76.5	220.3	104.9	62.3	464.0
		30%	76.2	217.7	98.2	59.4	451.5
		50%	75.9	215.1	91.4	56.6	439.0
	2100	10%	87.1	190.7	86.7	55.8	420.3
		30%	86.7	188.1	79.9	53.0	407.8
		50%	86.4	185.5	73.2	50.1	395.3
В2	2030	10%	72.2	256.4	136.5	70.1	535.2
		30%	71.9	253.8	129.7	67.2	522.7
		50%	71.6	251.3	122.9	64.4	510.1
	2070	10%	83.1	229.9	125.7	66.0	504.7
		30%	82.7	227.3	118.9	63.2	492.2
		50%	82.4	224.8	112.1	60.3	479.7
	2100	10%	91.7	191.5	105.2	56.5	444.9
		30%	91.4	188.9	98.4	53.6	432.3
		50%	91.1	186.3	91.6	50.8	419.8

Հետևաբար, կարելի է եզրակացնել, որ ջրի պահանջարկի աձի ամենախիստ սցենարի (50%) դեպքում Արփայի տարեկան փաստացի հոսքը բազիսայինի նկատմամբ ըստ A2 սցենարի 2100թ. կնվազի մոտ 41%-ով, իսկ ըստ B2 սցենարի՝ 37%-ով։

ԳՐԱԿԱՆՈՒԹՅՈՒՆ

- Կլիմայի փոփոխության երրորդ ազգային հաղորդագրություն։ Երևան, 2015թ. «Լու-
- արաց» հրատարակչություն, 190 էջ։ Կլիմայի փոփոխության մասին Երկրորդ ազգային հաղորդագրություն ըստ կլիմայի փոփոխության մասին ՄԱԿ-ի շրջանակային կոնվենցիայի։ ՀՀ բնապահպանության նախարարություն։ Խմբ. Մ. Վերմիշն. Երևան։ Լուսաբաց, 2010. 146 Fo:
- Варланян Т.Г. Колебания стока рек Армении и его прогноз при глобальном изменении климата: лис. на соиск. ученой степени д-ра. географ. наук / Т. Г. Варданян. – Ереван, 2013, 266 с. Варданян Т. Г. Прогностические оценки стока рек бассейна озера Севан при разных
- сценариях изменения климата В кн.: Современные проблемы климатологии. Материалы Всероссийской конференции, посвященной 100-летию профессора О. А. Дроздова, Санкт-Петербург, Россия, 2009, с. 47-48.
- Исследование регионального воздействия изменения климата на регион Южного Кавказа. Тбилиси, 2011, 64 с.
- Amato C.C., McKinney D.C., Ingol-Blanco E., Teasley R.L. CRWR Online Report 06-12: WEAP Hydrology Model Applied: The Rio Conchos Basin. Center for Research in Water Resources, 2006, 67 p. http://www.crwr.utexas.edu/reports/pdf/2006/rtp06-12.pdf
- Bates. B.C., Kundzewicz, Z.W. Wu, S. and Palutikof, I.P. (Eds.): Climate Change and Water. Technical Paper VI of the Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC Secretariat, Geneva, 2008, 210 p. http://www.ipcc.ch/pdf/technical-papers/climatechange-water-en.pdf
- Danner C.L., McKinney, D.C., Teasley R.L., Sandoval-Solis S. CRWE Online Report 06-08: Documentation and Testing of the WEAP Model for the Rio Grande/Bravo Basin. Center for Research in Water Resources, 2008, 113 p. http://www.crwr.utexas.edu/reports/pdf /2006/ rtp06-08.pdf.
- Vardanian T. Forecasting river runoff under various global warming scenarios: a case study in Armenia | Chapter 15 in: Managing Water Resources in a Changing Physical and Social Environment Edited by Peter J. Robinson, Tony Jones and Ming-ko Woo. Home of Geography: Societa Geografica Italiana, Rome, 2007, pp. 151-163. WEAP Tutorial: A collection of stand-alone modules to aid in learning the WEAP
- software. Stockholm Environment Institute, 2005, 194p.

Գրախոսող՝ Թ. Վարդանյան

МЕТОД ОЦЕНКИ ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА УЯЗВИМОСТЬ РЕЧНОГО СТОКА НА ПРИМЕРЕ РЕКИ АРПА

А.А. Аракелян

В статье представлен метод оценки уязвимости речного стока р. Арпа в условиях различных сценариев изменения климатических параметров температуры воздуха и атмосферных осадков, а также роста водопользования на территории бассейна реки. Были рассмотрены сценарии А2 и В2, разработанные Межправительственной группой экспертов по изменению климата (МГЭИК). При оценке уязвимости речного стока впервые для Армении был адаптирован и использован метод Влажности почвы модели Оценки и планирования водных ресурсов (WEAP).

METHOD OF CLIMATE CHANGE IMPACT ASSESSMENT ON VULNERABILITY OF RIVER FLOW ON EXAMPLE OF ARPA RIVER

A.A. Arakelyan

The articles deals with the monthly and annual average flow vulnerability assessment method of Arpa under the conditions of climate elements (air temperature and atmospheric precipitation change), as well as the various scenarios on the increase of water use. A2 and B2 climate change scenarios elaborated by the intergovernmental group of climate change experts (IGCCE) were taken into consideration. The assessments were carried out by means of WEAP model localization.

ՀኮՇԱՐԺԱՆ ՏԱՐԵԹՎԵՐ

ՀՈՎՀԱՆՆԵՍ ՏԻԳՐԱՆԻ ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ (ծննդյան 140-ամյակին) (1875 – 1943)



Անվանի երկրաբան, գիտության վաստակավոր qnpbhy, երկրաբանա-հանքաբանական գիտությունների դոկտոր, պրոֆեսոր Հովհանես Տիգրանի Կարապետյանը Անդրկովկասի երկրաբանական ծառայության ձևավորման ժամանակաշրջանի նշանավոր այն գործիչներից մեկն է, ում բազմակողմանի գործունեությունն անգնահատելի դերակատարություն ունեցավ տարածաշրջանի երկրաբանական կառուզվածթի, տարատեսակ օգտակար հանածոների հանուսումնասիրման քավայրերի և յերնահանքային արդյունաբերության awnգացման գործում։

2015թ. լրանում է այդ նշանավոր գիտնականի, հմուտ կազմակերպչի և մեծ հայրենասերի, ՀՀ ԳԱԱ Երկրաբանական

գիտությունների ինստիտուտի հիմնադրի և առաջին տնօրենի (1935-1941) ծննդյան 140-ամյակը։

Հ.Կարապետյանը ծնվել է 1875թ. հունիսի 2-ին, Ախայքայակում։ 1895թ., ավարտելով Թիֆլիսի Ներսիսյան դպրոզը, սկսում է զբաղվել մանկավարժական գործունեությամբ սկզբում Ախայքայակի, այնուհետև՝ Թիֆլիսի դպրոցներում։ 1898թ.-ից Թիֆլիսում ղեկավարում է "Կովկասյան բարեգործական րնկերությունը", ծավայելով ազգանվեր յայն գործունեություն՝ ուղղված բնակչության տարբեր խավերին հայ թատրոնի և երաժշտության մասին իրազեկմանը։ Բայց նրա սերը և հակվածությունը հանդեպ բնությունը և հատկապես՝ երկրաբանությունը մեծ դեր են կատարում ուսումը շարունակելու գործում։

1906թ. նա մեկնում է Շվեյցարիա և ընդունվում Լոզանի ինժեներական դպրոց, այնուհետև, ուսումը շարունակելու նպատակով, տեղափոխվում Բրյուսելի պոլիտեխնիկական ինստիտուտի լեռնային բաժին, իսկ հետագայում՝ Եվրոպայում հայտնի Մոնս քաղաքի հանքաբանական բարձրագույն դպրոց, որը գերազանցությամբ ավարտում է 1912թ., ստանալով ինժեներ-երկրաբանի կոչում։

Երկրաբանական հետազոտությունները սկսում է Բելգիայի քարածխի հանքավայրերում, որոնց ուսումնասիրման արդյունքում հիմնավորում է ածխի կուտակումների առաջացման և որոնման նոր տեսություն։ Այն էապես նպաստում է ածխի արդյունահանման ծավալների աՃին, իսկ գիտնականին բերում է լայն Ճանաչում։

1913թ. Հ.Կարապետյանը վերադառնում է Բեյգիայից և աշխատանքի անցնում Թիֆլիսում։ Մինչև 1920-ական թվականները լայնածավալ երկրաբանական հետազոտություններ է իրականազնում Հայաստանի, Վրաստանի, Ադրբեջանի, Օսեթիայի, Դաղստանի տարածքներում, ուղղված հանածոների տարբեր օգտակար հանքավայրերի գնահատման և արդյունաբերական շահագործման խնդիրների յուծմանը։ Լայն nι բազմակողմանի գիտելիքների շնորհիվ Հ.Կարապետյանը անվիձեյի հեղինակություն է վայելում է Կովկասի երկրաբանական հանրության մոտ։

1931թ. նա հրավիրվում է Մոսկվա և նշանակվում ԽՍՀՄ էլեկտրաֆիկացիայի մեծ ծրագրի կարևորագույն շինարարական օբյեկտի՝ Մոսկվա-Վոլգա ջրանցքի շինարարության գլխավոր խորհրդատու և նախագծի հեղինակի տեղակալ։

1934թ. Հ.Կարապետյանը Հայաստանի կառավարության հրավերով տեղափոխվում է Երևան՝ Կիրառական երկրաբանության և հանքաբանության գիտահետազոտական ինստիտուտ կազմակերպելու նպատակով։

1935թ. հիմնվում է ԽՍՀՄ ԳԱ Հայկական մասնաձյուղը (Армфан), ականավոր երկրաբան, ակադեմիկոս Ֆ.Լևինսոն-Լեսսինգի գլխավորությամբ, որի կազմում ընդգրկվում է նաև Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտը։ (Постановление СНК ССРА " Об учреждении в ССРА отделения Закавказского филиала АН СССР", газета "Коммунист" от 6го февраля 1935г.): Ърш ийорьи է изшишијии Հ.Чшршщьијшир: Ինստիտուտի հիմնադրումը նշանավորում է Հայաստանի տարածքի երկրաբանական համակարգված ուսումնասիրությունների իրականազման նոր շրջան։ Աշխատանքի են հրավիրվում արտասահմանում կրթություն ստացած այնպիսի նշանավոր երկրաբաններ, ինչպիսիք են Տ.Ջրբաշյանը, Պ.Ղամբարյանը, Հ.Աբդայյանը և ուրիշներ։ Անհետաձգելի յուծում է պահանջում մասնագիտական ազգային կադրերի պատրաստման հարզը։ 1934թ. Տ.Ջրբաշյանի և Հ.Կարապետյանի նախաձեռնությամբ Երևանի համալսարանում հիմնադրվում պետական երկրաբանականէ աշխարհագրական ֆակուլտետը, որի առաջին դեկան է նշանակվում $S.\Omega$ ppu2juup:

Այդ ժամանակաշրջանում, իրականացված նշանակալից և կարևոր գիտական ու գիտակազմակերպչական գործունեության համար Հ.Կարապետյանը արժանանում է "Հայաստանի գիտության վաստակավոր գործիչ" պատվավոր կոչմանը, իսկ 1936թ. ԽՍՀՄ Գիտությունների ակադեմիան նրան շնորհում է երկրաբանա-հանքաբանական գիտությունների դոկտորի գիտական աստիճան և պրոֆեսորի կոչում։

Հ.Կարապետյանին հաջողվում է երկրաբանակաան նմուշների իր հարուստ հավաքածուի հիման վրա կազմակերպել նաև երկրաբանական թանգարան, որը 1944թ.-ից կրում է Հ.Կարապետյանի անունը։

1939թ. Հ.Կարապետյանը, հիվանդության պատձառով, հեռանում է Ինստիտուտի տնօրենի պաշտոնից։

Հ.Կարապետյանը վախձանվել է 1943թ. դեկտեմբերի 4-ին, Երևանում, ծանր հիվանդությունից հետո։

Հ.Կարապետյանը հեղինակ է շուրջ 200 տպագիր և այդքան էլ ձեռագիր գիտական աշխատությունների, եզրակացությունների և զեկուցագրերի, որոնք ներառում են ոչ միայն երկրաբանության տարբեր բնագավառների՝ հանքաբանության, հիդրոերկրաբանության, սեյսմաբանության, կիրառական երկրաբանության, լեռնահանքային qnnbh, այլ նաև շինարարության, պատմության, գրականության տարբեր hungtn: Հ.Կարապետյանի հետազոտությունների շրջանակներում առանձնահատուկ տեղ են զբաղեցրել Մևանա լՃի ջրի պաշարների պահպանան և խնայողաբար օգտագործման հարցերը, որոնք չեն կորցրել արդիականությունը մինչ այժմ։

Նշելով Հայաստանի և Անդրկովկասի երկրաբանական ծառայության, լեռնային գործի և ՀՀ ԳԱԱ Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտի հիմնադիր ու առաջին տնօրեն, պրոֆեսոր Հովհաննես Տիգրանի Կարապետյանի ծննդյան 140-ամյակը, հայ երկրաբանները մեծ ակնածանքով ու երախտագիտությամբ իրենց հարգանքի տուրքն են մատուցում անվանի երկրաբան-գիտնականի և իր ժողովրդի նվիրյալներից մեկի հիշատակին։

> ՀՀ ԳԱԱ Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտ ՀՀ ԳԱԱ "Գիտություններ Երկրի մասին" տեղեկագրի խմբագրություն

ՀԻՇԱՐԺԱՆ ՏԱՐԵԹՎԵՐ



ՌՈՒԲԵՆ ՏԻԳՐԱՆԻ ՋՐԲԱՇՅԱՆ (ծննդյան 80- ամյակին)

> ՀՀ գիտական հանրությունը, ՀՀ ԳԱԱ Նախագահությունը, ՀՀ ԳԱԱ Քիմիական և Երկրի մասին գիտությունների բաժանմունքի և ՀՀ ԳԱԱ Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտի կոլեկտիվները ջերմորեն շնորհավորում են մանաչված գիտնական, ZŻ ԳԱԱ ակադեմիկոս, Հայաստանի Գիտության վաստակավոր գործիչ, Ռուսաստանի Բնական գիտությունների ակադեմիայի անդամ, Հրաբխագիտության և Երկրի ընդերքի քիմիայի Միջազգային միության անդամ, 1993–2006թթ. Հ

ԳԱԱ ԵԳԻ տնօրեն, 2006-ից՝ տնօրենի խորհրդական, ԵԳԻ ռեգիոնալ երկրաբանության և հրաբխագիտության բաժնի վարիչ, երկրաբանահանքաբանական գիտությունների դոկտոր Ռուբեն Տիգրանի Ջրբաշյանին՝ 80-ամյա հոբելյանի առթիվ։

Ռ.Տ.Ջրբաշյանը ծնվել է 1934թ. դեկտեմբերի 13-ին, Երևանում, ականավոր երկրաբան, պրոֆեսոր, ԵՊՀ երկրաբանական ֆակուլտետի հիմնադիր և Հայաստանի երկրաբանական ծառայության հիմնադիրներից մեկի՝ Տիգրան Արշակի Ջրբաշյանի ընտանիքում։

Ռ.Տ.Ջրբաշյանը կյանքի և գործունեության շուրջ 60 տարիներն անվերապահորեն նվիրել է երկրաբանական գիտությանը, հարազատ ինստիտուտին և հայրենիքին։

1958-61թթ. նա սովորել է Մոսկվայում, ԽՍՍՀ ԳԱ Օգտակար հանածոների, պետրոգրաֆայի, միներալաբանության և երկրաքիմիայի ինստիտուտի (ИГЕМ АН СССР) ասպիրանտուրայում և այնտեղ էլ 1964թ. պաշտպանել թեկնածուական ատենախոսությունը, ապա, 1990թ., Թբիլիսիի Հանքային հումքի կովկասյան գիտահետազոտական ինստիտուտում՝ դոկտորական ատենախոսությունը։

Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտում Ռ.Տ.Ջրբաշյանը անցել է գիտաշխատողի, ավագ գիտաշխատողի, գիտքարտուղարի, հրաբխագիտության բաժնի վարիչի, գիտության գծով փոխտնօրենի և տնօրենի ուղին։

Ռ.Տ.Ջրբաշյանի աշխատանքային գործունեությունը նպատակաուղղված է եղել Հանրապետության և հարակից տարածքների երկրաբանության տարաբնույթ հիմնահարցերի ուսումնասիրմանը, հիմնականում՝ մագմայական և հրաբխային գոյացումների առանձնահատկությունների բացահայտմանը։ Նա հատուկ ուշադրության է արժանացրել Հարավային Կովկասի սահմաններում, տարբեր երկրադինամիկական իրադրություններում էոցենյան հասակի հրաբխականությանը, նրա զարգացման օրինաչափությունների վերլուծությանը, օգտակար հանածոների հանքավայրերի առաջացման ու տեղաբաշխման գործում նրա դերին, նշանակությանը և այլն։

Ռ.Տ.Ջրբաշյանը, որպես խմբագիրներից և հեղինակներից մեկը, մասնակցել է ԽՍՀՄ տարածքի հնահրաբխագիտական առաջին ատլասի ստեղծման աշխատանքներին և այդ հետազոտությունների հիման վրա նա 1970-կան թվականներից սկիզբ դրեց Հայաստանի երկրաբանական գիտության համար նոր ուղղության՝ հնահրաբխագիտության զարգացմանը։

Այժմ Ռ.Տ.Ջրբաշյանի հետազոտությունները նվիրված են Հայաստանի տարածքի և Հայկական Լեռնաշխարհի նորագույն հրաբխականության զարգացման օրինաչափությունների պարզաբանման, ինչպես նաև` հրաբխային հնարավոր վտանգի գնահատման հարցերին։

Ռ.Տ.Ջրբաշյանի բազմաթիվ աշխատությունները, որոնք անդրադառնում են երկրաբանական գիտության տարբեր բնագավառների արդիական խնդիրներին և հատկապես հրաբխագիտությանն առնչվող հարցերին, լայն Ճանաչում են գտել Հանրապետությունում, նախկին ԽՍՀՄ և արտասահմանյան շատ երկրներում։

Ռ.Տ.Ջրբաշյանը զբաղվել է նաև մանկավարժական գործունեությամբ։ Երկար տարիներ պրոֆեսորի պաշտոնում դասավանդել է Երևանի Պետական համալսարանի երկրաբանական ֆակուլտետում, եղել է մի քանի թեկնածուական ատենախոսությունների գիտական ղեկավար։

Նա հեղինակ և համահահեղինակ է շուրջ 140 գիտական հոդվածների մենագրությունների, այդ ອປກເປັ «Լեռնային Ղարաբարի nι 7 Հանրապետության երկրաբանությունը և հանքային պաշարները» (2011) մենագրության խմբագիրներից և համահեղինակներից մեկն է, հեղինակն է «Հրաբխագիտության հիմունքները և Հայաստանի նորագույն հրաբխականությունը» (2013) առաջին հայալեզու բուհական դասագրքի, ինչպես նաև մի շարք հանրամատչելի հրապարակումների ու ձեռագիր աշխատությունների։

Ռ.Տ.Ջրբաշյանը նաև Երկրի մասին գիտությունների բնագավառի «Երկրաբանություն» մասնագիտությամբ աստիձանաշնորհման գիտական խորհրդի նախագահն է, ՀՀ ԳԱԱ «Գիտություններ Երկրի մասին» տեղեկագրի գլխավոր խմբագիրը, ՀՀ ԳԱԱ Նախագահության խմբագրական-հրատարակչական խորհրդի և «Գիտության աշխարհում» հանդեսի խմբագրության անդամ։

Իր երկարամյա և բեղուն գործունեության համար Ռ.Տ.Ջրբաշյանը պարգևատրվել է ԽՍՀՄ և ՀՀ մի շարք մեդալներով, այդ թվում՝ ՀՀ Կաոավարության Անանիա Շիրակացու անվան մեդալով (2003), Ռուսաստանի Բնական գիտությունների ակադեմիայի Պ.Կապիցայի անվան հուշամեդալով (1999), 1994թ. արժանացել է ԱՄՆ Հայկական գիտական և ձարտարագիտական ընկերության Վ.Համբարձումյանի անվան դիպլոմի, ՀՀ ԳԱԱ գովեստագրերի, իսկ 2012թ. ՀՀ նախագահի հրամանագրով արժանացել է ՀՀ Գիտության վաստակավոր գործչի պատվավոր կոչմանը։

ՀՀ ԳԱԱ ակադեմիկոս Ռուբեն Տիգրանի Ջրբաշյանին, մեծ հարգանք և հեղինակություն վայելող, իր և գործընկերների հանդեպ պահանջկոտ, գիտության նվիրյալ հանրաՃանաչ գիտնականին, բարեկիրթ անձնավորությանն ու ազնիվ քաղաքացուն, իր 80-ամյա հոբելյանի առթիվ գիտական հանրության և գործընկերների անունից սրտանց մաղթում ենք քաջառողջություն, գիտական և ստեղծագործական երկարակեցություն։

> ՀՀ ԳԱԱ Նախագահություն ՀՀ ԳԱԱ Քիմիական և Երկրի մասին գիտությունների բաժանմունք ՀՀ ԳԱԱ Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտ

ՀՀ ԳԱԱ «Գիտություններ երկրի մասին» տեղեկագրի խմբագրություն

ԳԻՏՈՒԹՅԱՆ ԿՈՐՈՒՍՏՆԵՐ



ԿԱՄՈ ԱՐՇԱՎԻՐԻ ԱՂԱՄԱԼՅԱՆ (1931-2015)

2015թ.մայիսի 3-ին, Հունաստանում, 84 տարեկան հասակում կյանքից հեռացավ ՀՀ ԳԱԱ Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտի նախկին գիտաշխատող Կամո Արշավիրի Աղամալյանը։

Կ.Աղամալյանը ծնվել է 1937թ. Երեվանում, ծառայողի ընտանիքում։ Սովորել է Երևանի Չկալովի անվան միջնակարգ դպրոցում, ապա, 1947-51թթ., Երեվանի Լեռնա-մետալուրգիական տեխնիկումում։

1951թ. գործուղվում է Գերմանիայի Դեմոկրատական Հանրապետություն՝ Ֆրայբուրգի և Վեյմարի ուրանի հանքավայրերի շրջաններում որոնողահետախուզական

աշխատանքներին մասնակցելու նպատակով։ Այնուհետև, 1952-53թթ. աշխատում է Ստալինգրադի հիդրոէլեկտրակայանի կառույցի Խվալինսկի որոնողական արշավախմբում։

1953-58թթ. սովորում է Երևանի պետական համալսարանի երկրաբանական ֆակուլտետում։

1958-60թթ. որպես Ճարտարագետ-երկրաբան նա աշխատում է ԽՍՀՄ Երկրաբանության Գրոմովյան նախարարության արշավախմբի պետրոգրաֆիայի լաբորատորիայում։ 1960-61թթ. գործուղվում է Մոնղոլիա, որպես երկրաբանական վարչության ձարտարագետ-երկրաբան։ Այդ տարիների աշխաքտանքների արդյունքում Կ.Աղամայյանը հայտնաբերել է խոշորոգույն Էրդենետ պղինձ-մոլիբդենային հանքավայրը, որի համար պարգևատրվել է Մոնղոլիայի մեդալով։ 1964-72թթ. աշխատում է Հայաստանի Երկրաբանական վարչությունում որպես երկրաֆիզիկական արշավախմբի ավագ, այնուհետև՝ գյխավոր երկրաբան։ 1972-74թթ. աշխատում է Սոմալիում՝ որպես ուրանի հանքավայրերի ուսումնասիրման և գնահատման ՄԱԿ-ի փորձագետ, իսկ 1974-81թթ. եղել է ՀՀ Երկրաբանական վարչության կանխատեսումային-մետաղածնական արշավախմբի գլխավոր երկրաբանը։

1981 թվականից Կ.Աղամալյանը անցնում է աշխատանքի ՀՀ ԳԱԱ Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտում՝ առաջատար Ճարտարագետի, ավագ գիտաշխատողի, ապա՝ նավթի երկրաբանության լաբորատորիայի վարիչի պաշտոններում, ղեկավարելով նավթի և գազի որոնողահետախուզական աշխատանքները։

Իր բազմամյա և արգասավոր գիտա-արտադրական գործունեության ընթացքում Կ.Աղամալյանը հեղինակել է 16 գիտաարտադրական ձեռագիր հաշվետվություններ, այդ թվում՝ անգլերեն լեզվով, որոնք բոլորը ներդրված են արտադրության մեջ, ինչպես նաև 3 եզրակացություններ և տպագրված հոդվածներ։ Նրա անմիջական ղեկավարությամբ, Մոսկվայի ՑՆԻԳՐԻ աշխատակիցների հետ համատեղ, կազմվել են Հյուսիսային Հայաստանի Ստեփանավանի և Շամշադինի հանքային շրջանների 1։50000 մասշտաբի կանխատեսային-մետաղածնական քարտեզներ։

ՀՀ ԳԱԱ Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտում աշխատած տարիներին Կ.Աղամալյանը զբաղվել է նաև Հայաստանի տարածքի երկրակեղևի խորքային կառուցվածքի ուսումնասիրման, երկրաշարժերի կանխատեսման հիմնահարցերով։ Նա կազմել է Հայկական ԱԷԿ-ի շրջակայքի խզումների 1։200000 մասշտաբի քարտեզը, մասնակցել է "Կովկասի և Միջին Արևելքի տիեզերատեկտոնական քարտեզի" կազմման աշխատանքներին։ Ղեկավարել է Ղրիմի և Խարկովի ատոմային էլետրակայանների կառուցման տեղանքների խորքային կառուցվածքին և սեյսմոտեկտոնիկային առնչվող մի շարք պայմանագրային աշխատանքներ։

1992թ., ընտանեկան պայմաններից ելնելով, Կ.Աղամալյանը բնակության տեղափոխվեց Հունաստան։

Կ.Աղամալյանը աչքի էր ընկնում ընկերների և աշխատակիցների հանդեպ իր շատ բարյացկամ վերաբերմունքով, վայելում էր շրջապատի համակրանքը, հարգանքը և ուներ մեծ հեղինակություն երկրատեկտոնիկայի, երկրաֆիզիկայի, երկրակեղնի խորքային կառուցվածքի և հանքառաջացման ասպարեզների մասնագետների շրջանում։

Սիրելի Կամոյի՝, տարբեր երկրաբանական ոլորտների փորձառու մասնագետի, անփոխարինելի հոր ու պապիկի, եղբոր և ընկերոջ անմար հիշատակը վառ կմնա նրա բարեկամների, ընկերների և աշխատակիցների սրտերում։

> Մի խումբ ընկերներ ՀՀ ԳԱԱ "Գիտություններ Երկրի մասին" տեղեկագրի խմբագրություն

ሆኮՔԱՅԵԼ ՍԱՐԻԲԵԿԻ ԱԶԻԶԲԵԿՅԱՆ (1935 – 2015)



Հայաստանի Հանրապետության երկրաբանական գիտությունը և ՀՀ ԳԱԱ Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտը ծանր կորուստ կրեց։ 2015թ. մայիսի 11-ին երկարատև հիվանդությունից հետո իր մահկանացուն կնքեց Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտի օգտակար հանածոների լաբորատորիայի ավագ գիտ. աշխատող, գիտությունների թեկնածու Միքայել Սարիբեկի Ազիզբեկյանը։

Մ. Ազիզբեկյանը ծնվել է 1935թ. օգոստոսի 26-ին, Թբիլիսի քաղաքում, ծառայողի ընտանիքում։ Նա սովորել և ավարտել է

Թբիլիսիի №26 հայկական դպրոցը։ 1954թ. ընդունվում է Երևանի Պետական համալսարանի երկրաբանական ֆակուլտետը, որը հաջողությամբ ավարտում է 1959թ.-ին, ստանալով երկրաբան-հետախույզի մասնագիտացում։

Համալսարանն ավարտելուց հետո Երկրաբանական վարչության Ալավերդու արշավախմբում ընդունվում է աշխատանքի որպես ինժեներերկրաբան-հետախույզ։ 1976թ.-ին տեղափոխվում է ԳԱ Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտի Ալավերդու մասնաձյուղ՝ որպես ինժեներերկրաբան և 1976թ. ընտրվում է կրտսեր գիտ. Աշխատողի պաշտոնում։ 1980թ.-ից մինչև կյանքի վերջը ավագ գիտ. Աշխատողի պաշտոնում Մ.Ազիզբեկյանն աշխատում է ԵԳԻ օգտակար հանածոների լաբորատորիայում։

Աշխատանքի առաջին տարիներին նա մասնակցում է Ալավերդու, Շամյուղի և Ախթայայի հանքավայրերի հետախուզական աշխատանըներին, որի արդյունքն են 18 տպագիր և 22 ձեռագիր աշխատությունները։ Ալավերդու հրաքարային հանքավայրի երկրաբանական կառուցվածքը և աոնձի հանթայնազման տեղաբաշխման օրինաչափությունները են նրա թեկնածուական ատենախոսության հանդիսանում hhuնախնդիրները, իսկ ատենախոսությունը հաջողությամբ պաշտպանում է 1975թ. մայիսին, Թբիլիսիի Վրաստանի ԳԱ Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտում։

Մ.Ազիզբեկյանն ակտիվ մասնակցություն է ունեցել Սպիտակի երկրաշարժի գոտու 1:50000 մասշտաբի քարտեզի կազմման աշխատանքներին, որոնց արդյունքները ամփոփոիչ հաշվետվության ձևով գտնվում են ՀՀ ԳԱԱ ԵԳԻ և Ռուսաստանի ԳԱ Երկրի ֆիզիկայի ինստիտուտի ֆոնդերում։

Թեկնածուական ատենախոսությունը պաշտպանելուց հետո Մ.Ազիզբեկյանը զբաղվում է Հյուսիսային Հայաստանի և մասնավորապես` Դեբեդ և Աղստև գետերի միջագետքի օգտակար հանածոների հանքավայրերի առաջացման և տեղայնացման օրինաչափությունների պարզաբանման հարցերով։ Հետազոտվում են այդ տարածքների երկրաբանական և

կառուցվածքային պայմանները, մագմատիզմը, հանքանյութերի միներայաերկրաքիմիական, տեքստուրա-ստրուկտուրային առանձնահատկությունները և բաշխման օրինաչափությունները։ Կարևոր են նրա ուսումնասիրությունները Ալավերդու խզումնային խախտման («Հյուսիսային լայնացում») գոտու սահմաններում հրաքարային հանքայնացման տեղայնացման դերի մասին, ինչպես նաև՝ աշխատանքները Բոյնիսի (Վրաստան), Չքնաղի, Ոսկեսարի պղինձ-մոյիբդենային և ոսկու հանքային շրջանների համեմատական ուսումնասիրությունների ոլորտում։

Մ.Ազիզբեկյանի ստացած գիտական արդյունքներն ամփոփված են նրա 40-ից ավելի գիտական հոդվածներում, ինչպես նաև «Ալավերդի-Շամլուղ-Ախթալա հանքային հանգույցը (հանքայնացման կանխատեսման գիտական հիմունքները և եղանակները)» համահեղինակային աշխատանքում։

Մ.Ազիզբեկյանը երկրաբանական գիտությանը նվիրված, աշխատասեր, միաժամանակ շատ համեստ, ընկերների և հարազատների շրջապատում մեծ հարգանք վայելող անձնավորություն էր։ Նրա հիշատակը միշտ վառ կմնա հարազատների, գործընկերների և բոլոր Ճանաչողների սրտերում։

> ՀՀ ԳԱԱ Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտ ՀՀ ԳԱԱ «Գիտություններ Երկրի մասին» տեղեկագրի խմբագրություն