



ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՀԱՆՐԱՊԵՏՈՒԹՅԱՆ
ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԶԳԱՅԻՆ ԱԿԱԴԵՄԻԱ

ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

ԱՎԱԳՅԱՆ ԱՐԱ ՎԱՐՈՒԺԱՆԻ

ԱԿՏԻՎ ԽԶՎԱԾՔՆԵՐԻ
ՄԵՐՉՄԱԿԵՐԵՎՈՒԹԱՅԻՆ
ԴՐՍԵՎՈՐՈՒՄՆԵՐԸ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՀԱՆՐԱՊԵՏՈՒԹՅԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ

ԱԶԳԱՅԻՆ ԱԿԱԴԵՄԻԱ

ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

ԱՎԱԳՅԱՆ ԱՐԱ ՎԱՐՈՒԺԱՆԻ

ԱԿՏԻՎ ԽԶՎԱԾՔՆԵՐԻ
ՄԵՐՁՄԱԿԵՐԵՎՈՒԹԱՅԻՆ
ԴՐՍԵՎՈՐՈՒՄՆԵՐԸ



Երևան

ՀՀ ԳԱԱ «Գիտություն» հրատարակչություն

2019

105122

ՀՏԴ 551

ԳՄԴ 26.3

Ա 770

Տպագրվում է ՀՀ ԳԱԱ Երկրաբանական գիտությունների
ինստիտուտի գիտական խորհրդի որոշմամբ

Պատասխանատու խմբագիր՝ ՀՀ ԳԱԱ թղթակից անդամ
Ռ.Լ. Մելքոնյան

Ավագյան Արա

Ա 770 Ակտիվ խզվածքների մերձմակերևութային
դրսևորումները / Արա Ավագյան.- Եր.: «Գիտություն»
հրատ., 2019.- 294 էջ:

Մենագրությունը նվիրված է Հայաստանի Հանրապետության և
հարակից տարածքների համար ամենաաղետալի բնական վտանգի՝
երկրաշարժերի, նրանց առաջացնող ակտիվ խզվածքների,
մակերևութային խախտումների դրսևորումների, երկրորդային
ազդեցությունների համալիր ուսումնասիրության խնդրին:

ՀՏԴ 551

ԳՄԴ 26.3

ISBN 978-5-8080-1375-9

«Գիտություն» հրատ., 2019

© Ավագյան Արա, 2019

Национальная Академия Наук Армении

АВАГЯН АРА ВАРУЖАНОВИЧ

**ПРИПОВЕРХНОСТНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ АКТИВНЫХ
РАЗЛОМОВ**



National Academy of Sciences of Armenia

AVAGYAN ARA

ACTIVE FAULTS NEAR-SURFACE MANIFESTATION

Նվիրվում է

Հերվե Ֆիլիպի և Արկադի Կարախանյանի հիշատակին

Հեղինակը հատուկ շնորհակալություն է հայտնում Ռ.Միրիջանյանին, առանց որի հորդորների այս աշխատանքը չէր կայանա:

Շնորհակալությունները հղվում են գրախոսներին, ԵԳԻ կոլեկտիվի բոլոր անդամներին, ովքեր նպաստեցին աշխատանքի կայացմանը:

Dr. Ara Avagyan is an expert in active tectonics and natural hazards. He has worked in many places in the world (Armenia, Morocco, Egypt, Haiti, Kazakhstan, Georgia, Iran), using different approaches (neotectonics, paleoseismology, archeoseismology, seismotectonics, GPS) in order to analyze the active tectonics, the geology of the earthquakes and their associated surface ruptures, and the evolution of the stress field through time. His researches have strong applications in terms of assessing natural hazards, and therefore risks for populations living near active faults.

The studies carried out by Dr. Ara Avagyan during the past fifteen years also allowed a better understanding of the structural pattern and notably the role of the inheritance on the localization of active faults in Lesser Caucasus.

The present book untitled "Active faults near-surface manifestation" is a synthesis of Dr. Ara Avagyan's results. The author shows how characterizing the kinematics of deformations enables to reconstruct the dynamic processes that created them. In many cases, his analyses allow revealing structures that represent strong hazards. His paleoseismological investigations in Armenia have shown that active faults are slow and characterized by long recurrence intervals (sometimes several thousands of years) for strong earthquakes (Magnitude $M_w \geq 7$). This is the case for instance of the Pambak-Sevan-Syunik fault, one of the main structure studied by Dr. Ara Avagyan.

Other results on earthquake-related hazards, such as strong ground shaking, liquefaction, uplift, subsidence, landslide and tsunami are also illustrated in the book, which promotes a better knowledge of the natural hazards concerning active faults and their secondary effects.

This book will be very useful for the international scientific community working on active tectonic, especially the colleagues and students interested in the Lesser Caucasus. It will help as well the Armenian authorities to minimize the risks associated to earthquakes, and to avoid or mitigate these risks near the active faults. This is a very interesting and beautiful book that we highly recommend.



Dr Jean-François Ritz

Dr Jean-François RITZ, CNRS
Director of Research CNRS
Geosciences Montpellier,
France



Dr Marc SOSSON, CNRS
Director of Geoazur laboratory
Université Côte d'Azur, Observatoire de
la Côte d'Azur, CNRS, IRD, Geoazur
France

Բովանդակություն

Գլուխ 1. Երկրաբանական ընդհանուր տեղեկություններ Հայաստանի Հանրապետության և հարակից տարածքների մասին.....	9
1.1. Տարածաշրջանի տեկտոնական զարգացման պատմությունը	9
1.1.1. Երկրաբանական ընդհանուր տեղեկություններ.....	9
1.1.2. Հարավ-Հայկական Միկրոմայրցամաք.....	13
1.1.3. Եվրասիական եզր	15
1.1.4. Օֆիոլիթային համալիրներ	17
1.2. Ակտիվ տեկտոնիկայի առանձնահատկությունները.....	22
1.3. Ակտիվ խզվածքների սեյսմիկ ակտիվությունը	27
Գլուխ 2. Տարածաշրջանի երկրադինամիկ դաշտի օրինաչա- փությունները	34
2.1. Տարածաշրջանի կինեմատիկ իրադրությունը	34
2.2. Երիտասարդ լարվածադեֆորմացիոն դաշտը	36
2.2.1. Ակտիվ խզվածքները և նրանց կառուցվածքային պատկերը	39
2.2.2. Ներբլոկային ակտիվ կառույցներ	46
2.3. Հնա-լարվածային վերլուծություն	58
2.3.1. Հրաբխականություն	58
2.3.1.1. Հրաբխային կլաստերների վերլուծություն	59
2.3.2. Ծալքավորումների վերլուծություն	66
2.3.3. Միկրոխզվածքների վերլուծություն	69
Գլուխ 3. Մակերևութային խախտումների բացահայտումը.....	79
3.1. Հնաերկրաշարժագիտական հետազոտություններ	79
3.1.1. Տեսական հիմնավորումներ	79
3.1.2. Ակտիվ խզվածքների ուղղակի ազդեցությունները. հնաերկրաշարժագիտական հետազոտություններ	85
3.1.3. Երկրաշարժերի կրկնելիության պարբերությունը	102

3.1.4.	Ակտիվ խզվածքների սեզմենտացումը	104
3.1.5.	Ակտիվ խզվածքների վարքը Փամբակ-Սևան-Սյունիք խզվածքի օրինակով	110
3.1.6.	Մակերևութային դրսևորման ունակ խզվածքներ	117
3.2.	Տեկտոնական խախտումների մերձմակերևութային երկրաչափական բարդացումները ուսումնասիրվող տարածքների օրինակով	120
3.2.1.	Տեսական հիմնավորում (պլանում և կտրվածքում խզվածքի տարածաժամանակային զարգացումը)	120
3.2.2.	Գոգարանի տեղամաս	126
3.2.3.	Ֆիլլետովո-Սեմիոնովկայի տեղամաս	129
3.2.4.	Ծուռսարի տեղամաս	134
3.3.	Մերձմակերևութային երկրորդային խախտման մեխանիզմը 1988 թվականի Սպիտակի երկրաշարժի ընթացքում	138
3.3.1.	Երկրաշարժի տվյալները, քերծված սալիկների նմուշառ- ման տեղը	138
3.3.2.	Քերծվածքավորման նկարագիրը	142
3.3.3.	Գոյացման ժամանակը	144
3.3.4.	Քերծվածքավորման ձևի վերլուծությունը	144
3.3.5.	Մակերևութային երկրորդային խախտման մոդելի առաջադրում	147
3.4.	Հրաբխածին ոչ տեկտոնական մակերևութային չորրորդական խախտումները ուսումնասիրվող տարածքների օրինակով	151
3.4.1.	Տեկտոնական և այլ ծագման խախտումների առանձնաց- ման կարևորությունը	151
3.4.2.	Եղվարդի սարավանդ	156
3.4.2.1.	Լճագետային նստվածքների խախտումները	164
3.4.3.	Արագած	166

Գլուխ 4. Երկրաշարժերի անուղակի ազդեցությունները եվ նրանց փոխկապակցվածությունը այլ երկրաբանական փոանգների հետ175

4.1. Սողանքներ175

4.2. Հողերի ջրիկացում200

4.3. Երկրաշարժ և հրաբխականություն կապը210

4.3.1. Երկրաշարժ և հրաբխականություն տարածաժամանակային կապը ՀՀ տարածքում210

4.3.2. Տվյալներ հրաբխային ժայթքումների մասին219

4.4. Երկրաշարժ, հրաբխականություն, սողանքներ և լճային ցունամի կապը223

4.4.1. Ակտիվ խզվածքներ, երկրաշարժեր և լճային ցունամի կապը.....224

4.4.2. Սողանքներ և լճային ցունամի կապը231

4.4.3. Հրաբխականություն և լճային ցունամի կապը235

Գլուխ 5. Ստացված արդյունքների քննարկում և ընդհանրացում.....240

Գրականություն251

**Գլուխ 1. ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԸՆԴՀԱՆՈՒՐ ՏԵՂԵԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ
ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՀԱՆՐԱՊԵՏՈՒԹՅԱՆ ԵՎ ՀԱՐԱԿԻՑ
ՏԱՐԱԾՔՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ**

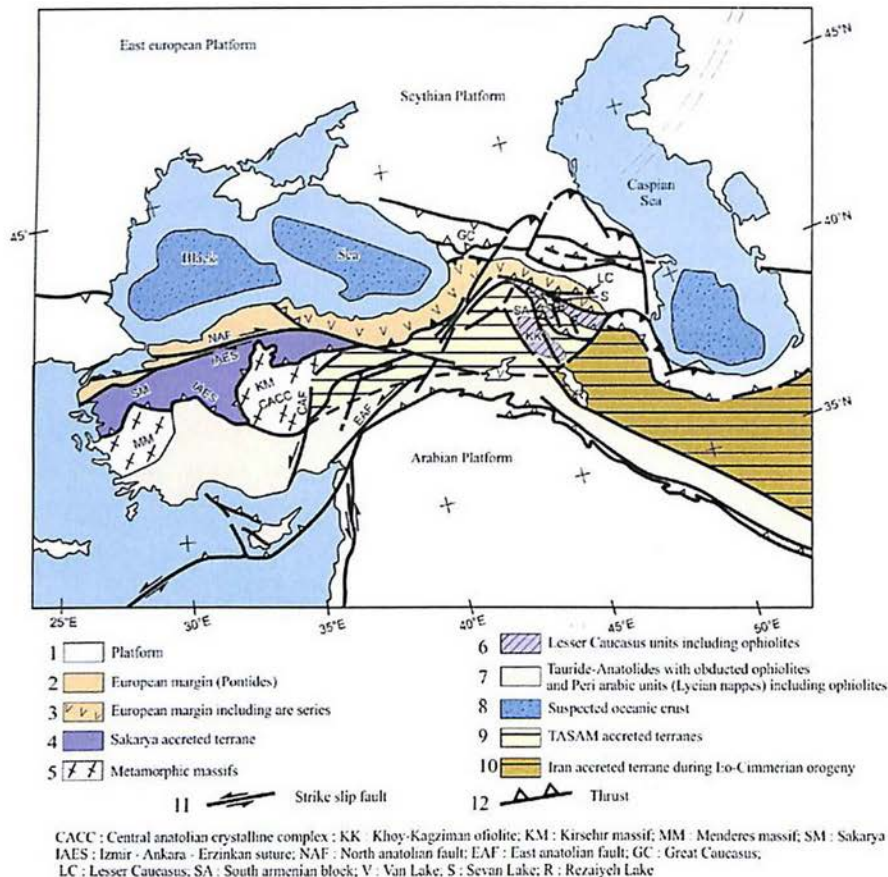
**1.1. Տարածաշրջանի տեկտոնական զարգացման
պատմությունը**

1.1.1. Երկրաբանական ընդհանուր տեղեկություններ

ՀՀ տարածքը գտնվում է Ալպ-Հիմալայան լեռնազրական շղթայի մեկ հատվածում: Լեռնազրական առումով այն համընկնում է Փոքր Կովկասի հետ և կազմում է Հայկական լեռնաշխարհի հյուսիս, հյուսիս-արևելյան մասը: Ունենալով համեատ տարածք այն ունի աշխարհագրական, երկրաբանական և մասնավորապես տեկտոնական կառույցների բազմազանություն կապված իր տեկտոնական տեղադիրքով (նկար 1.1):

Տարածաշրջանի տեկտոնական զարգացման պատմությունը ուսումնասիրվել է բազմաթիվ հեղինակների կողմից (Սարգսյան, 1989; Паффенгольц, 1948; Гамкрелидзе, 1949, 1977; Габриелян, 1950, 1970; Милановский, 1952, 1968; Асланян, 1958, 1981; Милановский и Хаин, 1963; Хаин и др., 1973; Сатиан, 1979, 2005; Габриелян и др., 1981; Абовян, 1981; Асланян и др., 1982), որոնց տեկտոնական վերլուծությունները հանդիսացան այն հարթակը, որի վրա կառուցվեց նոր, սալերի տեկտոնիկայի հիման վրա հիմնված մոտեցումները (e.g. Ломизе, 1970; Книппер, 1975; Соколов, 1977; Аванесян, 1978; Вардапетян, 1979; Назаретян, 1984; Агамалян, 2004; Агамалян и др., 2012; Zonenshain and Le Pichon, 1986; Philip et al., 1989; Trifonov et al., 1994; Karakhanyan et al., 1996; Dorbath and Cisternas, 1997; Adamia et al., 1981; Ricou, 1994; Bassoullet J-P. et al., 1993; Robertson et al., 2002 և ուր.): Դրանք մոֆիլիստական էին և մեր տարածքի համար կարևորում էին Արաբական և Եվրասիական սալերի հանդիպակած շարժումները:

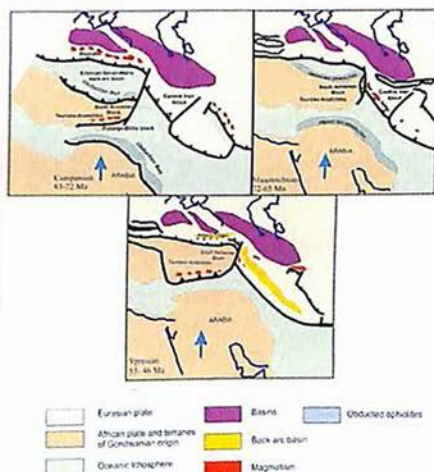
Ուսումնասիրությունների կարևոր փուլ սկսվեց 2003թ - ից MEBE (Middle East Basin Evolution), այնուհետև IRG (International Research Group) հայ-ֆրանսիական, հետագայում շարունակվելով DARIUS և այլ միջազգային ծրագրերի շրջանակներում:



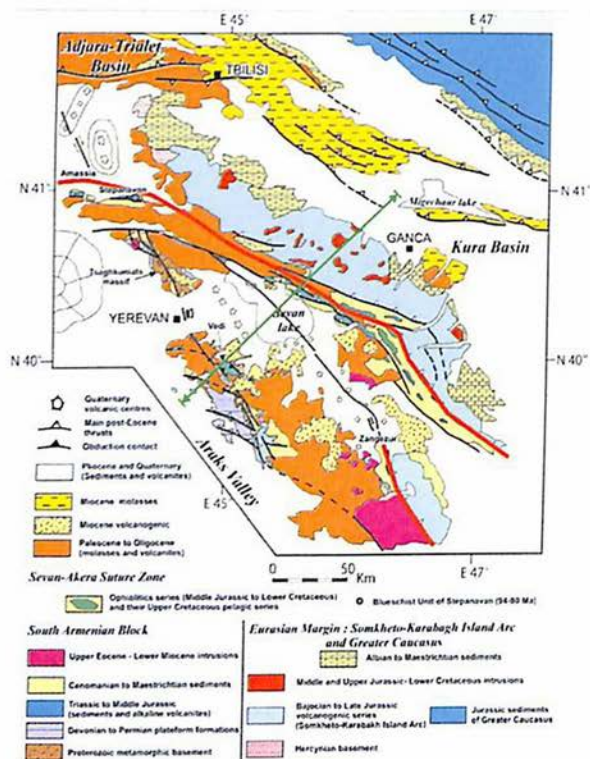
Նկար 1.1. Տավրիդ-Կովկաս-Իրանական գոտու կառուցվածքային սխեմատիկ քարտեզ (փոփոխված ըստ Avagyan et al., 2005, Sosson et al., 2010): 1-պլատֆորմ, 2-Եվրասիական եզր (Պոնտիդ), 3- Եվրոպական եզր, ներառյալ աղեղային գոյացումները, 4- Սակարիա ակրեցիոն միավոր, 5- մետամորֆային մասիվ, 6-Փոքր Կովկասի միավորները և օֆիոլիթները, 7- Տավրոս-Անատոլական և Պերի-Արաբական միավոր, ներառյալ օֆիոլիթները, 8- օկլիանոսային կեղև, 9- TASAM ակրեցիոն միավոր, 10-

Իրանի ակրեցիոն միավոր գոյացած Էո-Կիմերյան լեռնագոյացությամբ, 11-կողաշարժեր, 12- վրաշարժեր: CACC- Կենտրոնա- Անատոլական բյուրեղային կոմպլեքս, KK- Խոյ-Կադզվանի օֆիոլիթներ, KM- Կիրսեհիրի մասիվ, MM- Մենդերսի մասիվ, SM- Սակարյա մասիվ, IAES- Իզմիր-Անկարա-Երզնկա կարային գոտի, NAF- Հյուսիս-Անատոլական խզվածք, GC- Մեծ Կովկաս, V- Վանա լիճ, R- Ուրմիա լիճ:

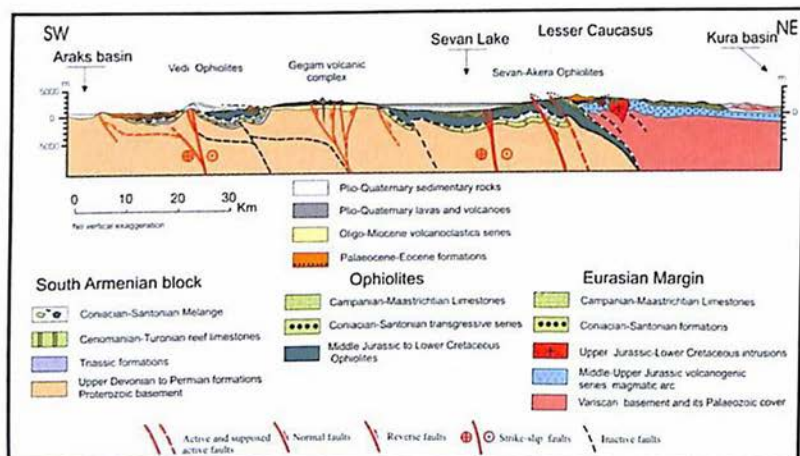
Կատարվեցին հնա-տեկտոնական վերականգնման (նկար 1.2), կառուցվածքային երկրաբանական (նկարներ 1.1, 1.3, 1.4) և ակտիվ տեկտոնիկային վերաբերող աշխատանքներ (Avagyan et al., 2005, 2010; Galoyan et al., 2007, 2009; Barrier & Vrielynck 2008; Danielian et al., 2010, 2011; Sosson et al., 2010; Rolland et al., 2010, 2012; Hässig et al., 2014; Asatryan et al., 2010, 2012; Sahakyan et al., 2011): Հենվելով այս աշխատանքների վրա, իրականացվեց տեկտոնաշերտագրական միավորների առանձնացում, ինչը կարևոր է հասկանալու համար տեկտոնական զարգացման առանձնահատկությունները (Sosson et al., 2010; Danielian et al., 2011): Առանձնացվեցին երեք հիմնական միավորներ՝ Հարավ-Հայկական Միկրոմայրցամաք, Եվրասիական եզր և օֆիոլիթային գոտի:



Նկար 1.2. MEBE ծրագրի շրջանակներում իրականացված հնատեկտոնական վերականգնումը 83-46Ma ժամանակաշրջանի համար (Sosson et al., 2010, փոփոխված ըստ Barrier & Vrielynck 2008):



Նկար 1.3. Փոքր Կովկասի պարզեցված կառուցվածքային քարտեզ (փոփոխված ըստ Sosson et al., 2010): Կարմիր գծով տարված է կարային զոտին:



Նկար 1.4. Քուրի և Արաքսի ավազաններով տարված երկրաբանական կտրվածք (Avagyan et al., 2010): Կտրվածքի գիծը ցույց է տրված կանաչ գծով նկար 1.3. ում:

1.1.2. Հարավ-Հայկական Միկրոմայրցամաք

Հարավ-Հայկական Միկրոմայրցամաքը (ՀՀՄ) անջատվել է Գոնդվանայից ուշ պալեոգոյան վաղ մեզոգոյան ժամանակաշրջանում (Adamia et al., 1980, Sengör et Yilmaz, 1981, Sosson et al., 2010): Միջին պալեոգոյը և ստորին տրիասը հիմնականում ներկայացված է ՀՀ հարավ-արևմտյան հատվածում և Նախիջևանում (նկար 1.3): Այն աններդաշնակ ծածկում է ՀՀՄ-ի բյուրեղային Ծաղկունյաց մասիվը (Агамалыа, 1978, 1998; Белов, Соколов, 1973; Sosson et al., 2010): Հնա-աշխարհագրական վերակերտումը ըստ նստվածքային ֆորմացիաների և պալեոմագնիսական տվյալների վկայում է գոնդվանյան ծագման մասին և ենթադրում, որ միջին յուրայում ՀՀՄ-ը գտնվում էր մոտ 2000 կմ դեպի հարավ իր ներկայիս դիրքից (Bazhenov et al., 1996): ՀՀՄ-ը ներկայացված է պալեոգոյան նստվածքներով, իսկ յուրայի ապարները ունեն սահմանափակ տարածում: Դրանք մերկանում են Վայոց Ձորում (Օգրին, Խնձորուտ), որտեղ վերին բայոսի ալերոլիթները ծածկվում են ավազաքարերով (Асланян, 1958):

Ալերոլիթները բաթի հասակի են և ծածկված են կելովեյի կրաքարերով (Мандалыа, 1990): Յուրայի հասակի մերկացումներ հայտնի են Նախիջևանում և Իրանում, որտեղ մոտ 500 մ հզորության ստորին-միջին յուրայի նստվածքները ծածկում են վերին տրիասի շերտախումբը (Ростовцев, Азарян 1971, Lordkipanidze et al., 1988): Վեդու հատվածում սենոման-տուրոնի խութային կրաքարերը աններդաշնակ ծածկում են պալեոգոյան առաջացումները (Акопян, 1978), իսկ վերին սենոմանի ֆլիշին ներդաշնակ հաջորդում է վերին կոնյակ-սանտոնի օլիստոստրոմը (Соколов, 1977; Sosson et al., 2010): Մ-Рb որոշումներով հաստատված է ք. Աղվերանից արևելք գտնվող գրանիտոիդների հասակը՝ 150 ± 2.9 Ma: Խոնդրիտներով նորմավորված $(La/Sm)_N$, $(La/Yb)_N$ հարաբերությունները ունեն 4.85 և

23.15 արժեքներ համապատասխանաբար և Nb, Ta բացասական անոմալիաներ, որը սկզբնաղբյուրում հնարավոր օվկիանոսային կեղևի սուբդուկցիոն բաղադրամասերի մասնակցության մասին է խոսում: Աղեղային մագմային բնորոշ երկրաքիմիական տվյալները մեկնաբանվում են, որպես աղքատացված մանթիայի DMM և սուբդուկցիոն բաղադրամասերի խառնուրդ (Hässig et al., 2014):

Կոլիզիոն զարգացումը ունեցել է երկու հիմնական փուլեր. առաջինը տեղի է ունեցել ՀՀՄ-ի (կամ Տավրիդ-Անատոլիդ Հարավ Հայկական Միկրոմայրցամաքի) և Եվրասիական եզրի միջև պալեոցեն-ստորին էոցենում, իսկ երկրորդը՝ ՀՀՄ-ի և Արաբական սալի միջև վերին էոցեն-ստորին օլիգոցենում (e.g. Sosson et al., 2010): Հիմնվելով աղեղային մագմատիզմի ավարտով և կարային գոտու մետամորֆիզմի վրա կոլիզիայի առաջին, փափուկ փուլը, ըստ այլ հեղինակների տեղի է ունեցել վերին կավճում (e.g. Лордкипанидзе, 1980; Агамалыан, 1998; Dewey et al., 1973; Galoyan, 2008; Rolland et al., 2012; Hässig et al., 2014): Վեղի գետի հովտում դիտարկված անկյունային աններդաշնակությունը վերին կավճի և պալեոցենի նստվածքների միջև վկայում է վերին կավճում սկսված բարձրացման, եռոզիայի և սկզբնական կոլիզիայի մասին (Avagyan et al., 2018): Եվրասիայի և ՀՀՄ-ի կոլիզիոն իրադարձության մասին է վկայում Վ.Ա.Աղամալյանի կողմից հայտնաբերված Ստեփանավանի գլաուկոֆանային (ցածր ջերմաստիճան, բարձր ճնշման պայմաններ, $T=300-350^{\circ}\text{C}$, $P=7\text{Kbar}$) թերթաքարերի առկայությունը (Агамалыан, 1981): Վերին կավճում այդ կոլիզիայի մասին վկայում է Ստեփանավանի մետամորֆային 94–90Ma հասակի ապարների էքսիումացիան (74–71Ma) (Rolland et al., 2009): Կոլիզիան ինտենսիվանում է պալեոցենում, ինչը վկայվում է պալեոցենի ավազաքարերի սին-տեկտոնական պրոգրեսիվ ծալքավորմամբ Խոսրով գետի ավազանում (Sosson et al., 2010; Avagyan et al., 2010), այնուհետև նստվածքագոյացման ընդմիջումներով սկսած օլիգոցենից (Габриелян и др., 1981): Սրան հետևում է կոլիզիայի երկրորդ՝ կոշտ

փուլը նեոգենում ՀՀՄ-ի և Արաբական սալի միջև, ինչը վկայվում է լարվածային դաշտի սեղմման առանցքի փոփոխությամբ միջին միոգենում (Avagyan et al., 2010): Տեկտոնական վերակազմավորումները որոնք տեղի են ունեցել ուշ միոգենում-վաղ պլիոգենում Արաբա-Եվրասիական կոլիզիոն գոտում, երբ Հյուսիս-Անատոլիական խզվածքային գոտին ձևավորվեց (Faccenna et al., 2006), հաստատում է վերոհիշյալ պնդումը: Այդ ժամանակ է սկսվում կոլիզիոն հրաբխականությունը պայմանավորված սալի պոկմանը (միոգենում ~15 Ma) և աստենոսֆերայի բարձրացմամբ (Սահակյան, 2015; Karapetian et al., 2001; Keskin, 2003):

Կոլիզիան տեղի է ունեցել օբդուկցիայից մոտ 20Ma հետո: Խորը ծովային, սանտոնի վարդագույն կրաքարերի վրա պալեոմագնիսական ուսումնասիրությունները ցույց են տվել, որ այս ժամանակահատվածում ՀՀՄ-ի և Եվրասիական սալի միջև հեռավորությունը եղել է ~1000կմ (Meijers et al., 2015):

1.1.3. Եվրասիական եզր

Վերին պալեոգոյան (կարբոնի) հրաբխաբեկորային շերտախումբը աններդաշնակ ծածկում է Եվրասիական եզրի, Փոքր Կովկասում պահպանված, վարիսյան մետամորֆային հիմքը (Adamia et al., 1983): Այն տարածվում է ՀՀ հյուսիս-արևելյան հատվածում և շարունակվում Վրաստանում: Ըստ նոր տվյալների Լոքի զանգվածում մուսկովիտի վրա $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ մեթոդով, փայլարային թերթաքարում որոշված է $329.6 \pm 0.8\text{Ma}$, իսկ գնեյսում $337.3 \pm 1.9\text{Ma}$ հասակներ: Ուշ վարիսյան փուլի մասին է վկայում Զիրուլի զանգվածում փայլարային լեյկոգրանիտներում նույն մեթոդով բիոտիտի վրա որոշված $289.7 \pm 1.5\text{Ma}$, իսկ գաբրո-դիորիտում, դիորիտում $269 \pm 5\text{Ma}$ և $303.2 \pm 4.6\text{Ma}$ հասակները համապատասխանաբար (Rolland et al., 2011):

Վարիսյան մետամորֆային հիմքը հանդիսանում է մեզոզոյան հրաբխանստվածքային հերթափոխության հիմքը Եվրասիական եզրի վրա, իսկ միջին-ուշ յուրայի և ուշ կավճի շերտախմբերը հետևանք են ակտիվ Եվրասիական եզրի տակ Թետիս օվկիանոսի լիթոսֆերայի սուբդուկցիայի հետ կապված հրաբխականության: Առաջին խոշոր տրանսգրենսիվ իրադարձությունը Եվրասիական եզրում տեղի է ունեցել Բայոսի ընթացքում, որի մասին են վկայում. վարիսյան հիմքը աններդաշնակ ծածկող, համատարած հիմքայի կոնգլոմերատները: Դրանք հերթափոխվում են մոտ 2400մ Բայոս-Բաթի հրաբխանստվածքային շերտախմբով, կազմված հրաբխաբեկորային նստվածքներից, ավազաքարերից և մերգելներից, նաև Բազալտներից և անդեզիտներից (e.g. Мелконая, 1976; Lordkipanidze et al., 1988): Ավելի երիտասարդ տրանսգրենսիվ իրադարձությունը տեղի է ունեցել օքսֆորդում, որը նույնպես ներկայացված է հիմքային կոնգլոմերատներով: Կոնգլոմերատներին հաջորդում են ալերոլիթները, արգիլիթները և խութային կրաքարերը: Բայոս-Բաթի շերտախմբի առաջացումը զուգորդվել է Բաթի պլազիոգրանիտային ինտրուզիվների ներդրմամբ, իսկ կելլովեյ-օքսֆորդի հրաբխանստվածքային գոյացումները՝ տոնալիտային ինտրուզիվների ձևավորմամբ (Мелконая, 1976): Սրանց հետ կապված է կղզադեղային պղինձ-մոլիբդեն պորֆիրային հանքավայրերի առաջացումը (Мелконая, 1989; Melkonian et al., 2006):

Ստորին կավճի ոչ հզոր նստվածքները ծածկում են երրորդ, կոնյակի հասակի տրանսգրենսիվ հաջորդականությունը՝ ներկայացված կարմիր կոնգլոմերատներով, հերթափոխված ավազաքարերով և խութային կրաքարերով: Նմանատիպ նստվածքային ֆացիաներ կուտակվել են սանտոնի ժամանակաշրջանում, որոնք ներառում են պրիզմայաձև Բազալտային հոսքեր: Սրանք ծածկվում են գնդաձև և մասիվ լավային հոսքերով, որը փաստում է Եվրասիական եզրում շարունակական մագմատիկ ակտիվություն մասին: Նուրբ շերտավորված կամպան

մասստրիխտի պելագիկ կրաքարերը ներառում են կալցիում տուրբիդիտներ, և ընդգրկում են մագմատիկ ներժայթուկներ, սուփրաբուխներ, վկայելով մագմատիկ ակտիվության փուլի ավարտի մասին:

1.1.4. Օֆիոլիթային համալիրներ

Մի քանի օֆիոլիթային ելքեր են հայտնի Փոքր Կովկասում: Դեռևս 20 - րդ դարի սկզբին Պիեր Բոննեն (Bonnet, 1910) հրատարակել է աշխատանքներ այս տարածքի վերաբերյալ՝ Վեդու տարածքում առաջին անգամ հիշատակելով օֆիոլիթների առկայության մասին (Bonnet P. & N. 1933-1937): Նախկինում առանձնացվում էին երեք ինքնուրույն օֆիոլիթային գոտիներ (e.g. Абовян, 1981; Асланян, Сатиян, 1987; Сатиян, 2005): Հետագա ուսումնասիրությունները այն հերքեցին օֆիոլիթները կապելով մեկ օվկինոսային ավազանի հետ (e.g. Galoyan, 2008; Sosson et al., 2010):

80-ականներից սկսած «Թետիս» ծրագիրը հնարավորություն տվեց ֆրանսիացի երկրաբաններ Դերկուրին և Ռիկուին Փոքր Կովկասը ներգրավել Թետիսի զարգացման պալեոաշխարհագրական և երկրադինամիկական շրջանակներում (Dercourt et al., 1986): Նրանք հիմնականում ներկայացված են Ստեփանավանի օֆիոլիթային ելքը ընդգրկող Ամասիա- Սևան – Հազարի (ԱՍՀ) կարային գոտով և Վեդու օֆիոլիթային համալիրով: Այս օֆիոլիթները հյուսիս-արևմուտքում տարածվում են դեպի Թուրքիա և համադրվում Իզմիր-Անկարա-Երզնկա կարային գոտու հետ:

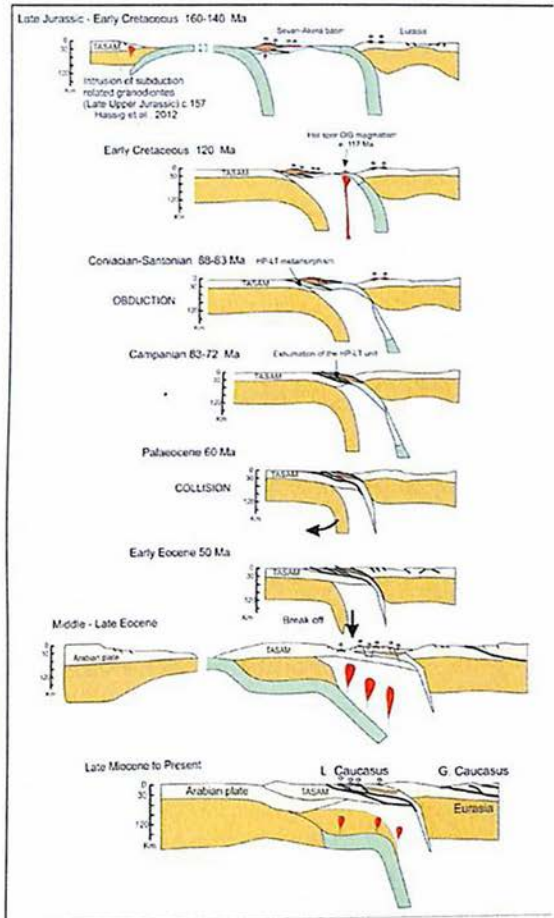
ՀՀՄ-ի և Եվրասիական մայրցամաքի կոլիզիայի արդյունքում ձևավորված օֆիոլիթային ելքերը Ամասիա- Ստեփանավան- Սևան- Հազարի (ԱՍՍՀ) գոտում, տարածվում են ՀՀ հյուսիս-արևմտյան հատվածից մինչև Ղարաբաղ, մոտ 400 կմ (Galoyan, 2008; Sosson et al., 2010):

Սևանի հատվածում օֆիոլիթների հասակը ըստ երկրաժամանակագրական տվյալների (տոնալիտներում ցիրկոն միներալների վրա U-Pb մեթոդով) 160 ± 4 Ma, կելովեյ-օքսֆորդ հասակի է (Закариадзе и др., 1990): Ղարաբաղի օֆիոլիթներում նորիտ, զաբրո-նորիտները (Sm-Nd մեթոդով որոշված) համապատասխանաբար ունեն 224 ± 8 և 226 ± 13 Ma հասակ: Նորագույն տվյալներով Սևանի հատվածում $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ մեթոդով զաբրոներում ամֆիբոլների վրա որոշված հասակը 165.3 ± 1.7 Ma է (Galoyan et al., 2009), իսկ Ամասիայում $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 169.0 ± 4.6 Ma և 175.8 ± 3.9 Ma (Hässig et al., 2013): Ըստ կենսաշերտագրական տվյալների Սևանի օֆիոլիթային համալիրում, որտեղ ռադիոլարիտները ծածկում են լավաները, ռադիոլարիտներով որոշված է ուշ յուրա (նեոկումի) հասակ (Zakariadze et al., 1983): Ղարաբաղում հետագա ուսումնասիրությունները հայտնաբերեցին բայոս-ստորին բաթի (Vishnevskaya, 1995, 2001), ինչպես նաև Խաչենագետի վերին ավազանում միջին-ուշ բարբեմ - վաղ ապտի հասակի ռադիոլարիտներ (Asatryan et al., 2011): Սողքում ուշ կարնիյան ռադիոլարիտներ նկարագրված են Կնիպպեր և ուր. աշխատանքում (Книппер и др., 1997): Սևանի օֆիոլիթային համալիրում (Սարինարի կտրվածք), նոր տվյալներ են ստացվել լավաները ծածկող ռադիոլարիտների ուշ բայոս-բաթ հասակի վերաբերյալ: Նույն կտրվածքում բաթ-օքսֆորդի ռադիոլարիտները (Asatryan et al., 2010) հերթափոխված են տուֆիտներով, ինչը վկայում է սուբաբեալ հրաբխականության մասին: Ջիլի կտրվածքում հայտնաբերված են նաև ուշ տիտոն - ուշ վալանժինի ռադիոլարիտներ (Asatryan et al., 2012): Այստեղ գնդաձև լավաներով հերթափոխված ռադիոլարիտները ծածկվում են հավանաբար OIB (օվկիանոսային կղզիների բազալտներ) տիպի կերստոտիտային դիաբազներով: Ստեփանավանի օֆիոլիթային համալիրում ուշ յուրայի հասակի ռադիոլարիտները ծածկում են գնդաձև լավաները (Danelian et al., 2007):

Նկար 1.5. Փոքր
Կովկասը ընդգրկող
տարածաշրջանի տեկտո-
նական զարգացման
վերակազմությունը (փոփոխ-
ված ըստ Sosson et al., 2010;
Sahakyan et al., 2017): TASAM-
Տավրիդ-Անատոլիդ-Հարավ
Հայկական միկրոբլոկ:

Վեդու օֆիոլիթները
ներկայացված են
սերպենտինիտներով,
գաբրոներով և մասիվ,
գնդաձև լավաներով
(Книппер, Соколов 1976;
Соколов, 1977; Knipper &
Khain, 1980; Rolland et al.,
2009): Որոշ հեղինակներ
ենթադրում են, որ Վեդու
օֆիոլիթային համալիրը

ձևավորվել է փոքր առանձնացված օվկիանոսային ավազանում
(Асланян, Сатиян, 1987; Сатиян, 1979, 2005): Ըստ առավել գերիշխող
մյուս տեսակետի, Վեդու օֆիոլիթային համալիրը ալոխտոն միավոր է
ձևավորված նույն օվկիանոսային միջավայրում, ինչ որ ԱՍՀ
օֆիոլիթները (Книппер, Соколов 1976; Соколов, 1977; Galoyan, 2008;
Sosson et al., 2010): Այդ միավորը կոնյակ-սանտոնի ժամանակ
օրդովցվել է ՀՀՄ-ի վրա (Galoyan, 2008; Sosson et al., 2010, Rolland et
al., 2010), հարավում շարունակվելով Խոյի հատվածում (Իրան):
Այստեղ օլիստոստրոմայի ցեմենտը նանոպլանկտոն բրածո
մնացորդներով կամպանի հասակի է, որը թույլ է տալիս ենթադրել,



որ օրդուկցիան Խոյուն տեղի է ունեցել կամպանում (Avagyan et al., 2017):

Վեդու օֆիոլիթների նստվածքային ծածկի կենսաշերտագրական ուսումնասիրությունները կատարվել են Մ.Ա.Սաթյանի և ուր. և Ա.Ա.Բելովի և ուր. (Сатян и др., 1979, Белов и др., 1991), հետագայում վերանայվել Դ.Դանելյան և ուր. կողմից (Danelian et al., 2010): Այստեղ առաջին անգամ լավաները ծածկող ռադիոլարիտներում հայտնաբերվել է բայոսի ռադիոլարիաներ (Danelian et al., 2008, Ասատրյան, 2009), հետագայում նաև վերին յուրայի ռադիոլարիտների էլք (Danelian et al., 2010): Մանկուկ գետի ստորին ավազանում հայտնաբերվել է դիաբազերով ծածկված միջին ալբ-սենոման հասակի ռադիոլարիտներ (Danelian et al., 2012): Ռադիոիզոտոպային տվյալներով Դաշտաքար գյուղի մոտակայքում, դիորիտներում ամֆիբոլների վրա $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ մեթոդով որոշված է 178.7 ± 2.6 Ma հասակ (տոարի) (Rolland et al., 2010):

Վեդու օֆիոլիթները աններդաշնակ ծածկված են խութային նստվածքներով, ինչպես նաև OIB լավաներով և ադեղային տիպի հրաբխային ապարներով (անդեզիտներ): OIB տիպի կերսուտիտային լավաները ունեն EM2, HIMU ազդեցություն՝ “hot spot” (տաք կետ) ծագում, իսկ կերսուտիտների վրա $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ մեթոդով որոշված է նրանց 117.3 ± 0.9 Ma հասակը (Rolland et al., 2009):

Առանձին ուսումնասիրությունների կարիք ունի Զանգեզուրի օֆիոլիթային մերկացումները: Հաշվի առնելով երկրաբանական կառուցվածքային գուգահեռները Սևան-Հազարի կարային գոտու հատվածի հետ հավանական է, որ այն կարային գոտու տեղաշարժված հատվածն է (նկար 1.3):

Բազմապրոֆիլ ուսումնասիրությունների հիման վրա, Հայաստանի երկրաբանական և երկրադինամիկական պատմության մեկնաբանման ասպարեզում ստացված հիմնական հետևություններն են՝

1. ԱՄՀ-ն հանդիսանում է կարային գոտի: Վեղու օֆիոլիթները հանդիսանում են ծածկ ի հաշիվ օվկիանոսային լիթոսֆերայի օրդուկցիայի ուշ կոնյակ սանտոնում (88–83 Ma):
2. Տավրիդ-Անատոլիդ Հարավ-Հայկական Միկրոմայրցամաքի և Եվրասիական սալի կոլիզիան սկսվել է վերին կավճում: Այս պրոցեսը տեղի է ունեցել մոտ 20 Ma ուշ քան օրդուկցիան: Այն հանգեցրել է ընդհանուր բարձրացմանը և երկրակեղևի հզորացմանը, ծալքավորմանը, էոզոիային և դետրիտային նյութի տեղափոխմանը ճակատային հատվածի ավազաններ:
3. Միջին-վերին էոցենի լայնատարած հրաբխականությունը պայմանավորված է Հարավային Նեոթետիսի դեպի հյուսիս սուբդուկցիայով: Ըստ երկրաքիմիական տվյալների մագման հարստացված է լիթոսֆերային նյութով կապված սուբդուկցիոն պրոցեսի հետ, որը դեպի մակերևույթ իր ճանապարհին կեղևային կոնտամինացիայի չի ենթարկվել: Երկրադինամիկական իրավիճակը բացատրվում է հետադեղային ընդարձակվող պրոցեսներով (Sahakyan et al., 2011, 2017; Агамалян и др., 2012):
4. Միոցեն-չորրորդական ՀՀՄ-Արաբական կոլիզիոն հրաբխականությունը պայմանավորված է սալի պոկման արդյունքում (միոցենում ~15 Ma) աստենոսֆերայի բարձրացմամբ (Karapetian et al., 2001; Keskin, 2003):
5. Արաբա-Եվրասիական սալերի կոլիզիայի զարգացման արդյունքում լարվածության դաշտերի վերադասավորումները բերել են հիմնական ժառանգված խզվածքի զոնաների վերաակտիվացմանը, լարվածային կողաշարժային, տրանսպրեսիվ ռեժիմ ակտիվացմամբ կինեմատիկաների փոփոխմանը, հրաբխային կլաստերների առաջացմանը (Karakhanian et al., 2004; Avagyan et al., 2005, 2010): Նորագույն հրաբխային ակտիվությունը նեոգեն-չորրորդականում ներառում է Զավախքի, Սյունիքի, Վարդենիսի, Գեղամի

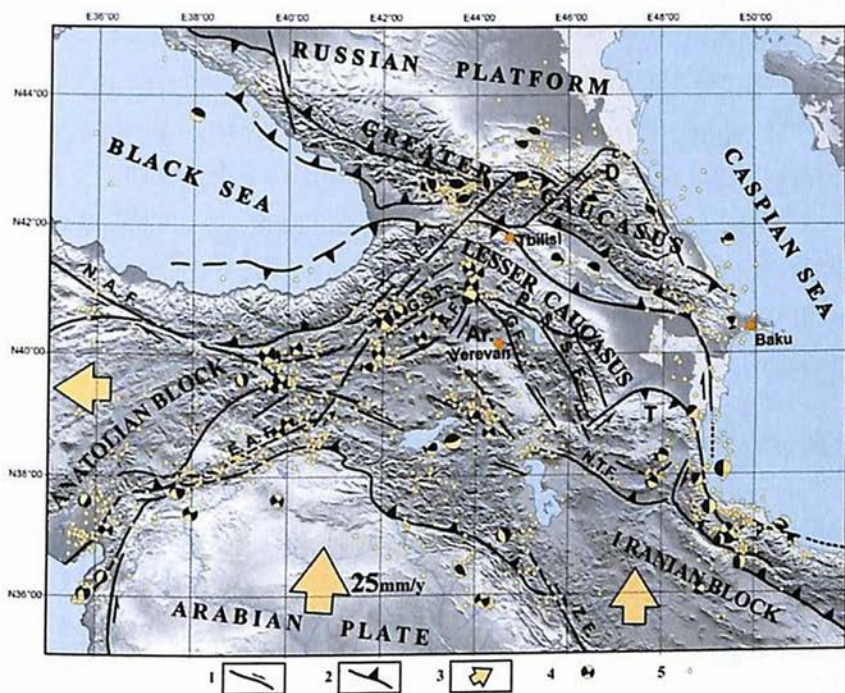
զանգվածները և բնութագրվում է բազալտային և ռիոլիթային լավաներով (Karapetian et al., 2001):

Փոքր Կովկասը ընդգրկող տարածաշրջանի տեկտոնական զարգացման վերակազմությունը բերված է նկար 1.5-ում (փոփոխված ըստ Sosson et al., 2010; Sahakyan et al., 2017):

1.2. Ակտիվ տեկտոնիկայի առանձնահատկությունները

Մեծ Կովկասը և Հայկական լեռնաշխարհը գտնվելով ցամաքային բախման (կոլիզիայի) կենտրոնական հատվածում, առանձնանում են ակտիվ խզվածքների խտությամբ (նկար 1.6) (Асланян, 1957, 1981; Габриелян и др., 1981; Караханян, Баласанян 1992, Оганесян и др., 2005, 2008; Karakhanian et al., 2004, Philip et al., 1989, Avagyan et al., 2005, 2010): GPS տվյալները ՀՀ տարածքի համար Եվրասիայի նկատմամբ ցույց են տալիս մոտ 10մմ/տ շարժման արագություններ (նկար 1.7) (Reilinger et al., 2006), իսկ Արաբական սալի հյուսիս շարժումը Եվրասիայի համեմատ կազմում է մոտ 17 մմ/տ (նկար 1.7) (Karakhanyan et al., 2013):

Խզվածքային տեկտոնիկական առանձնանում է կինեմատիկ բազմազանությամբ (նկար 1.6). սեղմման (օր.՝Սպիտակի 1988թ. երկրաշարժի խզվածքը), ընդարձակման (օր.՝Գավառագետի խզվածքը) և կողադաշարժային: ՀՀ տարածքում լարվածային ռեժիմը հիմնականում կողաշարժային (տրանստանսիոնալ (transtensional) և տրանսպրեսիվ (transpressional) դրսևորումներով) և վերնետրային է, իր (Караханян, Баласанян 1992; Philip et al., 1989; Trifonov et al., 1990, 1994; Karakhanian et al., 2004; Karakhanyan et al., 2012; Avagyan et al., 2005, 2010; Ritz et al., 2016) կառույցների միաժամանակյա առկայությամբ:



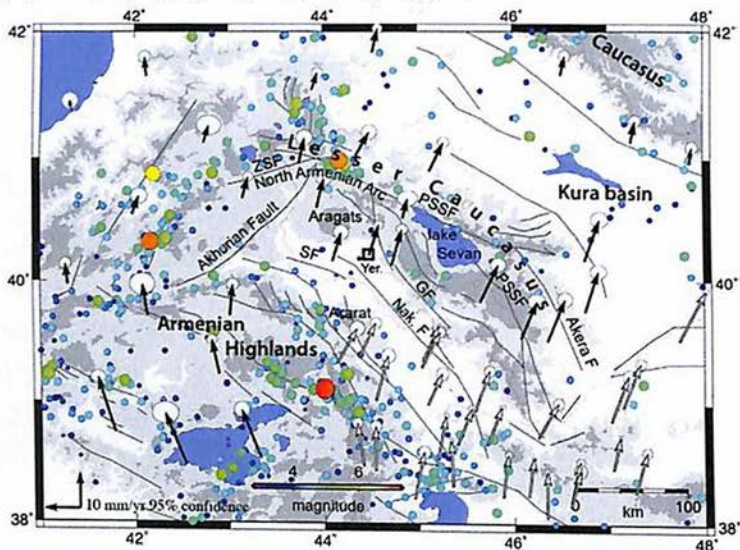
Նկար 1.6. Արաբական սալից հյուսիս ակտիվ տեկտոնիկան (ըստ Philip et al., 1989; Avagyan et al. 2005), 1. հիմնական կողաշարժերը, 2. հիմնական վրաշարժերը, 3. Եվրասիայի համեմատ բլոկների հարաբերական շարժումները, 4. $M_w > 4.8$ երկրաշարժերի ֆոկալ մեխանիզմները (CMT Harvard), 5. գործիքային սեյսմիկությունը $3 < M_b < 4.9$ (USGS-NEIC): Ar. Հայաստան, D. Դաղստան, T. Թալիշ, E.A.F. Արևելյա Անատոլական խզվածք, N.A.F. Հյուսիս-Անատոլական խզվածք, P.S.S.F. Փամբակ-Սևան-Սյունիք խզվածք, Z.F. Զագրոսի խզվածք, N.T.F. Հյուսիս-Թավրիզի խզվածք, G.S.F. Ժելտառեչկա-Սարիղամիշ խզվածք:

Հիմնականում կողաշարժերով և վերնետքներով ՀՀ տարածքում և հարակից տարածքներում ձևավորվել են տարբեր երկրաչափության, գազաթով դեպի հյուսիս ուղղված կառուցվածքային աղեղներ՝ Դաղստանի (D), Թալիշի (T) և Հյուսիս-Հայկական (Ar) (նկար 1.6) (Караханян и др., 1992; Philip et al. 1989,

2001; Avagyan 2001): Առաջինը և երկրորդը ուղղակի կապված են Մեծ և Փոքր Կովկասյան լեռնաշղթաների հետ:

Աղեղների ներքին տարածքներում առկա են ավելի փոքր երկրաչափական կառույցներ:

Խոշորագույն Դադստանի աղեղը ձևավորվել է արևմուտքում Հյուսիս-արևելա-Անատոլական ձախակողմյան (NEAF) և Մեծ Կովկասի և Կասպյան ավազանի սահմանագծում գտնվող աջակողմյան կողաշարժերով (D, նկար 1.6):



Նկար 1.7. GPS արագությունները Հայկական լեռնաշխարհում և հարակից տարածքներում ըստ ֆիկսված Եվրասիական սալի (Karakhanyan et al., 2013): GF, Գառնիի խզվածք; PSSF, Փամբակ-Սևան-Սյունիք խզվածք; SF, Սարդարապատի խզվածք; ZSF, Դեղնագետ-Սարիղամիշ խզվածք; Yer., Երևան:

Հյուսիս-արևելա-Անատոլական ձախ կողաշարժային խզվածքի գոտին անվանվում է նաև Ագրահան-Թբիլիսի-Լեվանտ խզվածք (Khain & Koronousky 1997): Այն մորֆոլոգիայով և կառուցվածքով ավելի քիչ է արտահայտված քան Հյուսիս-Անատոլական կամ

Արևելա-Անատոլական խզվածքները, սակայն Փոքր Կովկասը կտրող ամենախոշոր խզվածքն է հանդիսանում: Մոտ 650կմ երկարությամբ, այն տարածվում է հարավում, Կառլիովի միացման շրջանից (Karlio va junction), (Հյուսիս-Անատոլական և Արևելա-Անատոլական խզվածքների հատման տեղամասը) մինչև Մեծ Կովկասի հյուսիսային լանջերը և կազմված է ձախակողմյան վերադրմամբ (left step) երկու խոշոր խզվածքի սեզմենտներից:

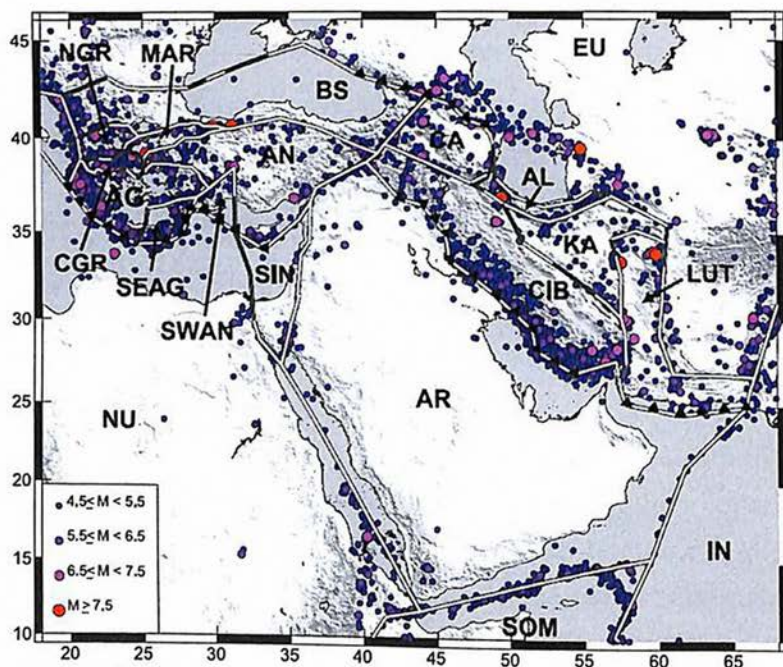
Հյուսիսայինը՝ Բորժոմի-Կազբեկ (Philip et al. 1989) անվանվում է նաև Կազբեկ-Ցխինվալի (Трифонов, 1999): Հարավային գոտին կազմավորվում է երկրորդ կարգի խզվածքներով, որոնցից կարևորներն են Օլթուի, Դումլուի, Էրզրումի խզվածքները (Трифонов, 1999; Dhont & Chorowicz 2006; Kocyigit et al. 2001; Avagyan et al., 2010):

Հյուսիս-արևելա-Անատոլական խզվածքի երկայնքով շարժման ձախակողմյան արագությունները կազմում են 2.3 ± 0.3 մմ/տ (Reilinger et al., 2006): Համեմատության համար նշենք, որ նրա հարավ-արևմտյան շարունակության վրա տարածվող Արևելա-Անատոլական խզվածքի երկայնքով գրանցվում են 9 ± 1 մմ/տ (McClusky et al., 2000) կամ 10 ± 0.3 մմ/տ (Reilinger et al., 2006) հորիզոնական արագություններ: Պլիոցենից հետո Արևելա-Անատոլական խզվածքը ունեցել է կուտակային (cumulativ) մոտ 20-25կմ տեղաշարժ (Saroglu et al., 1992): Մեծ Կովկասի ջրբաժանը Հյուսիս-արևելա-Անատոլական խզմամբ, ձախակողմյան տեղաշարժված է մոտ 50-60կմ (Philip et al. 1989):

Նեոգենի և չորրորդականի հրաբխականությունը հիմնականում արտահայտված է Հյուսիս-արևելա-Անատոլական խզվածքից արևելք, միևնույն ժամանակ խզվածքը բաժանում է սելյամիկորեն արևելյան ավելի ակտիվ տարածքը արևմտյանից (Khain & Koronousky, 1997; Avagyan et al., 2010): Ավելին, Ռ.Ե.Ռեյլինգերը (Reilinger et al., 2006) Հյուսիս-արևելա-Անատոլական խզվածքը համարում է Կովկասյան բլոկի հյուսիս-արևմտյան սահմանը (նկար 1.8):

Հյուսիս-արևելա-Անատոլական խզվածքից արևելք, երկու կառուցվածքային ենթաաղեղներ (արտաքին և ներքին) կազմում են Հյուսիս-Հայկական աղեղը (տես գլուխ 3-ում) (e.g. Karakhanyan et al., 2004):

Տարածաշրջանի ամենախոշոր խզվածքը Հյուսիս-Անատոլականն է, մոտ 1500կմ երկարությամբ: Այն ձգվում է Էգեյան ծովից և թույլ արտահայտվածությամբ հասնում է մինչև Վանա լիճ: Աջ կողաշարժային շարժման արագությունը ըստ 1988-1994թթ. GPS չափումների (Reilinger et al., 1997; McClusky et al., 2000) կազմում է 24մմ/տ, ըստ 70 տարվա համար սեյսմիկ մոմենտների 25-80մմ/տ (Jackson et McKenzie, 1984): Հետ պլիոցեն-չորրորդական (վերջին 5 միլիոն տարվա ընթացքում) կուտակային շարժումները կրճատվում են արևելքից (30-40կմ) դեպի կենտրոնական մասը (25-30 կմ) և այնուհետև դեպի արևմուտք (30-38կմ) (Barka, 1992):



Նկար 1.8. Մերձավոր Արևելքի բլոկային մոդելը (Reilinger et al., 2006): Սև և սպիտակ գծերով ցույց են տրված Ռեյլինգերի և ուրիշների կողմից որոշված

(Reilinger et al., 2006) սալերի սահմաններին համապատասխանող ակտիվ խզվածքները: CA – համապատասխանում է Կովկասյան միկրոբլոկին: Կետերով բերված են երկրաշարժերը:

Մեծ Կովկասի հարավային ճակատի խզվածքները վրաշարժվում են դեպի հարավ առաջացնելով ֆլեքսուրային ավազաններ, ուր կուտակվել են նեոգեն-չորրորդական հզոր նստվածքներ, որոնք ծալքավորվել են և խախտվել երկրորդային վրաշարժերով և կողաշարժերով (Гамкредидзе, 1949; Philip, 1989; Bazhenov & Burtman, 1996, 2002):

Իրանական բլոկի հյուսիս-արևմուտքում, Հայկական լեռնաշխարհի հարավում խոշորագույն խախտումը Տավրոսի (Բիթլիսի) վրաշարժն է (Хаин и др., 1973): Այն դեպի արևելք մոտենում է Զագրոսի խոշոր աջակողմյան կողաշարժին:

1.3. Ակտիվ խզվածքների սեյսմիկ ակտիվությունը

Հայկական լեռնաշխարհը հանդիսանում է սեյսմիկորեն ակտիվ Եվրո-Միջերկրական գոտու կարևոր հատված (նկար 1.9): Այն պայմանավորված է ակտիվ խզվածքների խտությամբ և վերջիններիս ակտիվության ցուցանիշներով (շարժման արագություններ, կրկնողության միջակայքեր և այլն) (e.g. Караханян, 1992; Karakhanian et al., 2004; Аванесян и др., 2004; Avagyan, 2001; Avagyan et al., 2009, 2010 Philip et al., 2001): Հայ, հույն, արաբ և պարսիկ պատմիչների վկայություններում պատմական ավերիչ երկրաշարժերի մասին գույություն ունեն հարուստ նյութեր: Բազմաթիվ մանրակրկիտ հետազոտությունների արդյունքում ստեղծվել են Մերձավոր արևելքի երկրաշարժերի կատալոգներ (Агамирзоев и др., 1977; Ambraseys 1970, 1988; 1982; Berberian 1997; Ocal, 1966 ; Jibladze et al., 1997, և ուր.): Առանձին ստեղծվեցին նաև Կովկասի սեյսմիկ պատմության կատալոգներ և ատլասներ (Ստեփանյան, 1964 ; Buss, 1948; Пирузян,

1972; Шебалин, 1974; Никонов и др., 1986; Shebalin and Tatevossian, 1996; Arakelian et al., 1997; Kondorskaya et al., 1997; Babayan, 2006, և ուր.):

Տարածաշրջանում պատմական $M > 6.5$ երկրաշարժերը դրսևորում են ոչ համասեռ բաշխում: Օրինակ, համեմատաբար քիչ երկրաշարժեր են առկա Մեծ Կովկասում, մինչդեռ Արաբա-Եվրասիական հանդիպակաց կոնվերգենցիայի մեծ մասը կլանվում է այստեղ (ուղղաձիգ շարժումները անցնում են 12մմ/տ (Лилиенберг и др., 1969, 1970)): Սակայն Հ.Ֆիլիպի և Զ.Զակսոնի կողմից իրականացված տարածաշրջանի սեյսմիկ դեֆորմացիայի մասի գնահատումներով (ստացված երկրաշարժերի սեյսմիկ մոմենտի գումարային արժեքներից) ստացվում են նույնպես սակավ երկրաշարժածին դեֆորմացիաներ (Philip et al., 1989; Jackson, 1992): Հավանաբար առկա են նաև ասեյսմիկ դեֆորմացիաներ: Այստեղ իհարկե անհրաժեշտ է հաշվի առնել Մեծ Կովկասում համեմատաբար խոշոր բնակավայրերի բացակայությունը կամ թույլ խտությունը, որոնցով պայմանավորված երկրաշարժերի մի մասը չեն գրանցվել:

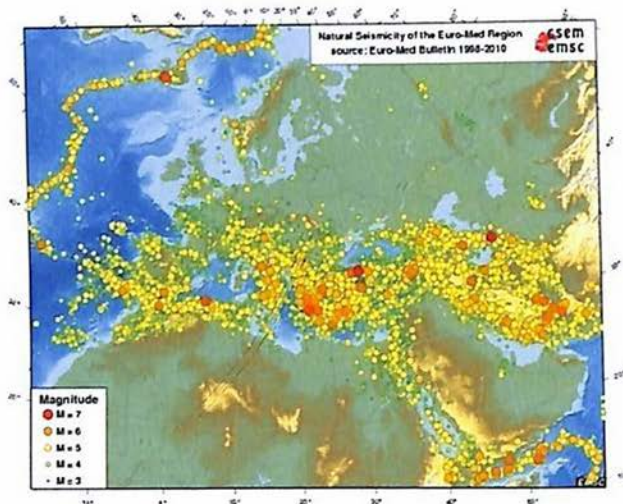
Հայաստանի Հանրապետության տարածքի վրա պատմական շրջանում տեղի են ունեցել բազմաթիվ ավերիչ երկրաշարժեր: Միայն հինավուրց մայրաքաղաքներ Դվինը և Անին մի քանի անգամ վնասվել և ավերվել են երկրաշարժերից: Դվինը վերջնականապես դադարեց խոշոր կենտրոն լինելուց 893թ. ավերիչ երկրաշարժից հետո: Պատմական երկրաշարժերի կատալոգը ծածկում է ավելի քան 2000 տարի: Այդ տվյալների օգտագործումը սեյսմիկ գոտիների և նրանց ակտիվության բնութագրման համար այնուամենայնիվ մնում է բարդ խնդիր նրանց ոչ միատարրության (ոչ հոմոգենության) պատճառով: Դա պայմանավորված է.

- երկրաշարժերը ամբողջությամբ չեն արտացոլված պատմական փաստաթղթերում, դա կարող է պայմանավորված լինել օրինակ պատերազմական դրությամբ, կամ խոշոր բնակավայրերի

չավերամբ և այլն: Պատմագիրները ավելի շուտ գրանցում են այն իրադարձությունները, որոնք ավելի մեծ հետք են թողել, որոնք ավելի տպավորիչ են և ոչ թե հաշվի առնելով նրանց կարևորությունը սեյսմոլոգիական տեսանկյունից (Fiches et al., 1997):

- Էպիկենտրոնների որոշման բարդություններ: Պատմական տվյալներից օգտվելու դեպքում առկա է վտանգ երկրաշարժի էպիկենտրոնները մոտեցնելու խիտ բնակեցված վայրերին: Մյուս կողմից տեղանքի ազդեցությունը (site effect) նույնպես պատմագիրները չէին կարող հաշվարկել: Օրինակ՝ 1931թ. ապրիլի 27-ի Ջանգեզուրի երկրաշարժի ժամանակ, որի էպիկենտրոնը գտնվում էր Օրդուբադ քաղաքից 15-20կմ հյուսիս (Կապուտջուղ լեռան լանջերին, Ունուս, Բիստ և Տաշտուն գյուղերի միջև) ավերվածությունները (8 բալային ինտենսիվությանը համապատասխանող) ավելի էին Ախլաթյան գյուղի և Գորիս քաղաքի տարծքներում (Օրդուբադ քաղաքից 50-60կմ հեռավորության վրա), քան էպիկենտրոնի շրջակայքում (Асланян, 1958):
- Ինտենսիվության որոշման բարդություններ: Այս առումով Հայկական լեռնաշխարհը ունի կարևոր միջոց միատարացնելու ինտենսիվության տվյալները ելնելով մակրոսեյսմիկ համեմատելի տվյալներից. լեռնաշխարհի ամբողջ տարածքը ծածկված է համեմատաբար նման երկրաբանական պայմաններին բավարարող տեղանքներում և նման մոտեցումներով կառուցված եկեղեցիներով, որոնք ընդգրկում էին 15 դարից ավելի ժամանակահատված (Karakhanyan, 1995): Հարությունյանի և ուրիշների կողմից առաջարկվեց ավերածությունների ինտենսիվության սանդղակ ըստ 1988թ. երկրաշարժի 100 հուշարձանների վրա ունեցած ազդեցության (Haroutiunian et al., 1997):

Նկար 1.9. Եվրո-Միջերկրական տարածաշրջանի սեյսմիկությունը 1998-2010թթ. համար, ըստ Euro-Med Bulletin:

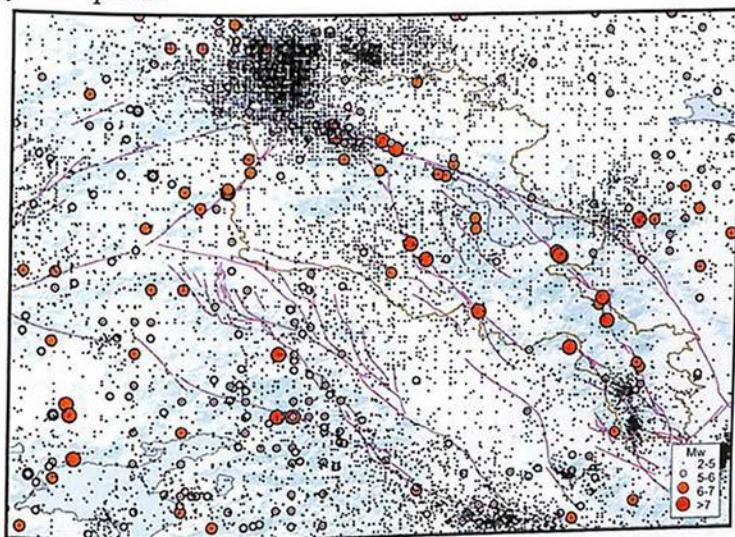


Հայաստանի Հանրապետության տարածքի համար գործիքային ժամանակաշրջանը սկիզբ է առնում 1931 թվականից, երբ Երևանում տեղադրվեց առաջին սեյսմիկ կայանը: Երկրաշարժերի կատալոգը պարունակում է երկրաշարժերի մասին տվյալներ երեք ժամանակաշրջանի համար. մինչգործիքային՝ առաջին տեղեկություններից մինչև 1931թ, վաղ գործիքային՝ 1932-1961թ. և ժամանակակից գործիքային՝ 1962 թվականից հետո, երբ վերջնականորեն ձևավորվեց Հայաստանի տարածաշրջանային և լոկալ հեռաչափական սեյսմիկ կայանների ցանցը (Դուրգարյան, 2006; Seismic Hazard Assessment, 2011): Հայկական նորատոմակայանի համար 2010 թվականին ստեղծվեց առոմակայանից 300կմ շառավղով տարածքի համար NorAtom (Նոր Ատոմ) 2010 սեյսմիկ կատալոգը (նկար 1.10) (Seismic Hazard Assessment, 2011):

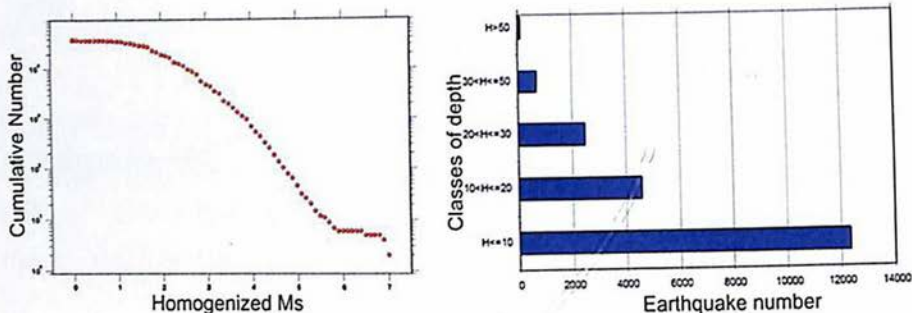
Գործիքային ժամանակաշրջանի ամենաաղետալի իրադարձությունը իհարկե Սպիտակի 1988թ. Ms7.0 մագնիտուդով երկրաշարժն էր: Այն վիթխարի ավերումներ առաջացրեց ՀՀ հյուսիսում, հատկապես Սպիտակ, Գյումրի և Վանաձոր քաղաքներում, ուր համապատասխանաբար ավերվեցին բազմահարկ շինությունների 87%, 52% և 24%-ը: Զոհվեց մոտ 25 000 մարդ,

անօթևան մնաց մոտ կես միլիոն մարդ: Հասցված վնասը գնահատվեց ԽՍՀՄ 13մլրդ ռուբլի (Խաչիյան, 2001; Նազարեթյան, 2018; Хачиян, 2008): Միայն այս երկրաշարժի վնասները բավական են գիտակցելու նրա ապագա հնարավոր ռիսկերի ծավալները:

Նկար 1.11.ում բերված են Նոր-Ատոմ 2010 երկրաշարժերի կատալոգի մագնիտուդահաճախականային բաշխման գրաֆիկը և երկրաշարժերի բաշխումը ըստ խորությունների: Երևում է, որ մեր տարածքում մոտ 6 մագնիտուդից ավելի երկրաշարժերի թիվը կտրուկ պակասում է և հազվադեպ են 7.0 մագնիտուդից ավել երկրաշարժերը: Իսկ երկրաշարժերի ճնշող մեծամասնության խորությունները չեն անցնում 10կմ խորությունից: Ըստ Բալասանյանի և ուրիշների (Balassanian et al., 1993) տարածաշրջանում երկրակեղևի սեյսմածին միջակայքում ամենից հաճախակի հանդիպող հիպոկենտրոնները գտնվում են 10-15կմ խորություններում:



Նկար 1.10. ՀՀ և հարակից տարածքների երկրաշարժերը ըստ Նոր-Ատոմ 2010 կատալոգի (հաշվետվություն - Seismic Hazard Assessment, 2011):

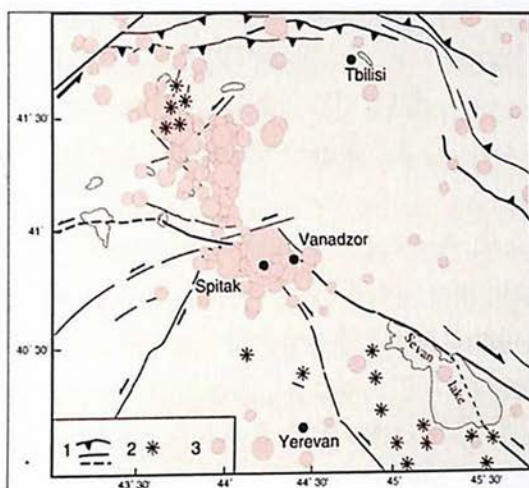


Նկար 1.11. Ըստ Նոր-Ատոմ 2010 երկրաշարժերի կատալոգի մագնիտուդահաճախականային բաշխումը (ձախից) և խորությունները (աջից) (Seismic Hazard Assessment, 2011):

Նայելով երկրաշարժերի և խզվածքների քարտեզին (նկար 1.10) ակնհայտ է դառնում այն, որ ուժեղ երկրաշարժերը կապված են ակտիվ խզվածքների հետ, որոնք ունեն բավական մեծ ներուժ: Միկրոսեյսմիկ ակտիվությունը ցույց է տալիս կուտակումներ ՀՀ տարածքի հյուսիսում (Ջավախքում) (նկարներ 1.10, 1.12) (Караханян, 1992 ; Караханян и др., 1992; Karakhanyan, 1996 ; Rebaï et al, 1993):

Ավերիչ սեյսմիկ ակտիվության ժամանակակից իրադարձությունները՝ 1976 Չալդրանի ($M=7.1$), 1983 Նորմանի ($M=6.8$), 1988 Սպիտակի ($M=7.0$), 1990 Ռուտֆար-Մանջիլի ($M=7.3$), 1991 Ռաչաի ($M=7.0$) և 2011 Վանի ($M=7.2$), վկայում են ՀՀ և հարակից տարածքների բարձր սեյսմիկ վտանգի և ռիսկի մասին: Ուստի հրամայական է և ռազմավարական կարևորություն է ստանում երկրաշարժեր առաջացնող ակտիվ խզվածքների և նրանց մակերևութային արտահայտությունների ուսումնասիրությունը:

Նկար 1.12. ՀՀ հյուսիսային տարածքի երկրաշարժերի էպիկենտրոնները (փոփոխված ըստ Rebaï et al., 1993): Վանաձոր և Սպիտակ քաղաքների շրջակայքի երկրաշարժերի խումբը՝ հիմնական ցնցումներ ու հետցնցումներ. 1- ակտիվ խզվածքներ, 2-հրաբուխներ, 3-երկրաշարժեր:



Գլուխ 2. ՏԱՐԱԾԱՇՐՋԱՆԻ ԵՐԿՐԱԴԻՆԱՍԻԿ ԴԱՇՏԻ

ՕՐԻՆԱԶԱՓՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

2.1. Տարածաշրջանի կինեմատիկ իրադրությունը

Յուրայի ժամանակաշրջանից սկսած Կովկասյան լեռների, ինչպես նաև Հայկական լեռնաշխարհի տեկտոնական ալպյան էվոյուցիան կապված էր Նեոթետիս օվկիանոսի սուբդուկցիայի այնուհետև՝ օբդուկցիայի և կոլիզիայի հետ (Dercourt et al. 1986; Nikishin et al. 1998; Robertson 2002; Golonka 2004): Սկսած օլիգոցենից սեղմման ուժերը, հարուցված Արաբական և Եվրասիական սալերի բախմամբ, ազդում էին ընդարձակ գոտում սկսած Պերի-Արաբական ճակատային վրաշարժից մինչև Մեծ Կովկասի հյուսիսային սահմանները (Sengör & Yilmaz 1981; Adamia et al. 1981; Dercourt et al. 1986; Ricou 1994; Yilmaz et al. 2000; Robertson 2002; Golonka 2004; Faccenna et al. 2006): Ավելին, օվկիանոսային կեղևի Սև և Կասպից ծովերի մնացուկների առկայությունը նպաստել է Կովկասի և Հայկական լեռնաշխարհի տարածքի խիտ դեֆորմացմանը՝ տարբեր կինեմատիկայի և տարածման ակտիվ խզվածքներով (նկար 1.6):

Ակտիվ խզվածքների խտությունը (նկարներ 1.6 և 2.2) (e.g. Jackson & McKenzie 1984; Rebaï et al. 1993; Philip et al. 2001; Trifonov et al. 2002; Karakhanyan et al., 2004; Avagyan et al, 2010, 2018) կապված է N-S և NNE-SSW առանցքներով Արաբական և Եվրասիական սալերի հանդիպակած շարժման (convergence) և դրա կենտրոնական հատվածում տեղադրվածության հետ (McKenzie 1972; Sengör & Kidd 1979; Jackson & McKenzie 1984; Dewey et al. 1986; Taymaz et al. 1991; Philip et al. 2001; Karakhanyan et al. 2004): Վերջին 100 Ma տարվա ընթացքում տարածաշրջանը ենթարկվել է մի շարք տեկտոնական գործընթացների, որոնք դեֆորմացրել և ձևավորել են ժամանակակից կառուցվածքային պատկերը: Առաջինը՝ կոլիզիան է գոնդվանյան ծագման բլոկների (Հարավ-Հայկական բլոկ - SAB, (Knipper & Kain, 1980; Sosson et al., 2010; Rolland et al., 2010, 2011)),

նրանց արևելյան Տավրոսյան-Անատոլյան շարունակության (e.g. Barrier & Vrielynck, 2008) և Եվրասիական եզրի միջև: Ավելին, Արաբական սալի Տավրոսյան-Անատոլյան և Հարավ-Հայկական և Իրանական բլոկների հարավային եզրերի հետ բախվելով հանգեցրեց հզոր վերնետքների ակտիվացմանը և տարածքի երկրակեղևի ծալքավորմանը (Sosson et al., 2010; Avagyan et al., 2005, 2010): Երկու բախումների զարգացումը հանգեցրեց նաև ցամաքային սուբդուկցիայի դրսևորումներին (Sosson et al., 2010): Այդ ժամանակ Փոքր Կովկասում, Ամասիա-Սևան-Հազարի կարային գոտում ձևավորվեցին և ռեակտիվացան խոշոր վերնետքներ և վրաշարժեր, հետագայում նաև կողաշարժեր (Avagyan et al. 2005): Հարավ-Հայկական բլոկի հյուսիսային պալեոպասիվ եզրի վարնետքները ռեակտիվացան որպես վերնետքներ և կողաշարժեր (Sosson et al. 2010; Avagyan et al., 2010):

Ժամանակակից Արաբա-Եվրասիական կոնվերգենտ շարժման արագությունը գնահատվում է 20-30մմ/տ (DeMets et al. 1990) և 17 մմ/տ (Karakhanyan et al., 2013): Ցամաքային կոլիզիային զուգահեռ տեղի է ունենում Տավրո-Անատոլական և Իրանական բլոկների տեկտոնական դուրս մղումը (tectonic escape): Արաբական սալի ճակատում կոլիզիայի կենտրոնական տարածքը ենթարկվում է ինտենսիվ կրճատման (shortening) (McKenzie 1972; Sengör & Kidd 1979; Jackson & McKenzie 1984; Dewey et al. 1986; Philip et al. 2001):

Ընդհանրացնելով Արաբա-Եվրասիական կոնվերգենտ շարժման պատմությունը կարելի է առանձնացնել սալերի շարժման ուղղություններ և փոփոխություններ (Avagyan et al., 2005, 2010).

(i) Օրոգենի զարգացմամբ Արաբական սալը շարժվել է դեպի հյուսիս-արևմուտք (NW) վաղ օլիգոգենի ընթացքում (35 Ma) (Savostin et al. 1986),

(ii) կոնվերգենտ շարժման հյուսիս-հարավ (N-S) ուղղությունից դեպի հյուսիս-արևմուտք – հարավ-արևելք (NW-SE) փոփոխությունը վաղ միոգենում (Zonenshain et al. 1987),

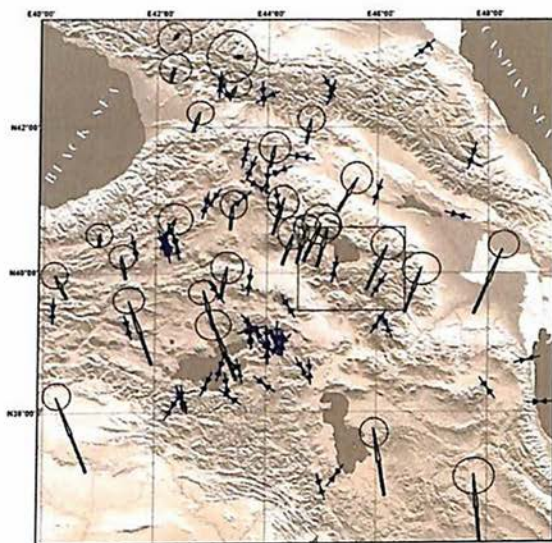
(iii) միջին միոցենում Արաբական սալի շարժումը կրկին ուղղվել է դեպի հյուսիս և նրա արևելյան մասը դեպի հյուսիս, հյուսիս-արևելք (NNE) (Zonenshain et al. 1987): Սկսած միջին միոցենից լարվածային դաշտը համեմատաբար մնացել է կայուն (e.g. Rebaï et al. 1993):

2.2. Երիտասարդ լարվածադեֆորմացիոն դաշտը

Տեկտոնական լարվածային երիտասարդ դաշտը բնութագրելու համար ուսումնասիրվել են Փոքր Կովկասի և հարակից տարածքների ակտիվ կառույցները, երկրաշարժերի P առանցքները, GPS տվյալները, պալեոդաշտը՝ ծալքավորությունը, միկրոխզվածքների կինեմատիկաները, հրաբխային կլաստերները:

Ի լրացում ակտիվ տեկտոնիկայի տվյալների, օգտակար է վերլուծել ժամանակակից կինեմատիկ GPS (Reilinger et al., 1997; McClusky et al., 2000; Vernant et al., 2004) և գոծիքային սեյսմիկայից ածանցված երկրաշարժերի ֆոկալ մեխանիզմների տվյալները (Tovmassian et al., 1997; Hessami et al., 2003; Balassannian et al., 1995; նաև Ա. Թովմասյանի կողմից տրամադրված): Երկրաշարժերի հաշվարկված P առանցքները և Եվրասիայի համեմատ շարժումների GPS արժեքները ցույց են տրված նկար 2.1-ում: P առանցքների տվյալների ընդհանրացումը ցույց է տալիս երեք գերակշռող սեղմման առանցքներ. Հյուսիս-հարավ (N-S), հյուսիս, հյուսիս-արևմուտք և հյուսիս, հյուսիս-արևելք (NNW և NNE) (նկար 2.1): Տարածական փոփոխականությամբ այս պատկերը բնորոշ է ամբողջ Հայկական լեռնաշխարհին ներառյալ Փոքր Կովկասը: Կարելի է նման փոփոխականություն ենթադրել նաև ըստ երկրակեղևի հզորության, քանի որ և՛ ստատիկ և՛ դինամիկ լարվածությունը տարածվում է նրա ամբողջ հզորությամբ մինչև փուխր-պլաստիկ (brittle-ductile transition) սահմանը, ինչը ենթադրվել է նաև միկրոտեկտոնական հետազոտությունների արդյունքներից, Սպիտակի երկրաշարժային օջախային գոտու համար (Аварян, 1997):

P առանցքների փոփոխականությունները կարող են մեկնաբանվել որպես միկրո-սալերի շարժումների հետևանք՝ հրահրված տարբեր հեռավորություններից փոխանցվող լարվածություններից: Կարևոր է նշել ակտիվ խզվածքների ազդեցությունը առանցքների կողմնորոշման վրա: Խզվածքների մի մասը ձևավորվել է ցամաքային բախման մեկնարկից սկսած, պայմանավորված սկզբնական լարվածային դաշտով և տեղային երկրաբանական անհոտորոշայնությամբ:



Նկար 2.1. GPS վեկտորները (Reilinger et al., 1997; McClusky et al., 2000; Vernant et al., 2004) և P առանցքները (Tovmassian et al., 1997; and Hessami et al., 2003; ըստ Վանի 2011 թ. երկրաշարժի USGS տվյալների, նաև սիրալիորեն տրամադրված Ա. Թովմասյանի կողմից) Հայկական լեռնաշխարհում և հարակից տարածքներում:

Ինչպես երևում է GPS դեֆորմացիաների տվյալներից (նկար 2.1), հիմնական ակտիվ խզվածքներով սահմանազատված միկրոսալերի շարժումները նույնպես միանման չեն: Հարավում գերակշիռ ուղղությունը հյուսիս, հյուսիս-արևմուտք N-NW է, մինչդեռ հյուսիսում հիմնականում հյուսիս, հյուսիս-արևելք (NNE) ուղղությունն է: GPS չափումների հիման վրա տարածաշրջանի կենտրոնական մասի (40.00N - 42.00N զուգահեռականներով և 44.00E - 46.00E երկայնություններով սահմանափակված, նկար 2.1) հարաբերական շարժումը ըստ Եվրասիական բեկորի ունի հյուսիս, հյուսիս-արևելք N-NE ուղղություն: Ի հակառակ, NUVEL 1A

երկրաբանական տվյալների այս նույն տարածքի համար կանխատեսվում է հյուսիս, հյուսիս-արևմուտք (NNW) կողմնորոշում (աղյուսակ 2.1): Այս արդյունքները ստացվել են UNAVCO Facility (Colorado, USA) սալերի շարժման ուղղությունների և արագությունների հաշվարկման հնարավորությունով, որը թույլ է տալիս այն կատարել ոչ միայն NUVEL 1A մոդելով այլ նաև GSRM v1.2, REVEL 2000, APKIM2000.0, ITRF2000, NUVEL 1 մոդելներով (աղյուսակ 2.2) (DeMets et al., 1990, 1994; Argus and Gordon, 1991; Drewes et al., 1998; Drewes and Angermann 2001; Sella et al., 2002):

Աղյուսակ 2.1.
Առանձին կետերի շարժումները ըստ NUVEL 1A մոդելի
կանխատեսումների (UNAVCO Plate Motion Calculator):

Model	Latitude	Longitude	Speed mm/yr	Azim. (cw from N)	N Vel. mm/yr	E Vel. mm/yr
NUVEL 1A	40° 17' 16" N 40.287778°	44° 24' 16" E 44.404444°	27.62	338°	25.64	-10.27
NUVEL 1A	39° 49' 10" N 39.819444°	45° 37' 32" E 45.625556°	28.21	340°	26.55	-9.53
NUVEL 1A	41° 2' 33" N 41.042500°	44° 48' 45" E 44.812500°	28.09	337°	25.94	-10.78
NUVEL 1A	39° 4' 17" N 39.071389°	45° 12' 35" E 45.209722°	27.75	341°	26.24	-9.03
NUVEL 1A	39° 48' 19" N 39.805278°	42° 51' 55" E 42.865278°	26.55	337°	24.47	-10.30

NUVEL 1A մոդելի տվյալները համապատասխանում են Մ.Լ.Յունգի տվյալների հետ, որը ուսումնասիրել է Կովկասի տարածաշրջանի սեյսմատեկտոնական դեֆորմացիաները հիմնվելով երկրաշարժերի օջախների տեղաշարժերի (slips defined) վրա (Yunga, 1996): Յունգը կանխատեսում է հյուսիս, հյուսիս-

արևմուտք (NNW) հիմնական սեղմման առանցք 40.00N-38.00N զուգահեռականներով սահմանափակված տարածքի համար (Հայաստանի Հանրապետության հարավային և հարակից տարածքների համար), ինչին ավելի կհամապատասխանեն նույնանման առանցքով գերակշռող շարժումներ:

Աղյուսակ 2.2.

Առանձին կետերի շարժումները ըստ տարբեր մոդելների կանխատեսումների (UNAVCO Plate Motion Calculator):

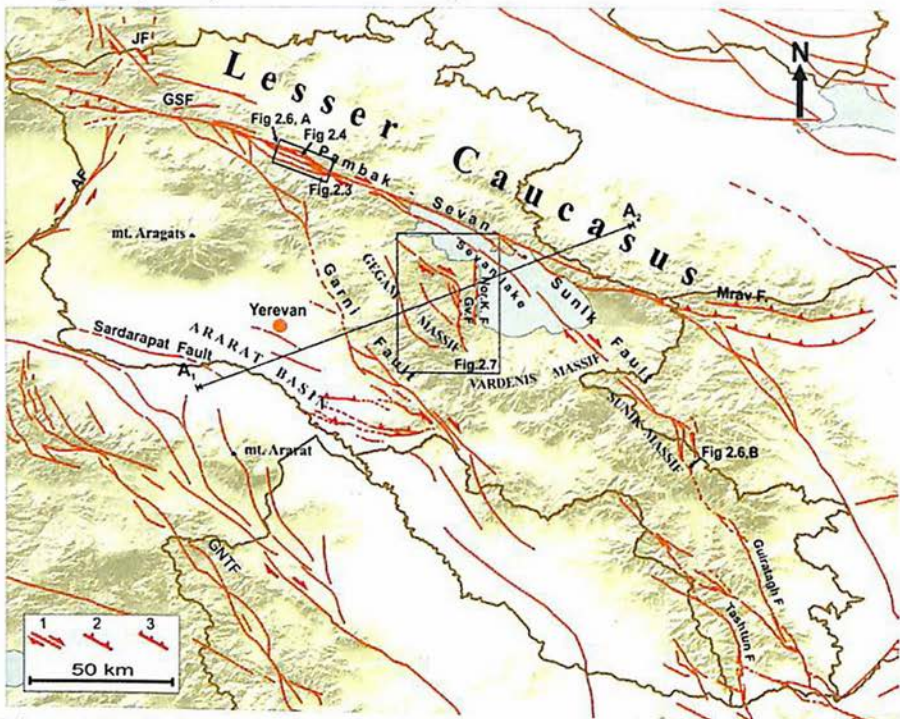
Model	Latitude	Longitude	Speed mm/yr	Azim. (cw from N)	N Vel. mm/yr	E Vel. mm/yr
GSRM v1.2	41° 2' 33" N 41.042500°	44° 48' 45" E 44.812500°	19.95	333 °	17.78	-9.04
REVEL 2000	41° 2' 33" N 41.042500°	44° 48' 45" E 44.812500°	18.76	327°	15.89	-9.96
APKIM2000.0	41° 2' 33" N 41.042500°	44° 48' 45" E 44.812500°	18.28	335°	16.58	-7.70
ITRF2000	41° 2' 33" N 41.042500°	44° 48' 45" E 44.812500°	19.04	332°	16.93	-8.72
NUVEL 1A	41° 2' 33" N 41.042500°	44° 48' 45" E 44.812500°	28.09	337°	25.94	-10.78
NUVEL 1	41° 2' 33" N 41.042500°	44° 48' 45" E 44.812500°	29.33	338 °	27.24	-10.88

Այս երկու, առաջին հայացքից իրարամերժ, առանցքների առկայությունը տարածաշրջանում վկայում է լարվածադեֆորմացիոն դաշտի բարդությունների մասին:

2.2.1. Ակտիվ խզվածքները և նրանց կառուցվածքային պատկերը

Կովկասում և Հայկական լեռնաշխարհում կառուցվածքային պատկերի վերլուծությունը թույլ է տալիս եզրակացություններ անել տարածաշրջանային տեկտոնական լարվածությունների մասին և

այնուհետև այն համեմատել միկրոխազվածքների կինեմատիկ վերլուծությունների տվյալների հետ: Ինչպես գրվել է նախորդիվ բազմաթիվ ակտիվ կողաշարժերը և վերնետքները կազմում են ընդարձակ կառուցվածքային աղեղներ, որոնց զագաթները ուղղված են դեպի հյուսիս և հյուսիս-արևելք (N, NE): Աղեղները արևելքում կազմված են աջակողմյան, իսկ արևմուտքում ձախակողմյան կողաշարժերից (նկար 1.6 և 2.2) (e.g. Karakhanyan et al., 2002, 2004; Philip et al., 2001):



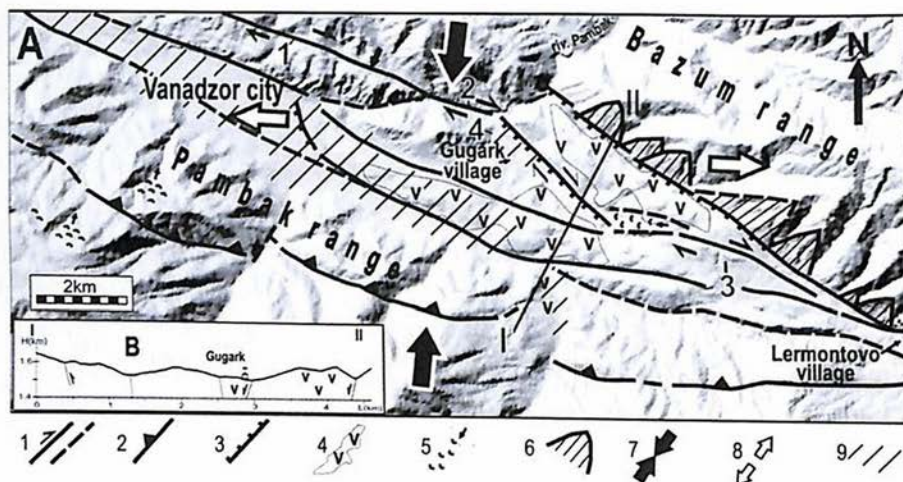
Նկար 2.2. ՀՀ և հարակից տարածքների ակտիվ խզվածքների քարտեզը (փոփոխված ըստ Karakhanyan et al., 2003; 2004; Philip et al., 2001; Avagyan et al., 2010; 2018): A1-A2 – GPS պրոֆիլը (նկար 2.8): Նկարներ 2.4; 2.6 տեղադիրքերը նշված են սլաքներով, իսկ նկարներ 2.3; 2.7 տարածքները՝ ուղղանկյուններով: 1- կողաշաժեր, 2- վերնետքներ, վրաշարժեր, 3- վարնետքներ: AF-Ախուրյան խզվածք, GSF- Դեղնագետ-Սարիղամիշ խզվածք, GNTF- Գալլատու Հյուսիս-Թավրիզ խզվածք, JF-Ջավախքի խզվածք, Gv.F-Գավառագետի խզվածք, Nor.K. F- Նորատուս-Քանազեղի խզվածք:

Հյուսիս-Հայկական կառուցվածքային աղեղը ունի երկու արտաքին և ներքին ենթաաղեղներ: Արտաքինը կազմված է արևմուտքում Դեղնագետ-Սարիղամիշի (այս խզվածքի վրա դեռևս մանրամասն դաշտային աշխատանքներ չեն իրագործվել, ուստի նրա հավաստիությունը, որպես ակտիվ խզվածքի քննարկումների առարկա է) և արևելքում Փամբակ-Սևան-Սյունիք (PSSF) խզվածքներով: Ներքին աղեղը ձևավորվել է արևմուտքում Ախուրյանի (AF) և արևելքում Գառնիի (GF) խզվածքներով (նկար 2.2) (Караханян, 1992; Караханян и др., 1992; Karakhanian et al. 2004): Աղեղի ամենից խոշեր կառույցը մոտավորապես 490 կմ երկարությամբ Փամբակ-Սևան-Սյունիք (PSSF) խզվածքն է (ներառյալ Գիրաթաղի սեզմենտը): Խզվածքը վերոհիշյալ անվանմամբ, որպես ամբողջական կառույց առաջին անգամ հիշատակվեց Ավագյանի (Avagyan, 2001) կողմից, այն գտնվում է Փոքր Կովկասյան լեռներում և կազմված է հինգ խոշոր սեզմենտներից, յուրաքանչյուրը սահմանափակված վերադրման գոնաներով (overstep zones) (Avagyan 2001; Philip et al. 2001): Հյուսիսային սեզմենտները աշխարհագրորեն համընկնում են Ամասիա-Սևան-Հագարի կարային գոտուն: Հարավային սեզմենտները հյուսիսում կտրում են Սևանա լճի հատակը և ընդարձակ չորրորդական հրաբխային ապարներով ծածկված տարածքները, որոնք ըստ Կնիպերի ծածկում են կարային գոտու հարավային ճյուղը (Книппер и др., 1997):

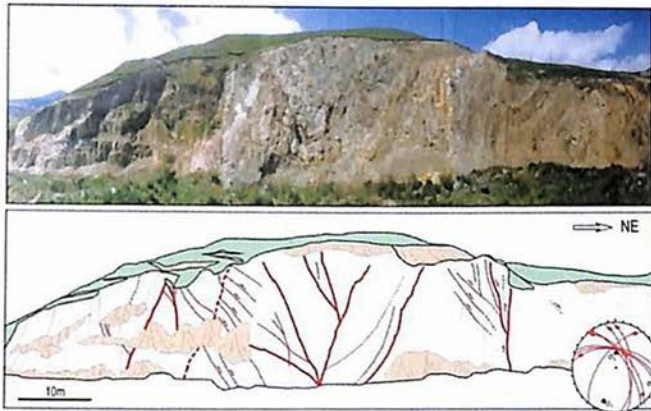
Փամբակ-Սևան-Սյունիք (PSSF) խզվածքը ժառանգվել է խոշոր վրաշարժից, որը դեֆորմացրել է լեռնաշղթան Հարավ-Հայկական բլոկի (SAB) և Եվրասիական սալի պալեոցեն-վաղ էոցենի ցամաքային բախումից սկսած (Avagyan et al., 2010; Sosson et al. 2010): Փամբակ-Սևան-Սյունիք խզվածքի երկայնքով բազմաթիվ են տարածության և ժամանակի մեջ կինեմատիկ բազմազանության օրինակները: Տարածաժամանակային կինեմատիկ փոփոխությունների լավ օրինակ է Վանաձորի իջույթի (նկար 2.3)

Գուգարք գյուղից հյուսիս-արևմտյան պալեոգենի (e.g. Саядян, 2009) ֆորմացիաների մերկացումը (նկար 2.4), ուր դիտարկվում են ավելի վաղ վերնետքները և երիտասարդ կողաշարժի հետ կապված ծաղկային կառույցները (Avagyan 2001, 2009, 2010):

Մոտ 16կմ երկարությամբ և 3կմ լայնությամբ Վանաձորի իջույթը գտնվում է 90կմ երկարություն ունեցող Արփի-Վանաձոր և 115կմ երկարություն ունեցող Վանաձոր-Արտանիշ սեզմենտների վերադրման գոտում՝ Բազումի և Փամբակի լեռնաշղթաների միջև (նկարներ 2.2; 2.3):



Նկար 2.3. (A) Վանաձորի իջույթի ակտիվ խզվածքների քարտեզը վերադրված տոպոգրաֆիական եռաչափ մոդելի վրա (Avagyan 2009, 2010). 1- կողաշարժեր և ենթադրվող խզվածքներ, 2- վերնետքներ, 3- վարնետքներ, 4- բազալտային անդեզիտներ, 5- սողանքներ, 6- եռանկյունաձև նիստեր (facets), 7- տարածաշրջանային սեղմման առանցքը, 8- տեղային ընդարձակման առանցքը կապված աջ թեքման հետ (right bend), 9- բնա-կեցված մակերեսներ: (B) տոպոգրաֆիական պրոֆիլ (գիծը ցույց է տրված (I-II) A-ի վրա) ռելիեֆի մասշտաբի ուղղաձիգ չափազանցմամբ, ցույց են տրված խզվածքները և անդեզիտային բազալտների տարածումը:



Նկար 2.4. Պալեոգենի ֆորմացիաների մերկացում Գուգարք գյուղից հյուսիս- արևմուտք (տեղադիրքը նշված է նկար 2.2-ում և 4, նկար 2,3-ում): Դիտարկվում են ավելի վաղ վերնետրեքները և երիտասարդ կողաշարժի հետ կապված ծաղկային կառույցները: Լարվածության դաշտի առանցքները ստացված միկրոխզվածքների հիման վրա պատկերված են Շմիդտի ստորին կիսագնդի վրա (ներքևի աջ մասում) (Avagyan 2001, 2009, 2010):

Վանաձոր քաղաքը զբաղեցնում է իջույթի արևմտյան կեսը (Հայաստանի Հանրապետության մեծությամբ երրորդ քաղաքը): Իջույթի սահմաններում խզվածքները բաժանվում են ճյուղերի, որոնցով պայմանավորված է իջույթի նշաձևությունը: Իջույթը կազմված է վերին կավձի և պալեոգենի ապարներից (կրաքարեր, տուֆեր, տուֆաբրեկչիաներ, ավազաքարեր) և հետ օլիգոգենի պլուտոնից: Ամենաերիտասարդ, մոտ 145մ հզորությամբ նստվածքները կազմված կավերից և ավազներից զբաղեցնում են իջույթի հատակը (Милановский, 1968):

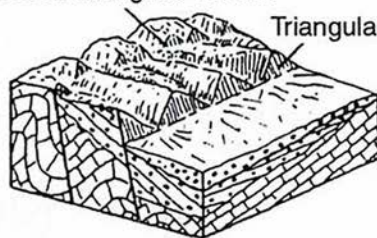
Մորֆոլոգիական այնպիսի բաղադրիչները, ինչպիսին են սեղմման կատարները, տեղաշարժված և շեղված հովիտները, եռանկյունաձև նիստերը, սագ-փոնդերը (sag pond) վկայում են ժամանակակից տեկտոնական ակտիվության մասին: Վանաձոր քաղաքից հյուսիս, հիմնական խզվածքի սեզմենտը աջակողմյան տեղաշարժել է գետահովիտը մոտ 400մ (1, նկար 2.3) և մոտ 1.3կմ շեղել է հյուսիս-արևելք NE ուղղվածության Փամբակ գետի հովիտը (2, նկար 2.3):

Իջույթի արևելյան մասում խզվածքի սկարպերը և դեֆորմացված մորֆոլոգիական բաղադրիչներն ավելի լավ են արտահայտված հիմնականում ավելի վատ անտրոպիզացվածության շնորհիվ: Բազումի լեռնաշղթայից իջնող հովիտները խորն են և ունեն V ձև, բայց նրանք կտրուկ անհետանում են կամ շատ թույլ արտահայտվում իջույթի հյուսիս-արևելյան սահմանում, որը պայմանավորված է լանջ-իջույթ սահմանում խզվածքի սեզմենտի առկայությամբ (նկար 2.3): Խզվածքից ավելի ներքև տարածվում են այլուվյալ արտաբերման կոները: Այստեղ եռանկյունաձև ֆասետները վկայում են խզվածքի վարնետքային բաղադրիչի մասին (նկար 2.3; 2.5):

Նկար 2.5. Եռանկյունաձև ֆասետի (triangular Facet) ձևավորումը կապված վարնետքի հետ (Goy et al., 1991):

Staircased Triangular Facets

Triangular Facets



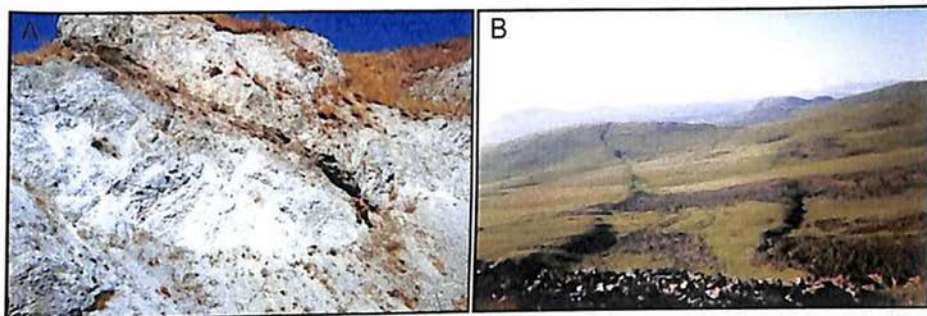
Ռելիեֆի վրա լավ արտահայտված են նաև

լքված հովիտները, որոնցից խոշորը գտնվում է երկար կատարի միջնամասում, որից հյուսիս սագ-փոնդ (sag pond) երկարաձգված սկարպին զուգահեռ իջույթում կուտակվել են ամբարտակված նստվածքները (3, նկար 2.3): Լքված հովիտը ժամանակ առ ժամանակ աշխատում է, երբ իջույթում բավարար ջուր է կուտակվում ձնհալքներից և ինտենսիվ տեղումներից հետո:

Իջույթում տեղային արևելք-արևմուտք E-W ընդարձակումը ընդհանուր տարածաշրջանային NS սեղմման պայմաններում կապված է խզվածքի աջ թեքման հետ (right bend), որն առաջացրել է նպաստավոր պայմաններ երիտասարդ հրաբխային ակտիվության համար (նկար 2.3) (Avagyan, 2009): Այստեղ վարնետքային բաղադրիչի առկայությունը բացատրվում է կողաշարժի սեզմենտի տարածման ընդհանուր ուղղության համեմատ մոտ 30° ժամալաքի

ուղղությամբ փոխվելը: Արտավիժած վերին միոցեն- ստորին հետալիոցենի հասակի բազալտները (Багдасарян, Джрбашян, 1970) կապված են, խզվածքի ակտիվությամբ պայմանավորված, տեղային ընդարձակման հետ (Avagyan, 2009):

Փոքր Կովկասի կողաշարժերը ընդհանրապես ցուցաբերում են փոփոխական ուղղաձիգ բաղադրիչ ոչ միայն տեղային այլ նաև ավելի փոքր մասշտաբում: Օրինակ Փամբակ-Սևան-Սյունիք խզվածքի հարավային սեգմենտներին ընդհանուր առմամբ բնորոշ է թեք տեղաշարժը (oblique slip) վարնետքային բաղադրիչով, երբեմն վարնետքի գերակշռմամբ (A, նկար 2.6), մինևույն ժամանակ հյուսիսայիններին ավելի շատ բնորոշ են վերնետքային բաղադրիչը, երբեմն վերնետքայինի գերակշռմամբ (B, նկար 2.6) (e.g. Ritz et al., 2016): Նկար 2.6-ի B-ում պատկերված Գայլահովիտի խախտումները հայտնաբերել և առաջին անգամ նկարագրել է Հ.Ազիզբեկյանը (1994): Այս երևույթը կարելի է բացատրել տարածաշրջանային լարվածության դաշտի պայմաններում խզվածքի տարածման հյուսիսից հարավ աստիճանական $N105^{\circ}$ –ից $N155^{\circ}$ –ը անցմամբ:



Նկար 2.6. Խզվածքի հյուսիսում (Վանաձորի իջույթից հյուսիս) վերնետքային (A) և հարավում (Սյունիքի բարձրավանդակ) վարնետքային (B) բաղադրիչների օրինակներ (տեղադիրքը նշված է նկար 2.2-ում):

Նմանատիպ կինեմատիկ փոփոխականություն նկատվում է նաև Գառնիի խզվածքի երկայնքով: Մպիտակի 1988թ. երկրաշարժի մակերեսային խախտումը աջ կողաշարժային էր (խզվածքի

հյուսիսային GF1 սեզմենտը) և ուներ վերնետքային բաղադրիչ: Դեպի հարավ մակերեսային խախտումը ցուցաբերում էր հիմնականում կողաշարժային կինեմատիկա (Караханян, Баласанян, 1992; Philip et al., 1992): Ավելի հարավ խզվածքի կենտրոնական սեզմենտի համար GPS տվյալները հաստատում են հիմնականում կողաշարժային, վարնետքային բաղադրիչով կինեմատիկան (Davtyan et al., 2006; Davtyan, 2007):

Կոլիզիայի ավելի ուշ էտապում (կամ օրոգենում) Փոքր Կովկասի առավել խոշոր ակտիվ խզվածքները ցուցաբերում են էական դառնող կողաշարժային կինեմատիկա, ինչը հետևեց սկզբնապես ավելի ուղղագիծ Փոքր Կովկաս – Պոնտիդ գոտու դեպի հյուսիս ճկմանը (Bazhenov & Burtman, 2002): Վերջինս Հարավ-Հայկական բլոկի (SAB) դեպի հյուսիս ճնշման հետևանքն էր:

2.2.2. Ներբլոկային ակտիվ կառույցներ

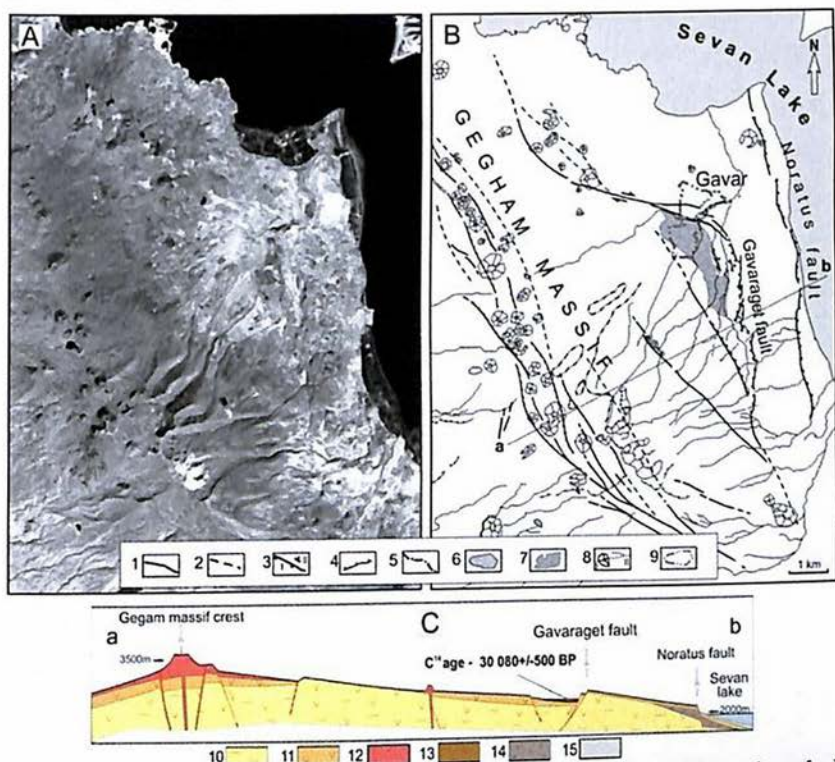
Ներբլոկային ակտիվ կառույցները բնութագրվում են ընդհանուր արևելք- արևմուտք E-W կողմնորոշման վերնետքներով, հյուսիս- արևելք և հյուսիս արևմուտք (NE, NW) կողաշարժերով և հյուսիս-հարավ (N-S) վարնետքներով (Philip et al., 2001):

Գեղամա լեռների տեղամաս

Վարնետքային խզվածքավորման լավ օրինակներ կան Գեղամա լեռների ջրբաժանային հատվածում և նրա արևելյան լանջերին (նկար 2.7):

Ջրբաժանային հատվածում խզվածքները սեզմենտավորված են և ունեն վարնետքային և կողաշարժային մորֆոլոգիական նշաններ (նկար 2.7) (Караханян и др., 2004, 2016; Avagyan et al., 2010): Գավառագետի և Նորատուսի (Նորատուս-Քանազեղի) վարնետքները նույնպես սեզմենտավորված են և ունեն մերձ միջօրեական ձգվածություն: Առաջինի անկումը դեպի արևմուտք է

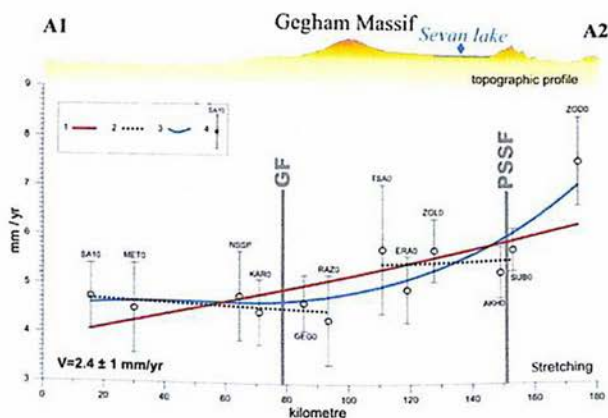
(W), երկրորդը դեպի արևելք (E)՝ համահունչ ընդհանուր արևելք-արմուտք ընդարձակմանը (նկար 2.8): Գավառագետի խզվածքի կինեմատիկայում արձանագրվում են նաև կողաշարժային բաղադրիչ մինչև 200 և ավելի մետր (Karakhanyan et al., 2016): Որոշ սեզմենտեր ուրվագծում են 1-3կմ երկարությամբ շրջված բլոկներ:



Նկար 2.7. Գեղամա լեռների ջրբաժանային հատվածի և արևելյան լանջերի խզվածքները (ըստ Avagyan et al., 2010): (A) SPOT տիեզերական պատկերը, (B) վերձանում, 1-խզվածքներ, 2- ենթադրվող խզվածքներ, 3, I-վարնետքներ, II- բլոկների շրջման (tilting) ուղղությունը, 4- քարափ, 5- տարբեր տարիքի ռելիեֆի սահմանները, 6- լճեր, 7- լճային նստվածքներ, 8, I - հրաբուխներ, II – Գավառագետի խզվածքի ստորին բլոկի մակերեսի լքված հովիտներ, 9- բնակավայրեր: (C) Երկրաբանական կտրվածք (գիծը ցույց է տրված B-ում) ուր 10- ստորին և մինչ չորրորդական հիմքը, 11- չորրորդական լավային հոսքեր, 12- ուշ չորրորդական լավային հոսքեր, 13- հրաբխա-լճային նստվածքներ, 14- գետալճային նստվածքներ, 15- Սևանա լճի նստվածքներ:

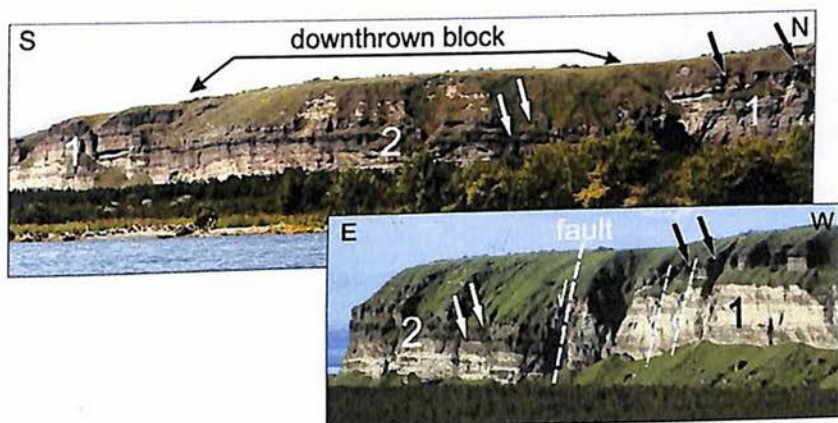
Էկստրապոլյացիայով երկարաձգելով լանջի մակերեսի զիծը մինչև Գավառագետի սկարպի ստորոտը ստանում ենք կուտակված (cumulated) մոտ 250մ ուղղաձիգ տեղաշարժ, ինչը կենթադրի մոտ հիսուն մետր ալյուվյալ, կոլյուվյալ և լճային նստվածքների գոյացում սկարպի ստորոտում: Խզվածքի ակտիվությունից խեղաթյուրվել է սկզբնական գետային ցանցը: Նվազագույնը երեք լքված հովիտներ տեղադրված են Գավառագետի և Նորատուսի խզվածքներով սահմանափակված հորստային բլուկի վրա: Գավառագետի խզվածքի սկարպը ամբարտակել է Գեղամա լեռներից իջնող գետերի հուները: Սկզբնական շրջանում գոյացել է լճակ, ուր կուտակվել են լճային և հրաբխալճային նստվածքներ, ցույց տալով սինգենետիկ հրաբխային ակտիվություն: Այնուհետև ջրաթափման վայրի ինտենսիվ էռոզիան հանգեցրել է լճակի վերացմանը և որպես հետևանք լճային նստվածքները կտրվել են հետագա գետի էռոզիայով: Լճային նստվածքների մակերեսից մոտ 2մ ներքևից գտնված ածուխի C¹⁴ հասակագրումը (իրականացված Ժ-Լ. Միշելյոտի կողմից, Հարավային Փարիզի (Paris-Sud) համալսարանի, Հիդրոլոգիայի և Իզոտոպային Գեոքիմիայի լաբորատորիայում) տվեց մոտ 30 000 տարի PB (C, նկար 2.7): Գավառ քաղաքին մոտ Գավառագետի խզվածքը կտրուկ փոխում է իր ուղղությունը հյուսիս-հարավ (N-S) ուղղությունից N110° -ը և վարնետքից կինեմատիկան փոխվում է աջակողմյան կողաշարժի (Avagyan, 2001):

Նկար 2.8. GPS պրոֆիլը ստ Եվրասիական ֆիկսված հիմնակետի, որի առանցքը անցնում է N 60° ազիմուտով կտրելով Գեղամա լեռները և Սևանա լճի ավազանը (Davtyan 2007): 1-բոլոր կետերի զծային կորելացիա, 2-



առանձին գծային կորելացիա, 3- պոլինորմալ (polynormal) կորելացիա, 4- սխալի չափը և կայանի անունը: GF- Գառնիի խզվածքը, PSSF - Փամբակ – Սևան–Սյունիք խզվածքը:

Նորատուսի, կամ Նորատուս-Քանազեղի խզվածքի (նկարներ 2.2 և 2.9) ուղղաձիգ բաղադրիչը գնահատվել է ըստ հորատանցքի, իրագործված սկարպից 500մ արևելք: 100մ տեղաշարժ արձանագրվել է ըստ միևնույն ֆորմացիայի տեղաշարժի (Милановский, 1952): Համաձայն Ե.Ե.Միլանովսկու (Милановский 1952) այս խզվածքը ակտիվ է եղել պլեյստոցենի և նույնիսկ հոլոցենի ժամանակ: Հայ-ռուսական (համագործակցությամբ Ռուսաստանի Գիտությունների ակադեմիայի Երկրաբանական ինստիտուտի հետ) համատեղ աշխատանքների արդյունքում, հնամագին սակաև հետազոտություններով Նորատուսի 80մ հզորությամբ մերկացման ստորին 42 մետրանոց հատվածի համար ստացվել է 3.1-2.3 Ma տարիք: Խզվածքի վերին, կամ հետ-Գելասյան ակտիվությունը ապացուցվել է հաստատվածքի երկու խարամային շերտերի վերինի իզոտոպային $2.30 \pm 0.15 \text{ Ma K/Ar}$ (կատարված է Վ.Ա. Լեբեդևի կողմից) հասակով:



Նկար 2.9. Նորատուս-Քանազեղ խզվածքի Նորատուսի սեգմենտի մեկ հատվածը: 1-վարնետքի ստորին բլուրը, 2- վարնետքի վերին բլուրը: Սլաքներով ցույց են տրված տեղաշարժված խարամային զույգ հորիզոնները (սև սլաքներով ստորին բլուրի վրա):

Միջին-Արաքսյան միջլեռնային գոգավորության տեղամաս

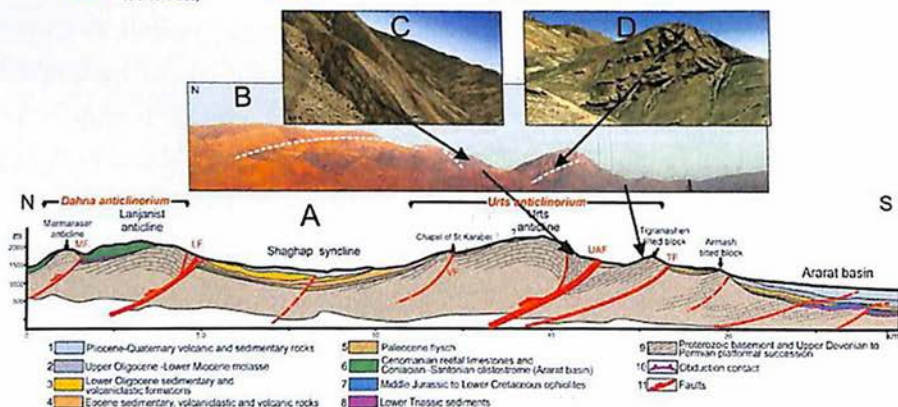
Ընդհանրական առանցքային (կենտրոնական կամ զլխավոր) անտիկլինորիում չունեցող Փոքր Կովկասի ծալքաբեկորային և բեկորային լեռնային համակարգի լեռնաշղթաները միմյանցից բաժանող միջլեռնային գոգավորությունների և գետահովիտների կառուցվածքային ուսումնասիրությունն ունի կարևոր հիմնարար նշանակություն համակարգի երկրաբանական և տեկտոնական զարգացման պատմության համար: Այդ առումով կարևորվում է հատկապես նրա հարավում, հարավ-արևմուտքում տեղադրված խոշոր Միջին-Արաքսյան միջլեռնային գոգավորության երկրաբանական զարգացման ուսումնասիրությունը, որի մաս է կազմում Արարատյան դաշտը: Հայաստանի Հանրապետության տարածքում Արարատյան դաշտի հարավ-արևելյան հատվածի, հյուսիսից գոտևորող նախալեռնային և միջլեռնային գոգավորությունների նոր ուսումնասիրությունները թույլ են տալիս, արժևորելով նախորդիվ իրականացված գիտական աշխատանքները (e.g. Освальд, 1916; Паффенгольц, 1946; Габриелян, 1948; Габриелян и др., 1981; Асланян, 1949, 1958; Аракелян, 1949) առաջարկել ժամանակակից տեկտոնական, երկրադինամիկ կոնցեպցիաներին համապատասխանող մոդելներ: Նորագույն հետազոտություններից (Avagyan et al., 2018) ակնհայտ է դառնում, որ կոլիզիայի արդյունքում սկզբնավորված վրաշարժային և վերնետքային լարվածային ռեժիմի և դրանով պայմանավորված կառուցվածքային համապատասխան բաղադրիչների առկայությունը, որոնք ազդել են հետագա տեկտոնական զարգացումների վրա: Դիտարկվող երկրորդային կողաշարժերը, վարնետքները, վերադրված տարբեր ինտենսիվության ծանրահակ լանջային և երոզիոն գործընթացները բարդացնում են ընդհանուր կառուցվածքային պատկերը (նկար 2.10), (Avagyan et al., 2018):

Դիտարկված վրաշարժային և վերնետքային կառույցների ակտիվությամբ պայմանավորված ձևավորվել են ասիմետրիկ, թեք և պառկած ծալքեր, կուեստաներ, ծալքի բաքլիմբում (backlimb-թեք ծալքի թիկունքային հատվածը)՝ հիմնականում կառուցվածքային և ֆորմիմբում (forelimb-թեք ծալքի ճակատային հատվածը)՝ խիստ հոդմնահարման լանջեր (նկար 2.10): Այդ ակտիվության արդյունք է նաև պալեոգոյան հիմքի մերկացումները Սարի Պապ և Խոր Վիրապ տեղամասերում: Առաջինում, դիտարկված վրաշարժից և վերնետքից բացի, առաջին անգամ նկարագրվեց նաև օֆիոլիտների մաս կազմող հրաբխային ապարների (հավանաբար օվկիանոսային կղզիների բազալտներ (OIB)) մերկացումը Արարատյան գոգավորությունում: Խոր Վիրապում դիտարկվեց հիմնական ծալքերից մեկի առանցքային հատվածը, որը վկայում է դրա դեպի հարավ թեքված ասիմետրիկ բնույթի մասին (Avagyan et al., 2018): Այստեղ վերին դևոնի ապարների մեջ նկարագրված հրաբխային ներդրումներից զատ հայտնաբերվեց նաև հրաբխային սիլ ստորին կարբոնի ապարների մեջ (e.g. Ginter et al., 2011), ինչը վկայում է նաև սին կամ հետ- ստորին կարբոնի հրաբխային ակտիվություն (Avagyan et al., 2018): Տարիքային նման ակտիվացում դիտարկված է հյուսիս-արևմտյան Իրանում (Avagyan et al., 2017):

Արարատյան դարձտի հյուսիս-արևմտյան մասում է գտնվում Սարդարապատի կառույցը: Նրա ծագումնաբանությունը՝ հրաբխային, տակտոնական, թե՛ հրաբխատեկտոնական երկար ժամանակ քննարկումների առարկա էր (e.g. Караханян и др., 2017): Սակայն, տեկտոնական բաղադրիչը ակընհայտ դարձավ անցած դարի իննսունականներին, երբ հայկական ատոմակայանի սեյսմիկ անվտանգության համար իրականացվեցին հերթական աշխատանքները և որպես խզվածք առաջին անգամ ուսումնասիրվեց (Bagdassaryan and Avagyan, IAEA Review, 1995):



- | | | | |
|--|---|--|---|
| 1 Q Alluvial deposits | 8 P ₆ Flysch (clay, sandstone, siltstones, volcanoclastic sediments) | 15 T Limestones | Thrust and reverse faults
Normal faults
Landslides
Boreholes |
| 2 Travertines, coluvial, proluvial deposits | 9 P ₅ Limestones, sandy limestones, siltstones, conglomerates | 16 B Laminous limestones | |
| 3 N ₂ Dacites, andesites | 10 P ₄ Conglomerates, sandstones, greywacke, siltstones, marls | 17 Limestones, sandy shales | |
| 4 P ₁ Multicoloured clays, siltstones, sandstones | 11 K ₁ Montic limestones, marls, sandstones, siltstones | 18 D Clay shales, limestones, sandstones, quartzites | |
| 5 P ₁ Volcaniclastics | 12 K ₂ Conglomerates, sandstones, siltstones | 19 Dikes, sills, stocks | |
| 6 P ₂ Clays, sandstones, siltstones | 13 Reefal limestones | Inferred and buried faults | Strike-slip faults |
| 7 P ₂ Flysch (clayey sandstones, siltstones, marls with limestone lenses) | 14 O Ophiolites | | |

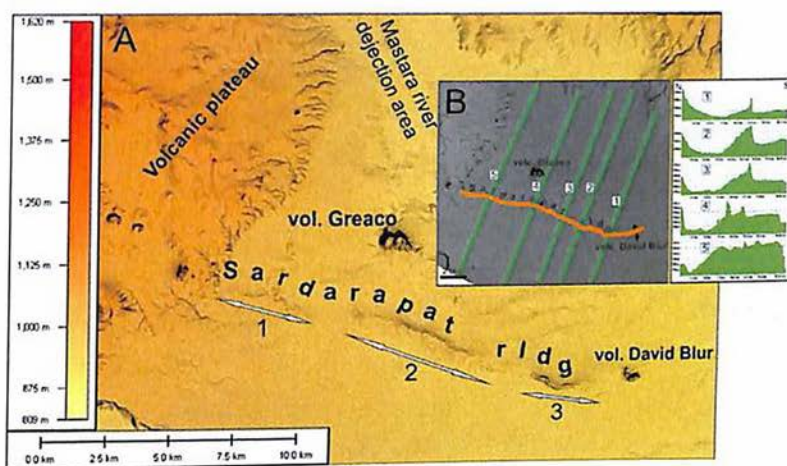


Նկար 2.10. Վերնում - Արարատյան գոգավորության հարավ-արևելյան հատվածի և հարակից լեռնային, միջլեռնային գոգավորությունների երկրաբանական և կառուցվածքային քարտեզ (Avagyan et al., 2018) (փոփոխված ըստ Аванесян, 2004; Аракелян, 1949): TIGR. Т.В.- Տիգրանաշենի թեքված բլոկ (tilted block), ARM. Т.В. – Արմաշի թեքված բլոկ (tilted block), LF-Լանջանիստի խզվածք, UF- Ուրծաբերդի խզվածք, VF – Վանքի խզվածք, UAF-Ուրծ-Աղբյուրի խզվածք, TF-Տիգրանաշենի խզվածք, KV-SPF- Խոր Վիրապ – Սարի Պապ խզվածք:

Ներքևում- Դահնա և Ուրծ անտիկլինորիումներով երկրաբանա-կառուցվածքային կտրվածք (a զիծը տես քարտեզում) (Avagyan et al., 2018):

Սարդարապատի խզվածքի գոտին, N108° տարածմամբ, ռելիեֆում ներկայանում է 40-70մ Արարատյան իջույթից բարձր բլրաշարքով (նկար 2.11): Սարդարապատի բլրաշարքը կազմված է անդեզիտաբազալտներից, տուֆերից, ալյուվյալ, դելյուվիալ նստվածքներից (Karakhanyan et al., 2004): Այս կառույցը առավել լավ արտահայտված է մոտ 20կմ երկարությամբ:

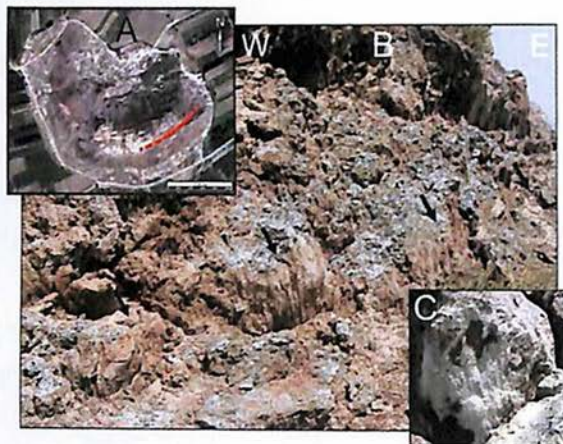
Ռելիեֆում ամենից լավ արտահայտված է 3կմ երկարությամբ արևելյան սեզմենտը (3), 6կմ երկարությամբ 2-րդ սեզմենտը ավելի պակաս, իսկ 4կմ երկարությամբ 1-ին սեզմենտը վատ է արտահայտված ռելիեֆում և ծածկված է Արաքսի նստվածքներով (նկար 2.11):



Նկար 2.11. A-Սարդարապատի կառույցի սեզմենտները: B- Ռելիեֆի կողապատկերները և պլանում նրանց գծերը:

Ռելիեֆի կողապատկերների վերլուծությունը ցույց է տալիս, որ ի հակառակ սպասումների, ընդհանուր առմամբ կառույցից հյուսիս իջույթը մոտ 20մ-ով ավելի ցածր է քան հարավում մերձ Արաքսյան հատվածը (B, նկար 2.11): Ընդհանուր առմամբ

Սարդարապատի կառույցի հարավային լանջերը ավելի ձառիթափ են:

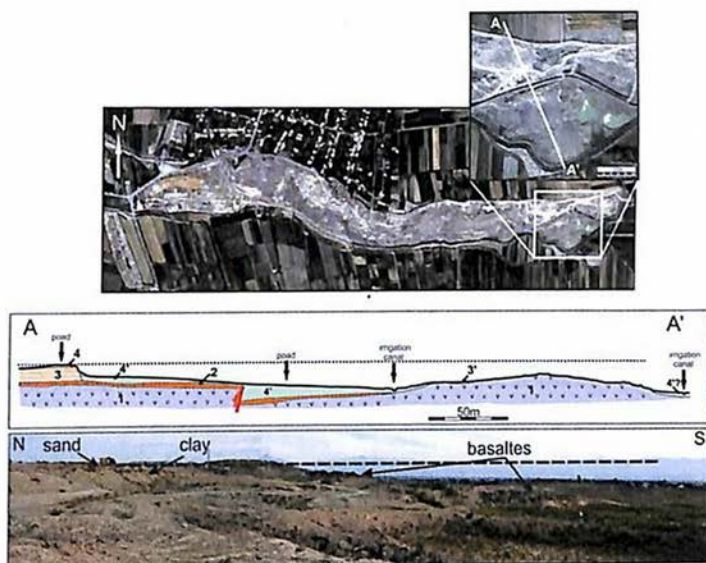


Նկար 2.12. Դավիթ բլուր հրաբխի (A) հարավ-արևելյան լանջին մակերեսային խախտում (B), խզվածքի հարթության քերձվածքավորմամբ (C):

Սարդարապատի խզվածքի գոտին առանձնահատուկ է նրանով, որ դժվար է դիտարկել նրա հարթության մերկացումները: Ուսումնասիրությունների ընթացքում խզվածքի հարթություն, լավ արտահայտված քերձվածքավորմամբ, հայտնաբերվել էր Դավիթ բլուր հրաբուխի հարավ-արևելյան լանջին (նկար 2.12): Խզվածքը ունի $N60^\circ$ տարածում և դեպի արևելք մոտ 68° անկում: Քերձվածքավորումը ($NW 68-83^\circ$) ցույց է տալիս հիմնականում հորիզոնական բաղադրիչով ուղղաձիգ շարժումներ: Խզվածքի մակերեսի մեխանիկական քերձվածքավորման վերլուծությունը միանշանակ պատասխան չտվեց շարժման կինեմատիկայի մասին: Հետագա հնասելյամաբանական ուսումնասիրությունները, ցույց տվեցին, որ դիտարկված հատվածում հավանական է վերնետք:

Նկար 2.13-ում երևում է պրոֆիլի տեղանքի հյուսիսային հատվածի էռոզիոն և մասամբ անտրոպոգեն (օգտագործվել է որպես կավի և ավազի հանք) սկարպը, ուր ներքևում մերկանում են բարակ ավազի միջնաշերտերով կավերը (3), որը ծածկված է ավազով (Արաքս գետի նստվածքներ) և մանրախճով (4): Կավերի տեսանելի հզորությունը գերազանցում է 3մ, իսկ ավազի և մանրախճինը՝ չի գերազանցում 1.5մ: Վերջինիս կազմի ուսումնասիրությունը ցույց է տալիս նրա Արաքսյան ծագումը: Ի դեպ Արաքսյան ծագման

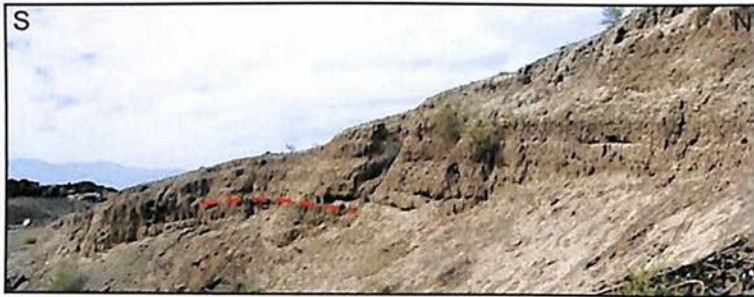
նստվածքներ դիտարկվում են նաև Սարդարապատի կառույցի հյուսիսային լանջերին:



Նկար 2.13. Վերնում- երկրաբանական պրոֆիլի գիծը 3-րդ սեգմենտի արևելյան մասում (Նոր Արմավիր գյուղից հարավ): Ներքնում- Երկրաբանական կտրվածքի սխեմա մակերեսի ռելիեֆի ճշգրիտ հանույթով և տեղանքի լուսանկարը: 1- անդեզիտաբազալտներ, 2-տուֆեր, 3- կավեր ավազային միջնաշերտերով, 4- ավազ և կոպիձ, 4' – կոպիձ, ավազ և կավ:

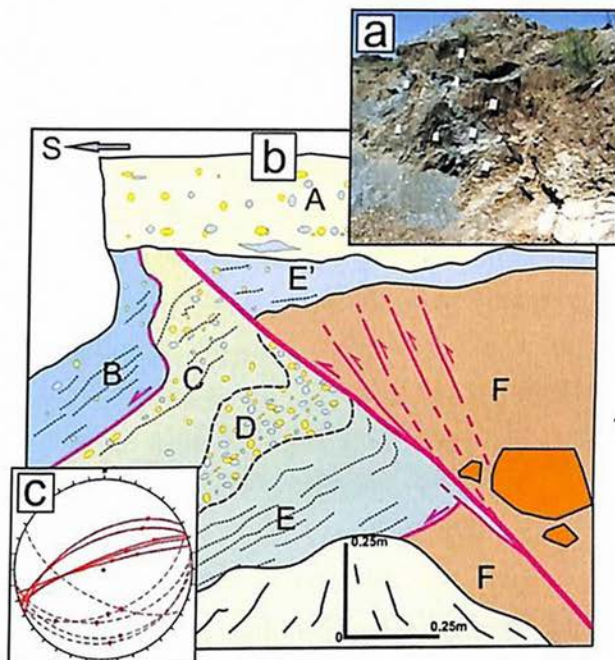
Նկար 2.13-ում պատկերված երկրաբանական կտրվածքը և կանխատեսված խզվածքով իրագործվել էր մինչ խզվածքի մերկացումը Էկսկավատորի կողմից հաջորդ տարվա ընթացքում: Խզվածքը կանխատեսվել է մորֆոլոգիական սկարպից բավական հարավ՝ մակերեսային կավավազային նստվածքների տակ, հենվելով մերձ-հորիզոնական տարածմամբ լճային նստվածքների (անշուշտ վերին չորրորդական հասակի, քանի որ լավաների տարիքը 0,9Ma է, հասակագրված Ar/Ar մեթոդով (Aspinall et al., 2016)) անոմալ բարձր տեղադիրքի, լճային նստվածքներում դիտարկված թույլ արտահայտված անտիկլինալային ծալքի (նկար

2.14) և տուֆերի մերկացումների հիպսոմետրիկ բարձրությունների վերլուծության հիման վրա:



Նկար 2.14. Թույլ արտահայտված անտիկլինալային ծալք դիտարկված կավերի մեջ: Ծալքի առանքը զուգահեռ է Սարդարապատի կառույցի տարածմանը:

Էկսկավատորի աշխատանքով մերկացած խզվածքը ուսումնասիրվեց և քարտեզագրվեց Ա.Ավագյանի և Մ. Մկրտչյանի կողմից (նկար 2.15): Հիմնական խզվածքը ունի $N 61-75^\circ$ տարածում և $44-84^\circ$ դեպի հյուսիս անկում (ս, նկար 2.15, ներկայացված են հոծ գծերով Շմիդտի ստորին կիսագնդի վրա): Շականակագույն կավերով ներկայացված հիմնական խզվածքի հարթության վրա լավ արտահայտված քերծվածքավորումն ունի $36-81^\circ$ դեպի արևելք անկում: Այստեղ կարևոր է նշել խզվածքի ցուցանիշների նմանությունը Դավիթ բլուր հրաբուխի հարավ-արևելքում դիտարկվածի հետ, ինչը վերջինիս դարձնում է հավանական տեկտոնական ծագման: Դիտարկվեցին նաև վարնետքային խզվածքներ (ներկայացված են կետագծերով c-ում նկար 2.15), որոնք, հաշվի առնելով նաև միավորների ներսի շերտայնության զուգահեռությունն ընդհանուր շերտի սահմաններին, ունեն միջշերտային բնույթ (B, C և E, F շերտերի միջև) և համեմատաբար փոքր հարավային անկումներ:



Նկար 2.15. Սարգաշյանի բարձրագույն հարավ-արևելյան մասում մակերեսային խզվածքի լուսանկարը (a), քարտեզը (b) և խզվածքների ստերեոգրաման Շմիդտի ստորին կիսագնդի վրա (c): Լատինական տառերով ներկայացված են շերտագրական միավորները. A, C, D – կավավազային մատրիքով տարբեր խտության գլաբրային

պարունակությամբ, B, E, E' – շերտավորված ավազային և F- հիմքում տուֆեր պարունակող կավային:

Դիտարկված հիմնական խզվածքի կինեմատիկան դժվար էր որոշել միայն քերծվածքավորմամբ, սակայն ելնելով ստորն թվարկածից խզվածքի կինեմատիկան վերնետքային է՝

ա) ընդհանուր երկրաբանական վերլուծությունը (լճային կավերի և Արաքսի նստվածքների անոմալ բարձր տեղադիրքը),

բ) խզվածքին հարող հիման ծալքերը (drag folding), որն առավել լավ է արտահայտված D շերտի դեֆորմացիայով,

գ) լճային նստվածքներում անտիկլինալ ծալքի գոյությունը,

դ) խզվածքի (մերձ լայնական) և տարածաշրջանային սեղմման առանցքի (մերձ միջօրեական) տարածման փոխհարաբերությունը:

Քանի որ մերկացման վերլուծությամբ ուղղաձիգ տեղաշարժը մոտ կես մետր է, ինչը բավարար չէ բացատրելու լճային

նստվածքների բարձրության ամբողջ մեծությունը, կարելի է ենթադրել, որ դիտարկված խզվածքից դեպի հյուսիս գոյություն ունեն այլ խոշոր սեզմենտներ:

Այսպիսով ներքոկային տարբեր մասշտաբներում ակտիվ խզվածքների կինեմատիկաների համադրումը ցույց է տալիս նրանց համապատասխանությունը տեկտոնական լարվածությանը՝ բնութագրվող ընդհանուր հյուսիս-հարավ (N-S)՝ սեղմմամբ և արևելք- արևմուտք (E-W) ընդարձակմամբ: Ավելին, երկրաշարժերի P առանցքների տվյալները (Tovmassian et al., 1997) որոշակի փոփոխականությամբ (հյուսիս-հարավ (N-S), հյուսիս, հյուսիս-արևմուտք (N-NW) և հյուսիս, հյուսիս-արևելք (NNE) կողմնորոշումներով) և USGS-NEIC ֆոկալ մեխանիզմների տվյալները հաստատում են վերը նշվածը:

2.3. Հնա-լարվածային վերլուծություն

2.3.1. Հրաբխականություն

Ուսումնասիրվող տարածքում բազմաթիվ հետազոտություններ են կատարվել հրաբխականության և նրանց տեկտոնական նշանակության բնագավառում (e.g. Милановский, 1977; Ширинян и др., 1978; Innocenti et al., 1980; Карапетян, Тер-Давтян, 1985; Dewey et al., 1986; Pearce et al., 1990; Rebaï et al., 1993; Ferraud, 1994; Adiyaman et al., 1998; Karapetian et al., 2001; Karakhanyan et al., 2002, 2003; Aspinall et al., 2016; Sokół et al., 2018): Փոքր Կովկասի մագմատիկ ակտիվությունը յուրայից մինչև ուշ կավիճ հիմնականում աղեղային տիպի էր և պայմանավորված էր Թետիս օվկիանոսի և նրա հետ կապված եզրային ավազանների սուբդուկցիայով (Мелконян, 1976; Adamia et al., 1981; Innocenti et al., 1982; Philip et al., 1989; Sosson et al., 2010): Օրոգենի սկզբնավորումից հրաբխականությունը զարգանում էր բիմոդալ բնույթով, բազալտային և ռեոլիտային լավաների ժայթքմամբ (Karapetian et al., 2001): Հայաստանում ներքամաքային հրաբխականության երկու

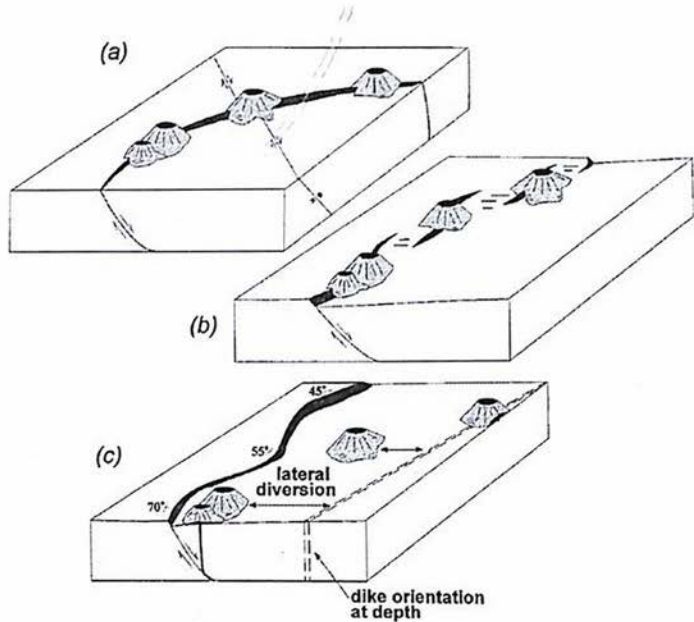
փուլ է առանձնացվում. օլիգոցեն-վաղ միոցեն և ուշ միոցեն-չորրորդական: Վերջին փուլում ձևավորվեցին ընդարձակ հրաբխային զանգվածներ և կոներ ամբողջ Հայկական լեռնաշխարհում (Karapetian et al., 2001): Մայրցամաքային բախումը հանգեցրեց երկրակեղևի հզորացմանը, տեկտոնական բարձրացմանը և նրա հետ կապված ընդարձակման կառույցների ձևավորմանը: Այս ամենի հետևանքով երկրաջերմային գրադիենտը մեծացավ, որը հանգեցրեց տեղային կեղևային հալոցքին և թթու հրաբխականության ծավալմանը (Karapetian et al., 2001): Ամենաերիտասարդ հրաբխականությունը տեղի է ունեցել Նեմրուք, Միփան, Թոնդուրեկ, Արարատ հրաբուխներում (Innocenti et al., 1980; Dewey et al., 1986; Yilmaz et al., 1998; Karakhanyan et al., 2002), Սյունիքի և Գեղամա հրաբխային բարձրավանդակում (Հարությունյան, 2001, 2005; Карапетян, Тер-Давтян, 1985; Avagyan, 2001; Avagyan et al., 2005; Avagyan et al., 2003, 2005 ; Караханын и др., 2004):

2.3.1.1. Հրաբխային կլաստերների վերլուծություն

Հրաբխային նույն կամ մոտ տարիքի կոների գծային դասավորությունը օգտագործվում է որպես տեկտոնական լարվածային դաշտի ցուցանիշ (նկար 1.16; 1.17): Այն կիրառվել է Հայկական լեռնաշխարհի համար (e.g. Караханын и др., 2004; Карапетян, 1973; Карапетян, Тер-Давтян, 1985; Avagyan et al. 2005, 2010) և այլուր (Nakamura 1969; Jackson & Shaw 1975; Opheim & Gudmundsson 1989; Chorowicz et al. 1997; Koyaguchi & Takada 1994; Bellier & Sebrier 1994; Adiyaman et al. 1998): Ս.Արդալյանը առաջիններից էր, որ նկատեց խզվածքների և հրաբխականության կապը Հայկական լեռնաշխարհում (Abdalian, 1927):

Հայաստանի հրաբուխների հիմնական մասը կազմում են մի քանի կիլոմետրից մինչև 50կմ երկարության կլաստերներ, որոնք ակնհայտորեն կապված են ընդարձակման կառույցների հետ (նկար

2.16): Տիեզերական նկարների կառուցվածքային վերծանումից երևում են ընդարձակման կառույցների և կողաշարժային, վարնետքային խզվածքների հետ կապված ձգման կառույցներ, փուլափարսներ (pull-apart), պոչային ճեղքեր (tail-crack or horsetail) (e.g. Агамалян, 2004; Adiyaman et al. 1998; Karakhanyan et al. 2002):



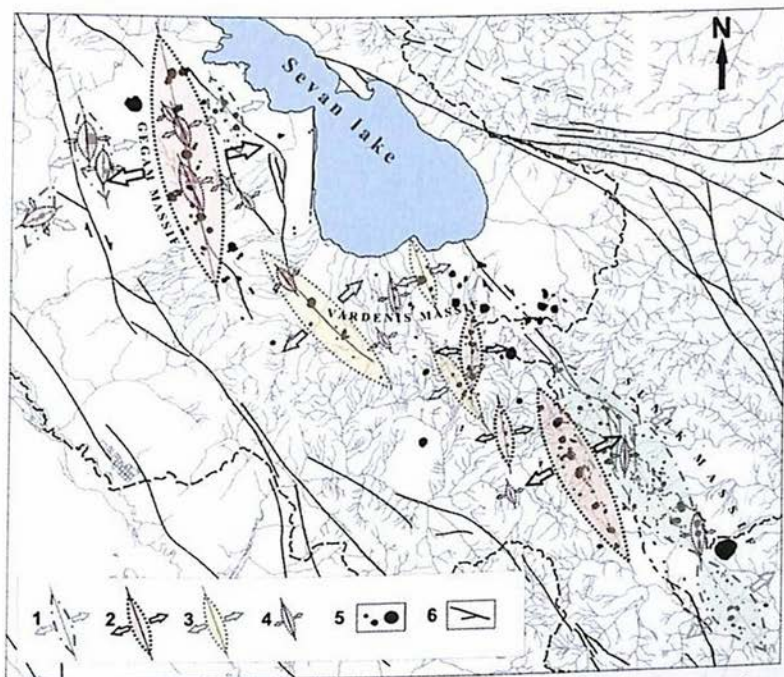
Նկար 2.16. Խզվածքի տարբեր երկրաչափությամբ պայմա-նավորված էֆուզիվ մագմատիզմի վերահսկողությունը (Connor et al., 2000):

Մագմատիկ ուղիները կարող են տեղադրված լինել խզվածքների խաչման վայրերում (a, նկար 2.16): Դրանց էշելոնային բաշխվածությունը կարող է հարուցվել վարնետքի հարթության անկման փոքրացմամբ (b, նկար 2.16): Խզվածքը կարող է շեղել և ուղղորդել մագմատիկ ուղիները, որոնք մինչև որոշակի խորությունները կարող են դարձյալ դուրս գալ խզվածքի գոտուց (c, նկար 2.16):

Գեղամա լեռներում Ա.Կարախանյանը և ուրիշները առանձնացրել էին կլաստերային երեք գոտիներ՝ արևելյան, կենտրոնական և արևմտյան (Караханян и др., 2004):

Կլաստերների գեղեցիկ օրինակ է մեծ Արարատ հրաբխի հարավ-արևելյան լանջերի կլաստերները (նկարներ 2.18; 2.19): Արարատի հրաբխային համալիրի դեպքում երիտասարդ հրաբուխային կոները երկու Արարատների միջև կազմում են հյուսիս, հյուսիս-արևմտյան NNW կողմնորոշման կլաստեր, որը տարբերը է հյուսիս-արևելք NE ձգվածությամբ Արարատների ընդհանուր զանգվածից:

Գեղամա և Սյունիքի բարձրավանդակների խոշոր կլաստերները ունեն հյուսիս-արևմուտք – հարավ-արևելք NW-SE կողմնորոշում և կապված են նրանց հիմքի խզվածքների հետ (նկար 2.17) (Avagyan 2005, 2010):



Նկար 2.17. Նեոգեն-չորրորդական հրաբխային կլաստերները Գեղամա և Սյունիքի հրաբխային բարձրավանդակներում (Avagyan et al., 2005, 2010): 1- հրաբխային կոների երկարաձգված խումբ, 2- լավ արտահայտված

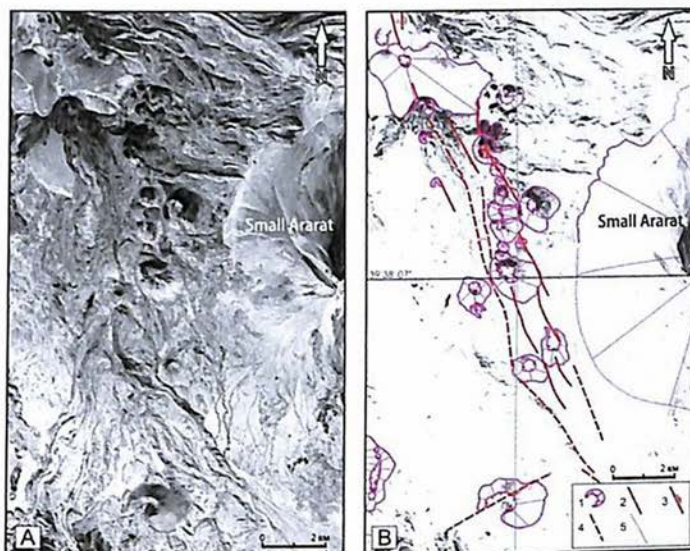
հրաբխային կլաստերներ, 3- ենթադրվող հրաբխային կլաստերներ, 4 – ոչ մեծ հրաբխային կլաստերներ, 5- հրաբխային կոներ, 6- ակտիվ խզվածքներ:

Նկար 2.18. Հ. Աբիխի կողմից նկարված Մեծ և փոքր Արարատների միջև հրաբխային կոների մի հատված (Abich, 1896):

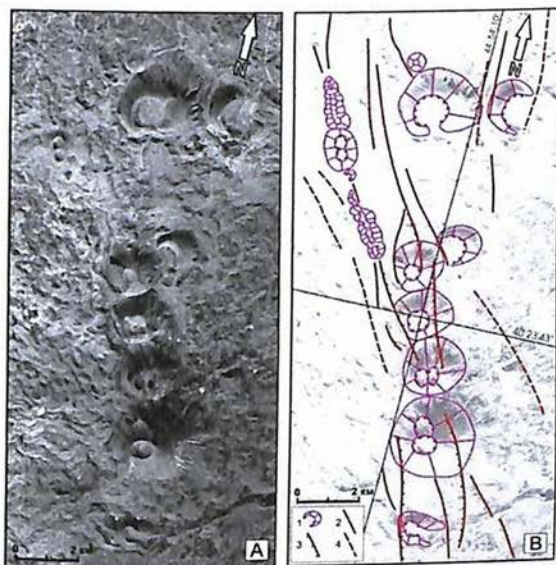


Հրաբխային կլաստերների կողմնորոշումը տատանվում է հյուսիս-արևմուտք–հարավ-արևելք (NW-SE) ուղղությունից հյուսիս-արևելք–հարավ-արևմուտք (NE-SW): Կլաստերների երկարությունների բազմազանությունը վկայում է նրանց հետ կապված խախտումների տարբեր երկարությունների մասին (Adamia et al., 1981; Adiyaman et al., 1998; Innocenti et al., 1982): Ելնելով կլաստերների մեծությունից ենթադրվում է, որ երկրաբանական կառույցները, որոնք վերահսկում են Գեղամա և Սյունիքի ընդարձակ կլաստերները կտրում են ամբողջ երկրակեղևը (Avagyan et al., 2005, 2010): Այս ենթադրությունը հաստատվում է հավանաբար մանրիական ծագման բազալտային հրաբխականության առկայությամբ (Karakhanyan et al. 2002): Մյուս կողմից մի քանի կիլոմետր երկարությամբ ավելի փոքր կլաստերներում դիտարկվում են կեղևային ծագման մագմայի առկայություն (Innocenti et al. 1982;

Adiyaman et al. 1998):



Նկար 2.19. Մեծ և փոքր Արարատ-ների միջև հյուսիս, հյուսիս-արևմուտք NNW կողմնորոշման կլաստեր: A- տիեզերական նկարը, B- վերլուծությունը, 1- հրաբխային կոներ, 2- խզվածքներ, 3- կողաշարժեր, 4- ենթադրվող խզվածքներ, 5- ենթադրվող հրաբխային կառույցների եզրագծեր (Avagyan et al., 2005):



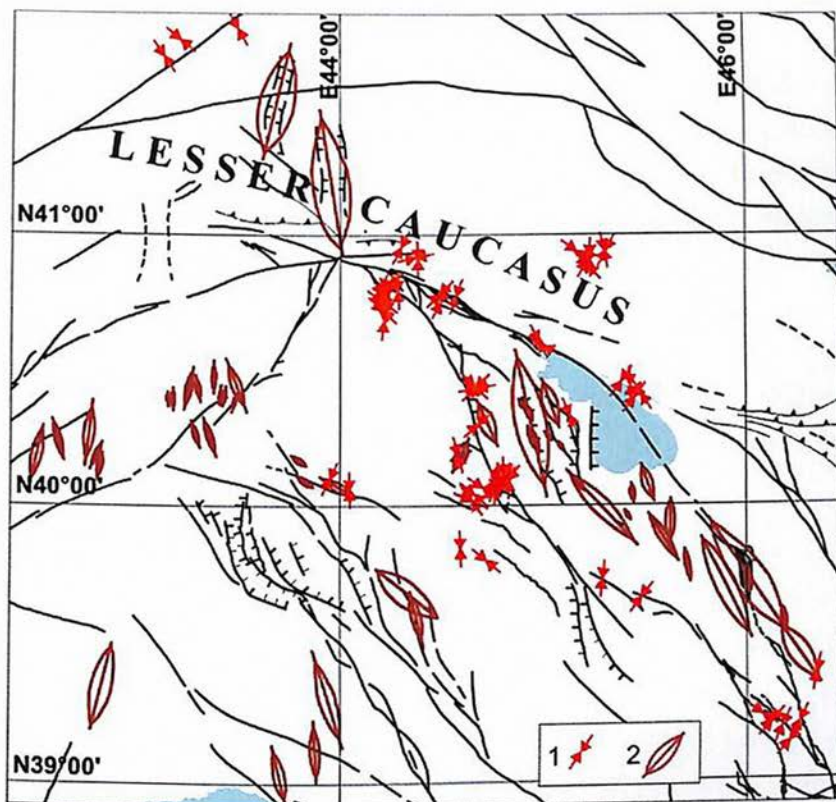
Նկար 2.20. Գեղամա լեռների առանցքային մասի մի հատվածը, A – տիեզերական նկարում, B- վերլուծությունը: 1- հրաբուխները, 2- խզվածքները, 3- վարնետքներ, 4- ենթադրվող խզվածքներ (Avagyan et al., 2005):

Հրաբխային կլաստերների ձգվածությունը տատանվում է հյուսիս-արևմուտք-հարավ-արևելք (NW-SE) ուղղությունից հյուսիս-արևելք-հարավ-արևմուտք (NE-SW): Գեղամա լեռների հրաբխային կոների ընդհանրական տարածվածությունը (ավելի քան 50կմ) հյուսիս, հյուսիս-արևմուտք (N-NW) (N166°E) ուղղվածությունն ունի: Լեռնագանգվածի 5 -10 կմ երկարության կլաստերները ունեն հյուսիս, հյուսիս-արևմուտք (NNW) (N146°-N155°E) ուղղվածություն (նկար 2.20): Ջրբաժանային հատվածից դեպի արևմուտք երկու փոքր կլաստերներ ունեն հյուսիս-հարավ (N-S) և մեկը հյուսիս-արևելք-հարավ- արևմուտք (NE-SW) (N62°) ձգվածություն: Դեպի արևելք բոլոր դիտարկված կլաստերները ունեն հյուսիս-արևմուտք-հարավ-արևելք (NW-SE) ձգվածություն: Ի հակառակ Վարդենիսի լեռների ընդհանուր արևելք-արևմուտք (E-W) ձգվածությանը, կլաստերները նույնպես ունեն հյուսիս-հարավ (N-S) և հյուսիս-արևմուտք-հարավ-արևելք (NW-SE) ձգվածություն (N137° E-N169°E): Այս ուղղվածությունները ենթադրում են կլաստերներին ուղղահայաց ընդարձակում, ինչը հաստատվում է նաև ժամանակակից GPS չափումներով, որի մասին խոսվեց նախորդիվ: ՀՀ տարածքի համար կլաստերների տվյալներն ավելի համահունչ են NUVEL 1A մոդելի դեֆորմացիաների կանխատեսումների հետ, ըստ որի այստեղ ունենք հյուսիս, հյուսիս-արևմուտք (NNW) կողմնորոշման կեղևի շարժումներ, վերջինս համընկնում է Իրանի հյուսիս-արևմտյան տարածքի համար ստացված GPS տվյալների հետ (Եվրասիական անշարժ հիմնակետի նկատմամբ) (Vernant et al., 2004):

Եթե հաշվի առնենք Հարավային Վրաստանի և Հայկական լեռնաշխարհի տվյալների ընդհանրական պատկերը (Adiyaman et al. 1998; Avagyan 2005, 2010), կպարզվի, որ հյուսիս, հյուսիս-արևելք – հարավ, հարավ-արևմուտք (NNE-SSW) ուղղվածության կլաստերներ են ձևավորվել հիմնականում արևմուտքում (նկար 2.21):

GPS տվյալները ստացված ՀՀ տարածքի համար, որոնք ցույց են տալիս հյուսիս, հյուսիս-արևելք (N-NE) դեֆորմացիոն շարժումներ (Reilinger et al., 1997; McClusky et al., 2000) ավելի

համապատասխանում են հյուսիս, հյուսիս-արևելք – հարավ, հարավ- արևմուտք (NNE-SSW) ուղղվածության կլաստերների հետ, որոնք դիտարկվում են Հայկական լեռնաշխարհի արևմտյան մասում (նկար 2.21):



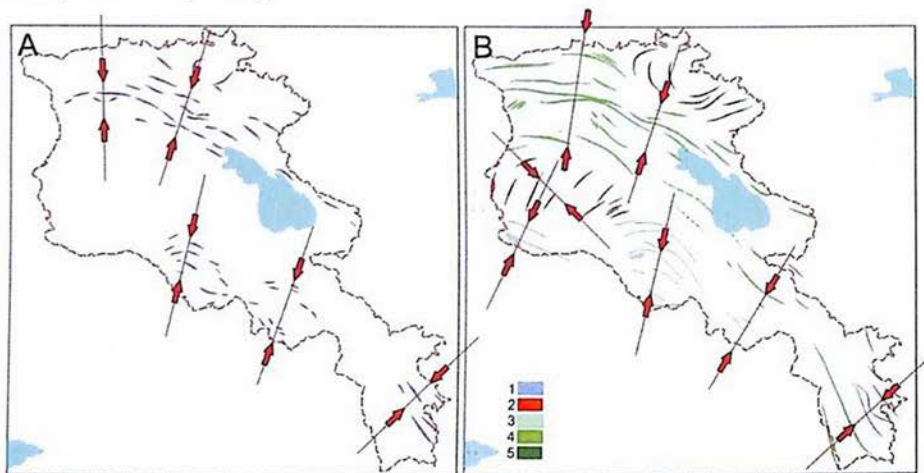
Նկար 2.21. Մեղմման առանցքի հորիզոնական ուղղվածությունը ըստ. 1- միկրոտեկտոնական տվյալների, 2- հրաբխային կլաստերների (Avagyan, 2005, 2010):

Այսպիսով հրաբխային կլաստերները տարածաշրջանում կազմում են գազաթը դեպի հյուսիս ուղղված հրաբխային կառուցվածքային աղեղ: Հետաքրքրական է անալոգիան խզվածքային աղեղների հետ (Philip et al., 1989, 2001): Հետևաբար գոյություն ունի տարածական լավ համապատասխանություն հրաբխային և խզվածքային կառույցների միջև: Ավելին, որոշ

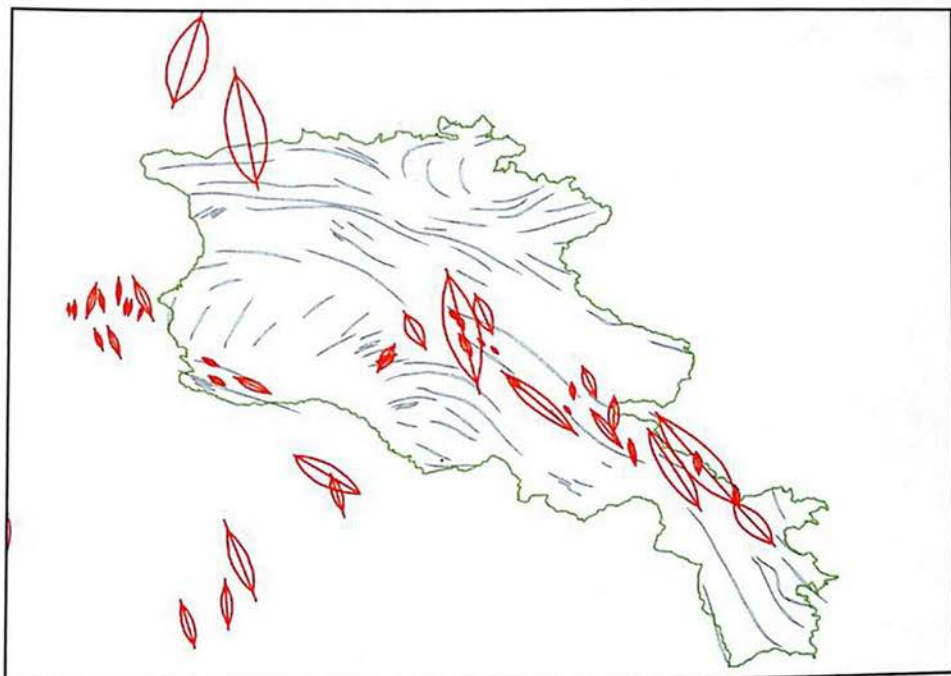
կլաստերներ վերահսկվում են փուլափարտներով և պոչային ճեղքերով (Adiyaman et al. 1998; Karakhanyan et al. 2002).

2.3.2. Ծալքավորումների վերլուծություն

Հետաքրքրական է վերլուծել ծալքավորումները, որոնց առանցքներին ուղղահայաց ուղղությունները ցույց կտան կրճատումների դեֆորմացիաների առանցքները: Իրականացված ծալքերի չափագրումները ընդհանուր առմամբ ներառվում են և համապատասխանում են ավելի վաղ ուսումնասիրություններին, ուստի հիմք է ընդունվել Գաբրիելյանի և Ասլանյանի ղեկավարությամբ իրականացված աշխատանքների ընթացքում ստացված ծալքավորման տվյալները (նկար 2.22) (Габриелян и др., 1967; Асланян, 1957):



Նկար 2.22. Ծալքավորումների առանցքները ըստ Ա.Ա.Գաբրիելյանի (A) և մյուսների (Габриелян и др., 1967) և ըստ Ա.Տ.Ասլանյանի (B) (Асланян, 1957): 1- մինչ օլիգոցենի-միոցենի, 2- մինչ օլիգոցենի- միջին պլիոցենի, 3- մինչ օլիգոցենի - միջին պլիոցենի (ստացված գեոֆիզիկական տվյալներով), 4- մինչ օլիգոցենի, 5- կավիճ- մինչ օլիգոցենի: Սլաքները ցույց են տալիս ծալքերի առանցքներին ուղղահայաց ուղղությունները, որոնք համապատասխանում են կրճատման ուղղություններին:



Նկար 2.23. Հրաբխային կլաստերների (Avagyan et al., 2010) և ծալքերի (Асланян, 1957) համադրումը:

Խոշոր մասշտաբում մինչ օլիգոցենի-միջին պլիոցենի և կավիճ-մինչ օլիգոցենի ծալքավորումներում դիտարկվում են տեղային տատանումներ: Այնուհանդերձ, ինչպես երևում է նկար 2.22-ից, ընդհանուր առմամբ կրկնվում են նախորդիվ դիտարկված երեք հիմնական ուղղությունները՝ հյուսիս-արևմուտք, հյուսիս-արևելք հյուսիս-հարավ (NW, NE, N-S):

Ավելի փոքր մասշտաբի, ՀՀ տարածքի համար կունենանք կրճատման դեֆորմացիաների հյուսիս- արևմուտքում N-S և դեպի հարավ-արևելք NE ուղղությունները: Առկա է որոշակի տարբերություն Գեղամա, հատկապես Վարդենիսի և Սյունիքի հրաբխային կլաստերներից բխող ընդարձակման ուղղությունների հետ համեմատած (նկար 2.23):

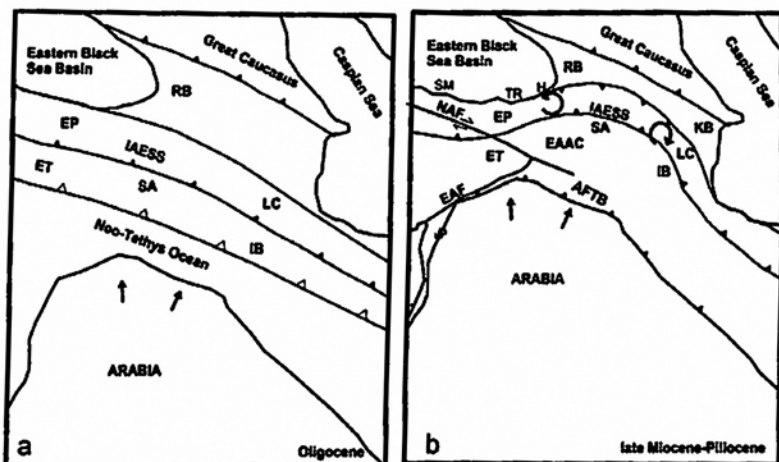
Վերը նկարագրվածը կբացատրվի դիտարկվող ծալքավորումների (ըստ Ասլանյանի մինչ պլիոցենի) և կլաստերների (նեոգեն-չորրորդական) ձևավորման ժամանակի տարբերությամբ,

վերջիններս հավանաբար սկսել են ձևավորվել հիմնական ծալքերի գոյացման ավարտական փուլում: Այստեղից բխում է, որ առնվազն պլիոցենից սկսած լարվածության դաշտի փոփոխություն է արձանագրվում Վարդենիսի և Սյունիքի հրաբխային բարձրավանդակում ուր երևան է գալիս հյուսիս-արևելք կողմնորոշման (NE) ընդարձակում: Վերջինս կարող է մասամբ պայմանավորված լինել փուլափարտային կառույցներով:

Առկա է նաև երկրորդ հանգամանքը. եթե փոքր մասշտաբում Փոքր Կովկասի արևելյան մասում ծալքավորումները ունեն հյուսիս-արևմուտք-հարավ-արևելք (NW-SE) ուղղվածություն (Bazhenov and Burtman, 2002; Banks and Robinson, 1997; Hisarlı, 2011) և ընդհանուր առմամբ զուգահեռ են Մեծ Կովկասի ծալքավորմանը (Forte et al., 2010; Philip et al., 1989; Hisarlı, 2011), ապա դեպի արևմուտք սկզբում Աջարիա-Թրիալետի լեռներում ծալքավորումն ունի արևելք-արևմուտք (E-W) ուղղվածություն (Banks and Robinson, 1997), իսկ այնուհետև ավելի արևելք, Արևելյան Պոնտիդում ուղղվածությունը դառնում է հյուսիս-արևելք-հարավ-արևմուտք (NE-SW) ուղղության (Okay and Sahintürk, 1997):

Վերոհիշյալ գծագրությունը բացատրվում է Հարավ-Հայկական բլոկի կոլիզիայով Եվրասիական եզրի հետ, երբ աստիճանաբար ձևավորվող ծալքավորումները ենթարկվում էին օրոկլինալ ճկմանը (oroclinal bending) (Bazhenov and Burtman, 2002) (նկար 2.24):

Այստեղից հետևում է, որ խոշոր մասշտաբի կրճատման առանցքների տատանումների հետ առկա է նեոգեն-չորրորդական հիմնական հյուսիս-հարավ (N-S) և հյուսիս, հյուսիս-արևելք (NNE) առանցքը: Պետք է հաշվի առնվի, որ սեղմման և կրճատման առանցքները թեկուզ ձգտում են լինել համեմատելի, սակայն կարող են չհամընկնել:



Նկար 2.24. Մայցամաքային բախման արդյունքում կառույցների օրոկլինալ ճկումը (Bazhenov and Burtman, 2002; Hisarli, 2011) և ոռոսցիան: AFTB- Անատոլական ծալքավոր և վրաշարժային գոտի, EAAC- Արևելաանատոլական ակրեցիոն համալիր, EAF- Արևելաանատոլական խզվածք, EP- Արևելյան պոնտիդ, IB- Իրանական բլուր, KB- Քուրի ավազան; LC- Փոքր Կովկաս, RB- Ռիոնի ավազան, NAF- Հյուսիս-Անատոլական խզվածք, SM- Սամսուն, SA- Հարավ-Հայկական բլուր, H- Հոպա, ET- Արևելյան Տավրոս, TR- Տրապիզոն:

2.3.3. Միկրոխզվածքների վերլուծություն

Հնալարվածության առանցքների կողմնորոշման հաշվարկումները իրականացվել են խզվածքի հարթության վրա չափագրված տեղաշարժման վեկտորի ինվերսիայով (Etchecopar et al., 1981): Այս մեթոդը հնարավորություն է տալիս հաշվարկելու տարբեր լարվածային դաշտերը հիմնվելով բազմալիսի խզվածքների չափագրումների վրա (Авакян, 1997): Միկրոխզվածքների տվյալները չափվել են տարբեր տարիքի ապարներում (ղևտնից մինչև չորրորդական): Հնալարվածության անալիզի համար վերցվել են այն կայանների տվյալները, որոնց

երկրաբանական տարիքները վստահելի են: Պալեոգոյան ֆորմացիաներում այդ կայանները քիչ են (7), 24 կայան չափագրվել են մեզոգոյան, 18-ը՝ պալեոգենի և 16-ը՝ նեոգեն-չորրորդական ապարներում: Տվյալների համար կազմվել է աղյուսակ ուր առկա են կայանի կոորդինատները, սիզմա առանցքների ազիմուտները և անկումները, ֆորմացիայի տարիքը և այլն (աղյուսակ 2.3): Նրանց կոդմտորոշումները ցույց են տրված նկար 2.24-ում:

Աղյուսակ 2.3.

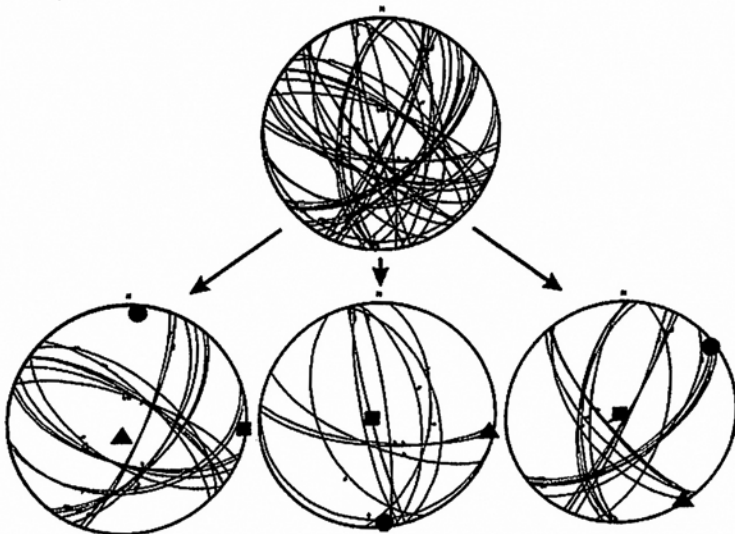
Միկրոտեկտոնական կայանների համար կազմված տվյալների աղյուսակի մեկ հատված-օրինակ

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
N	φ	λ	σ1	σ2	σ3	R	O bj.	St	R	Ages
	40°02'43" 40,0452	44°38'18" 44,6383	114 /19	353 /56	214/2 6	0.2 2	fa ul t	C, M	Li me st.	Cen.
	40°02'43" 40,0452	44°38'11" 44,6363	145 /6	290 /82	55/4	0.2 6	fa ul t	C, M	San dst.	Mioc.; lower Quat.

1- հերթական համարը, 2,3- կոորդինատները, 4,5,6 – սիզմա առանցքների ազիմուտները և անկումները, 7- R հարաբերությունը, 8- օբյեկտը, 9- քերծվածքվորման տիպը, 10- չափված օբյեկտը, 11- ֆորմացիայի տարիքը, 12- տեղանքը

Լարվածային առանցքների կոդմտորոշումները կրում են առավել ազդեցություն ակտիվ խզվածքների անմիջական գոտիներում, ուստի հնարավորինս կայանները ընտրվել են նրանց գոտիներից դուրս: Մյուս կողմից խզվածքների մեծ խտությունը չի բացառում նման ազդեցությունը: Նկար 2.25-ում ցույց է տրված հնալարվածային տվյալները հավաքված Ազատ գետի աջ ափի չորրորդական բազալտների մեջ: Միայն այս օրինակում երևում է σ_1 սեղմման առանցքի փոփոխականություն հյուսիս-հարավ (N-S) ուղղությունից հյուսիս, հյուսիս-արևելք (NNE) ուղղություն և σ_2 , σ_3 առանցքների պտույտ σ_1 առանցքի շուրջ:

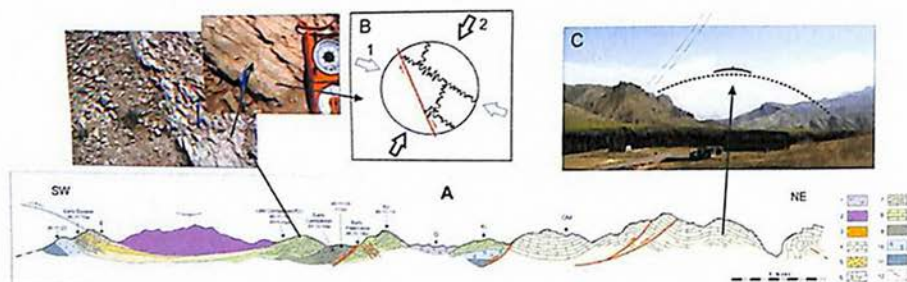
Այստեղ հիշեցնենք, որ միևնույն միկրոթլոկի սահմաններում լարվածության փոփոխականությունն նկատվում են երեք հիմնական ուղղություններով: Հնալարվածությունների համար դիտվում է նույն երևույթը, սակայն ի տարբերություն նախորդի լարվածային կոնկրետ կետային տվյալների միջև ժամանակային ինտերվալը կարող է լինել շատ ավելի նշանակալից: Այսինքն հնարավոր է լարվածային դաշտի փոփոխություններ: Միկրոտեկտոնական վերլուծությունները (Авагян, 2009; Таян, 1980; Philip et al. 1989; Pistre et al. 1995; Arthaud et al. 1998; Avagyan et al. 2005) ստացված Մեծ և Փոքր Կովկասների համար, այսպիսով տալիս են երեք սեղման առանցքներ. հյուսիս-հարավ (N-S), հյուսիս-արևելք-հարավ-արևմուտք (NE-SW) և հյուսիս-արևմուտք-հարավ-արևելք (NW-SE) (նկար 2.21):



Նկար 2.25. Միկրոտեկտոնական տվյալների վերլուծության օրինակ (պատկերված են Շմիդտի արտապատկերման ստորին կիսագնդի) Analysis of microtectonic data (Schmidt's projection, lower hemisphere) ստացված Ազատ գետի ավազանից: Հնա-լարվածային (շրջանակ- σ_1 , քառակուսի- σ_2 , եռանկյունի- σ_3) առանցքները:

Հայաստանի Հանրապետությունից հարավ, Իրանի հյուսիս-արևմուտքում Խոյի օֆիոլիթների գոտում իրականացված

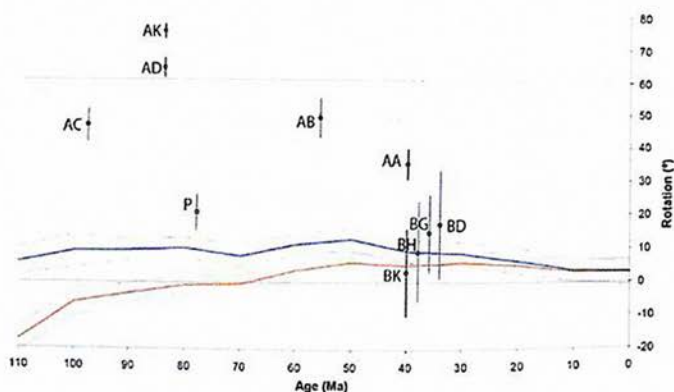
ուսումնասիրությունների ժամանակ (Avagyan et al., 2017) վերին կավճի կրաքարերում հստակ ուրվագծվում էին սեղմման առանցքի ռոտացիա հյուսիս-արևմտյան ուղղությունից դեպի հյուսիս-արևելյան (B, նկար 2.26): Ինչպես նաև օլիգո-միոցենի Քոմ ֆորմացիայի ծալքավորման մեջ դիտարկվող հյուսիս, հյուսիս-արևելյան կրճատումը (C, նկար 2.26):



Նկար 2.26. Իրանի հյուսիս-արևմուտքում Խոյի օֆիոլիթների գոտուն ուղղահայաց կտրվածքը (Avagyan et al., 2017): 1- բազալտներ, 2 – հրաբխային բրեկչիա, 3 – ավազաքարեր, 4- կրաքարեր, կրաքարային բրեկչիա, 5- կոն-գլուներատներ, 6- մասիվ կրաքարեր, 7- օրգանական կրաքարեր, 8- կավճի կրաքարեր, 9- բարձանման լավաներ, 10 – սերպենտինիտներ, 11- պերիդոտիտներ, 12- խզվածքներ:

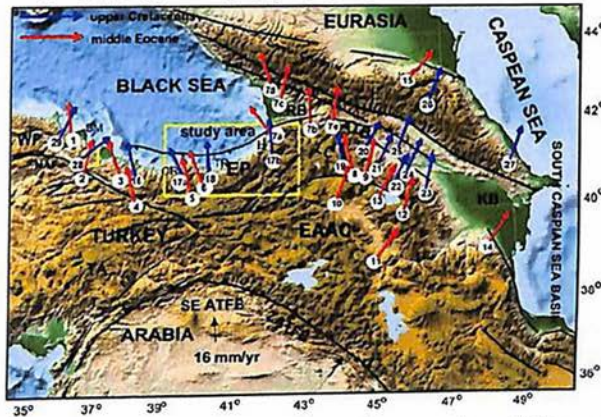
Նկար 2.27. Վերջին 110 Ma տարվա համար իրականացված, տարիքից կախված ռոտացիաների դիագրամաները:

Կապույտով և նարնջագույնով



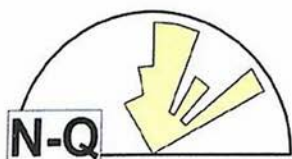
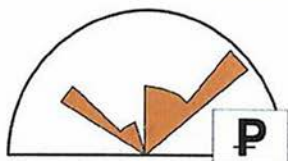
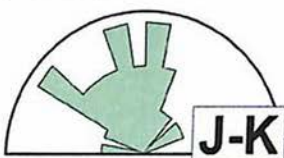
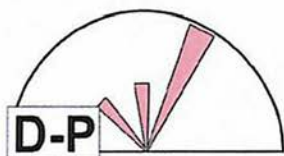
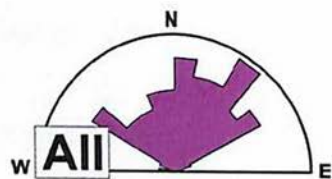
տրված են Եվրասիայի և Աֆրիկայի տվյալները ըստ ՀՀ ներկայիս դիրքի: Մոխրագույնով տրված են Հարավ-Հայկական բլոկի տարածքում և կարմիրով Եվրասիական եզրից նմուշների տվյալները (Meijers et al., 2015):

Մեկ այլ կարևոր հանգամանք ևս պետք է հաշվի առնել, որ բլոկների ռոտացիայի հետ պտտվել են նաև նոր առաջացած առանցքները և որքան ապարները հին են այնքան ավելի: Դա լավ երևում է 2.27 դիագրամում (ՀՀ-ում իրականացված 2010-2011թթ. ընթացքում) (Meijers et al., 2015): Ինչպես երևում է նկարում ռոտացիաները տարիքի հետ մեծանում են և ունեն ժամկետային ուղղություն: Այս աշխատանքները դեռ մեկնարկային փուլում են, ուստի նպատակահարմար է հիմք ընդունել Մ.Լ.Բաժենովի և Վ.Ս.Բուրտմանի տվյալները (նկար 2.28) (Bazhenov and Burman, 2002; Hisarli et al., 2011), ուր ռոտացիայի անկյունները շատ ավելի փոքր են և ավելի արժանահավատ: Հաշվի առնելով ռոտացիաները, միկրոտեկտոնական հնա-առանցքների տվյալներից դուրս բերվող հետևությունները դարձյալ առկա են, քանի որ բոլոր դեպքերում կունենանք նախորդիվ քննարկվող կողմնորոշման առանցքները:



Նկար 2.28. Արևելյան Պոնտիդի, Փոքր և Մեծ Կովկասների պալեոմագնետիզմի տվյալները: Կարմիր և կապույտ սլաքները համապատասխանում են միջին Էոգենի և վերին Կավճի ապարներին: Սպիտակ շրջանակում տեղանքի կոդն է: ATB- Աջարյա-Թրիալեթ գոտի, AFTB- Անատոլական ծալքավոր գոտի, EAAC- Հայկական լեռնաշխարհի ակրեցիոն համալիր, EAF-Արևելա Անատոլական խզվածք, EP- Արևելյան Պոնտիդ, KB-Քուրի ավազան, LC- Փոքր Կովկաս, RB- Ռիոնի ավազան, NAF- Հյուսիս-Անատոլական խզվածք, SM-Սամսուն, H-Հոպա, TA-Տավրիդ,

Կոնկրետ տեղանքի լարվածային դաշտը իր վրա կարող է կրել
մեկ և ավելի լարվածային փուլերի ազդեցությունը ինչը տեղի է
ունեցել երկրաբանական պատմության ընթացքում: Հետևաբար
լարվածային ժամանակային էվոլյուցիայի վերլուծության համար
լարվածային սեղմման (σ_1) առանցքները բաշխվեցին ըստ
երկրաբանական ֆորմացիաների տարիքի և որպես հիմք ընդունվեց
այն սկզբունքը, ըստ որի կոնկրետ տարիքի ֆորմացիայի վրա ազդել
է իր և հետագա լարվածությունները և չի կարող ազդել նախորդները:



Նկար 2.29. Սեղմման առանցքների
վարդ-դիագրաման դիտարկված ըստ
երկրաբանական ֆորմացիաների տարիքների
(D-P – դևոն, պերմ, J-K – յուրա-կավիճ, P –
պալեոգեն, N-Q – նեոգեն չորրորդական:

Այսպիսով նեոգեն-չորրորդական
ֆորմացիաների վրա ազդել են
լարվածային դաշտերը՝ կապված Արաբա-
Եվրասիական կոլիզիայի ավելի
էվոլյուցիոն, ուշ փուլերի (կամ օրոգենի
ուշ փուլերի) հետ: Ինչպես ցույց է տրված
նկար 2.29-ում սեղմման առանցքները
ունեն ըստ երկրաբանական
ֆորմացիաների տարիքի
զանազանություն, նրանց
ընդհանրությունը այն է, որ հիմնական
հյուսիս-հարավ առանցքը առկա է բոլոր
դեպքերում և միջինում հյուսիս-հարավ
ուղղվածություն ունի: Բոլոր դեպքերում
առկա են վերոհիշյալ երեք ուղղությունները (հյուսիս-հարավ,

հյուսիս- արևելք-հարավ-արևմուտք և հյուսիս- արևմուտք – հարավ- արևելք): Նեոգեն-չորրորդականի ֆորմացիաներում դոմինանտ ուղղություններն են հյուսիս, հյուսիս-արևելք – հարավ, հարավ- արևմուտք և հյուսիս-արևելք – հարավ- արևմուտք: Հյուսիս-արևելք- հարավ-արևմուտք և հյուսիս-արևմուտք-հարավ-արևելք ուղղություններ դիտարկվում են պալեոգենի ֆորմացիաների համար: Հյուսիս-հարավ և հյուսիս-արևմուտք – հարավ-արևելք ուղղությունները գերակշռում են յուրայի և կավճի, իսկ հյուսիս- արևելք-հարավ-արևմուտք՝ դևոն-պերմի ֆորմացիաների համար:

Քննարկում

Վերը բերված տվյալների համաձայն, տեկտոնական լարվածա-դեֆորմացիոն դաշտի ցուցիչները, որոնք նկարագրում են ժամանակակից (ստացված հիմնականում ակտիվ խզվածքներից, երկրաշարժերի P առանցքներից, GPS տվյալներից) և հնա- իրադրությունները (ստացված միկրոտեկտոնական, ծալքավորման և հրաբխային կլաստերների տվյալներից) ցույց են տալիս մասշտաբային և ժամանակային փոփոխություններ, կապված հիմնականում Հարավ- Հայկական բլոկի և Եվրասիական եզրի, այնուհետև Արաբա-Եվրասիական կոլիզիաների զարգացման հետ:

Ըստ ակտիվ խզվածքների կինեմատիկաների, երկրաշարժերի P առանցքների և GPS տվյալների ժամանակակից լարվածադեֆորմացիոն դաշտին բնորոշ են ընդհանուր սեղոման հյուսիս-հարավ (N-S) և հյուսիս, հյուսիս-արևելք (NNE) ուղղությունները, վերջինս ավելի բնորոշ է Փոքր Կովկասի արևելքին:

Տարածաշրջանային մասշտաբում Փոքր Կովկասի արևելյան մասում ծալքավորումները ունեն հյուսիս-արևմուտք-հարավ- արևելք (NW-SE) ուղվածություն, դեպի արևմուտք սկզբում Աջարիա- Թրիալետի լեռներում ծալքավորումը ունի արևելք-արևմուտք (E-W) ուղղվածություն, իսկ այնուհետև ավելի արևելք, Արևելյան

Պոնտիդում՝ ուղղվածությունը դառնում է հյուսիս-արևելք-հարավ-արևմուտք (NE-SW) ուղղության:

Խոշոր մասշտաբում Փոքր Կովկասում մինչ օլիգոցենի-միջին պլիոցենի և կավիճ-մինչ օլիգոցենի ծալքավորումներում դիտարկվում է տեղային տատանումներ: Այնուհանդերձ, ընդհանուր առմամբ կրկնվում են նախորդիվ դիտարկված երեք հիմնական ուղղությունները՝ հյուսիս-արևմտյան (NW), հյուսիս-արևելյան (NE), հյուսիս-հարավ (N-S): Ավելի փոքր մասշտաբում ՀՀ տարածքի համար կունենանք կրճատման դեֆորմացիաների հյուսիս-արևմուտքում N-S (հյուսիս-հարավ) և դեպի հարավ-արևելք NE (հյուսիս-արևելյան) ուղղությունները:

Ըստ միկրոտեկտոնական տվյալների, որոնք նկարագրում են հիմնականում Փոքր Կովկասի արևելյան հատվածը, հյուսիս-արևմուտք – հարավ-արևելք NW-SE սեղմման առանցքը ավելի հաստուկ է յուրա-պալեոգեն հասակի ապարներին և գերակշռող չէ նեոգեն-չորրորդականում (նկար 2.29): Ըստ Մ.Սեբրիեի Եվրասիական եզրի (Մեծ Կովկասում դիտարկված) խզվածքի կինեմատիկայի վերլուծությունից երևում է նույն հյուսիս-արևմուտք – հարավ-արևելք NW-SE սեղմման առանցքի առկայությունը մեզոգոյան ֆորմացիաներում, ինչը հեղինակը բացատրում է էոցենի տրանսպրեսիվ (transpressional stress field) լարվածային դաշտով (Sebrier et al. 1997): Նույն ուղղվածությունը պալեոցեն-էոցեն սահմանագծում նկարագրվել է Մեծ Կովկասի հյուսիսում (Saintot & Angelier 2002): Մյուս կողմից դիտարկված միկրոտեկտոնական տվյալների մեծ մասը հավաքված են Գոնդվանյան բլոկից (Հարավ-Հայկական բլոկ) և Եվրասիայի Փոքր Կովկասի մեզոգոյան եզրից, որոնք բախվել են պալեոցենի և վաղ էոցենի ժամանակ: Հետևաբար կարելի է ենթադրել, որ հյուսիս-արևմուտք – հարավ-արևելք NW-SE սեղմման առանցքը ավելի բնութագրական է Փոքր Կովկասի արևելյան հատվածի լարվածային դաշտին, կոլիզիայի ավելի վաղ փուլերում:

Միկրոտեկտոնական տվյալները, ստացված նեոգեն-

չորրորդական ապարներից, համահունչ են Լ.Պ.Զոնենշայնի և մյուսների այն պնդման հետ, ըստ որի կոնվերգենտ շարժման ուղղությունը փոխվել է միջին միոցենում և դարձել է հյուսիս-հարավ (N-S) և հյուսիս, հյուսիս-արևելք – հարավ, հարավ-արևմուտք (NNE-SSW) արևելքում (Zonenshain et al. 1987): Հյուսիս-արևելք – հարավ-արևմուտք (NE-SW) սեղմման առանցքի ուղղվածությունը դիտարկվող պալեոգենի ապարներում կարող է լինել հաջորդող նեոգեն-չորրորդական լարվածային դաշտի ազդեցությունը, որը վկայվում է նաև շարունակվող օրոգեն ճկմամբ:

Հրաբխային կլաստերներից ստացված տվյալները Հայկական լեռնաշխարհում (ներառելով Փոքր Կովկասը) ենթադրում է երեք սեղմման առանցքներ: Ի տարբերություն միկրոտեկտոնական տվյալների և երկրաշարժերի P առանցքներից ստացված տվյալների (որոնք այդ առանցքային փոփոխությունները ցույց են տալիս միննույն միկրոբլոկի սահմաններում) հրաբխային կլաստերների կոդմնորոշումները ունեն ավելի համակարգված բնույթ: Նրանք ձևավորում են գագաթով հյուսիս ուղղված աղեղ՝ նման ակտիվ խզվածքների կառուցվածքային երկրաչափությանը: Վերջինս ենթադրում է որոշակի ծագումնաբանական ընդհանրություններ և կապվածություն: Այն կարող է կառուցվածքայնորեն բացատրվել վարնետքային ընդարձակման խախտումների, կոդաշարժային փուլափարս կառույցների հետ (Innocenti et al. 1980; Adiyaman et al. 1998; Yilmaz et al. 1998; Karakhanyan et al. 2002; Avagyan, 2009):

Փոքր Կովկասի արևելքում, եթե մենք հաշվի առնենք Նեոգենի սակավ միկրոտեկտոնական տվյալները (2 կայան), ապա հիմնականում չորրորդական ապարներում դիտարկվում է հյուսիս-հարավ (N-S) և հյուսիս-արևելք-հարավ-արևմուտք (NE-SW) սեղմման առանցքներ (նկար 2.29) և այն, որ հրաբխային կլաստերները ենթադրում են հյուսիս, հյուսիս-արևմուտք – հարավ, հարավ-արևելք (NNW-SSE) կրճատում, մենք կարող ենք ենթադրել, որ հրաբխականությունը վերահսկող կառույցները կարող են լինել ժառանգված ավելի վաղ հյուսիս-արևմուտք – հարավ-արևելք

ուղղվածության (NW-SE) պալեոգենի և նեոգենի խախտումներից: Այնուհետև այս ժառանգված կառույցները ազդում են հետագա լարվածային դաշտի վրա: Ե.Ե.Միլանովսկին կարծում էր, որ Գեղամա լեռների կառույցները, որոնք ծագումնաբանորեն կապված են հրաբխականության հետ, ժառանգվել են եոգեն-օլիգոգեն ժամանակներից (Милановский, 1968):

Ծալքավորումից, խզվածքների կինեմատիկայից և հրաբխային կլաստերներից բխող ընդհանրական հյուսիս-հարավ (N-S) սեղմման առանցքի առկայության պայմաններում գոյություն ունեն երկրորդային հյուսիս-արևմուտք – հարավ-արևելք (NW-SE) և հյուսիս-արևելք–հարավ-արևմուտք (NE-SW) առանցքները: Վերջիններս առավել ազդեցիկ են եղել առանձին տեկտոնական զարգացման փուլերում և նրանցով պայմանավորված կառույցներն այնուհետև ազդել են հետագա լարվածադեֆորմացիոն դաշտի ձևավորման վրա: Առաջինը ավելի նշանակալից է եղել պալեոգենում և վաղ միոգենում, իսկ երկրորդն ուշ միոգեն-չորրորդականում: Նման մեկ այլ կարծիքով տեկտոնական վերակազմավորում է տեղի ունեցել ուշ միոգեն-վաղ պլիոգեն ժամանակահատվածում Արաբա-Եվրասիական կոլիզիայի շրջանում, երբ Հյուսիս-Անատոլիական խոշոր խզվածքը սկեց ձևավորվել (Faccenna et al. 2006): Հավանաբար այս շրջանում տեկտոնական ռեժիմը փոխվեց հիմնականում կոմպրեսիոնից (compressional (thrusting and reverse faulting)), արտահայտված հիմնականում վրաշարժերով և վերնետքներով, դեպի կողաշարժային տիպի արտահայտված տրանսպրեսիվ և տրանստենսիոն կողաշարժերով (transtension-transpression producing strike-slip faulting): Վերջինիս արդյունքում, սկզբնապես առավելապես ուղղաձիգ Պոնտիդ-Փոքր Կովկաս լեռնաշղթաները և կառույցները ենթարկվեցին օրոգեն ճկման, պայմանավորված Հարավ-Հայկական բլոկի հյուսիսային շարժմամբ:

Գլուխ 3. ՄԱԿԵՐԵՎՈՒԹԱՅԻՆ ԽԱՆՏՈՒՄՆԵՐԻ ԲԱՑԱՀԱՅՏՈՒՄԸ

3.1. Հնաերկրաշարժագիտական հետազոտություններ

3.1.1. Տեսական հիմնավորումներ

Ներքամաքային տարածաշրջաններում երկրաշարժերի կրկնելիության միջակայքերը կարող են հասնել տասնյակ դարեր, երբեմն գերազանցելով պատմական ժամանակահատվածը: Դրանից ելնելով պատմական և գործիքային սեյսմիկությունը հաճախ բավարար չեն խզվածքների ակտիվությունը բնութագրելու համար: Ակտիվության բաղադրիչներն են՝ վերջին ուժեղ սեյսմիկ իրադարձության կամ իրադարձությունների տվյալները (տեղը, ուժգնությունը, ժամանակը), ուժեղ երկրաշարժերի կրկնողականությունը, խզվածքի կինեմատիկան և արագությունը, առավելագույն մագնիտուդային ներուժը և այլն: Այստեղ օգնության է գալիս հնաերկրաշարժագիտությունը (paleoseismology) (աղյուսակ 3.1), որն ընդգրկում է շատ ավելի մեծ ժամանակահատված: Հաշվի առնելով Հայաստանում հնագիտական հուշարձանների առատությունը՝ կիրառվում են նաև արխեոերկրաշարժագիտական մեթոդներ, որոնք ուսումնասիրում են երկրաշարժի ազդեցությունը հնագիտական և ճարտարապետական օբյեկտների վրա: Աշխատանքի ծավալից ելնելով, առանձին բաժին չի հատկացվի արխեոերկրաշարժագիտական հետազոտություններին:

Տարածաշրջանում, մասնավորապես Կովկասում հնաերկրաշարժագիտական ուսումնասիրություններ առաջին անգամ կիրառել է Վ.Պ.Սոլոնենկոն և Վ.Ս.Խրոմովսկիյը (Солоненко, 1973; Хромовских и др. 1979): Այս հետազոտողներն ուսումնասիրել են հին երկրաշարժերի մորֆոլոգիական հետքերը և կարողացել են տալ մագնիտուդային գնահատականներ: Ուսումնասիրությունների արդյունքում նրանք կատարեցին մինչ այդ չընդունվող հետևություն, ըստ որի $M > 6.5$ մագնիտուդի երկրաշարժները Կովկասում կարող են առաջացնել մակերևութային խախտումներ: Նրանք կարծում էին, որ Կովկասում հնարավոր են ուժեղ երկրաշարժներ 9-10 (MSK)

ինտենսիվությամբ: Այս հետևությունը ինը տարի անց հաստատվեց
Սպիտակի 1988թ. երկրաշարժով:

Աղյուսակ 3.1.

Ուսումնասիրության մեթոդները և ըստ ժամանակի ուժեղ երկրաշարժերի
ազդեցությունները

Ժամանակը	Ուսումնասիրության մեթոդները	Դեֆորմացիաների ցուցանիշները
Ժամանակակից	Հետ սեյսմիկ հետազոտություն -գեոդեզիա, -երկրաբանություն, գեոմորֆոլոգիա, -շենքերի, հուշարձանների, հաղորդակցության ցանցերի և այլնի վրա ազդեցության վերլուծություն	-տոպոգրաֆիա, -հողաշերտ, մակերևութային և ֆորմացիաներ, -շենքեր, -ենթակառուց- վածքներ և այլն,
~20 տարի		
~100 տարի	Գործիքային սեյսմիկություն ...	
~2000 տարի	Պատմական սեյսմիկություն -Շիտությունների վրա ազդեցության արխիվների ուսումնասիրություն	-տոպոգրաֆիա, -հողաշերտ, մակերեսային ֆորմացիաներ, -շենքեր, - տոպոգրա-
Գրի առաջացման սկիզբը	Արխեոերկրաշարժագիտություն Հնագիտական հուշարձաններում երկրաշարժի հետ կապված խաբարումների վերլուծությունը (մակերևութային խախտումներ, հողերի ջրիկացում, երկրաշարժային ալիքներ):	ֆիա, հողաշերտ -հնագիտական հուշարձաններ (ջրատարներ, կառույցների հիմքեր, պատեր, սյուներ և այլն) -քարանձավներ -տոպոգրաֆիա,
Ձեռակերտ կառույցներ		
~10.000 տարի		
	Հնաերկրաշարժագիտություն	

~500.000 տարի	Միջին և վերին պլեյստոցենի ֆորմացիաներում մակերևութային և մերձմակերևութային դեֆորմացիաների վերլուծություն: Նեոտեկտոնիկա Պլիոցեն-չորրորդական ֆորմացիաներում կուտույատիվ դեֆորմացիաների (սեյսմիկ և սսեյսմիկ) վերլուծություն:	մորֆոլոգիա, ջրագրական ցանց, մակերևութային ֆորմացիաներ -մորֆոլոգիա, ջրագրական ցանց, հրաբխականություն:
----------------------	---	---

Ակտիվ խզվածքների շարժման արագությունների և ուժեղ երկրաշարժերի կրկնողականության ինտերվալների որոշումը սեյսմատեկտոնիկայում կարևորագույն խնդիրներից է:

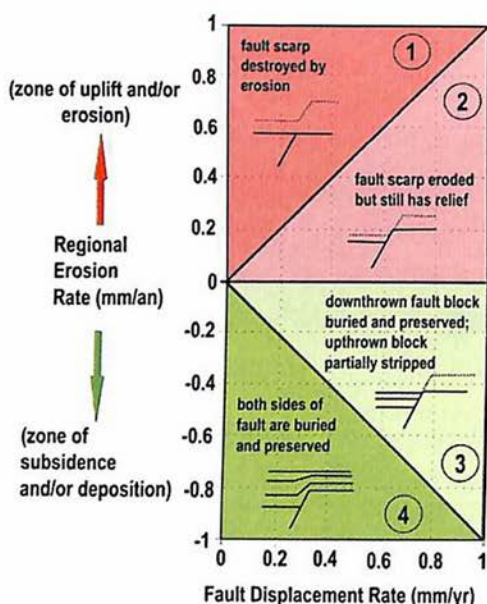
Այնպիսի տարածաշրջաններում, ուր դեֆորմացիաները կենտրոնացած են նեղ գոտիներում և շարժման արագությունները մեծ են (1-10սմ/տ), ինչպես խոշոր սալերի սահմաններում, գործիքային և պատմական սեյսմիկությունը հիմնականում բավարարում են վերը նշված խնդիրները լուծելու համար: Ի հակառակ, այն տարածքների, ուր դեֆորմացիաների գոտիները ավելի ընդարձակ են (diffuse deformation), ինչպես ներմայցամաքային գոտիներում և արագությունները ավելի փոքր, միայն գործիքային և պատմական սեյսմիկությամբ խզվածքի ակտիվությունը բավարար բնութագրել չի լինի: Այդպիսին է ՀՀ տարածքը: Այստեղ է առաջանում ավելի ընդարձակ ժամանակահատված ընդգրկող սեյսմիկ պատմության իմացությունը, որին կնպաստի արխեոերկրաշարժագիտությունը, հնաերկրաշարժագիտությունը, կամ նեոտեկտոնիկան (աղյուսակ 3.1): Հնաերկրաշարժագիտությունը թույլ է տալիս ուսումնասիրել երկրակեղևի դեֆորմացիաները >500 000 տարիների համար:

Հնաերկրաշարժագիտության նպատակը հին երկրաշարժերի հետքերի վերլուծությունն է, որոնք արձանագրվել են մակերևութային գոյացություններում և ռելիեֆի ձևափոխման վածքում: Ընդ որում դիտարկվում են երկրաշարժերի ուղղակի էֆեկտները

(direct effects)՝ պայմանավորված մակերևույթ դուրս եկող խախտումով (սկարպ, տեղաշարժված հովիտներ, տեկտոնական ծագման դարավանդներ և այլն) և երկրորդային էֆեկտներ (indirect effects)՝ պայմանավորված ցնցումներով (փլուզումներ, սողանքներ, հողերի ջրիկացում և այլն): Երկրաշարժերի հետքերի պահպանումը կախված է հակադիր երկու հանգամանքներից՝

- կլիմա, որից ածանցվում են էռոզիան, դիֆուզիան և նստվածքագոյացումը,
- տեկտոնիկա (երկրաշարժերի հզորությունը և կրկնողականությունը):

Այն լավ ակնադիտորեն ներկայացված է տարածաշրջանային հողմնահարման կամ նստվածքագոյացման արագության դիագրամում (նկար 3.1):

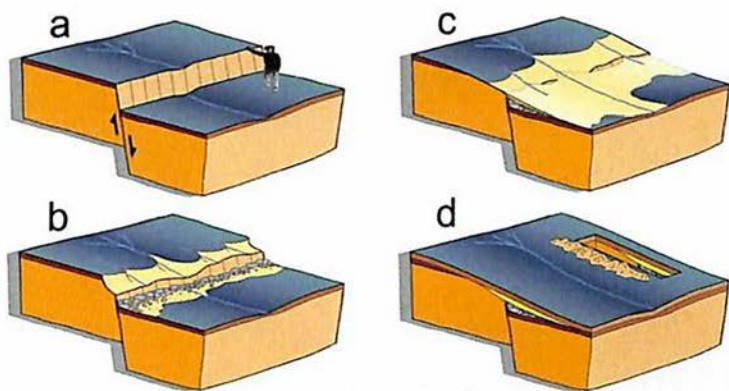


Նկար 3.1. Սկարպի պահպանման վրա ազդող տարածաշրջանային հողմնահարման կամ նստվածքագոյացման արագության դիագրամա (McCalpin and Nelson, 1996): Ուղղաձիգ առանցքը հողմնա-հարման և նստվածքագոյացման առանցքն է, իսկ հորիզոնականը՝ խզվածքի տեղաշարժի արագությունը:

Երկրաշարժից հետո գոյացած սկարպը ենթարկվում է դեգրադացիայի և նրա ստորոտում ձևավորվում են՝ սկզբում առավել խոշորաբեկոր ֆացիան (debris facies) (Ե, նկար 3.2), որը հիմնականում վերահսկվում է ծանրահակ ուժով, այնուհետև

լվացման ֆացիան (wash facies) (c, նկար 3.2), որը վերահսկվում է դիֆուզիայով: Նշված երկու ֆացիաները կազմում են կոյուվիալ սեպը (e.g. McCalpin, 1996): Իրականացնելով խրամուղի, հնասելյամաքանները ուսումնասիրում են հնաերկրաշարժերի շերտագրական հետքերը (d, նկար 3.2):

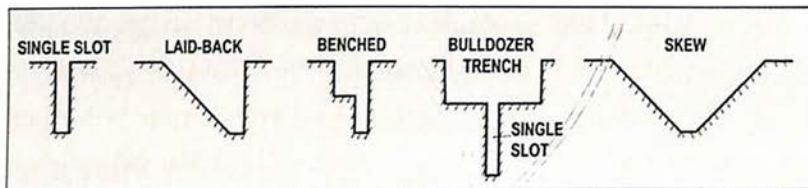
Հնասելյամաքանները վերլուծությունների ժամանակ լայնորեն կիրառում են կոյուվիալ սեպի մոդելը (colluvial wedge model), ըստ որի յուրաքանչյուր մակերևութային խախտումից առաջացած սկարպից հետո առաջանում է կոյուվիալ սեպ և վերջինիս քանակը համապատասխանում է երկրաշարժերի քանակին: Կոյուվիալ սեպի ծավալը պետք է համապատասխանի սկարպից հոդմնահարված նյութի ծավալին, ուստի, նրա բարձրությանը՝ հետևաբար նաև մագնիտուդին (McCalpin, 1983):



Նկար 3.2. Սկարպի դեգրադացիայի հիմնական փուլերը ըստ (Philip et Karakhanian, 1999):

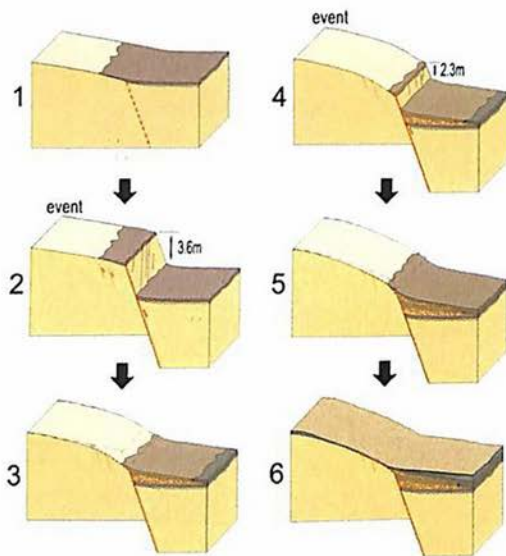
Իրականացնելով ընտրված տիպի խրամուղի (նկար 3.3), նրա պատերից մեկը կամ ցանկացածը քարտեզագրվում է, փաստագրվում, այնուհետև վերցվում են հասակագրման նմուշներ: Հասակագրումը կատարվում է ուղղակի (սկարպի տարիքի որոշում, օրինակ ըստ դեգրադացիայի աստիճանի) և անուղղակի (նմուշների տարիքի որոշմամբ) մոտեցումներով: Յուրաքանչյուր նմուշ կախված

հասակագրման մեթոդից վերցվում է համապատասխան ձևով: Ամենալայն կիրառություն ունեն իգոտոպային C^{14} և լյումինեսցենս (լուսարձակման) OSL մեթոդները: Հասակագրումը իրականացվում է նաև շերտագրական մեթոդներով (վերադրման և կտրման սկզբունքներից ելնելով):



Նկար 3.3. Խրամուղիների հիմնական տիպերի կտրվածքները:

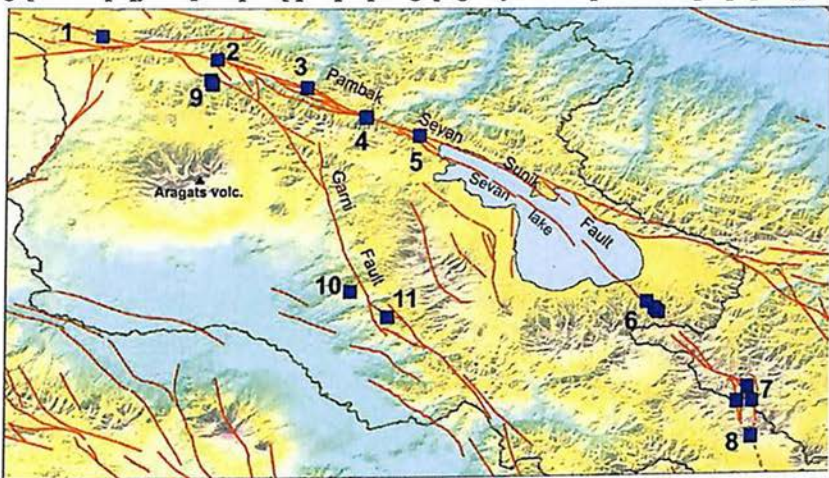
Ստացված վերջնական արդյունքների հիման վրա իրականացվում է հետահայաց (retrospective) վերլուծություն և վերականգնվում է իրադարձությունների հետևողականությունը: Նման վերլուծության օրինակ ներկայացված է նկար 3.4-ում:



Նկար 3.4. Հետահայաց վերլուծության օրինակ իրականացված Ֆիոլետովոյի խրամուղիներից մեկում ստացված տվյալների հիման վրա (Avagyan, 2001):

3.1.2. Ակտիվ խզվածքների ուղղակի ազդեցությունները. հնաերկրաշարժագիտական հետազոտություններ

ՀՀ տարածքի ակտիվ խզվածքների ուսումնասիրությունը խթանվեց և կտրուկ զարգացավ Սպիտակի 1988թ. երկրաշարժից հետո: ՀՀ տարածքում ակտիվ խզվածքների ուսումնասիրության մակարդակը, միջազգային ամենահեղինակավոր գիտական կենտրոնների հետ համագործակցությամբ, իր մեթոդաբանությամբ ստացված արդյունքներով բարձրացվեց այժմեական մակարդակի:

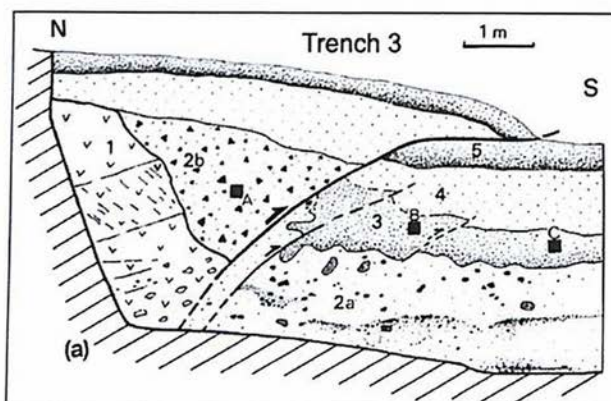


Նկար 3.5. Մինչև 2018թ. ՀՀ տարածքում իրականացված հնաերկրաշարժագիտական հիմնական խրամուղիների տեղադիրքերը:

Ուսումնասիրվում է վերը նշված բնագավառի ամբողջ սպեկտրը, սկսած ակտիվ խզվածքների երկրաչափության, ակտիվության և վտանգի բաղադրիչների (մագնիտուդային ներուժը, կրկնողականությունը, կինեմատիկան և այլն) գնահատումից վերջացրած հրահրման մեխանիզմով առաջացող երկրորդային երևույթներով (սողանքներ, փլուզումներ, նստեցումներ, հողերի ջրիկացում և այլն):

Հայաստանի Հանրապետությունում հնաերկրաշարժագիտական հետազոտությունները, խրամուղիների մեթոդի կիրառմամբ առաջին անգամ իրականացվել են Սպիտակի

երկրաշարժից անմիջապես հետո (Philip et al., 1992): Հիմնական սեյսմածին խախտման երկայնքով Գառնիի խզվածքի Սպիտակ-Ալավար սեզմենտի վրա իրականացվել էին չորս խրամուղիներ (9, նկար 3.5): Առաջին երկուսը փորվել էին կենտրոնական սեզմենտի միջնամասում, թամբոցից մոտ 800մ արևելք: Առավել հետաքրքրական երրորդ խրամուղին (մոտ 2կմ Սպիտակ քաղաքից արևմուտք) պատկերված է նկար 3.6-ում: Այստեղ դիտարկվել էին ավելի վաղ երկրաշարժերի հետքեր: Իրականացված C¹⁴ (ածխածնային) հասակագրման հիման վրա երկու սեյսմիկ իրադարձություններ են առանձնացվել: Առավել հին խախտումը կտրել է 2b կոյուվիումը, որն ունի $24\,765 \pm 770$ B.P. տարի հասակ: Նրանից հետո առավելագույնը $17\,565 \pm 170$ B.P. (հնա-տորֆի տարիքը) ժամանակ (նվազագույնը՝ մինչ գործող հողաշերտի ձևավորումը) տեղի է ունեցել երկրորդ իրադարձությունը:



Նկար 3.6. Երրորդ խրամուղու քարտեզը (Philip et al., 1992): 1- պալեոգենի հրաբխային ապարներ, 2a- դեղնավուն կոյուվիում, պարունակում է հնահողի դեֆորմացված բլոկներ, 2b - լանջային բրեկչիա և դեղնավուն

կոյուվիում սպիտակ կոյուվիում, պարունակում է հնահողի դեֆորմացված բլոկներ, 3- հնատորֆ, 4- սպիտակ կոյուվիում, 5- ժամանակակից հողաշերտ:

Հետազոտողները, խախտման հարևանությամբ, ձորակում, ստորին բլոկի սահմաններում արձանագրել էին 6մ չորրորդական հասակի նստվածքներ պալեոգենի ապարների վրա: Ընդունելով նաև 1.5մ տեղաշարժին համապատասխանող բնութագրական

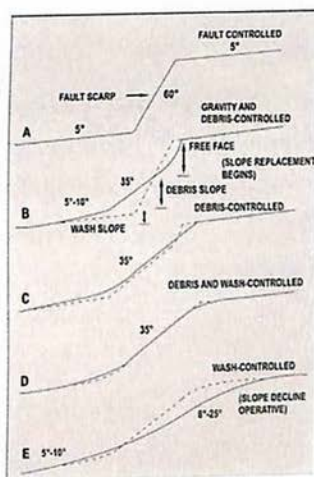
երկրաշարժ, նրանք եզրակացրել էին հնարավոր 4 հնա-
երկրաշարժներ (Philip et al., 1992): Սպիտակի երկրաշարժի
երկրաբանական տվյալների, ներուժի և աղետալի հետևանքների
մասին համապարփակ հրապարակվել են (e.g. Խաչիյան, 2001;
Хачиян, 2008; Նազարեթյան, 2018):

Սպիտակի երկրաշարժի սկարպը ժամանակի ընթացքում
ենթարկվում է հողմնահարման, դեգրադացիայի (նկար 3.7):
Սկարպի դեգրադացիայի փուլերը ոչ կոնսոլիդացած ապարներում
ցույց է տրված նկար 3.8-ում (Wallace, 1977):



Նկար 3.7. Սպիտակի 1988 թվականի մակերևութային խախտման
հողմնահարումը տաս տարվա ինտերվալներով (լուսանկարները
Ա.Գարախանյանի և Ա.Ավագյանի):

Նկար 3.8. Սկարպի դեգրադացիայի փուլերը
ոչ կոնսոլիդացած ապարներում ըստ Վալասի
(Wallace, 1977): Կետագծերով ցույց է տրված
նախորդող վիճակները:



Հողմնահարման դիտարկումը և
չափազրումը հետազայում
հնարավորություն կտա ստանալ

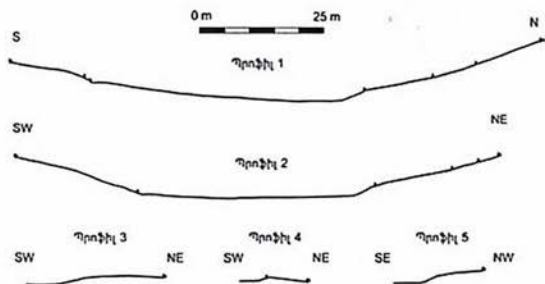
դիֆուզիայի գործակիցը (K) Վալասի սկարայի դիֆուզիոն դեգրադացիայի համար: Նրա կողմից առաջարկվեց հետևյալ բանաձևը, որտեղ Y -ը սկարայի մակերեսի կետերի բարձրությունն է, X -ը՝ սկարայի մակերեսի կետերի հորիզոնական տեղադիրքը, t -ն՝ ժամանակը իսկ K ՝ դիֆուզիայի հաստատունը.

$$\frac{dY}{dt} = K \frac{d^2Y}{dX^2},$$

Վերջինս կիրառելով այլ սկարայերի վրա կարելի է ուղղակի հասակագրում իրականացնել: Մեթոդոլոգիան առաջարկվել է Ռ.Ե.Վալասի կողմից (Wallace, 1977): Այս նպատակով, 2008 թվականին իրականացվեցին մանրամասն 5 պրոֆիլներ (նկարներ 3.9; 3.10): Այդ հետազոտությունների ընթացքում ակնհայտ դարձավ, որ Սպիտակի 1988թ. մակերևութային խախտման գոտում ուսումնասիրությունները պետք է շարունակել: Ամենաակնառու հիմնավորումը խախտման գուգահեռ, դեռևս հնասելսմաբանորեն չուսումնասիրված խախտումներն են (նկար 3.11), որոնք ակնհայտորեն ունեն հիմնականում ուղղաձիգ բաղադրիչ, սակայն լանջի ամենաստորին սկարայի երկայնքով նաև աջակողմյան կողաշարժի բաղադրիչ:

Նկար 3.9. Սպիտակի մակերևութային խախտման երկայնքով իրականացված պրոֆիլների տեղադիրքերը GB տիեզերական նկարի վրա:





Նկար 3.10. Սպիտակի մակերևութային խախտման երկայնքով իրականացված պրոֆիլները (տեղադիրքերը GB տիեզերական նկարի վրա ցույց են տրված նախորդ նկարում):



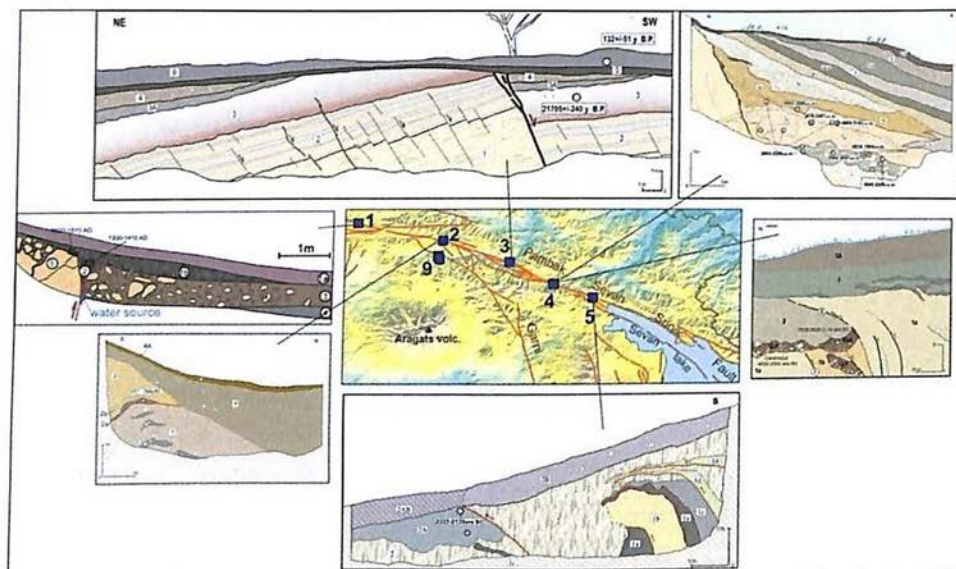
Նկար 3.11. Սպիտակի 1988թ. մակերևութային խախտումը (նշված է կարմիր սլաքներով) և դեռևս չուսումնասիրված նրան զուգահեռ ևս երկու խզվածքներ (նշված են սև սլաքներով):

Հնաերկրաշարժագիտական մեթոդներ ավելի վաղ կիրառվեցին Սյունիքի հրաբխային բարձրավանդակում, ուր Ծղուկ հրաբխի մոտ նկարագրվեց 20-22կմ երկարությամբ հին խախտում (Karakhanian et al., 1997): Արխեոերկրաշարժագիտական և C^{14} ածխածնային հասակագրմամբ հեղինակները եզրակացրեցին երկու սեյսմիկ իրադարձությունների մասին, որոնք տեղի են ունեցել վերջին 5000 տարվա ընթացքում:

Ակտիվ հնաերկրաշարժագիտական և արխեո-երկրաշարժագիտական հետազոտություններ իրականացվեցին սկսած 1998 թվականից որոնց արդյունքները ընդգրկվեցին չորս

թեկնածուական թեզերի մեջ (Avagyan, 2001; Davtyan, 2007; Sadoyan, 2007; Mkrtchyan, 2016): Երեք աշխատանքները (Avagyan, 2001; Davtyan, 2007; Mkrtchyan, 2016) հիմնականում նվիրված էին Փամբակ-Սևան-Սյունիք խզվածքի հնաերկրաշարժագիտական և արխեոերկրաշարժագիտական հետազոտություններին, իսկ Սադոյանի (Sadoyan, 2007) հետազոտությունները ընդգրկում էին հնաերկրաշարժագիտական հետազոտություններ՝ իրականացված Գառնիի խզվածքի երկայնքով:

Գառնիի խզվածքի երկայնքով բացի վերը նշված Սպիտակի խախտման վրա իրականացված խրամուղիներից, մինչև 2011թ. Ա.Կարախանյանի, Ա.Ավագյանի և Տ.Սադոյանին կողմից իրականացվել են ևս երկու խրամուղիներ: Դրանցից առավել տեղեկատու եղավ Ողջաբերդի բազուկի վրա իրականացվածը, ուր դիտարկվեց երկու կոլյուվյալ սեպեր՝ համապատասխանող երկու հնա – երկրաշարժերի (Sadoyan, 2007): Առաջինը տեղի էր ունեցել մ.թ.ա. 8-9-րդ հազարամյակում իսկ երկրորդը 5540 մ.թ.ա.-649 մ.թ. միջակայքում:



Նկար 3.12. Փամբակ-Սևան-Սյունիք խզվածքի (Pambak-Sevan-Sunik-Fault) հյուսիսային սեգմենտների երկայնքով իրականացված հնաերկրաշարժագիտական խրամուղիների տեղադիրքը: Խրամուղիների

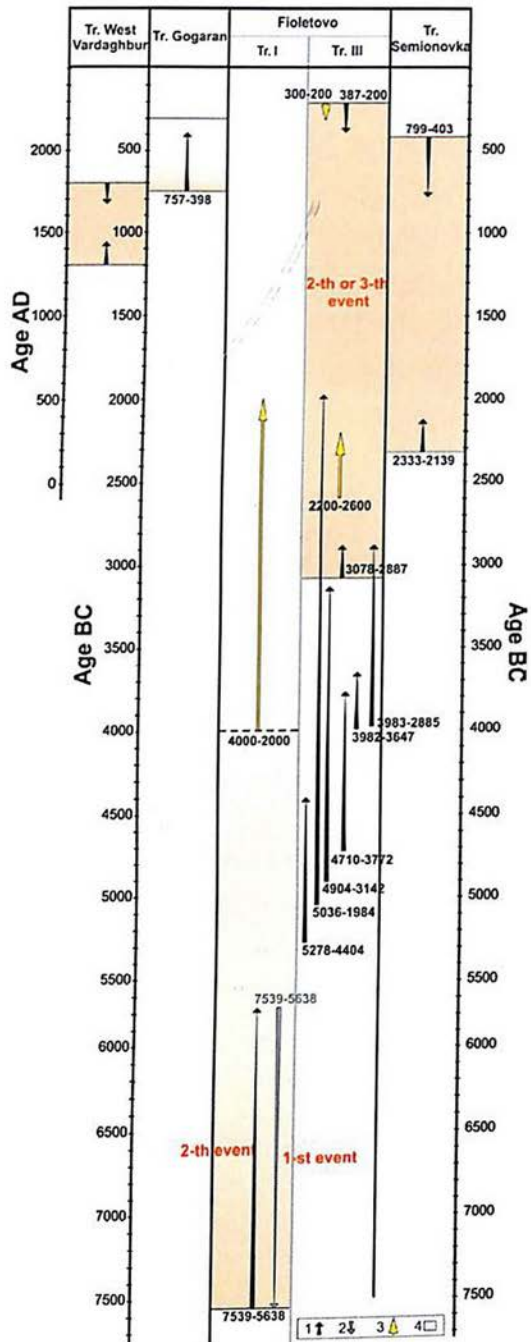
տեղամասերը. 1-Վարդաղբյուրի, 2- Գոգարանի, 3- Վանձորի (Գուգարքի), 4-Ֆիոլէտովո, 5- Սեմիոնովկայի:

ՀՀ տարածքում հնաերկրաշարժագիտական տեսանկյունից թերևս ամենից լավ ուսումնասիրվածը դա Փամբակ-Սևան-Սյունիք խզվածքն է, այն նաև ամենից խոշորն է և Գիրաթաղի սեզմենտի հետ համատեղ ունի մոտ 400կմ երկարություն: Հնաերկրաշարժագիտական և արխեոերկրաշարժագիտական ուսումնասիրությունների հիման վրա ՓՍՍԽ-ի երկայնքով 8 տեղանքներում հայտնաբերվեցին հնախախտումներ (մակերևույթի խախտումներ) (paleo-rupture), որոնք հնարավորություն տվեցին ըստ հնա-տեղաշարժերի եզրահանգել մեկ տասնյակ խոշոր հնաերկրաշարժերի մասին (նկար 3.5):

Փամբակ-Սևան-Սյունիք (Pambak-Sevan-Sunik-Fault) խզվածքի հյուսիսային սեզմենտների երկայնքով իրականացված հնաերկրաշարժագիտական խրամուղիների տեղադիրքերը՝ Վարդաղբյուրի, Գոգարանի, Վանձորի (Գուգարքի), Ֆիոլէտովոյի, և Սեմիոնովկայի տեղամասերում ցույց է տրված նկար 3.12-ում: Խրամուղիներից, հնագիտական և իզոտոպային (ռադիոածխածնային) հասակագրման արդյունքների հիման վրա, ստացված հնաերկրաշարժերի ժամանակային սահմանները օտիորոյթում ցույց են տրված նկար 3.13-ում:

Փամբակ-Սևան-Սյունիք խզվածքի հարավային սեզմենտների երկայնքով իրականացված հնաերկրաշարժագիտական խրամուղիների (մանուշակագույն քառակուսիներով) և Գեղաքարի հնավայրի 1-ին հետախուզահորի (pit-1, կանաչ քառակուսիով) տեղադիրքերը և Խոնարհասարի սեզմենտի երկայնքով իրականացված խրամուղիներից, հնագիտական և իզոտոպային հասակագրման արդյունքների հիման վրա, ստացված հնաերկրաշարժերի ժամանակային սահմանները նշված են համապատասխանաբար նկարներ 3.14 և 3.15-ում:

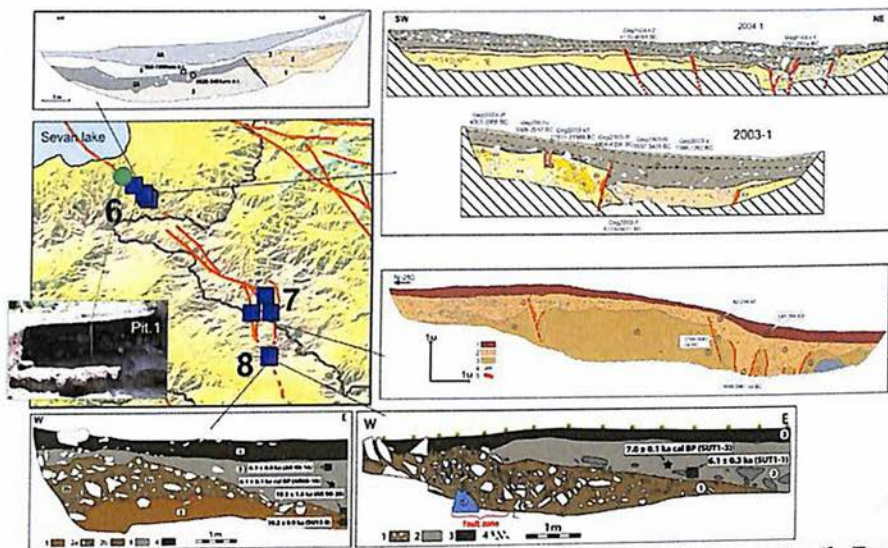
Նկար 3.13. Փամբակ-Սևան-Սյունիք խզվածքի հյուսիսային սեգմենտների երկայնքով իրականացված խրամուղիներից, հնագիտական և իգոտոպային հասակագրման արդյունքների հիման վրա, ստացված հնաերկրաշարժերի ժամանակային սահմանները: 1- C^{14} հասակագրում, 2- առաջին իրադարձության հետ-հասակ (postdate) C^{14} հասակագրում, 3- խեցեղենի հնագիտական հասակագրում, 4- հնաերկրաշարժի հասակային միջակայք:



Սյունիքի հրաբխային բարձրավանդակում խրամուղու կիրառմամբ աշխատանքները սկսվեցին 2000թ. (7, նկար 3.14, նկար 3.16) (Avagyan, 2001): Իրականացված 2000 թ. խրամուղին երևան հանեց կոլյուվյալ սեպը, ծածկված սկարպի ամբարտակումից

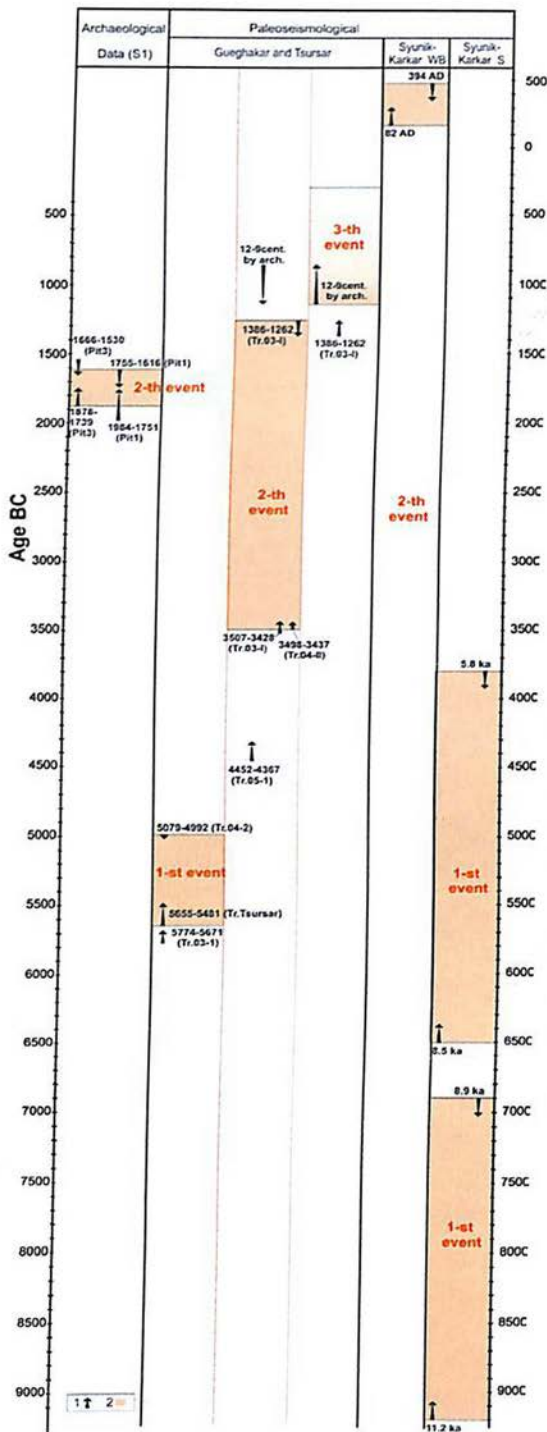
առաջացած լճակի կավավազային նստվածքներով: Սկարպի ձևափոխվածքի վերլուծությունը (նկար 3.17) ցույց տվեց երկու

ենթասկարպերի գոյությունը, ինչը լավ արտահայտված է լանջի գրաֆիկի երկու մաքսիմումներով: Այն ցույց է տալիս հնարավոր երկու պալեոերկրաշարժերի հնարավորությունը: Ավելի երիտասարդ մակերևութային խախտում նկատվում է ամենավերջին սառցադաշտային լեզվակների մորենների մեջ (a, նկար 3.16), որոնց մի մասը տարածվելով հիմնական խախտման սկարպի երկայնքով՝ ցույց տալով մորենների ավելի երիտասարդ լինելը սկարպի համեմատությամբ (նկար 3.16):



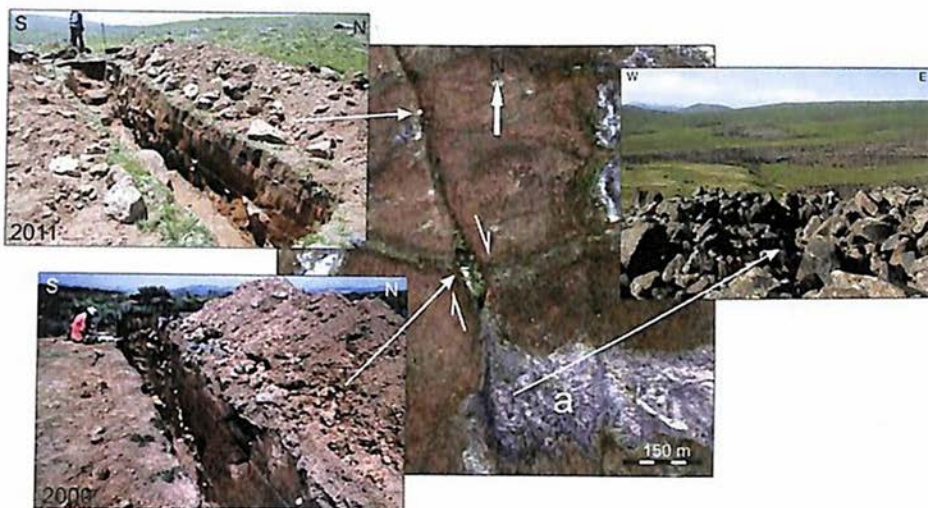
Նկար 3.14. Փամբակ-Սևան-Սյունիք խզվածքի (Pambak-Sevan-Sunik-Fault) հարավային սեգմենտների երկայնքով իրականացված հնաերկրաշարժագիտական խրամուղիների (մանուշակագույն քառակուսիներով) և Գեղաբարի հնավայրի 1-ին հետախուզահորի (pit-1, կանաչ քառակուսիով) տեղադիրքերը:

Խրամուղու առանձնահատկությունների վերլուծությունը, կոյուվյալ սեպի երկրաչափական առանձնահատկությունները և գետակի տեղաշարժի գնահատականը թույլ տվեցին գնահատել երկրաշարժերից մեկի մագնիտուդան $M_{w} \geq 7.1$ (Avagyan, 2001): Աշխատանքները վերսկսվեցին 2011թ., երբ իրականացվեց մեկ այլ խրամուղի, իսկ 2013-ին խորացվեց և նոր նմուշարկումներ



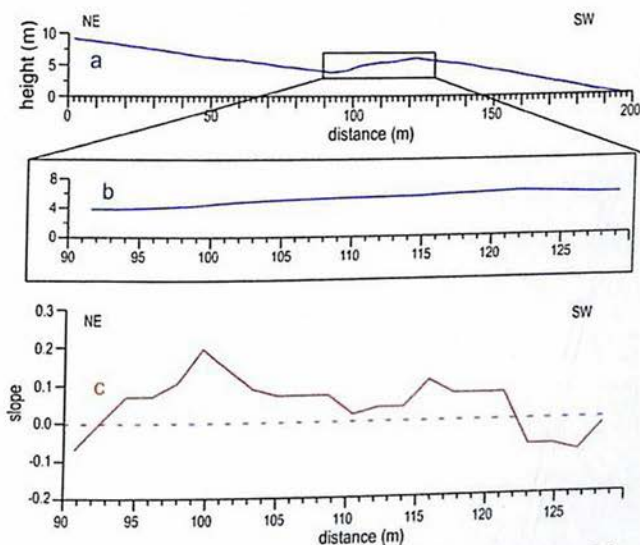
իրականացվեցին 2000թ. փորված խրամուղում: Այդ աշխատանքների հանրագումարում բացահայտվեցին երկու պալեոերկրաշարժեր, որոնցից առաջինը տեղի է ունեցել 11.2-8.9ka, իսկ երկրորդը՝ 8.5-5.8ka միջակայքերում (Ritz et al., 2016):

Նկար 3.15. Փամբակ-Սևան-Սյունիք խզվածքի Խոնարհասարի սեզմենտի երկայնքով և Շղուկ-Քարքար փուլափարթի (արևմտյան ճյուղի (WB), և հարավի (S)) տարածքում իրականացված խրամուղիներից, հնագիտական և իզոտոպային հասակագրման տվյալների հիման վրա, ստացված հնաերկրաշարժերի ժամանակային սահմանները:

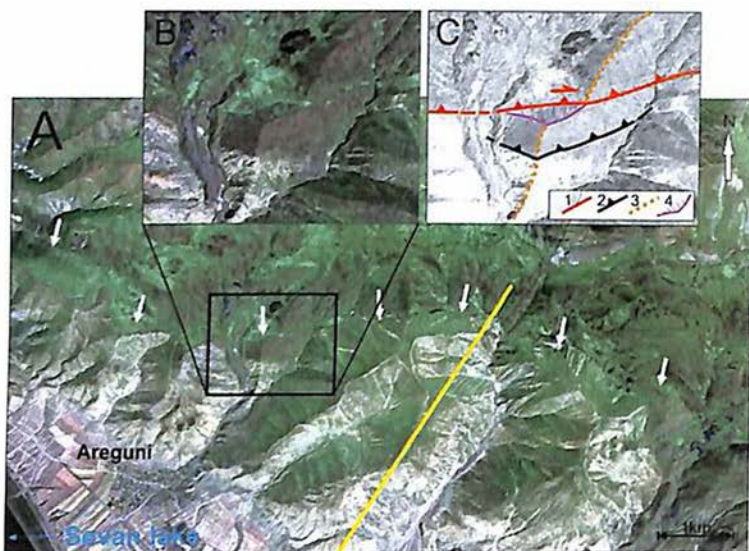


Նկար 3.16. Ծղուկ հրաբուխից արևելք Ս-աձև սառցադաշտային տրոգի արևմտյան մակերևութային խախտման սկարպի վրա իրականացված երկու խրամուղիները: Ձախում ցույց է տրված a մոբեյլները կտրող երիտասարդ մակերևութային խախտում (Avagyan, 2001; Ritz et al., 2016):

Նկար 3.17. Ծղուկ հրաբուխից արևելք Ս-աձև սառցադաշտային տրոգի արևմտյան մակերևութային խախտման սկարպի ռելիեֆ և լանջի (բարձրության տարբերության հարաբերությունը հորիզոնական երկարության տարբերությանը)



պրոֆիլները: Ակնհայտ է երկրորդային երկու սկարպերի գոյությունը, ինչը լավ է արտահայտված լանջի գրաֆիկի երկու մաքսիմումներով:

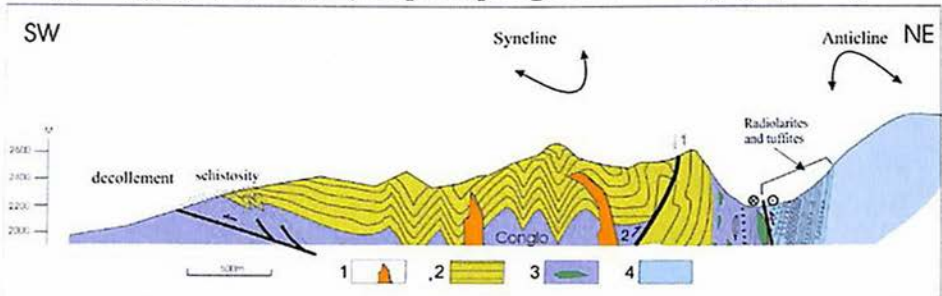


Նկար 3.18. Մոավ սեզմենտը Արեգունի (Areguni) գյուղից հյուսիս (A): B, C- սեզմենտի մի հատված, ուր դիտարկվում է երիտասարդ խզվածք, որն տեղաշարժում է լեռնաբազուկի կատարային գիծը: 1- երիտասարդ կողաշարժային բաղադրիչով խզվածք, 2- հին, վրաշարժ (յուրայի, հիմնականում հրաբխային ապարները բարձրացել են վերին կավճի կրաքարերի վրա), 3- լեռնաբազուկի կատարի գիծը, 4- տեկտոնական եռանկյունաձև ֆասետ: Դեղինով նշված է Սարինարի կտրվածքի գիծը:

Աշխատանքները ցույց տվեցին, որ ՓՍՄԽ իր ամբողջ երկայնքով դրսևորում է կինեմատիկ տարբերություններ: Այն փոփոխական է նույնիսկ միևնույն սեզմենտի սահմաններում (Avagyan et al., 2005; 2010): Հորիզոնական կոմպոնենտը տարբեր չափաբաժիններով ունի աջակողմյան բնույթ, իսկ ուղղաձիգ բաղադրիչը ավելի տարաբնույթ է: Ամասիայի հյուսիսային և հարավային սեզմենտների դեպքում խզվածքի հիմնական կինեմատիկական վերնետրային է, իսկ հարավում՝ Սյունիքում այն վարնետրային է (Ritz et al., 2016):

Հիմնականում վերնետրային Մոավ սեզմենտի երկայնքով դաշտային աշխատանքները դժվարանում են սահմանամերձության պատճառով: Այդուհանդերձ, հեռաուսումնասիրման տվյալների

վերծանումը ցույց է տալիս, որ Մոսվ սեզմենտի երկայնքով առկա է նաև կողաշարժային բաղադրիչ (նկար 3.18): Խզվածքը պատկերված է Սարինարի կտրվածքի հյուսիս-արևելյան մասում (նկար 3.19):

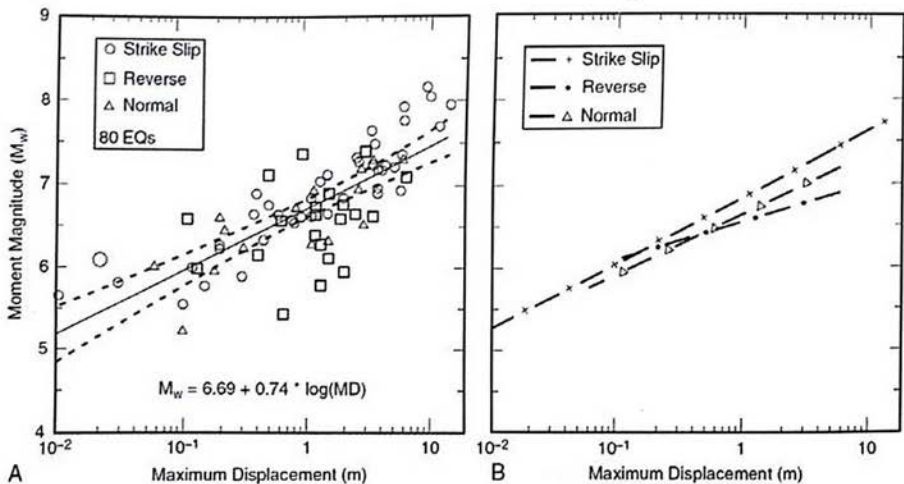


Նկար 3.19. Սարինարի կտրվածքը (փոփոխված ըստ Մ. Մոսսոնի կազմած նախնական կտրվածքի, Asatryan et al., 2010): 1- ենթադրաբար վերին կավճի-ստորին պալեոգենի հրաբխային սուբհրաբխային գոյացություններ, 2- վերին կամպանի պելագիկ կրաքարեր, 3- հրաբխաբեկորային դետրիտիկ ֆորմացիա, ավազաքար, խութային կարբոնատներ և կոնգլոմերատներ, 4- միջին յուրայի (ուշ բայոս վաղ բաթի) ռադիոլարիտներ, տուֆեր զանգվածային և բարձիկավոր գնդաձև լավաներ: Կտրվածքի գիծը ցույց է տրված նախորդ նկարում:

Ռադիոածխածնային C^{14} հասակագրումները իրականացվել են Հարավային Փարիզ (Միշելո Ժ.Լ., Հիդրոլոգիայի և իգոտոպային երկրաքիմիայի լաբորատորիայում, Ֆրանսիա), Լիոն 1 (Լիոն, Ֆրանսիա) համալսարաններում և Ռուսաստանի Գիտությունների Ակադեմիայի Երկրաբանական Ինստիտուտում (Մոսկվա) (Լ.Դ. Սուլերժինսկի): Բոլոր հասակագրումները ենթարկվել են կալիբրացիայի միջազայնորեն ընդունված մեթոդով (Stuiver and Reimer, 1993): Հնագիտական հասակագրումները իրականացվել են ՀՀ ԳԱԱ Հնագիտության և ազգագրության ինստիտուտի գլխաշխատող Ռուբեն Բադալյանի կողմից:

Բացահայտված հնաերկրաշարժերի մագնիտուդները հաշվարկվել են էմպիրիկ եղանակով ստացված հավասարումներով (e.g. Wells and Coppersmith, 1994):

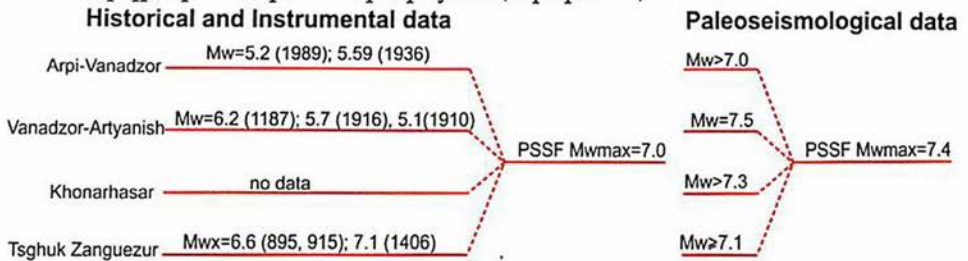
Այդ հավասարումները թույլ են տալիս հաշվի առնել նաև խզվածքի կինեմատիկաները: Առանց կինեմատիկաների հաշվարկի հավասարումն իր դիագրամայով բերված է նկար 3.20-ի A -ում, իսկ հաշվարկված ըստ կինեմատիկաների՝ B-ում: Այստեղ կարևոր է նկատել, որ տեղաշարժերի մեծացմամբ վերնետքների մագնիտուդան ավելի դանդաղ է աճում, քան կողաշարժերի և վարնետքների դեպքում:



Նկար 3.20. Վելսի և Կոպերսմիտի կողմից առաջարկված մոմենտ մագնիտուդների և առավելագույն տեղաշարժերի միջևե հմայիրիկ կապը (Wells and Coppersmith, 1994): A-առանց կինեմատիկայի հաշվարկի, B-կինեմատիկայի հաշվարկմամբ:

Ուսումնասիրությունները (Avagyan, 2001, 2009 ; Philip et al., 2001 ; Karakhanian et al, 2004; Ritz et al., 2016) ցույց տվեցին, որ ՓՍՄԽ բոլոր սեզմենտների (բացառությամբ Մոավ սեզմենտի, որի համար հնաերկրաշարժերի տվյալներ չեն ստացվել և որի համար հայտնի է 1139 թվականի $M_w 7.6$ պատմական ավերիչ երկրաշարժը) երկայնքով հոլոցենի ընթացքում տեղի են ունեցել ուժեղ մագնիտուդներով հնախախտումներ: Մինչդեռ, ՓՍՄԽ-ի հյուսիսային երեք սեզմենտների երկայնքով հայտնի չեն շատ ուժեղ պատմական երկրաշարժներ: Այդ հաշվարկներով ապացուցվեց, որ

Mw>7.0 երկրաշարժերի առկայությունը ոչ վաղ երկրաբանական անցյալում, ուստի և նրանց բարձր հավանականությունը ոչ շատ հեռու երկրաբանական ապագայում (նկար 3.21):



Նկար 3.21. Պատմական, գործիքային տվյալներով (ըստ Նոր-Ատոմ 2010 կատալոգի (Seismic Hazard Assessment, 2011)) և հնաերկրաշարժագիտական տեղաշարժերի տվյալներով ՓՍՄ-ի չորս սեզմենտների առավելագույն մագնիտուդները (Avagyan, 2001, 2009; Philip et al., 2001; Ritz et al., 2016):

Հնաերկրաշարժերի առավելագույն ուժգնությունները հաշվարկվում են նաև ըստ սեյսմիկ խախտման երկարության (SRL): Առաջարկվող էմպիրիկ հավասարումները բազմաթիվ են (Хромовских и др. 1979; Wells and Coppersmith, 1994; Bonilla et al., 1984; և ուր.): Առաջարկված է նաև կապ մագնիտուդի և տեկտոնամագնիսական դաշտի միջև (Оганесян, 2009): Սակայն այս դեպքում, քանի որ հայտնի չեն հնաերկրաշարժի հնա-խախտման երկարությունը, պետք է ընդունել կանխավարկած (assumption), որ դրանք համապատասխանում են առանձնացված սեզմենտների երկարություններին: Սլեմմոնսը (Slemmons, 1982) առաջարկեց էմպիրիկ հավասարում, որը թույլ է տալիս հաշվարկել խզվածքի կամ նրա սեզմենտի (որի մի մասը կպատվի երկրաշարժի ժամանակ), ամբողջական երկարության հիման վրա առավելագույն մագնիտուդը:

Նման հաշվարկներ, այդ թվում սեյսմիկ մոմենտի հիման վրա, կիրառվել են նաև ՀՀ տարածքի խզվածքների վրա (e. g. Avagyan, 2001; Խաչիյան, 2001): Մոմենտ մագնիտուդի հաշվարկը ըստ սեյսմիկ մոմենտի բերված է ստորև (Hanks and Kanamori, 1979).

$$M_w = 2/3 \log M_o - 10.7, \text{ որտեղ } M_o = DA\mu,$$

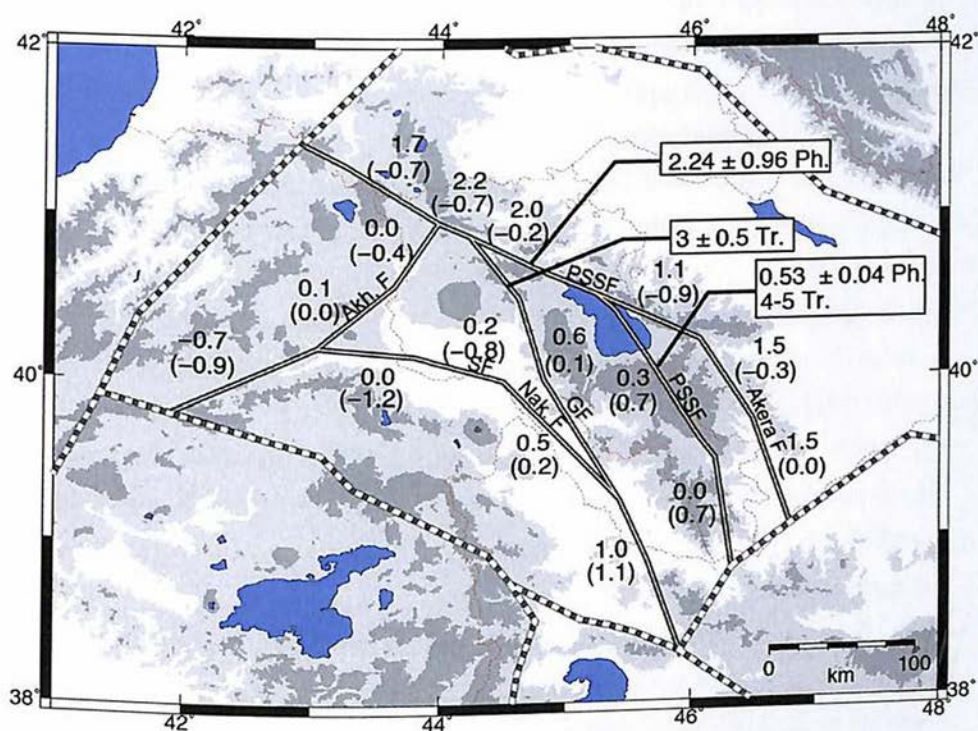
որտեղ, M_o – սեյսմիկ մոմենտն է, D -տեղաշարժը, A - խախտման մակերեսը, μ -գրունտի սահքի մոդուլը: Ընդունելով գրունտի սահքի մոդուլը $3 \cdot 10^{11}$, Խաչիյանը հաշվարկեց Սպիտակի 1988թ., երկրաշարժի մոմենտ մագնիտուդը $M_w=6.75$ (Խաչիյան, 2001):

Այն դեպքում, երբ խզվածքը (rupture) կձգվի երկու հարևան սեզմենտների ամբողջ երկայնքով, երկրաշարժի ուժգնությունը ընդհանուր առմամբ կտատանվի 7.6 –ի և 7.8 –ի միջև: Երկրաշարժերի առավելագույն ուժգնությունների հաշվարկը ըստ խզվածքի (rupture) երկարության, որը կձգվի երկուսից ավելի առաջին կարգի սեզմենտների ամբողջ երկայնքով, ամենայն հավանականությամբ կլինեն գերազնահատված (Avagyan, 2001):

Այստեղ տեղին է նշել, որ վերը նշված հավասարումները վիճակագրությամբ դուրս բերված էմպիրիկ օրենքներ են, որոնք չեն աշխատում մաթեմատիկական ճշգրտությամբ բնական բազմաբաղադրիչ միջավայրում: Օրինակ Նեֆտեգորսկի 1995 թվականի $M_s=7.6$ մագնիտուդով երկրաշարժի ժամանակ առավելագույն տեղաշարժը գնահատվել է 8.1մ, իսկ միջինը՝ 3.8մ, մինչդեռ մակերևութային խախտման երկարությունը հավասար էր 35կմ (համարյա Սպիտակի 1988թ. երկրաշարժի մակերևութային խախտման հավասար) (e.g. Булгаков и др., 2002; Shimomoto, et al., 1995): Մինչդեռ ըստ Վելսի և Կոպերսմիտի (Wells and Coppersmith, 1994) 35կմ մակերևութային խախտմանը պետք է համապատասխաներ 0.8-1.2մ հորիզոնական տեղաշարժ: Եթե վերցնենք Մ.Բոնիլայի հավասարումը ապա 35կմ կհամապատասխաներ $M_s \sim 7.2$ մագնիտուդին (Bonilla et al., 1984):

Կարևոր ցուցանիշ է խզվածքների տեղաշարժի արագությունների գնահատականները: ՀՀ-ում տարբեր մեթոդներով երկրաբանական ֆորմացիաների հասակագրումները և տեղաշարժերի որոշումը հնարավոր դարձրին շարժման արագությունների գնահատելը ՓՄՄԽ –ի սեզմենտների և Գառնիի խզվածքի Ալավարի սեզմենտի համար: Դրանց

համեմատությունները GPS տվյալների հետ ներկայացված են նկար 3.22-ում (Karakhanyan et al., 2013): Ինչպես երևում է նկարից խզվածքների արագությունները չեն անցնում տարեկան 5մմ սահմանագիծը, ինչը բնորոշ է ներսալային ակտիվ խզվածքներին: Սակայն այդ արագություններն էլ բավարար են առաջացնելու ավերիչ երկրաշարժներ, համեմատաբար մեծ կրկնելիության ինտերվալներով:



Նկար 3.22. Հորիզոնական տեղաշարժի արագությունները ըստ GPS (Karakhanyan et al., 2013) և հնաերկրաշարժագիտական տվյալների (սև ուղղանկյուններով, ուր Ph. - Philip et al., 2001 ; Avagyan, 2001 ; և Tr. - Trifonov et al., 1994) : GPS տվյալները բերված են մմ/տ -ով, վերևում՝ կողաշարժային արագություններն են (դրականի դեպքում աջ կողաշարժ), ներքևում՝ փակագծերում տրված են ուղղաձիգ բաղադրիչները (դրականի դեպքում համապատասխանում է վարնետքները): Գծերով ցույց են տրված Բլոկների սահմանները: PSSF-ՓՍՄԲ, SF-Սարդարապատի խզվածքը:

3.1.3. Երկրաշարժերի կրկնելիության պարբերությունը

Երկրաշարժերի կրկնելիության պարբերության որոշումը անցյալում սեյսմիկ ակտիվության պատմության վերլուծության, վերականգնման, և ապագայում նրա մակարդակի գնահատման հիմնական ցուցանիշներից է: Այն երկրաբանական որոշումներով իրականացնելը պահանջում է առավել մեծ նյութական և ժամանակային ներդրումներ, ուստի այստեղ կներկայացվեն Հայաստանի Հանրապետության ակտիվ խզվածքների օրինակներով:

Հնաերկրաշարժագիտական հետազոտությունները ցույց են տվել, որ ներմայրցամաքային ակտիվ խզվածքների համար, որոնց շարքին են պատկանում Հայաստանի Հանրապետության ակտիվ խզվածքները, բնորոշ են կրկնելիության երկար ժամանակահատվածներ, տեղաշարժերի ցածր արագության և սեղմման դեֆորմացիաների գերակայության պայմաններում (Crone et al., 1997):

Կ.Ն.Կարապետյանը (Карпетян, 1985) և Տ.Պ.Պոլյակովան (Полякова, 1985) գտնում են, որ Փոքր Կովկասի սեյսմածին գոտիները առաջացնում են երկար կրկնելիության ժամանակահատվածներ ունեցող երկրաշարժներ: $M \sim 6.5$ մագնիտուդով երկրաշարժերի կրկնելիության պարբերությունը Փոքր և Մեծ Կովկասի տարածաշրջանի համար կազմում է 400 տարի (Reilinger, 1997):

Հիմնվելով երկրաշարժերի մաքրված կատալոգի վրա, Գուրենբերգ-Ռիխտերի հավասարման միջոցով կարելի է որոշել երկրաշարժերի կրկնելիության մագնիտուդա-հաճախականային կորը (Gutenberg, Richter, 1944): Սակայն Գուրենբերգ-Ռիխտերի բանաձևը լավ է գնահատում թույլ երկրաշարժերի (հիմնականում գործիքային ժամանակաշրջանի իրադարձությունների) կրկնելիությունը, իսկ ուժեղ երկրաշարժերի դեպքում բազմաթիվ

խնդիրներ են առաջանում կապված կատալոգի վիճակագրական տվյալների անբավարարության հետ:

Ուժեղ երկրաշարժերի կրկնելիության պարբերությունը կարելի է հաշվարկել ուղիղ եղանակով, տեղաշարժի արագության և տեղաշարժի ամպլիտուդի հիման վրա, (Wallace, 1970):

Ուժեղ երկրաշարժերի կրկնելիության պարբերության հաշվարկի մեկ այլ կարևոր մեթոդ է երկրաբանականը, որը հիմնված է հնաերկրաշարժերի ժամանակների որոշումների վրա (Working Group, 1988): Վերջինս բավական դժվար խնդիր է, քանի որ անհրաժեշտություն կա երկրաբանորեն ֆիքսել առնվազն երկու ուժեղ երկրաշարժներ մեկ կոնկրետ սեզմենտի հետ կապված:

Ընդունված է համարել, որ խզվածքի ընդհանուր երկարության և ուժեղ երկրաշարժերի կրկնելիության պարբերության միջև կապ գոյություն չունի (Main et al., 1990; Walsh և Watterson, 1992; Hatton et al., 1993): Մարրետը (Marrett, 1994), հակառակը, գտնում է, որ այդ երկու պարամետրերի միջև կապ գոյություն ունի:

Ուժեղ երկրաշարժերի կրկնելիության պարբերության գնահատման ևս մեկ եղանակ հիմնված է բնութագրիչ մոդելի վրա, որը ընդունում է, որ առանձին սեյսմածին գոտու սահմաններում (սովորաբար կապված ակտիվ խզվածքի հետ) որոշակի մագնիտուդի ուժեղ երկաշարժերը տեղի են ունենում հաստատուն պարբերությամբ (Schwartz and Coppersmith, 1984): Սակայն, շատ դեպքերում այդ ժամանակահատվածը կայուն չէ (Hill et al., 1993):

Եթե որպես բնութագրական ուժեղ երկրաշարժ ընդունենք $M_w=7.0 - 7.3$ մագնիտուդը, ապա կողաշարժային միջին տեղաշարժը կհամապատասխանի 1-2մ (Wells and Coppersmith, 1994): Ընդունելով շարժման հորիզոնական արագությունը ասենք Վանաձոր-Արտանիշ սեզմենտի համար մոտ 2մ/տ (Philip et al., 2001 ; Karakhanyan et al., 2013), կարող ենք ուղիղ մեթոդով հաշվարկել ուժեղ երկրաշարժերի կրկնելիության պարբերականությունը, որը կտատանվի 500-1000 տարվա սահմաններում: Նույն սեզմենտի համար հաշվի առնելով հնաերկրաշարժագիտական տվյալների տեղաշարժերը

կրկնելիության պարբերությունը Վանաձոր-Արտանիշ սեզմենտի, մի փոքր ավելի ուժեղ ($M_w 7.4$) երկրաշարժի համար գնահատվել է մոտ 3500-4000 տարի (Avagyan, 2001, Philip et al., 2001): Խոնաքհասարի սեզմենտի համար գնահատվել է մոտ 1600 տարի (Davtyan, 2007): Հաշվի առնելով, որ նշված սեզմենտների երկայնքով ելափսեղ (վերջին երկրաշարժից անցած ժամանակահատվածը) ժամանակը գնահատվում է 3-4 հազար տարի (Avagyan, 2001; Davtyan, 2007; Philip et al., 2001), ապա հասկանալի է դառնում, թե որքան վտանգավոր փուլում են գտնվում այս սեզմենտները սպասվելիք երկրաշարժերի հավանականության առումով:

3.1.4. Ակտիվ խզվածքների սեզմենտացումը

Ակտիվ խզվածքները մեխանիկորեն մեկուսացված կառույցներ չեն, նրանք կարող են փոխազդել իրար վրա լարվածային դաշտերի միջոցով: Ուստի այն նաև հնաերկրաշարժագիտական խնդիր է: Առաջին անգամ սեզմենտ հասկացությունը կիրառվել է 1857 և 1906 թվականների Սան-Անդրեաս խզվածքի երկայնքով երկրաշարժերից առաջացած մակերևութային խախտումների համար: Այնուհետև սեզմենտները սկսեցին առանձնացնել ըստ երկրաչափական, կառուցվածքային, երկրաֆիզիկական, երկրաբանական, կլիմատիկ և այլ ցուցանիշներով: Երբ հայտնի է որևէ սեզմենտ, որը պատռվել է 2 և ավելի անգամ կարելի համարել երկրաշարժային սեզմենտ (earthquake segment, որի հոմանիշներ են earthquake rupture segment կամ rupture segment) (DePolo et al., 1989, 1991): Սակայն ՀՀ տարածքի համար մենք չունենք նման անվանման հստակ հավակնորդ: Դա իհարկե հնարավոր է պարզել, ինչը սակայն պահանջում է մեծ ֆինանսական ներդրումներ, մեծածավալ հնաերկրաշարժագիտական ուսումնասիրություններ՝ խրամոտիլների կիրառմամբ:

Ակտիվ խզվածքների սեզմենտների փոխազդեցության բնույթը էական նշանակություն ունի սեյսմիկ վտանգի գնահատման ժամանակ: Տեղաշարժը մի սեզմենտով կարող է կրճատել կամ երկարաձգել ապագա խախտման ժամանակը, հարևան սեզմենտի վրա, կամ էլ կարող է առաջացնել երկրաշարժներ երկու սեզմենտների վրա միաժամանակ (Cornell et al., 1993): Չսեզմենտացած ակտիվ խզվածքի համար սեյսմիկ վտանգի գնահատումը համեմատաբար ավելի հեշտ խնդիր է: Եթե խզվածքը սեզմենտացած է, ապա սեյսմիկ վտանգի գնահատումը ավելի բարդ է, քանի որ անհրաժեշտ է որոշել հետևյալ կարևոր պարամետրերը՝

- այն բանի հավանականությունը, թե արդյոք ապագա երկրաշարժը տեղի կունենա մեկ սեզմենտի սահմաններում, թե կտարածվի հարևան սեզմենտների վրա և կունենա շատ ավելի մեծ մագնիտուդ (ուժեղ երկրաշարժներով հարուցված սեզմենտների խախտման տրիգերային մեխանիզմի հավանականություն, երբ երկու և ավելի սեզմենտներ հաջորդաբար պատռվում են իրար հետևից կարճ ժամանակահատվածում),
- երկրաշարժով հարուցված երկու հարևան սեզմենտների (տրիգերային խախտման) միջև ընկած ժամանակը,
- արդյոք տրիգերային երևույթները կառաջանան միայն մեկ ակտիվ խզվածքի սեզմենտների սահմաններում, թե կարող են ընդգրկել մի քանի մոտ տեղադրված խզվածքների սեզմենտներ:

Սպիտակի երկրաշարժի օրինակը ցույց տվեց բավական բարդ սեզմենտների փոխազդեցություն, նույնիսկ երկրաչափորեն իրար հետ չկապակցված տարբեր խզվածքային գոտիներին (Գառնիի և ՓՄՄԽ) պատկանողների համար (Карачанян, 1992; Philip et al., 1989): Լանդերի (Lander) 1992թ. $M=7.3$ երկրաշարժի ժամանակ խախտվեցին երեք հարևան խոշոր սեզմենտներ և զուգահեռ ձգվող երկրորդային նշանակության խզվածքը (Sieh et al., 1992): Նույն

երկրաշարժի ժամանակ գրանցվեց հրահրված սեյսմիկ ակտիվացում էպիկենտրոնից 1250կմ հեռու վայրում (Hill et al., 1993):

Այս օրինակները ցույց են տալիս սեզմենտացման ուսումնասիրման կարևորությունը հասկանալու համար խզվածքների և նրանց սեզմենտների սեյսմիկ վարքը և փոխազդեցությունը: Դ.Հիլը (Hill et al., 1993) ձևակերպեց փոխազդեցության մեխանիզմը՝ այն բացատրելով երկու ձևով.

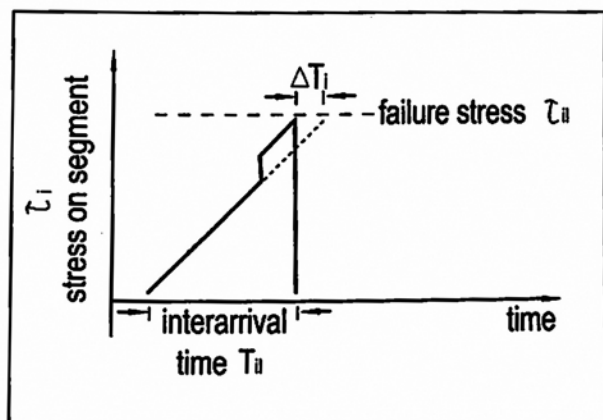
- կեղևում խզվածքով տեղաշարժամբ ստատիկ լարվածության փոփոխմամբ,
- դինամիկ լարվածության ազդեցությամբ, երբ տարածվում են սեյսմիկ ալիքները:

Ընդ որում ստատիկ լարվածությունն ավելի արագ է փոքրանում տարածության մեջ քան դինամիկը (Hill et al., 1993): 7 մագնիտուդով երկրաշարժի պարագայում ստատիկ լարվածությունը օջախից 15կմ հեռավորության վրա փոփոխվում է 1bar (0.1Mpa), իսկ դինամիկ լարվածությունը միևնույն չափով փոխվում է 100կմ հեռավորության վրա (Cotton, 2000):

Նման հեռահար ազդեցությամբ հրահրված երկրաշարժը կարող է լինել ավելի ավերիչ: Ստատիկ լարվածության փոփոխմամբ այլ երկրաշարժի հրահրումը առաջին անգամ ցույց է տրվել Ս.Դասի և Ս.Շոլզի կողմից (Das and Scholz, 1982):

Հասկանալի է, որ սեզմենտների փոխազդեցությունը և խախտման տարածումը մեկից մյուս սեզմենտները կախված է բազմաթիվ գործոններից.

- սեզմենտների կինեմատիկայից և տարածման ուղղությունից,
- խախտման տարածման ուղղությունից,
- վերադրման բնույթից,
- հարևան սեզմենտների երկայնքով լարվածային իրավիճակից:



Նկար 3.23. Ուժեղ երկրաշարժերի տեսքով լարվածությունների կուտակման և լիցքաթափման սխեման մեկ խզվածքի հարևան սեգմենտների կամ մի քանի իրար մոտ գտնվող խզվածքների փոխազդեցության դեպքում լարվածա-ժամանակային դիագրամը: Լարվածությունը տվյալ սեգմենտի վրա աճում է կապված հարևան սեգմենտի վրա կատարված տեղաշարժի հետ, ընդ որում T_i (միջ-երկրաշարժային ինտերվալը) ժամանակահատվածը կրճատվում է ΔT չափով (Cornell et al. 1993):

Ամենապարզ ձևով երկու սեգմենտների փոխազդեցությունը կարելի է գնահատել նրանց վերադրման հատվածի մեծությունից և սեգմենտների հեռավորությունից:

Սեյսմիկ ակտիվացումը մի սեգմենտի սահմաններում կարող է կրճատել կամ երկարաձգել երկրաշարժերի կրկնելիության ժամանակը հարևան սեգմենտների վրա (Cornell et al., 1993) (նկար 3.23):

Սեգմենտների հաջորդական դեպի հյուսիս ակտիվացման միգրացիա ՀՀ տարածքում հայտնի է Գառնիի խզվածքի երկայնքով (906, 1679, 1827 և 1988թթ. երկրաշարժերի ժամանակ): Սա սեգմենտների միմյանց վրա փոխազդեցության լավ օրինակ կարող է հանդիսանալ:

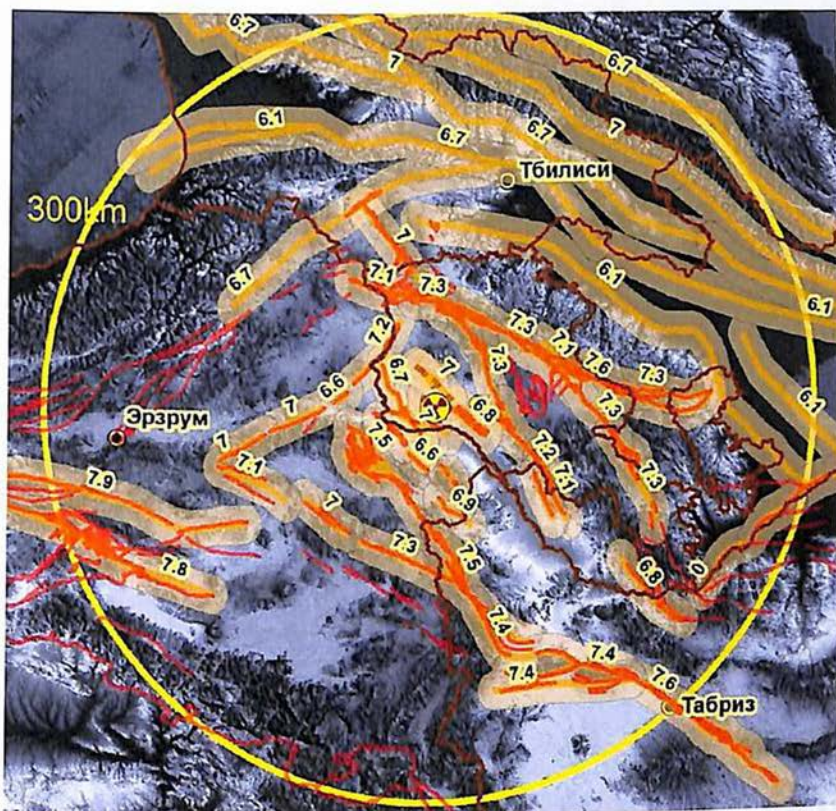
Խզվածքների սեգմենտացումը իհարկե կախված է նաև ուսումնասիրվածության մակարդակից: 2001թ. օրինակ ՓՄՄԽ-ը,

ելնելով կառուցվածքային և երկրաչափական չափանիշներից խզվածքը բաժանվել է հինգ սեզմենտների (Avagyan, 2001). Արփի – Վանաձոր, Վանաձոր – Արտանիշ, Արտանիշ – Ծղուկ, Ծղուկ – Զանգեզուր և Մոավ: Այս սեզմենտները տարբերվում են միմյանցից իրենց չափերով, կողմնորոշմամբ և շարժման կինեմատիկայով: Հաշվի էր առնված սեզմենտների ընդհատումների տիպերի՝ թեքման, վերադրման և բացակի // (bends, stepovers, and gaps) առկայությունները:

Բավական հարցադրումներ կան Սևանա լճի հատակի կառուցվածքային պատկերի վերաբերյալ: Այս խնդրին կանդրադառնանք առանձին բաժնով ստորև:

Հայկական Նոր-Ատոմակայանի համար իրականացված սեյսմիկ գոտիների մոդելավորման ժամանակ սեզմենտավորվեցին ՀՀ և հարակից տարածքի ակտիվ խզվածքները (նախատեսվող Նոր-Ատոմակայանից 300կմ շառավղով) և որոշվեցին առավելագույն մագնիտուդները (նկար 3.24) (Seismic Hazard Assessment, 2011):

Առավելագույն մագնիտուդային հաշվարկները իրականացվում էին տարբեր մոտեցումներով՝ հաշվի առնելով միջազգային փորձագետների պահանջները: Սեզմենտացիայի վրա հիմնված հաշվարկները կատարվեցին էմպիրիկ հավասարումներով (Coppersmith 1991; Wells, Coppersmith, 1994) և կոնսերվատիվ մոտեցմամբ ընդունվեց կանխավարկած, որ առանձնացված սեզմենտները համագոր են մակերևութային խախտումներին: Համեմատաբար կարճ, առանց խոշոր սեզմենտավորված խզվածքների համար կիրառվել է Դ.Բ.Սլեմոնսի հավասարումը (Slemmons, 1982): Նույն մոտեցմամբ սիզմա արժեքային տատանումները ընդունվեցին հավասար 0.2, եթե հաշվարկային արժեքները դրանից փոքր էին: Արխետերկրաշարժագիտական, պատմական և գործիքային տվյալների հետ միասին հաշվի առնվեցին հնաերկրաշարժագիտական աշխատանքների արդյունքները:

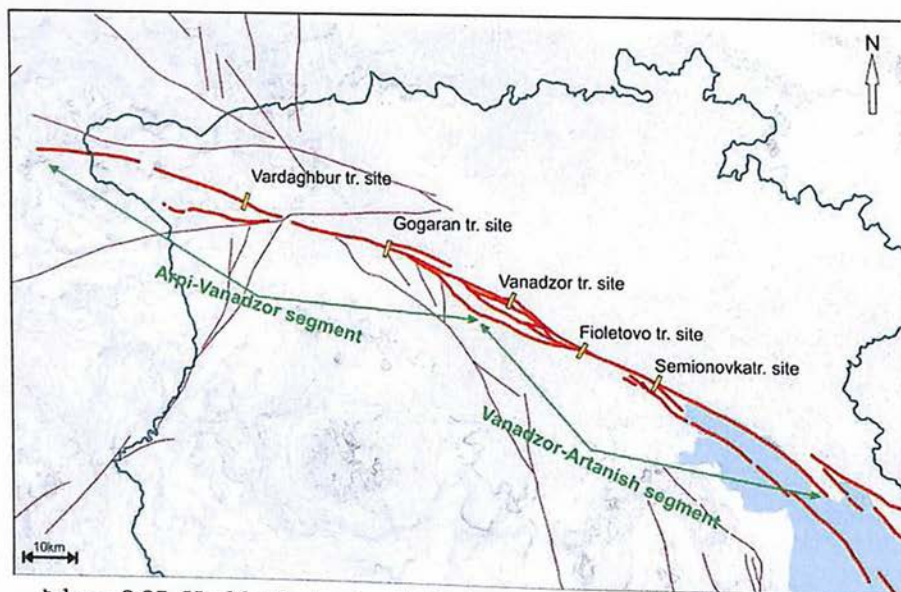


Նկար 3.24. Հայկական ատոմակայանից 300կմ շառավղով ակտիվ խզվածքների սեյսմատեկտոնական մոդելը (Noratom 2011-1) մագնիտուդային արժեքներով, ստացված պատմական և հաշվարկային մագնիտուդաների հանրագումարից, ըստ Ատոմային էներգետիկայի միջազգային կազմակերպության պահանջների (Seismic Hazard Assessment, 2011): 1- գծային սեյսմածին գոտիներ, 2- բուֆերային գոտի:

3.1.5. Ակտիվ խզվածքների վարքը Փամբակ-Սևան-Սյունիք խզվածքի օրինակով

Մեր հետազոտությունները ցույց են տվել, որ Փամբակ-Սևան-Սյունիքի և Գառնիի խզվածքների գլխավոր սեզմենտները մեկից մյուսին անցնելիս հիմնականում ձևավորում են վերադրման (stepover) տիպի կառուցվածքներ: Ուսումնասիրման արդյունքները ցույց են տալիս, որ երկրաշարժածին խզվածքի տարածման առումով, ՀՀ տարածքի ակտիվ խզվածքները իրենց չեն դրսևորում որպես երկրաշարժային սեզմենտներ (earthquake segments):

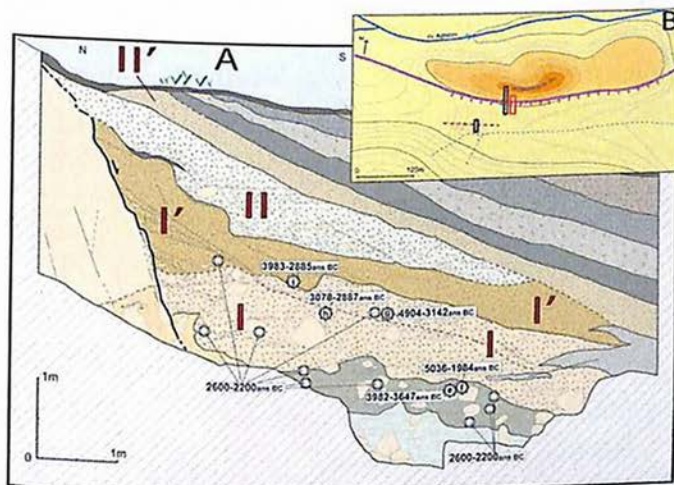
Փամբակ-Սևան-Սյունիքի խզվածքի վրա կատարված հնաերկրաշարժագիտական հետազոտությունները թույլ տվեցին հայտնաբերել երկու ուժեղ երկրաշարժեր $M_w > 7.2$ մագնիտուդով, որոնք տեղի են ունեցել ոչ երկար ժամանակային ընդմիջումով մոտ ՄԹԱ 2000թ. մոտակայքում (նկարներ 3.25; 3.26; 3.28) (Avagyan, 2001, 2009; Philip et al., 2001; Karakhanian et al., 2004):



Նկար 3.25. Արփի-Վանաձոր և Վանաձոր-Արտանիշ սեզմենտները:

Ֆիոլետովոյի տեղամասի ամենախորը խրամուղու արևելյան պատի քարտեզից երևում է (նկար 3.26), որ ստորին (I, I') և վերին (II, II') կոյուվյալ սեպերի (բեկորային (debris) և լվացումային (wash) ավելի մանրահատիկ ֆացիաներով) միջև բացակայում է ընդմիջում, իսկ դրանցից յուրաքանչյուրը համապատասխանում է առանձին հնաերկրաշարժի ($M_w > 7.3$) (Avagyan, 2001; Philip et al., 2001): Քանի որ երկու ուժեղ երկրաշարժերի առաջանալը կարճ ժամանակում մեկ սեզմենտի սահմաններում շատ անհավանական է, ապա եզրակացվել է, որ տեղի է ունեցել Արփի-Վանաձոր և Վանաձոր-Արտանիշ սեզմենտների վերադրման (overlap) երևույթը (Avagyan, 2001; Philip et al 2001):

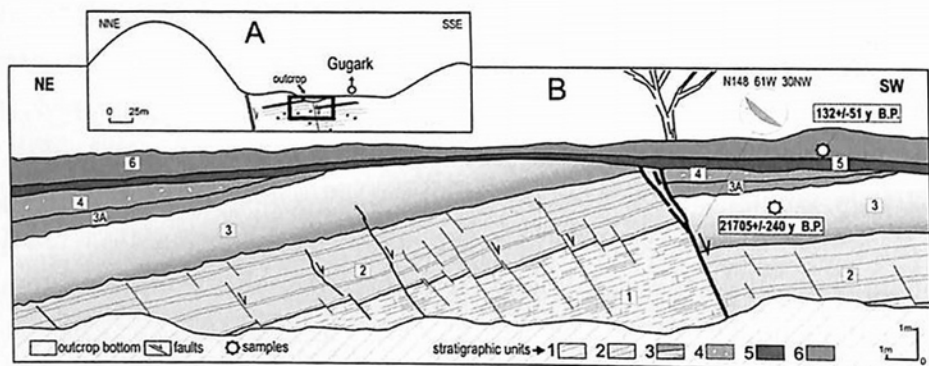
Վանաձոր քաղաքից արևելք, Գուգարքի տեղամասի (Վանաձորի խրամուղու դիրքը տես նկար 3.25-ում) մերկացումը բացահայտեց մեկ ուժեղ հնաերկրաշարժ 2.40 ± 0.2 մ ուղղաձիգ և 6 ± 0.2 մ թեք (obblie) տեղաշարժով, որը համապատասխանում է մոտ $M_w = 7.2-7.5$ մագնիտուդով երկրաշարժի (տեղաշարժը ընդունելով որպես միջին և առավելագույն) (նկար 3.27) (Avagyan, 2001, 2009): Հաշվի առնելով, որ տեղանքը գտնվում է Վանաձորի սեզմենտների վերադրման տիրույթում՝ հասկանալի է, որ նման ուժեղ երկրաշարժը կտարածվեր երկու հարևան սեզմենտների երկայնքով միաժամանակ:



Նկար 3.26. A- Ֆիոլետովոյի տեղամասի ամենախորը խրամուղու արևելյան պատի քարտեզը, ուր ստորին (I, I') և վերին (II, II') կոյուվյալ սեպի բեկորային (debris) և լվացումային (wash) ավելի մանրահատիկ ֆացիաները

համա-պատասխանում են երկու առանձին հնաերկրաշարժի (Avagyan, 2001; Philip et al., 2001): Ութանկյուններով և քառակուսիները ներառած շրջաններով բերված են համապատասխանաբար ռադիոածխածնային կալիբրացված և հնագիտական հասակագրման արդյունքները: Բ-խրամուղիների դիրքերը, A-ում բերվածը նշված է կարմիրով:

Սեզմենտների վերադրման երևույթը նույնպես դիտվել է Հյուսիս-Անատոլյան խզվածքի ուղղությամբ կարճ ընդմիջումներով հաջորդական ակտիվացման ժամանակ (1666, 1668, 13.08.1951, և 01.02.1994 թթ., (Barka, 1996)): Նման երևույթ հայտնաբերվել է նաև ԱՄՆ-ի Վասաչ (Wasatch) խզվածքի գոտու հնաերկրաշարժագիտական ուսումնասիրությունների ժամանակ (Ostenaar, 1990):

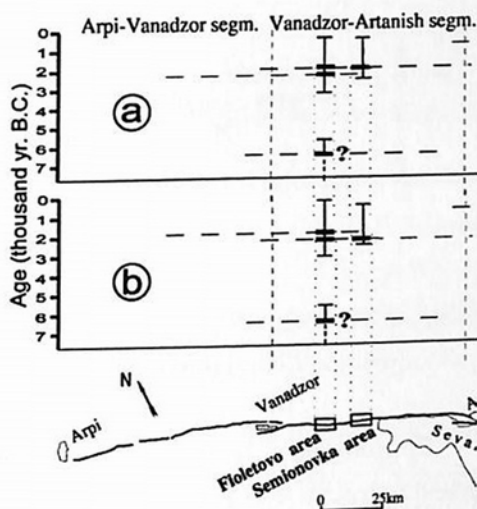


Նկար 3.27. Գուգարքի տեղամասի (Վանաձորի խրամուղին տես նկար 3.25-ում) մերկացումը խզվածքներով: A- սխեմատիկ կտրվածք, ուր ցույց է տրված B-ում ներկայացված մերկացումը հիմնական խզվածքի համեմատ: B- մերկացման քարտեզը (Avagyan, 2001, 2009): 1 և 2 – կավային, ավազային և կավավազային միավորներ, հավանաբար պլիոցեն-չորրորդական հասակի, 3 և 3A- հզոր հնահող, 4- կոյուվիում, միջինը սանտիմետրային տրամագծով բեկորներով, 5-վերին հնահող, 6- ժամանակակից հող:

Խզվածքի վարքի և ուժեղ երկրաշարժերի կրկնելիության չորս հիմնական մոդելները ըստ Փիրսի ներկայացված են նկար 3.29-ում (Pierce 1986): Մեր ուսումնասիրությունները ցույց են տվել, որ

տեղաշարժերը Փամբակ-Սևան-Սյունիքի և Գառնիի խզվածքներով կատարվում են առավելապես կոսեյսմիկ տեղաշարժերի միջոցով (Philip et al., 2001; Avagian, 2001; Karakhanian et al., 2004; Davtyan, 2007): Կրիպը կամ չի հայտնաբերվել, կամ էլ էական չէ: Այսպիսով, կրիպի արագացման և դանդաղեցման մոդելները բացառելով, մնում է երկու մոդել. հաստատունը կամ էպիգոդիկը (նշված համապատասխանաբար կարմիրով և կանաչով, նկար 3.29):

Նկար 3.28. Արփի-Վանաձոր և Վանաձոր-Արտանիշ սեզմենտների խախտումների վերադրումը (Philip et al., 2001).

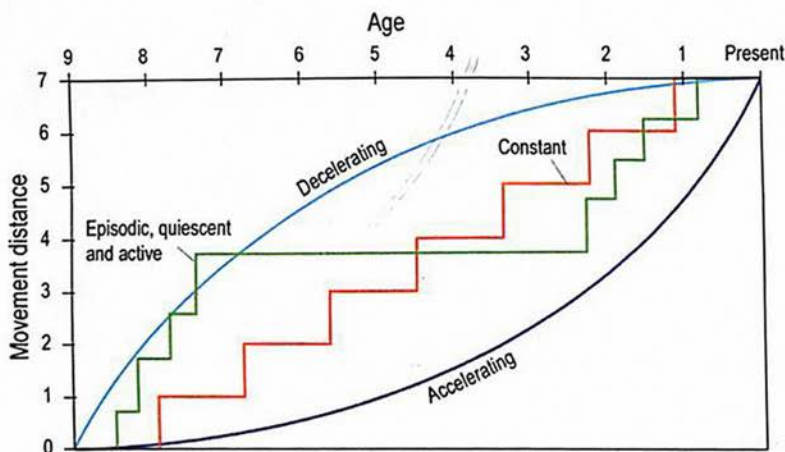


Խզվածքների ակտիվության ուսումնասիրությունները ցույց են տալիս, որ և Փամբակ-Սևան-Սյունիքի, և Գառնիի խզվածքները չեն դրսևորում հաստատուն վարք և ավելի համապատասխանում են էպիգոդիկ մոդելին (Avagian, 2001), այսինքն, անդորրի ժամանակաշրջանները փոխվում են ակտիվացման ժամանակաշրջաններով (կանաչ գույնով, նկար 3.29):

Ակտիվ խզվածքների գոտիներում ուժեղ երկրաշարժերի կրկնելիության մյուս կարևոր հարցը խզվածքների բնութագրերն է սեյսմիկ ակտիվացման փուլում:

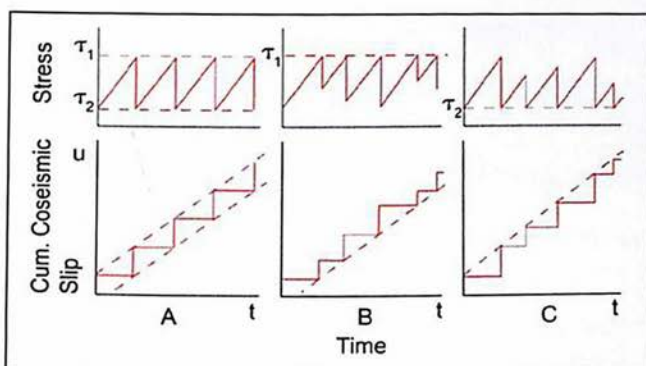
Եթե ընդունենք, որ տեկտոնական լարվածությունների կուտակման արագությունը հաստատուն է, ապա սկզբնական և վերջնական ուղղաձիգ լարումներն են կառավարում ուժեղ

երկրաշարժերի սեյսմիկ ակտիվության ցիկլը: Եթե սկզբնական և վերջնական լարումները փոփոխվում են ժամանակի ընթացքում, ապա երկրաշարժերի բաշխման պարբերականությունը ըստ ժամանակի բացակայում է (Shimazaki, Nakata, 1980):



Նկար 3.29. Խզվածքի վարքի, երկրաշարժերի կրկնելիության չորս հիմնական մոդելները (Pierce 1986):

Շիմազակիի և Նակատայի (Shimazaki, Nakata, 1980) կողմից առաջարկվել է վարքի կանխագուշակելիության երեք մոդել երկրաշարժերի ակտիվության փուլում (նկար 3.30): Ինչպես վերևում նշվեց հաստատուն վարքը հավանական չէ: Համաձայն երկրորդ մոդելի (B), նախատեսվում է լարումների կուտակման վերին սահմանի գոյությունը, որից հետո տեղի է ունենում լիցքաթափում երկրաշարժի տեսքով: Երրորդ մոդելի համաձայն (C) լարումների կուտակման վերին սահմանը բացակայում է, սակայն ամեն երկրաշարժի դեպքում տեղի է ունենում լրիվ լիցքաթափում մինչև որոշակի մակարդակը: Առաջին մոդելի դեպքում (բնութագրիչ երկրաշարժի մոդել) կարելի է որոշել հնարավոր ապագա երկրաշարժի ժամանակը և մագնիսությունը: Երկրորդ մոդելով կարելի է որոշել միայն ժամանակը, իսկ երրորդով՝ միայն ապագա երկրաշարժի մագնիսությունը:

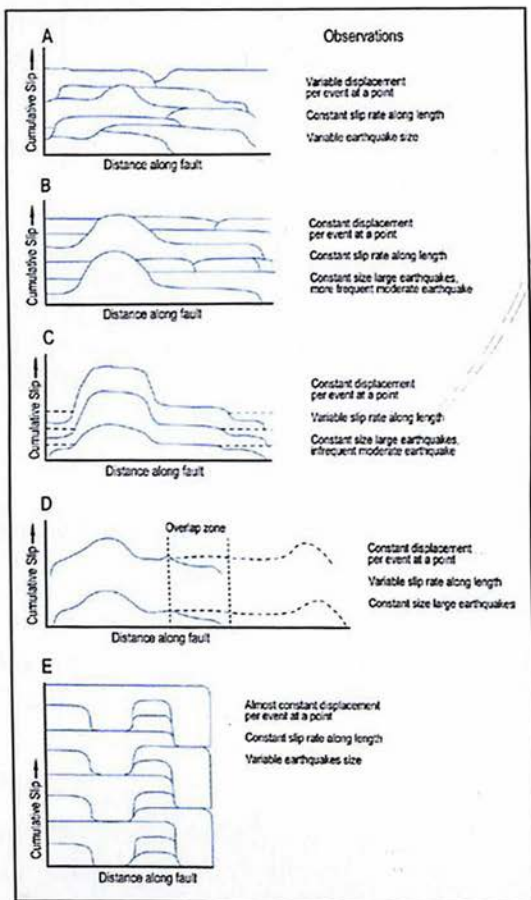


Նկար 3.30. Խզվածքի վարքի երեք մոդելները ըստ Շիմազակիի և Նակատայի (Shimazaki, Nakata, 1980): A- հաստատուն պերիոդիկ, B- ժամանակային կանխագուշակելի, C- տեղաշարժի կանխագուշակելի:

Ուժեղ երկրաշարժերի կրկնելիության պարբերությունները կարելի է որոշել խզվածքների տեղաշարժի արագությունների վերլուծության միջոցով: Նկար 3.31-ում ներկայացված են խզվածքի վարքի տարբեր արագությունների փոփոխական մոդելների դիագրամները (Berryman և Beanland, 1991):

Ինչպես պարզ դարձավ ուսումնասիրությունների արդյունքում Փամբակ-Սևան-Սյունիք խզվածքի տարբեր սեգմենտները դրսևորում են հորիզոնական շարժումների արագությունների տարբերություններ: Փաստված են համեմատաբար բարձր Վանաձոր-Արտանիշ և Խոնարհասարի համեմատաբար ցածր տեղաշարժերի արագությունները (նկարներ 3.22 ; 3.32), ինչից ելնելով խզվածքի վարքը կհամապատասխանի սեգմենտների վարքի Շիմազակիի և Նակատայի B և C մոդելներին (նկար 30):

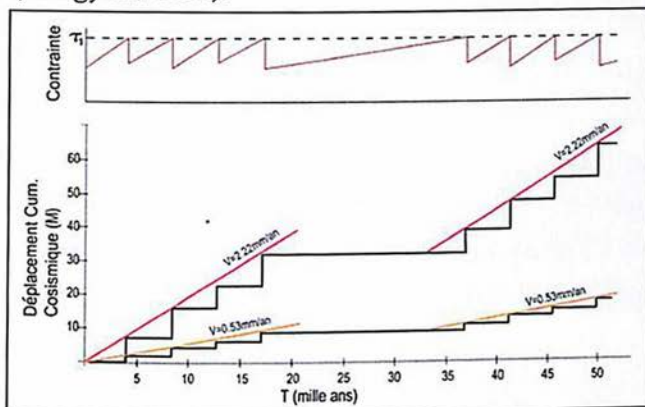
Հետազոտություններ ցույց են տվել, որ տեղաշարժի արագությունները փոխվում են նաև Հայաստանի ակտիվ խզվածքների տարբեր սեգմենտների սահմաններում (Philip et al., 2001; Avagyan, 2001):



Նկար 3.31. Ակտիվ խզվածքների վարքի տարբեր մոդելների դիագրամները ըստ Բերրիմանի և Բինլանդի (Berryman և Beanland, 1991): Ուղղաձիգ առանցքը համապատասխանում է կոտակոմային տեղաշարժին, իսկ հորիզոնականը՝ խզվածքի երկարությամբ տարածմանը: A- փոփոխական տեղաշարժի մոդել, B- հաստատուն տեղաշարժի մոդել, C- բնութագրիչ երկրաշարժի մոդել, D- վերադրման (overlap) մոդել, E- կապակցված (coupled) մոդել:

Բերրիմանի և Բինլանդի (Berryman և Beanland, 1991) կողմից առաջարկված մոդելներից միայն երկուսն են բավարարում այդ պայմաններին. բնութագրիչ երկրաշարժի մոդելը (C) և վերադրման (overlap) մոդելը (D) (նկար 31): Համաձայն բնութագրիչ մոդելի (Schwartz, Coppersmith, 1984), խզվածքները հիմնականում միտում ունեն առաջացնել մագնիտուդի թույլ փոփոխման (~ 0.5) սահմաններով երկրաշարժներ: Այնուամենայնիվ, բնութագրիչ երկրաշարժի մոդելը պահանջում է, որ երկրաշարժները կրկնվեն սեզմենտի սահմաններում (Schwartz, Coppersmith, 1984): Վերադրման (overlap) մոդելը ավելի լավ է համապատասխանում

Հայաստանի Հանրապետության ակտիվ խզվածքների վարքին: Համաձայն այդ մոդելի ուժեղ երկրաշարժները տեղի են ունենում բնութագրիչ մագնիտուդներով, սակայն տեղաշարժի արագությունները փոփոխվում են և գրանցվում է սեզմենտների վերադրում (Avagyan, 2001):



Նկար 3.32. Համեմատաբար բարձր Վանաձոր-Արտանիշ և Խոնարհասարի համեմատաբար ցածր տեղաշարժերի արագությամբ սեզմենտների վարքի առաջարկվող մոդելները:

3.1.6. Մակերևութային դրսևորման ունակ խզվածքներ

Ընդհանուր առմամբ խզվածքներն ըստ ակտիվության բաժանվում են հիմնականում երկու խմբի՝ ակտիվ և ոչ ակտիվ: Մակայն ակտիվության բացահայտումը հաճախ դառնում է բարդ խնդիր և նրա բացակայությունը պատմական փուլում դեռևս չի նշանակում նրա ռեակտիվացիայի բացառում: Ուստի ներմուծվում են տերմիններ, որոնք որոշակի հստակեցնում են ակտիվության մակարդակը: Ընդհանուր առմամբ ակտիվ են համարվում այն խզվածքները, որոնք ունեն բավարար երիտասարդ հասակի տեղաշարժ և որը կանխատեսելի ապագայում կարող է կրկնվել (Yeats et al., 1997; Earthquake Glossary. USGS Earthquake Hazards Program. November 3, 2009): Օգտագործվում են չորրորդական,

պլեյստոցեն, հոլոցեն հասակները ակտիվության ժամանակը բնորոշելու համար:

Կալիֆորնիայի նահանգում կառուցապատման սեյսմիկ անվտանգության համար ներմուծվեց *հոլոցեն խզվածք* տերմինը, որը ցույց է տալիս հոլոցենի ընթացքում խզվածքի ակտիվացում (Hart, 1980):

ԱՄՆ Ատոմային կառավարման կոմիտեն (US Nuclear Regulatory Commission) շրջանառության մեջ դրեց *քափաբլ (ունակ) խզվածք* (cappable fault) տերմինը, որը բնութագրում է խզվածքի մակերևութային խախտում առաջացնելու ներուժը: Խզվածքը համարվում է քափաբլ, եթե անցած 35000 տարվա ընթացքում 1 անգամ կամ 500 000 տարվա ընթացքում մի քանի անգամ առաջացրել է մակերևութային խախտումներ: Հետագայում քափաբլ տերմինը սկսեցին օգտագործել բնորոշելու համար խզվածքի երկայնքով հանկարծակի մեխանիկական տեղաշարժի, կամ մակերևութային խախտում առաջացնելու կարողությունը ժամանակակից փուլում (e.g. Yeats et al., 1997): Խզվածքի այս հատկությունն անչափ կարևոր է շրջակա միջավայրի վրա անմիջական ազդեցության տեսանկյունից, հատկապես շինարարական աշխատանքների համար, քանի որ, եթե երկրաշարժի ցնցումների նկատմամբ կարելի է կառուցել սեյսմակայուն շինություն, ապա մակերևութային խախտման դեպքում դժվար որևէ կառույց դիմակայի (նկարներ 3.33 և 3.34):

Մակերևութային խախտմամբ պայմանավորված ռիսկերի նվազեցումը կապված է ոչ միայն նրա հավանական տարածքային տեղադրվածության հետ այլ նաև երկրաչափության, կինեմատիկայի, տեղաշարժի մեծության, խախտվածության բարդությունների հետ: Վերջինս, ընդհանուր առմամբ, պայմանավորված է նաև ռելիեֆի և մակերևութային երկրաբանության օրինաչափություններով, ինչի մասին կքննարկվի հաջորդիվ:



Նկար 3.33. Իզմիտի (Թուրքիա) 1999թ. և Լանդերի (ԱՄՆ) 1992թ. երկրաշարժերի ժամանակ մակերևութային խախտմամբ ավերված և վնասված կառույցներ (USGS տվյալներ):

Նկար 3.34. Մակերեսային խախտմամբ տեղաշարժված կառույցներ (USGS տվյալներ) և ակոսներ (լուսանկարը Հ.Ֆիլիպի):



Խախտման տեղաշարժի մեծությունն էլ կախված կլինի կարճաժամկետ տեղաշարժի արագության փոփոխություններից, վերջին երկրաշարժից հետո կուտակումային դեֆորմացիաներից, դրանց ռելիեֆային, սեզմենտի մեծությունից և նրա վրա տեղադրվածությունից:

Մակերևութային խախտումների հետ կապված ռիսկերի նվազեցման մյուս միջոցը՝ հնարավորինս խուսափել նրա վրա կառուցապատումներից: Դրա համար առանձնացվում են բուֆերային գոտիներ անճշտությունների հաշվարկմամբ:

հնաերկրաշարժագիտական հետազոտություններն անչափ կարևոր նորամուծություն են խզվածքների ունակ լինելու հանգամանքը գնահատելու համար: Հայաստանի Հանրապետության տարածքում ունակ խզվածքի ապացույցներ շատ են բերվել, դրանք պատկերված են խրամուղիների լոգերով նկարներ 3.12 և 3.14 նկարներում: Փաստացի ապացուցված է, որ Փավթակ-Սևան-Սյունիք խզվածքի (բացառությամբ Մոավի սեզմենտի, որի երկայնքով հնաերկրաշարժագիտական հետազոտություններ չեն իրականացվել) սեզմենտները, Գառնիի խզվածքի հյուսիսային և հարավային սեզմենտները հանդիսանում են քափաբլ խզվածքներ:

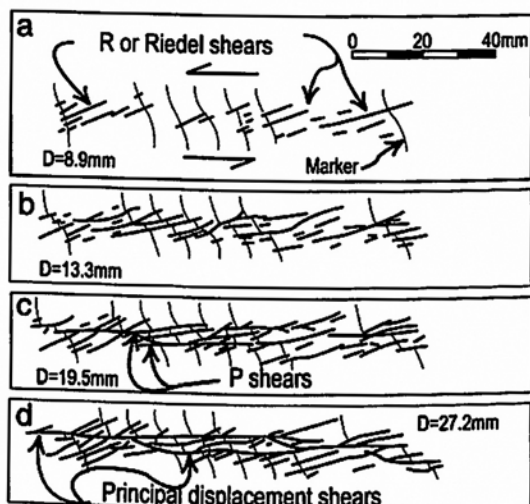
3.2. Տեկտոնական խախտումների մերձակերևութային երկրաչափական բարդացումները ուսումնասիրվող տարածքների օրինակներով

3.2.1. Տեսական հիմնավորում (պլանում և կտրվածքում խզվածքի տարածաժամանակային զարգացումը)

Երկրակեղևի փուխր դեֆորմացիաների (brittle stain) տիրույթում տեկտոնական խզվածքների հարթությունների ձևաբանությունը կախված է մի շարք գործոններից: Դրանց մեջ կարևորագույններն են՝ երկրաբանությունը, նրա կառուցվածքը, միջավայրի համասեռությունը, խզվածքի կինեմատիկան, նրա տարածումը և հարաբերությունը լարվածության դաշտի հետ, խզվածքի անկումը, տեղաշարժի մեծությունը և այլն: Խզվածքների հարթությունների ձևաբանությունը առավել բազմազան և բարդ է մերձակերևութային տիրույթում (մինչև մի քանի տասնյակ մետրեր), ուր լիթոստատիկ բեռնվածությունը (lithostatic load) ձգտում է նվազագույնի, ընդ որում խզվածքի ձևաբանությունը բարդանում է

ոչ միայն կտրվածքում այլև պլանում: Այս տիբույթում խզվածքի ձևաբանության վրա սկսում է ազդել նաև երկրի մակերևույթի ձևահորինվածքը (մորֆոլոգիան) հատկապես կողաշարժված ռելիեֆի դեպքում:

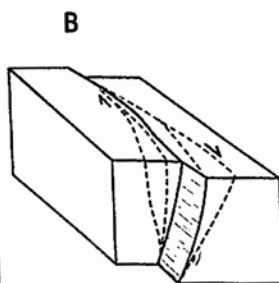
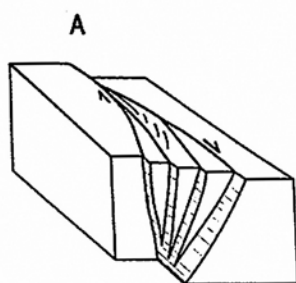
Խզվածքի երկրաչափությունը փոփոխվում է ոչ միայն տարածության այլև ժամանակի մեջ: Պլանում տարածա-ժամանակային կողաշարժային (strike-slip fault) խզվածքավորման զարգացումը փորձարարական ճանապարհով ստացել են



բազմաթիվ հեղինակներ (e.g. Riedel, 1929; Cloos, 1955; Tchalenko, 1970; Naylor et al., 1994) (նկար 3.35):

Նկար 3.35. Կողաշարժային խզվածքավորման տարածա-ժամանակային զարգացումը պլանում՝ ստացված փորձարարական ճանապարհով (Tchalenko, 1970):

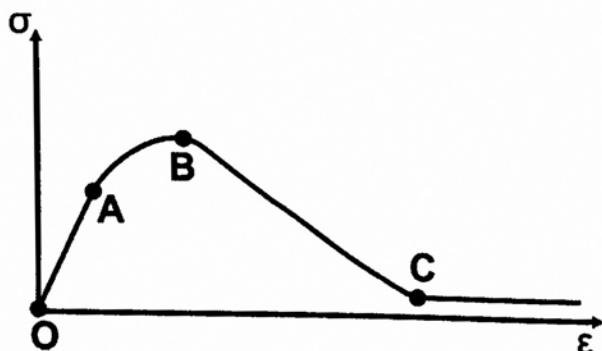
Արդյունքները ցույց են տալիս, որ սկզբնական փուլում երկրի մակերևույթի խախտումներն արտահայտվում են բազմաթիվ չկապակցված սեզմենտներով, սակայն նրանցից խոշորները միանում են խորքում հիմնական խզվածքին: Կտրվածքում խզվածքի մակերեսի մոտ ճյուղավորման՝ ծաղկային կառուցվածքի (flower structure) բազմաթիվ օրինակներ նկարագրված են նաև Հայաստանի Հանրապետության տարածքում (e.g. Karakhanyan et al. 2004; Avagyan 2009, 2010): Այս սկզբունքով Վանաձորի և Ֆիոլենտովոյի իջույթների կառուցվածքային ուսումնասիրությունների հիման վրա առաջարկվել էր կողաշարժային խզվածքների առավել ձևավորված փուլերի պարզեցված մոդելը (նկար 3.36) (Avagyan, 2001):



Նկար 3.36.
Վանաձորի և Ֆիոլետովոյի իջույթների կառուցվածքային ուսումնասիրությունների հիման վրա խզվածքների զարգացման երկու առավել ձևավորված

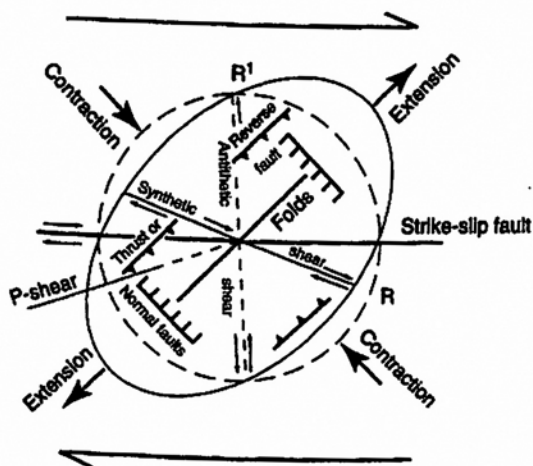
փուլերի պարզեցված բլոկ դիագրամները (Avagyan 2001):

Ժամանակի ընթացքում սեզմենտների զգալի մասը դառնում են ոչ ակտիվ և տեղաշարժերը հիմնականում կենտրոնանում են խորքում գտնվող հիմնական խզվածքի վերևում: Վերջինս անգլալեզու գրականության մեջ անվանվում է մաստեր կամ հիմնական խզվածք (master or primary fault): Լարվաձադեֆորմացիոն դիագրամում այն ձևավորվում է ամբողջական խախտման փուլում (C-ից հետո, նկար 3.37): Լունինայի ներկայացրած (Lunina et al., 2008) դիագրամում (նկար 3.37) O-A դեֆորմացիաների էլաստիկ փուլը (երբ դեֆորմացիաները դեռ շրջադարձելի են) համապատասխանում է Չալենկոյի մոդելի (նկար 3.35) a փուլին, A-C պլաստիկ և փուխր դեֆորմացիաների փուլը՝ համապատասխանաբար b և c փուլերին և C-ից հետո փուխր դեֆորմացիաներին՝ d փուլին:



Նկար 3.37.
Խզվածքավորման գոտու զարգացման փուլերի լարվաձադեֆորմացիոն դիագրաման, էլաստիկ դեֆորմացիայից մինչև ամբողջական խախտման փուլը (Lunina et al., 2008):

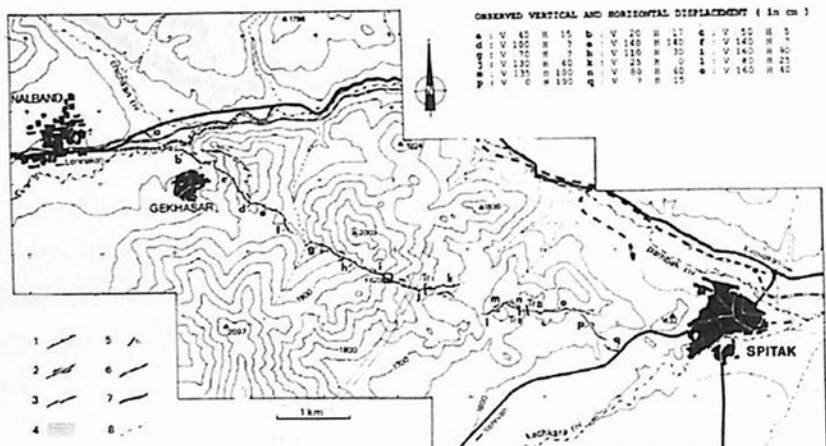
Ընդհանրապես փուխը երկրակեղևի խզվածքային դեֆորմացիաները մեծապես պայմանավորված են լարվածության դաշտի մեծությամբ և ուղղվածությամբ: Խզվածքավորման հետ համադրմամբ առանձնացվում են կողաշարժային, վերնետքային և վարնետքային լարվածային ռեժիմներ (stress regime): Կախված երկրաբանական կառույցների և լարվածությունների առանցքների տարածմամբ՝ մեկ առանձին վերցրած լարվածային ռեժիմի պայմաններում կարող են տեղի ունենալ զանազան կինեմատիկաների դեֆորմացիաներ: Դրա լավագույն օրինակներից է կողաշարժային ռեժիմի համար ներկայացված դիագրաման՝ բերված նկար 3.38-ում (Wilcox et al., 1973): Այն կօգնի մեզ հասկանալ կողաշարժային սեզմենտների երկայնքով այսուհետ բերվող օրինակները:



Նկար 3.38. Կողաշարժային ռեժիմի համար դեֆորմացիաների դիագրաման (Wilcox et al., 1973):

Երկրակեղևի կտրվածքում խզվածքների կինեմատիկայից կախված առավել բարդ ձևաբանություն ունի վերնետքայինը (reverse fault):

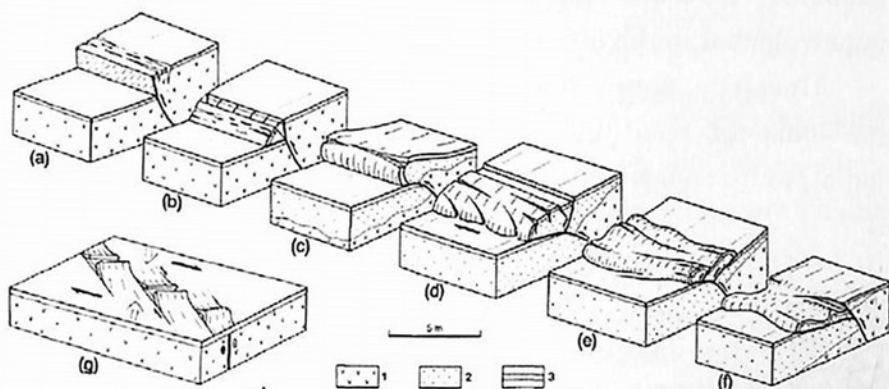
Դրա դասական դարձած օրինակը ներկայացված է Մալիտակի 1988 թվականի երկրաշարժի ժամանակ խախտման կենտրոնական սեզմենտի (նկար 3.39) երկայնքով դիտարկված ձևերը (նկարներ 3.40; 3.41) (Philip et al., 1992):



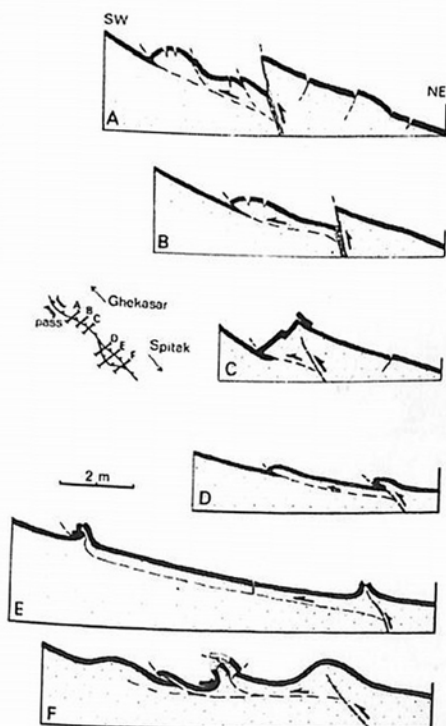
Նկար 3.39. Սպիտակ քաղաքի և Գեղասար գյուղի միջև Սպիտակի 1988թ. երկրաշարժի կենտրոնական խախտումը (Philip et al., 1992): 1- վրաշարժ, 2- կողաշարժ, 3-վարնետք, 4-բարձրացած դարավանդ, 5- խրամուղիների տեղադիրքերը, 6- երկաթգիծ, 7- մայրուղի, 8- գետեր:

Կտրվածքում վերնետքի բարդությունները բացատրվում են ժայռային հիմքի խախտման խորություններով և երկրաչափությամբ (ուղղաձիգին կամ հորիզոնականին մոտ): Պատկերը ավելի է բարդանում կախված մակերևութային ֆորմացիաներից: Սպիտակի երկրաշարժի օրինակով խախտումը մակերևութային դրսևորվում է, որպես հանրագումար զանազան ծալքերի և խախտումների (Philip et al., 1992): Մանրամասն նկարագրված են 7 տիպ. սովորական վերնետք, վերին բլրկի փլուզում, սեղմման կատար (pressure ridge), աջակողմյան սեղմման կատար, հետ-վրաշարժ (back-thrust), փոքր անկյան սեղմման կատար, էշելոնային սեղմման կատար բարդացումները:

Առավել թեք ($>45^\circ$) խախտման մակերեսի անկումների դեպքում հիմնականում առաջանում է սովորական վերնետքային տիպը (a): Երբ վերգետնյա ֆորմացիան վատ կոնսոլիդացած է կառաջանա վերին բլրկի փլուզում՝ սովորաբար սեյսմիկ ցնցումների ժամանակ (b):



Նկար 3.40. Սպիտակի երկրաշարժի ժամանակ առաջացած խախտման բարդացումները (Philip et al., 1992): a- սովորական վերնետք, b- վերին Բլոկի փլուզում, c- սեղմման կատար (pressure ridge), d- աջակողմյան սեղմման կատար, e- հետ-վրաշարժ (back-thrust), f- փոքր անկյան սեղմման կատար, g- էշելոնային սեղմման կատար: 1- ժայռային հիմք, 2- փուխր նստվածքներ, 3- հողաշերտ:



Նկար 3.41. Սեղմման կատարով վերնետքի մանրամասն կտրվածքները Սպիտակի 1988թ. կենտրոնական խախտման երկայնքով (Philip et al., 1992):

Փոքր թեքության ($<45^\circ$) խախտման մակերեսի անկումների դեպքում առաջանում են սեղմման կատարները (c-f, նկար 3.40, և նկար 3.41): Ըստ վերգետնյա ֆորմացիայի և շարժման արագության ստացվում են տարբեր դրսևորումներ: Տեղաշարժի մեծանալով,

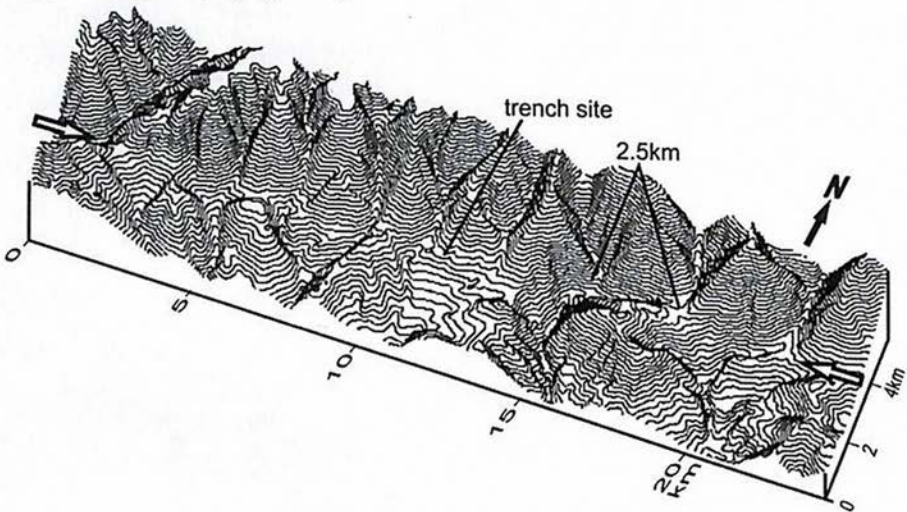
մեծանում է նաև վերին բլուկում վարնետքների գոյացման հավանականությունը (d):

Առավել թույլ կապակցվածություն ունեցող պլաստիկ գրունտներում, մակերևութային տեկտոնական վրաշարժված սեպի հզորությունը ավելի պակաս կլինի և հնարավոր են հետ-վրաշարժեր (e):

Շարժման թեք բաղադրիչի ավելացման գուզնթաց ավելի հնարավոր է դառնում էշելոնային սեղմման կատարների գոյացումը (g):

3.2.2. Գոգարանի տեղամաս

Հնաներկրաշարժագիտական աշխատանքների ընթացքում մերձակերևութային խախտումների բարդություններ դիտարկվեցին Փամբակ-Սևան-Սյունիք աջակողմյան խզվածքի մի շարք տեղամասերում: Արփի-Վանաձոր սեզմենտի Գոգարանի տեղամասը գտնվում է Վանաձոր քաղաքից 24 կմ հյուսիս-արևմուտքում (նկար 3.25):

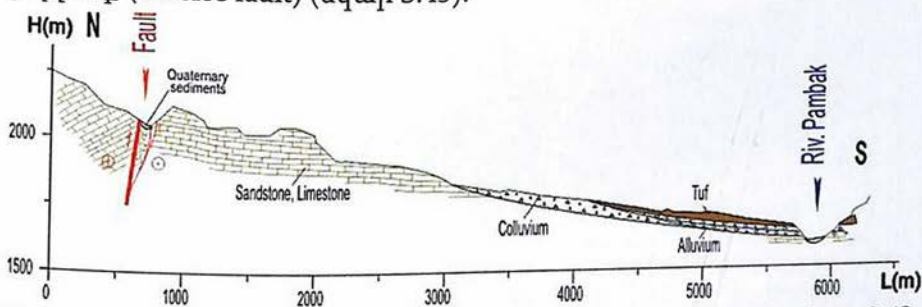


Նկար 3.42. Գոգարանի տեղամասի 3D եռաչափ մոդելը: Սպիտակ սլաքները ցույց են տալիս խզվածքի տարածումը: Ամենախոշոր

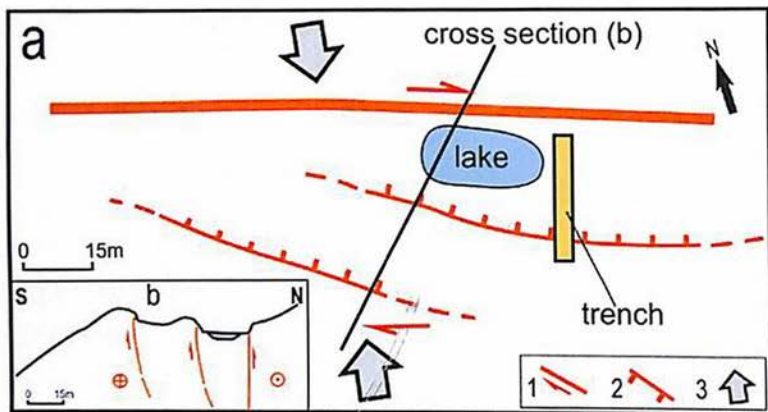
հորիզոնական տեղաշարժի մեծությունը և խրամուղու տեղը (trench site) ցույց են տրված:

Գոգարանի տեղամասում խզվածքը լավ արտահայտված է ռելիեֆի վրա (նկար 3.42), ուր կարելի է դիտարկել բազմաթիվ իջույթներ, որոնք կապված են sag pond (իջույթ, որը առաջանում է զուգահեռ երկու սեզմենտների միջև) և shutter ridge (առաջանում է խզվածքին ուղղահայաց ջրբաժանի հորիզոնական տեղաշարժմամբ) տեկտոնական ձևափոխվածքների առաջացման հետ: Նման մի իջույթ պատկերված է երկրաբանական կտրվածքի սխեմայում (նկար 3.43), ուր խզվածքն ունի ծաղկային կառուցվածք:

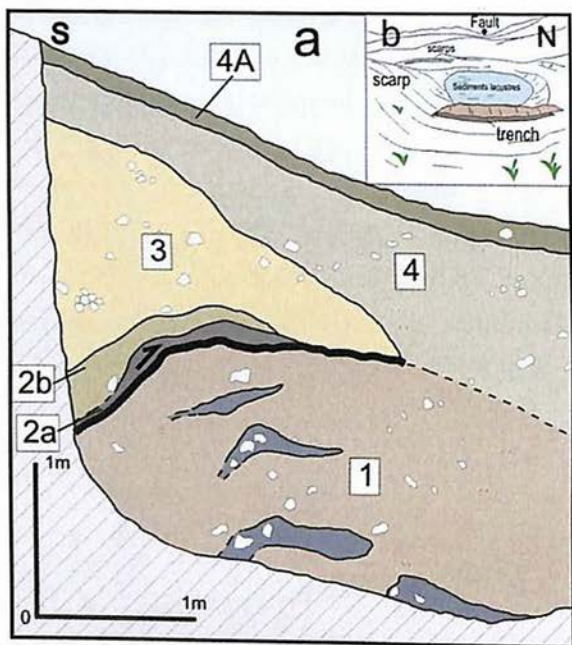
Գոգարանի տեղանքում դիտարկվում են ձախ էշելոնով տեղակայված մոտ 50մ երկարությամբ հյուսիսահայաց սկարպեր (scarp) տեղադրված հիմնական խզվածքից հարավ (նկար 3.44), որոնք հիմնական խզվածքի հետ կազմում են միջինը 13° անկյուն: Հաշվի առնելով վերը նշվածը, խզվածքի աջակողմյան կինեմատիկան և հենվելով Վիլկոքսի դիագրամի վրա (նկար 3.38), այս սեզմենտերը պետք է ունենան վարնետքային (normal) բաղադրիչով աջակողմյան շարժում: 5մ բարձրությամբ և մինչև 45° -ի հասնող թեքությամբ (սկարպի հիմքից մոտ 2մ վերև) սկարպի տակ փորված խրամուղում դիտարկվեց վերնետքային բաղադրիչով խզվածք (reverse fault) (նկար 3.45):



Նկար 3.43. Երկրաբանական կտրվածքի սխեմա: Այն անցնում է նկար 3.42-ում բերված ամենամեծ հորիզոնական տեղաշարժված գետահունից արևելք դեպի Փամբակ գետի հովիտը:

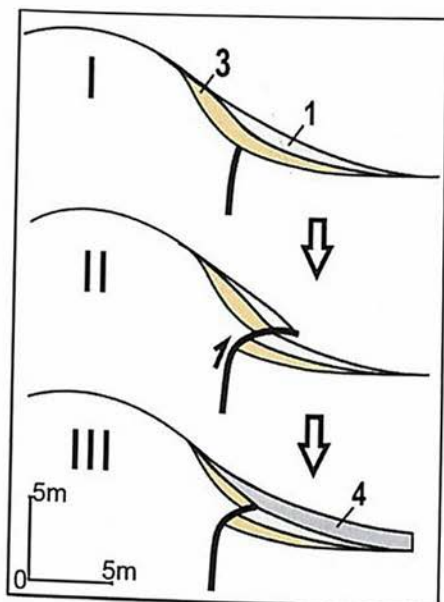


Նկար 3.44. a. խրամուղու (trench) տեղանքի կինեմատիկ քարտեզը, 1- կողաշարժ, 2-վարնետք, 3- տարածաշրջանային սեղմման առանցքի հորիզոնական բառադրիչը: Կտրվածքը (cross section) ցույց է տրված b-ում:



բեկորներով, 4- կոյուվիում գորշ կավային մատրիքսով և մինչև 12սմ տրամագծով շարք՝ կրաքարային բեկորներով, 4A-գործող հողաշերտ: b – խրամուղու տեղադիրքի գծանկարը:

Նկար 3.45. Գոգարանի խրամուղու NW պատի քարտեզի հարավային հատվածը: 1- կավային մատրիքսով (matrix) կոյուվիում, որը պարունակում է մինչև 15սմ տրամագծով շարք՝ կրաքարային բեկորներ և սև կավային ոսպնյակներ, 2a, 2b – սև և դեղնավուն շփման կավեր (gouge), 3- կոյուվիում դեղնավուն կավային մատրիքսով և մինչև 15սմ տրամագծով շարք՝ կրաքարային



Նկար 3.46. Հետադարձ վերլուծություն: Թվերը ցույց են տալիս խրամուղու շերտագրական միավորները:

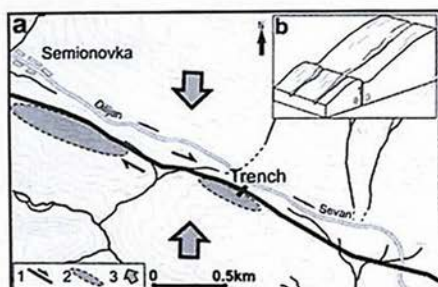
Խախտման հարթության դեպի հարավ անկումը մակերևույթի մոտ իրականում համապատասխանում է թվացյալ (apparent) վերնետքին: Գործընթացը ավելի լավ հասկանալու համար

իրականացվեց հետադարձ վերլուծություն, որը հնարավորություն տվեց առաջարկելու զարգացման հերթականություն, ներկայացված նկար 3.46-ում: Խզվածքի հարթությունը մերձմակերևութային հատվածում ընդունելով մերձուղղաձիգ, նրա աշխատանքի II-րդ փուլում բարձրացած թևը մղվում է դիմացի ազատ տարածք և ծանրության ուժի ազդեցության տակ իջնում ներքև՝ ծածկելով իջած թևը: Այսպիսով ուղղաձիգ կամ ուղղաձիգին մոտ վարնետքային խզվածքի փուխը և վատ կապակցված գրունտների դեպքում հնարավոր է դառնում մակերևույթի մոտ ունենալ թվացյալ վերնետքային պատկեր: Իհարկե վերը նշվածը տեղի չէր ունենա, եթե խզվածքը պատռեր ժայռային կամ բավարար կոնսոլիդացած ապարները:

3.2.3. Ֆիզիկո-Մեմբրոնոկայի տեղամաս

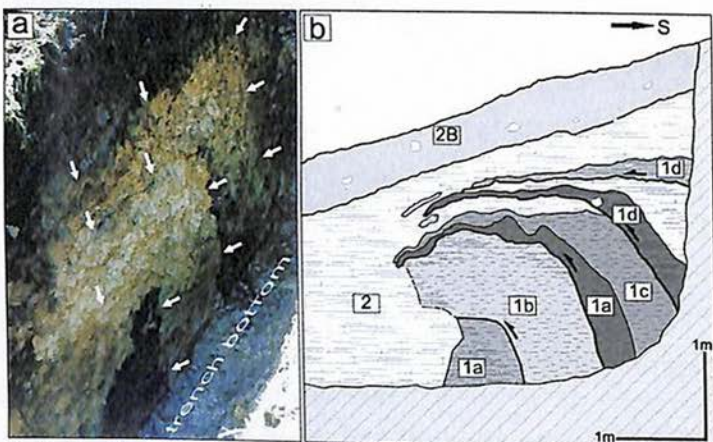
Մերձ մակերևութային խզվածքավորման բարդությունների հաջորդ ցայտուն օրինակ դիտարկվեց Մեմբրոնոկա գյուղից մոտ 1.5կմ հարավ-արևելք (նկար 3.25 և նկար 3.47):

Այս տեղամասում Փամբակ-Սևան-Սյունիք խզվածքը նույնպես լավ արտահայտված է ռելիեֆի ձևափոխվածքում: Խզվածքի ակտիվությամբ պայմանավորված, տեղանքում առաջացել են սեղմման կատարներ (pressure ridge) (նկար 3.47), որոնց հյուսիս-արևելյան ստորոտով անցնում է խզվածքը: Սեմիոնովկայից դեպի հարավ-արևելք խզվածքը բաժանվում է երկու ճյուղերի (նկար 3.25)՝ եզրելով Չկնագետի իջույթը (Милановски, 1968):



Նկար 3.47. Սեմիոնովկա տեղամասի քարտեզը (a) ուր նշված է խրամուղու (trench) տեղադիրքը և տեղանքի բլուր-դիագրամը (b): 1- կողաշարժ, 2- սեղմման կատարներ (pressure ridge), 3- տարածաշրջանային սեղմման առանցքի հորիզոնական բաղադրիչը:

Ի տարբերություն Գոգարանի, այստեղ իրականացված խրամուղու մեջ հնարավոր եղավ ակնադիտորեն արձանագրել մերձուղղաձիգ խախտման հարթության կորացումը և թվացյալ միջին և փոքր անկմամբ վերնետրային խախտման ձևավորումը (նկար 3.48):



Նկար 3.48. Սեմիոնովկայի տեղամասի խրամուղու լուսանկարը (սլաքները ցույց են տալիս խզվածքի հարթությունները) (a) և արևելյան պատի

քարտեզը (b): Տառերով և թվերով ցույց են տրված տարբեր գունավորում ունեցող կավային և կավավազային գրունտերը (1a, 1b, 1c, 1d, 2) և գործող հողաշերտը (2B) (մանրամասերը տես Avagyan, 2001; Philip et al., 2001):

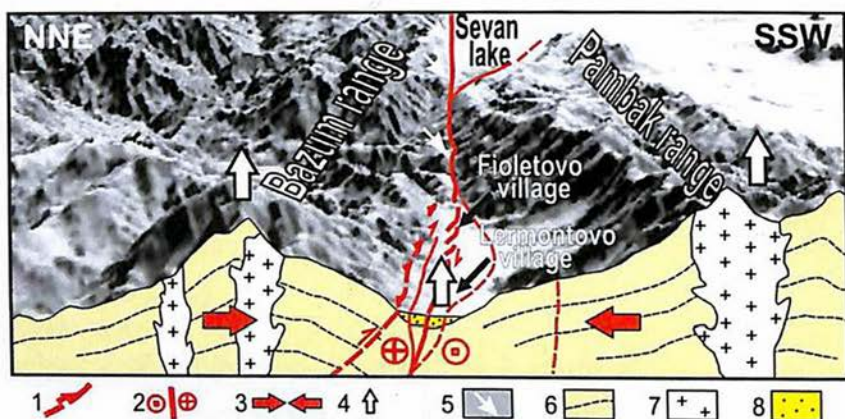
Վառ գունավորված կավային գրունտները (դիտարկված նաև Գոգարանի խրամուղում) իրարից բաժանված են մի քանի խզվածքի հարթություններով, որոնց անկումները դեպի խորքը մեծանում էին մոտենալով ուղղաձիգին: Կավերի նման գունավորումը հավանաբար կապված է խախտման գոտում հիդրոթերմալ փոփոխությունների հետ:

Հետաքրքիր է, որ այս անկումները խզվածքի վերջավորությունում (դեպի հյուսիս) արդեն հակառակ ուղղվածություն ունեն (մինչև 30-40°N) համեմատած նրանց դեպի խորք գնացող հատվածների հետ (մինչև 79°S) (նկար 3.48) և եթե մենք միայն դիտարկեինք վերջին (հյուսիսային) հատվածը, ապա պետք է արձանագրեինք վարնետք, որն իրականում կլիներ թվացյալ:

Առանձին հետաքրքրություն է ներկայացնում Ֆիոլետովոյի տեղամասը, ուր խզվածքի գոտում գոյացել են երկարաձգված բլուրներ (նկար 3.49; 3.50): Դրանց գոյացումը, պայմանավորված միայն կողաշարժային կլինեմատիկայով, փորձարարական եղանակով ստացվել էր Ջեֆ Ռիցի կողմից (տես Avagyan, 2009): Ֆիոլետովի տեղամասի դեպքում առկա է նաև հյուսիս – հարավ սեղմում (նկար 3.50): Այս տեղամասի մասին բավական գրվել է (Rebai et al., 1993; Philip et al., 2001; Avagyan, 2001, 2013; Karakhanyan et al., 2004), ուստի մենք կքննարկենք խզվածքների երկրաչափությունը և կառաջարկենք առավել հնարավոր խախտման մոդելները:

Կողաշարժային լարվածային ռեժիմում խզվածքագոյացման ժամանակ առաջացած Ֆիոլետովոյի բլուրները իրենցից ներկայացնում են սեղմման կատարներ, նրանց դասավորությունն աջ էշելոնային է (չհաշված արևմուտքից 3-րդ բլուրը), ի տարբերություն Գոգարանի տեղանքում դիտարկվածի: Վերջինս լավ

երևում է նկար 3.50-ում ներկայացված բլուրների առանցքներով: Աջակողմյան տեղաշարժի հետ համադրմամբ ապտեղ սեզմենտները պետք է աջակողմյան կողաշարժի հետ ունենան վերնետքային բաղադրիչ (տես Վիկտորի դիագրաման, նկար 3.38), սակայն ի հակառակ դրան այստեղ, բլուրներն եզրավորող խզվածքներից մեկի վրա փորված 3-րդ խրամուղում (Tr. 3 նկար 3.50) դիտարկվեց վարնետքային խզվածք, իսկ 1-ում, որը գտնվում էր որոշակի հեռավորության վրա՝ լարվածության դաշտի հետ համահունչ վերնետքային խզվածք (Philip et al., 2001; Avagyan, 2001):

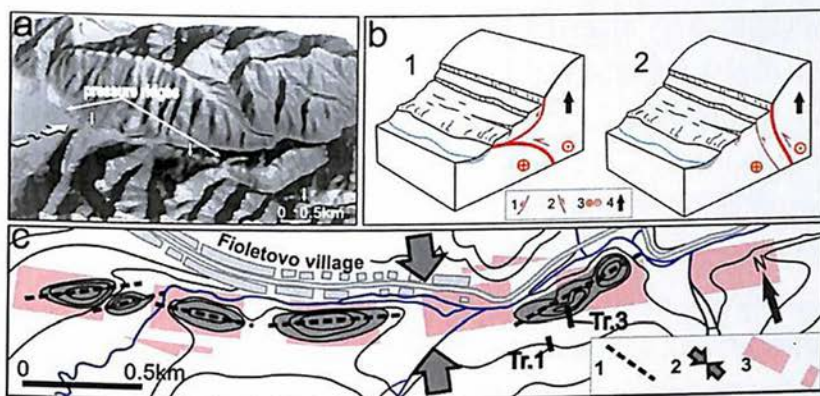


Նկար 3.49. Տանձուտ գետի վերին հոսանքը (Լեւոնտոտովո գյուղի մոտ) կտրող սխեմատիկ երկրաբանական կտրվածք (Avagyan, 2009). 1- վերնետք,

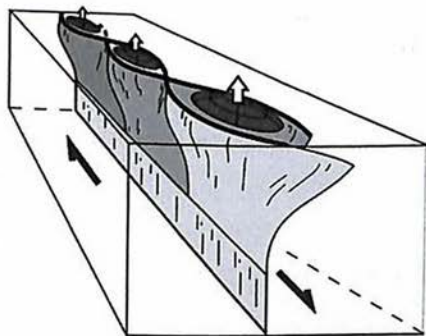
2- աջակողմյան կողաշարժ, 3- սեղմման ուղղությունները, 4- տեղային բարձրացում, 5- սլաքները ցույց են տալիս խզվածքի գոտին, 6- վերին կավձի և պալեոգենի ֆորմացիաներ, 7-ինտրուզիվ ապարներ, 8- չորրորդական ֆորմացիա:

Նման կինեմատիկ պայմաններում կարող ենք ունենալ երկու առավել հնարավոր տարբերակ. առաջին դեպքում (1, b նկար 3.50) վարնետք, որի խզվածքի հարթությունը մակերևույթի մոտ կտրուկ փոքրանում է (Սեմիոնովկայի խրամուղում դիտարկված խզվածքների օրինակով) և նրա վերևում գոյանում է երկրորդային

վարնետքային խզվածք: Երկրորդ դեպքում (2, b, նկար 3.50) վերնետքային խզվածքի հարթության անկումը մակերևույթի մոտ շրջվում է դառնալով վերնետքայինից վարնետքային (ուղղաձիգին մոտ խզվածքի հարթությամբ): Ընդ որում սեզմենտները, որոնք բլուրները շրջափակում են, ունեն հեղիկոիդալ հարթություններ և աշխատում են մկրատային սկզբունքով՝ ապահովելով բլուրների բարձրացումը (նկար 3.51): Այսպիսով Ֆիոլետովոյի տեղամասում բլուրները եզրավորող խզվածքները մակերևույթի մոտ կամ երկրորդային վարնետքներ են կամ թվացյալ վարնետքներ:



Նկար 3.50. Ֆիոլետովոյի տեղամասի խզվածքի գոնան եռաչափ մոդելում (a) և քարտեզում (c) (1-վարնետք, 2- վերնետք, 3- կողաշարժ, 4- բլուկի բարձրացում), առաջարկվող խզվածքի մոդելների բլոկ դիագրամաները (b) : 1- բլուրների առանցքները, 2- սեղմման տարածաշրջանային առանցքը, 3- խզվածքի գոտին (Avagyan, 2009):



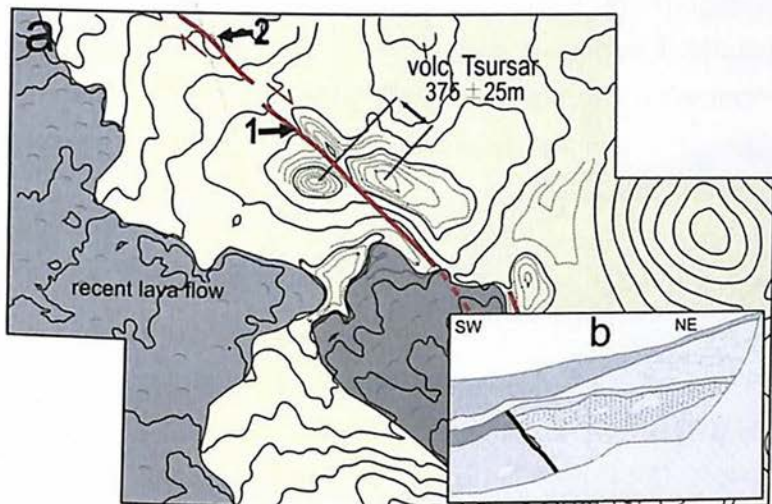
Նկար 3.51. Ֆիոլետովոյի տեղամասի խզվածքի հեղիկոիդալ հարթությունների սեզմենտավորումը գետնի մակերևույթին մոտենալիս (ձևափոխված ըստ Avagyan, 2001, 2009):

3.2.4. Ծուռսարի տեղամաս

Թվացյալ վերնետք դիտարկվել է նաև Փամբակ-Սևան-Սյունիք խզվածքի Խոնարհասարի սեզմենտի երկայնքով (Philip et al., 2001; Avagyan, 2001): Սեզմենտն ունի հիմնականում աջակողմյան կողաշարժային կինեմատիկա, որի գոտում տեղադրված են Խոնարհասար և Փոբակ հրաբուխները (Karakhanyan et al., 1997; Караханян и др., 2004): Աջակողմյան տեղաշարժով կտրված և մոտ 375մ տեղաշարժված Ծուռսար հրաբուխի (Avagyan, 2001) (Խոնարհասար հրաբուխից մոտ 9 կմ հարավ-արևելք) մոտակայքում (6, նկար 3.5 և նկար 3.52) իրագործված խրամուղում դիտարկվեց պալեոհողի վերնետքով տեղաշարժված շերտ: Այն ունեւր 49° անկում դեպի հյուսիս-արևելք: Սեզմենտը պլանում ընդհանուր առմամբ ուղղաձիծ է, որը ենթադրում է մերձուղաձիգ խզվածքի հարթություն: Սեզմենտը չի կարող ունենալ մակերևույթում դիտարկված թվացյալ վերնետքային անկումը, քանի որ նրա գոտում տեղադրված են մի շարք հրաբուխներ. խորքում խզվածքի հարթությունը, որն ակնհայտորեն ծառայել է որպես մագմայի մակերևույթ դուրս գալու ուղի, կլիներ շատ ավելի հյուսիս-արևելքում, քան հրաբուխների փաստացի տեղադիրքն է: Այս դեպքում խզվածքի հարթության վրա կգործադրվեր նորմալի ուղղությամբ մեծ ճնշում՝ դժվարացնելով մագմայի ներթափանցումը:

Խախտման մերձուղաձիգ հարթություն ունենալու հանգամանքը և վերնետքային բաղադրիչի թվացյալ լինելը ակնհայտորեն երևաց նախորդ խրամուղուց մոտ 1.2կմ դեպի հյուսիս-արևմուտքում գտնվող երկարաձգված բլուրի գագաթին (ցույց է տրված սև սլաքով (2) նկար 3.52-ում) իրականացված հնաերկրաշարժագիտական աշխատանքների ժամանակ (Davtyan, 2007): Բլուրի առանցքային մասով անցնող աջակողմյան խզվածքը մոտ 27-28մ տեղաշարժել է այն: Այնտեղ փորված 5 խրամուղիներից

երկուսի քարտեզներն, իրականացված հեղինակի և Հ.Ֆիլիպի կողմից, ներկայացված են նկարներ 3.53 և 3.54-ում (մանրամասները տես Davtyan, 2007):

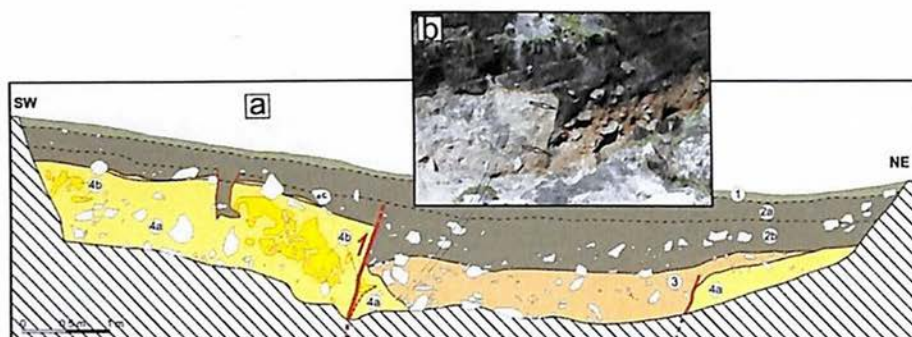


Նկար 3.52. Տեղաշարժված Փուռսար հրաբուխը, խրամուղու տեղադիրքը ցույց է տրված սև սլաքով (1) (Խոնարհասար հրաբուխից մոտ 9կմ հարավ-արևելք, 6, նկար 3.5) (a) և խրամուղու պատի քարտեզի սխեման խզվածքի վերնետքային հարթությամբ (մանրամասները տես Philip et al., 2001) (b):

Եթե Փուռսարի խրամուղուն (b, նկար 3.52) խզվածքը 49° անկում էր հյուսիս-արևելք ապա այստեղ, 03-1 խրամուղուն հիմնական խզվածքը 73° անկում է հարավ-արևմուտք (նկար 3.53), ընդ որում երկու տեղանքների միջև եղած հեռավորությունն ընդամենը 1.2կմ է:

Նախորդի հարևանությամբ փորված 04-1 խրամուղուն (նկար 3.54) դիտարկվեցին մի շարք սեզմենտներ, որոնք այս դեպքում ունեն թույլ արտահայտված վարնետքային բաղադրիչներ, ընդ որում ունենալով հանդիպակաց անկումներ՝ նրանք խորքում միանալով կազմում են ծաղկային կառույց: Վերջինս ավելի բնորոշ է մերձուղղաձիգ խզվածքի հարթությամբ կողաշարժերին: Տվյալ դեպքում խզվածքի ուղղաձիգ բաղադրիչն երկրի մակերևույթին մոտ

ունի տարբեր (վերնետքային և վարնետքային) բաղադրիչներ՝ մասամբ պայմանավորված նաև ռելիեֆի հորիզոնական տեղաշարժմամբ:

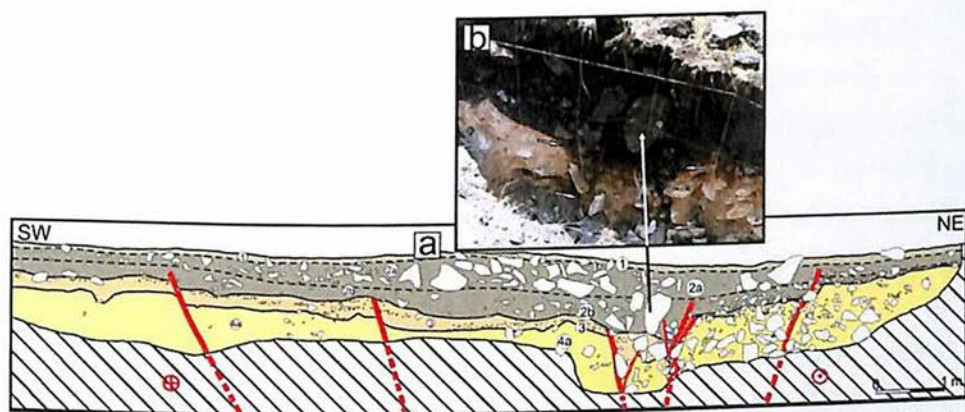


Նկար 3.53. 03-1 խրամուղու հյուսիսային պատի քարտեզը (a) և մակերևութային խախտումների առավել լավ արտահայտված հատվածի լուսանկարը (խզվածքները ցույց են տրված փոքր սլաքներով) (b) (քարտեզագրումը Հ.Ֆիլիպի և Ա.Ավագյանի (Davtyan, 2007)): Խրամուղու տեղադիրքը ցույց է տրված սլաքով (2) նկար 1.90-ի վրա: 1-գործող հողաշերտ, 2a, 2b – մուգ գորշ գույնի պալեոհողի ենթաշերտեր, 3-բաց նարնջագույն անցումային կավահող՝ 2b շերտից 4a-ին անցնող, 4a և 4b-կոմպակտ պլաստիկ բաց շականակագույն կավեր:

Այսպիսով դիտարկված մակերևութային խախտումների օրինակները ցույց են տալիս նրանց մեկնաբանման հետ կապված դժվարությունները: Մակերևութային խախտումների մեծ մասը, հատկապես ժայռային կամ կապակցված ապարներում գոյացած վերնետքների դեպքում և ուղղաձիգին ոչ շատ մոտ խզվածքի հարթությամբ վարնետքների դեպքում, իհարկե, կինեմատիկայով արտացոլում է խորքային իրադրությունը: Մակայն բերված օրինակները շատ դեպքերում վկայում են նրանց թվացյալ բնույթին, ընդ որում, այն կարող է արտահայտված լինել տարբեր կինեմատիկ իրավիճակներում: Գոգարանի տեղամասի դեպքում ունենք ուղղաձիգին մոտ հարթությամբ վարնետքային բաղադրիչով կողաշարժ ձախակողմյան սեզմենտավորմամբ, իսկ Սեմիոնովկայի

տեղամասերում ուղղաձիգին մոտ հարթությամբ և թույլ արտահայտված վարնետքային ուղղաձիգ բաղադրիչով (վերջինիս օգտին է սեղմման կատարների ձևավորումը) կողաշարժ: Երկու տեղանքների խրամուղիներում դիտարկվում է միմյանց նման թվացյալ վերնետքային բաղադրիչ: Նման պատկեր է դիտարկվում նաև Ծուռսարի տեղամասում: Ֆիոլետովոյի տեղամասում ավելի բարդ իրավիճակ է, ուր բլուրների առանցքներն ունեն հիմնականում աջ սեգմենտավորում և սպասվող վերնետքի փոխարեն խրամուղիներից մեկում դիտարկվում է վարնետք:

Ուստի խուսափելու համար սխալ հետևություններից կարևոր է կատարել խաչաձև վերլուծություններ հաշվի առնելով մի շարք հանգամանքներ, որոնցից կարևորներն են երկրաբանական կառուցվածքը, կինեմատիկ իրավիճակը և ռելիեֆի ձևափոխվածքը:



Նկար 3.54. 04-1 խրամուղու հարավային պատի քարտեզը (a) և մակերևութային խախտումների առավել լավ արտահայտված հատվածի լուսանկարը (խզվածքները ցույց են տրված փոքր սլաքներով) (b) (քարտեզագրումը Հ.Ֆիլիպի և Ա.Ավագյանի (Davtyan, 2007)): Խրամուղու տեղադիրքը ցույց է տրված սլաքով (2) նկար 1.90-ի վրա: 1- գործող հողաշերտ, 2a, 2b – մուգ գորշ գույնի պալեոհողի ենթաշերտեր, 3- բաց նարնջագույն անցումային կավահող՝ 2b շերտից 4a-ին անցնող, 4a- կոմպակտ պլաստիկ բաց շականակագույն կավեր:

3.3. Մերձմակերևութային երկրորդային խախտման մեխանիզմը

1988 թվականի Սպիտակի երկրաշարժի ընթացքում

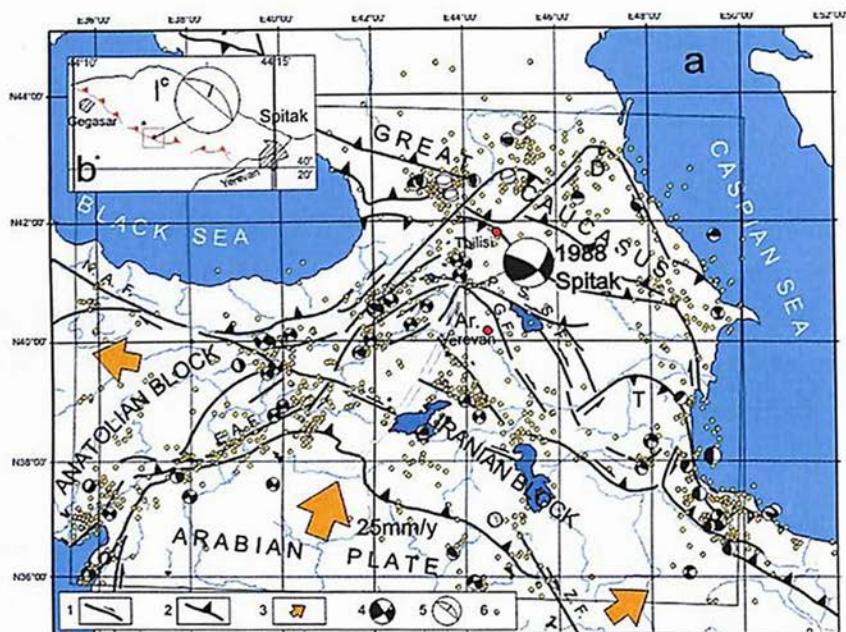
3.3.1. Երկրաշարժի տվյալները, քերծված սալիկների նմուշատման տեղը

Վերլուծվել են տարբեր կողմնորոշումների և ձևի քերծվածքավորումները՝ ձևավորված 1988թ. Սպիտակի սեյսմածին խախտման կենտրոնական հատվածի մակերևութային խախտման հարթության վրա ($MS = 7.0$): Սա թույլ է տվել վերականգնել խզվածքի գործընթացը երկրի մակերևութին, երկրաշարժի ընթացքում: Քերծվածքավորման կողմնորոշումների բազմազանությունը կապված է բազմափուլ գլխավոր իրադարձությամբ, բաղկացած մի քանի ցնցումներից (Dorbath et al., 1992, 2004):

Խզվածքի հարթությունների վրա դիտարկվող քերծվածքավորումը երկրաբանական օբյեկտ է, որը լայնորեն օգտագործվում է խզվածքային տեկտոնիկայում նրանց կինեմատիկան և դինամիկան վերակառուցելու համար (e.g. Angelier, 1975; Wallace, 1951): Բազմաթիվ մեթոդներ և վերլուծություններ են հրապարակվել խզվածքի տեղաշարժի դինամիկայի վերաբերյալ, որոնք ընդունում են, որ այդ քերծվածքավորումները պատռող լարվածության (shear stress) արտացոլումն են խզվածքի հարթությունն վրա (Wallace, 1951): Քերծվածքավորումների տարբեր կողմնորոշումներ, արտահայտված նույն հարթության վրա սովորաբար մեկնաբանվում են որպես տարբեր շարժումների արտացոլանք, որոնք արդյունք են տարբեր լարվածության պայմանների, փոխված ժամանակի ընթացքում: Քերծվածքավորումների վիճակագրական վերլուծությունը հաճախ հանդիսանում է տարածաշրջանային դեֆորմացիաների պատմության վերակառուցման հիմքը:

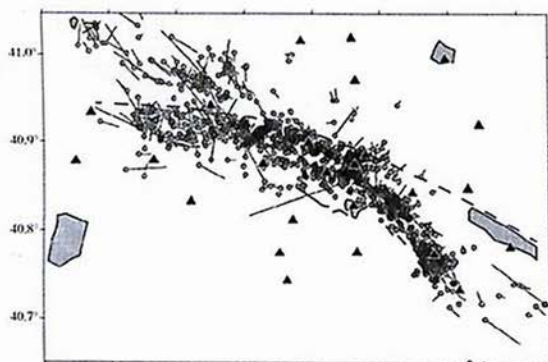
Սակայն, տարբեր ուղղությունների քերծվածքավորում, կապված մեկ առանձին իրադարձության հետ, դիտարկվել են, օրինակ, 1957թ. Գոբի-Ալթայի (Florensov and Solonenko, 1965), 1980 թ. Էլ Ասլամի (Հ. Ֆիլիպ, չհրապարակված տվյալներով) 1992 թ. Լանդերի (Guatterri and Spudich, 1997) կամ 1995 թ. Կոբեի երկրաշարժերի (Otsuki et al., 1997) ժամանակ: Երևույթը բացատրում է նաև երկու տեղային և տարածաշրջանային լարվածության դաշտերի փոխգործակցությամբ (Cashman and Ellis, 1994): Ըստ նրանց մոդելի, երևույթը կարելի է բացատրել ուժեղ երկրաշարժի ժամանակ ոչ գծային հարաբերական շարժմամբ և բլոկների ռոտացիայով: Ռոտացիոն քերծվածքավորումը բացատրվել է ցածր սկզբնական լարվածային մակարդակի և սկզբնական լարվածային ուղղության տարածական տատանումների համադրմամբ (Guatterri and Spudich, 1997):

1988 թ. Սպիտակի երկրաշարժից առաջացել է մակերևութային խախտում, բաղկացած տարբեր երկարության, կինեմատիկայի և տեղաշարժման մի քանի սեգմենտներից (նկարներ 3.55; 3.56; 3.57): Երկրաշարժը կապված էր Գառնիի խզվածքի հյուսիսային սեգմենտի հետ, որի մերձակայքում հիմնական ակտիվ խզվածքները մոտենալով միմյանց ձևավորում են Հյուսիս-Հայկական կառուցվածքային աղեղը (Караханын и др., 1992; Trifonov et al., 1990) (նկարներ 3.55; 3.56): Երկրաշարժի հիպոկենտրոնը գտնվում է մոտ 11կմ խորության վրա (Խաչիյան, 2001; Караханын и др., 1992; Trifonov et al., 1990): Ըստ սեյսմաբանական տվյալների, գլխավոր հարվածի (main shock) էպիկենտրոնը գտնվում է Սպիտակ քաղաքից դեպի հյուսիս և ունի աջ կողաշարժային բաղադրիչով վերնետքային ֆոկալ մեխանիզմ (Philip et al., 1992): 37 կմ երկարությամբ մակերևութային խախտումն ունի նույն կինեմատիկայի շեղ-սահք (oblique-slip) մոտ 65° N խզվածքի հարթության անկմամբ (Караханын и др., 1992; Trifonov et al., 1990):



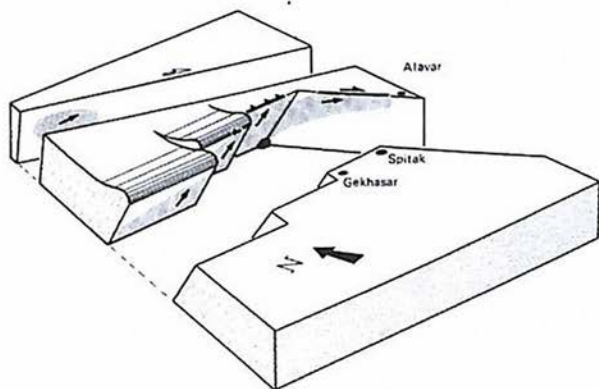
Նկար 3.55. Սպիտակի երկրաշարժը կապված էր Գառնիի խզվածքի հյուսիսային սեգմենտի հետ, որի մերձակայքում հիմնական ափսոսալի խզվածքները մոտենալով միմյանց ձևավորում են կառուցվածքային աղեղը:

Նկար 3.56. Սպիտակի երկրաշարժի հետցնցումների էպիկենտրոնների քարտեզը (Dorbath et al., 1992):



Ըստ broad band սեյսմոլոգիական տվյալների ինվերսիայի (Hessler et al., 1992), գլխավոր հարվածը տևել է 11 վայրկյան, որը տարածության և ժամանակի մեջ կարելի է բաժանել լավ առանձնացող 5 ենթահարվածների (նկարներ 3.56; 3.57): Առաջին հարվածի մակերևութային աջ կողաշարժային բաղադրիչով

վերնետքային խախտումը տարածվել է Սպիտակ քաղաքից հյուսիս-արևմուտք N120° տարածմամբ: Երկու վայրկյան անց, երկրորդ աջ կողաշարժային խախտումը տարածվեց Սպիտակ քաղաքից դեպի հարավ-արևելք 140° տարածմամբ: Երկրորդ խախտումից երեք վայրկյան հետո, առաջին խախտումը տարածվեց դեպի հյուսիս-արևմուտք այլ սեգմենտի երկայնքով: Վերջինս չպատռեց երկրի մակերևույթը, այն կույր վրաշարժ էր կապված անտիկլինալի հետ, որի մակերևույթին երկրորդային դեֆորմացիաներ էին դիտարկվել (Philip et al., 1992):



Նկար 3.57. Սպիտակի 1988թ. խախտման բլոկ դիագրամը, ուր ցույց են տրված բլոկների շարժումները միմյանց նկատմամբ: Սլաքները ցույց են տալիս տեղաշարժի վեկտորները, իսկ մոխրագույն գոտի-

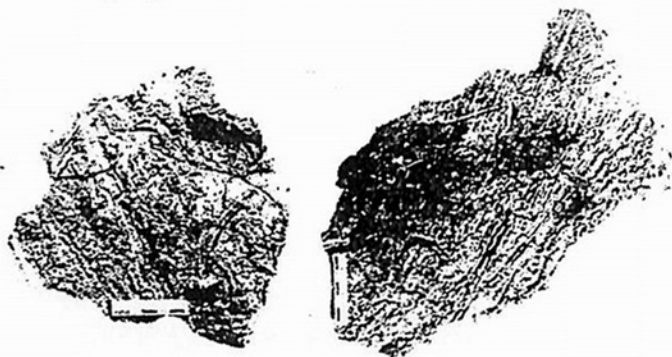
ները խախտման տարածումը ըստ հետցնցումների (Philip et al., 1989):

Ըստ այլ հեղինակների (EERI, 1989; Խաչիյան, 2001) գլխավոր հարվածը տևել է 14 վայրկյան և բաղկացած է եղել 3 ենթահարվածներից:

Մակերևութային խախտման հարթության քերծվածքավորման առաջին դիտարկումները կատարվել է երկրաշարժից երեք օր հետո (Караханын и др., 1992; Trifonov et al., 1990): Քերծվածքավորված հարթության երկու բեկորները (նկար 3.58) նմուշարկվել էին 8 կմ երկարությամբ կենտրոնական սեգմենտի (Սպիտակ քաղաքից ձգվում էր Գեղասար գյուղը) վրա առավելագույն ուղղձիգ տեղաշարժման հատվածից (Trifonov et al., 1990; Караханын и др., 1992; Philip et al., 1992):

Քերծվածքավորված դեռ թաց նմուշները վերցված են սկարպի վերին բլրկի (haging wall) ազատ մակերեսից (free face), հիմքից 60 սմ բարձր (ստորին բլրկից (footwall) մակերևույթից վերև): Այստեղ խզվածքի հարթությունը կատարելապես հարթ է և ունի $N140^\circ$ տարածում և դեպի հյուսիս-արևելք 50° անկում (a, նկար 3.59): Այս նմուշներն երկու պլաստիկ կավե, գրեթե առանց կլաստիկ տարրերի սալիկներ են, որոնց գոյացումը նաև խախտման ընթացքում երկու բլրկների միջև փոխգործակցության արդյունք է:

Ուղղահայաց և հորիզոնական տեղաշարժերը տեղանքում կազմում էին 1,60 մ, և 0,90մ համապատասխանաբար: Ազատ մակերեսին՝ վերևում մերկանում է 10 -15 սմ գործող հողաշերտը, նստած հողմնահարված հրաբխային ապարի վրա:

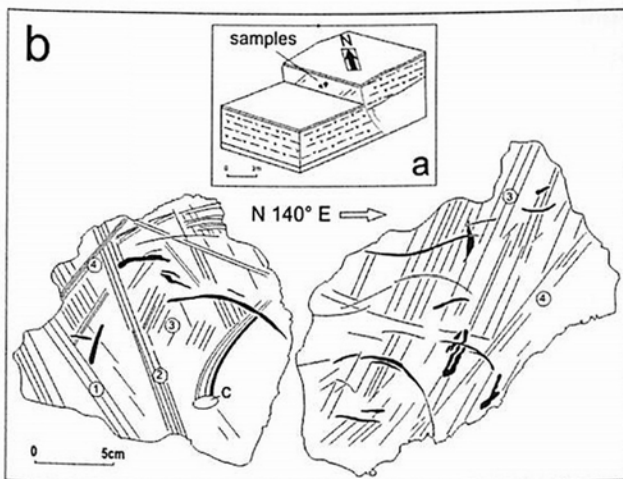


Նկար 3.58. Քերծվածքավորված հարթության երկու բեկորները (նմուշները վերցված են Ա.Կարախանյանի կողմից):

3.3.2. Քերծվածքավորման նկարագիրը

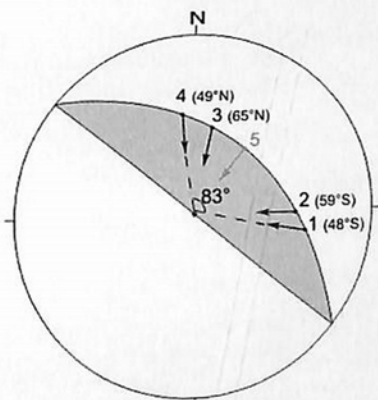
Կախված ձևից, չափերից և խորությունից քերծվածքավորումը կարելի է բաժանել երկու հիմնական խմբերի (b, նկար 3.59): Կարելի է հեշտությամբ տարբերակել առաջին խումբը կազմված բարակ ու երկար, ուղղաձիգ քերծվածքավորմամբ, որը զբաղեցնում է մակերեսի մեծ մասը (1, 2, 3, 4, նկար 3.59): Առաջին խմբինը կտրվում է երկրորդով կազմված կարճ, խորը և ընդհատվող, տարբեր կողմնորոշման, նաև կորագիծ քերծվածքավորմամբ: Վերադրման

սկզբունքով մանրամասն վերլուծությամբ առաջին խմբի քերձվածքավորումները ըստ ժամանակի բաժանվեցին չորս հիմնական ուղղությունների, այն ունի հետևյալ հերթականությունը 48°S, 59°S, 65° N, և 49°N (1, 2, 3, և 4, նկար 3.60): Օգտագործելով Ջեֆ Ռիցի (Ritz, 1994) առաջարկած գրաֆիկական եղանակը լարվածային էլիպսոիդի պարամետրերի համար ստացված երկրաբանական տվյալներից (Philip et al., 1992), մենք ստացանք տեսական սահքի վեկտորը (slip vector) ուսումնասիրվող խզվածքի հարթության համար (5, նկար 60): II խմբի քերձվածքավորման համար մենք չենք վերականգնել ժամանակագրական հաջորդականություն:



Նկար 3.59. Քերձվածքավորված նմուշների դիրքը սկարպի վրա (a), և նրանց գծապատկերները:

Նկ. 3.60. Առաջին խմբի քերձվածքավորումը ըստ ժամանակի, որոնք ցույց են տրված ստորին կիսագնդի վրա: Կարմիրով ցույց է տրված տեսական սահքի վեկտորը:



3.3.3. Գոյացման ժամանակը

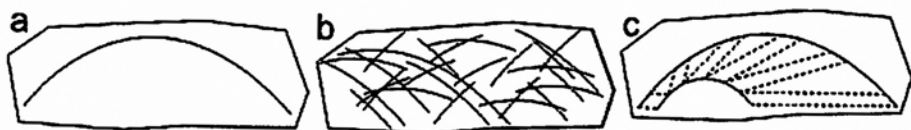
Ըստ հնաերկրաշարժագիտական տվյալների, ուսումնասիրվող սեզմենտի վրա նախավերջին ուժեղ սեյսմիկ իրադարձությունը տեղի է ունեցել մի քանի հազար տարի առաջ (առավելագույնը 17,000 BP) (Philip et al., 1992): Ուստի անհնարին է, որ այդ իրադարձության քերծվածքավորումը պլաստիկ ու խոնավ կավային սալիկի վրա անփոփոխ պահպանվեր այդպիսի երկար ժամանակ: Եթե նույնիսկ անհավանականորեն ենթադրենք, որ կավային սալիկը այդպես թարմ պլաստիկ և խոնավ վիճակում կպահպանվեր առանց կոնսոլիդանալու, ապա 1988 թ. տեղաշարժը պետք է ջնջեր նախկին քերծվածքները (հաշվի առնելով նախորդիվ նշված սալիկի հատկանիշները): Հետևաբար, նկարագրվող քերծվածքավորումը կապված է 1988 թվականի Սպիտակի երկրաշարժի հետ:

Տարբեր ուղղությունների քերծվածքավորում, կապված մեկ սեյսմիկ իրադարձության հետ նկարագրված է 1995 Կոբեի երկրաշարժի ժամանակ (Otsuki et al., 1997): Վերլուծությունը ցույց է տալիս բարդություններ, քերծվածքավորման և շարժման արդյունք (resulting motion vector) վեկտորի միջև հաճախակի անհամապատասխանություն:

3.3.4. Քերծվածքավորման ձևի վերլուծությունը

Քերծվածքավորման բարդությունը կարելի է մասամբ բացատրել կավային միջավայրում փոքր, կարծր բաղադրիչների առկայությամբ, որոնք ամրակցված կլինեն խզվածքի մեկ մի, մեկ մյուս պատին, բլոկների հարաբերական շարժման ընթացքում: Արդյունքում, երկու պատերի քերծվածքավորումը չի արտացոլի բարդ շարժման ամբողջական պատկերը: Նկար 3.61-ում ներկայացված է տարբեր քերծվածքավորման տեսական օրինակներ

միննույն հարաբերական կորագիծ շարժման ժամանակ: Նկար 3.61-ում (a) ցույց է տրված քերծվածքավորում, որն արտացոլում է երկու բլոկների միջև ամբողջական շարժումը, երբ կոշտ մասնիկը մշտապես կցված է բլոկներից մեկին (նկարում բացակայող): Նկար 3.61-ի (b) ներկայացված է, երբ առկա են մի քանի կոշտ մասնիկներ, բաշխված խզվածքի հարթության վրա, որոնք կցված են բլոկների մեկ մի, մեկ հանդիպակաժ պատերին: Հնարավոր է նախորդ պայմանների դեպքում նաև ավելի բարդ պատկեր (c, նկար 3.61), երբ իրական շարժումը հատվածականորեն շարունակվելով և ուստի կրճատվելով կազմում է աղեղ ավելի փոքր շառավղով:



Նկար 3.61. Տարբեր քերծվածքավորման տեսական օրինակներ, ստացվող միննույն հարաբերական կորագիծ շարժման ժամանակ (համակարգչային մոդելավորում):

Դեֆորմացիայի ընթացքը (դինամիկան) վերականգնելու համար հիմնվում ենք հետևյալ փաստարկների վրա.

- քերծվածքավորված նմուշները վերցվել են Սպիտակի 1988թ. խախտման կենտրոնական սեզմենտից, ուր այն գոյացել է ավելի վաղ, քան մյուս սեզմենտներում՝ հետևաբար նրա հարթության վրա կարող է արտացոլված լինել ավելի ուշ, երկրաշարժի ընթացքում ստատիկ և դինամիկ լարվածային փոփոխությունները,
- Սպիտակի երկրաշարժի խախտման գոյացման ժամանակ եղել են տարբեր հարվածներ ընդհանուր 11 վայրկյան տևողությամբ, ինչի հետևանքով առաջացել են խախտման տարբեր սեզմենտներ: Մենք ենթադրում ենք, որ քերծվածքավորման ամբողջությունը ձևավորվել է այս հարվածների ժամանակ: Սպիտակի երկրաշարժի հետցնցումների պարամետրերի վրա հիմնվելով Դորբաուր

և ուր. (Dorbath et al. 1992) եզրակացրել են, որ ոչ մի ուժեղ հետցնցում չէր կարող մակերևույթի խախտում առաջացնել: Այնուամենայնիվ, ուժեղ հետցնցումի ազդեցություն հարակից սեզմենտների վրա արձանագրվել է $MS = 7.0$ մագնիսությունով 1989 թ. Լոմա Պրիետաի երկրաշարժի ժամանակ (պարամետրերով նման Սպիտակի երկրաշարժին) (Dietz and Ellsorth, 1990),

- նմուշները վերցված են հարթ մակերեսից, ուստի բացառվում է որևէ ազդեցություն քերծվածքավորման ուղղությունների վրա, կապված անհարթությունների հետ,
- առաջին խմբի քերծվածքավորումը ցույց է տալիս ժամսլաքի ուղղությամբ 83° ռոտացիա (նկար 3.60): Դրա հետ մեկտեղ ուղղաձիգ բաղադրիչը միշտ մնացել է վերնետքային, իսկ հորիզոնականը փոխվել է ձախակողմյանից աջակողմյանի: Վերջինս համապատասխանում է երկրաշարժի ֆոկալ մեխանիզմին (խորքային տվյալ) և արձանագրված արդյունքային տեղաշարժին՝ զրանցած դաշտային չափումներով (Philip et al., 1992): Տարբեր ուղղվածության առաջին խմբի քերծվածքավորումները ուղղագիծ են, ինչը ենթադրում է, որ այն արտացոլած շարժումները դիսկրետ են (այսինքն, առանձին են, առաջացել են առանձին հարվածներից): Այսինքն ուղղագիծ յուրաքանչյուր քերծվածքի համար եղել է առանձին հարված: Քերծվածքների ուղղությունների նման փոփոխությունները չի կարող բացատրվել հարաբերական ռոտացիոն շարժմամբ, քանի որ այդ դեպքում ուղղաձիգ արդյունքային տեղաշարժը կլիներ անհրաժեշտ մեծ չափերի (քանի որ շարժման շառավիղը պետք է լիներ բավական մեծ, ինչը թույլ կտար, որ դիտարկված քերծվածքավորումը երևար ուղղագիծ):
- որպես կանոն, երկրորդ խմբի քերծվածքներն ավելի կարճ են, կոր և փոփոխական քան առաջինին: Առանձին

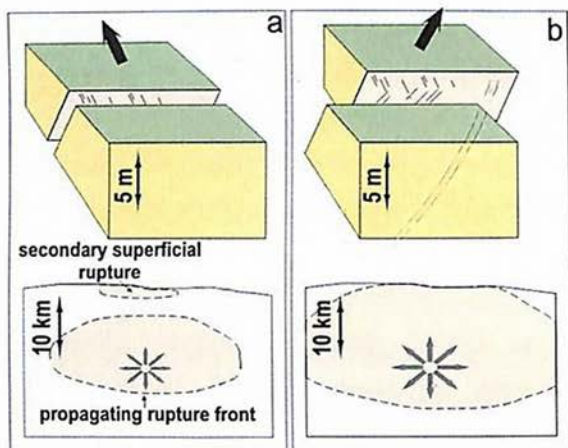
քերծվածքների ուղղությունները կարող են փոխվել, մինչդեռ պահպանելով կորությունները: Հավանական է, որ երկրորդ խմբի քերծվածքավորումը հատվածական ներկայացնում է մինևույն առանձին կորագիծ շարժումը: Երկրորդ խմբի վերջին արտացոլված քերծվածքավորումը մերձհորիզոնական է, ամբողջությամբ տարբեր արդյունքային տեղաշարժման վեկտորից: Երկրորդ խմբի այս և մյուս քերծվածքավորումները չեն կարող արտացոլել վերջին շարժումը, քանի որ նրանք մերձ-հորիզոնական են և գտնվել են ազատ մակերեսի հիմքից 60 սմ բարձր: Այլ կերպ ասած, 180 սմ ուղղաձիգ շարժման 60 սմ-ը տեղի է ունեցել դրանց ձևավորումից հետո,

- երկրորդ խմբի քերծվածքավորումները խորն են և ավելի ընդարձակ, այսինքն, նրանք առաջացել են ավելի խոշոր, կարծր բաղադրիչների առկայությամբ (striations): Նրանցից մեկն իր շարժման հետագծի վերջում առաջացրել է 6-7մմ բարձրությամբ կավային կուտակում (նշված C տառով, նկար 3.59): Սա ենթադրում է, որ երկրորդ խմբի վերջին քերծվածքավորումները ձևավորվել են, երբ երկու բլոկների միջև առաջացել է բացվածք:

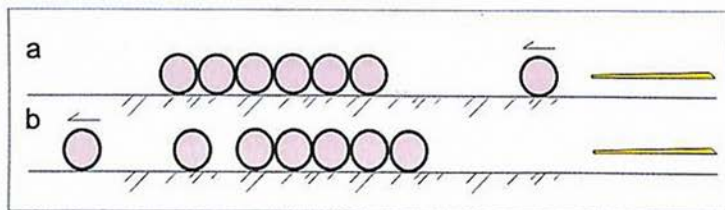
3.3.5. Մակերևութային երկրորդային խախտման մոդելի առաջադրում

Երկրաշարժի ընթացքում խախտումը տարածվում է մոտավորապես 3 կմ/վրկ արագությամբ (e.g. Hessler et al., 1992): Սպիտակի երկրաշարժի դեպքում անհրաժեշտ կլինե՞ր մոտ 4 վայրկյան, որպեսզի այն հիպոկենտրոնից հասներ մակերևույթ: Խախտումը տարածվել է առանձին զարկերով, ինչպես երկրակեղևի խորքում, այնպես էլ նրա մակերևույթին: Այդ զարկերը ձևավորել են իրենց համապատասխան քերծվածքավորումը: Խախտման ճակատի

երկրի մակերևույթին մոտենալու վաղ փուլերում (առաջին հարվածները), երկրորդային խախտում է ձևավորվել մակերևույթին, որին նպաստել է վերին ֆորմացիաների բեռնվածության բացակայությունը (a, նկար 3.62):



Նկար 3.62. Մակերևութային խախտման առաջարկվող մոդել Սպիտակի 1988թ. երկրաշարժի կենտրոնական սեզմենտի համար (Avagyan et al., 2003; 2010):



Նկար 3.63. Մոմենտի և էներգիայի պահպանման օրենքը բիլիարդի գնդակների օրինակով:

Մոմենտի և էներգիայի պահպանման օրենքը բացատրում է այդ երևույթը Նյուտոնի ճոճանակի (Newton's cradle) օրինակով, կամ ինչը լավ երևում է բիլիարդի գնդակների օրինակով (նկար 3.63): Ուղիղ գծով շարված կից գնդակների մի ծայրին հարվածից, շարքի վերջին գնդակները կարող են շարժվել մինչդեռ մեջտեղիները մնան տեղում: Երկրորդային մակերևույթի խախտումը կարող է

նույնությամբ չարտացոլել հիպոկենտրոնի դեֆորմացիան իր ուղվածությամբ և ամպլիտուդով, այնուամենայնիվ պահպանելով բլոկների ընդհանուր հարաբերական շարժումը միմյանց նկատմամբ, ինչը արձանագրել են նաև այլ հետազոտողներ (e.g. Хромовских и др., 1979): Սպիտակի երկրաշարժի դեպքում արձանագրում ենք բլոկների հարաբերական շարժմանը հակասող կինեմատիկա: Առաջին քերծվածքավորումները գոյացել են միայն երկրորդային մակերևույթի խախտման ժամանակ, որը հրահրվել է հիպոկենտրոնից տարածվող դեֆորմացիայի հարվածներով: Այս քերծվածքավորումների ուղղությունները հավանաբար թելադրվում են տեղանքի հիպոկենտրոնի նկատմամբ տարածության մեջ տեղադրմամբ: Առաջին խմբի ավելի ուշ մոտավորապես 4 վրկ գլխավոր հարվածից հետո գոյացած քերծվածքավորումները (երբ խախտման ճակատը հասավ մակերևույթին) կողմնորոշմամբ համապատասխանում են հիպոկենտրոնում արձանագրված (ֆոկալ մեխանիզմ) և արդյունքային տեղաշարժին (b, նկար 3.62): Հիմնական տեղաշարժը կապված է այս փուլի հետ:

Վաղ փուլերի խզվածքագոյացում դիտարկվել է Սպիտակի սեյսմածին խախտման հյուսիս-արևմտյան սեզմենտում, որը ձևավորվել է կենտրոնականից հետո: Ծալքավորում և երկրորդային մակերևութային խախտումներ այստեղ նույաես արձանագրվել են (Philip et al., 1992):

Ինչպես նախորդիվ նկարագրվեց, կենտրոնական սեզմենտի պատումից հետո սկսեց պատովել Սպիտակից դեպի հարավ-արևելք և ապա կենտրոնականից դեպի հյուսիս-արևմուտք սեզմենտը: Կարծում ենք, որ երկրորդ խմբի քերծվածքավորումը գոյացել է այս երկրորդ և երրորդ սեզմենտների պատման փուլում սեյսմիկ ալիքների ազդեցության ներքո: Քանի որ ապարների շփման օրենքը զգայուն չէ անցողիկ (դինամիկ) լարվածությանը, վերջինս բավարար հզոր չէ խախտում առաջացնելու համար (Dieterich, 1987): Մյուս կողմից, ինչպես վերը նշված է, նկատվել է ուժեղ հետցնցման ազդեցություն հարևան սեզմենտների վրա (Dietz and Ellsorth, 1990):

Այս գործոնները բացատրում են երկրորդ խմբի քերծվածքավորումների սահմանափակ երկարությունը:

Սկարայի ձևավորման վերջին փուլում, նրա բարձրությունը աճել է մոտ 60 սմ-ով, որը մակենություն մոտ տեղի է ունեցել առանց հարևան բլուկների միջև շփման, ինչի արդյունքում դիտարկված վերջին մերձհորիզոնական քերծվածքավորումը հայտնվել է ստորին բլուկի մակերևույթից բարձր:

Մեյամածին խախտման նկարագրված բոլոր փուլերը տեղի են ունեցել 11 վայրկյանի, Մայիսակի 1988 թ. երկրաշարժի հիմնական ցնցումների, ընթացքում:

Մույն ուսումնասիրությունը կարող է օգնել հասկանալ նման կառույցների ծագումնաբանությունը: Նրանք կարող են ներկայացնել մակերևույթի երկրորդային խախտում, հրահրված դեռ մակերևույթին չհասած խախտման գործընթացի զարկերից: Հնարավոր է մի իրադրություն, երբ խոշոր սեյսմիկ իրադարձության ժամանակ խզվածքի հարթության վրա դիտարկվեն քերծվածքավորումներ, որոնք կտարբերվեն հիպոկենտրոնում գրանցված և արդյունքային տեղաշարժի վեկտորներից: Սա վկայում է երկրաբանական միջավայրի, կոնկրետ մակերևույթի ձևախախտման բարդությունների մասին, ոչ միայն երկարաժամկետ փուլում, այլև ակնթարթային դրվագներում: Միևնույն ժամանակ, աշխատանքը ցույց է տալիս, որ որոշակի զգուշավորություն պետք է ցուցաբերել պալեո-լարվածային վերլուծությունների ժամանակ, երբ հիմնվում ենք խզվածքի տեղաշարժի քերծվածքավորման վրա:

Քննարկում

Հայաստանի Հանրապետության տարածքում դիտարկված մակերևույթային խախտումների օրինակները ցույց են տալիս նրանց մեկնաբանման հետ կապված դժվարությունները: Մակերևույթային խախտումների մեծ մասը, հատկապես ժայռային կամ կապակցված ապարներում գոյացած վերնետքների դեպքում և ուղղաձիգին ոչ

շատ մոտ խզվածքի հարթությամբ վարնետքների դեպքում, իհարկե, կինեմատիկայով արտացոլում է խորքային իրադրությունը: Մակայն բերված օրինակները շատ դեպքերում վկայում են նրանց թվացյալ բնույթն, ընդ որում, այն կարող է արտահայտված լինել տարբեր կինեմատիկ իրավիճակներում: Գոգարանի տեղամասի դեպքում ունենք ուղղաձիգին մոտ հարթությամբ վարնետքային բաղադրիչով կողաշարժ ձախակողմյան սեզմենտավորմամբ, իսկ Սեմիոնովկայի տեղամասերում ուղղաձիգին մոտ հարթությամբ և թույլ արտահայտված վարնետքային ուղղաձիգ բաղադրիչով (վերջինիս օգտին է սեղմման կատարների ձևավորումը) կողաշարժ: Երկու տեղանքների խրամուղիներում ղիտարկվում է միմյանց նման թվացյալ վերնետքային բաղադրիչ: Նման պատկեր է ղիտարկվում նաև Մուռսարի տեղամասում: Ֆիդլետովոյի տեղամասում ավելի բարդ իրավիճակ է, ուր բլուրների առանցքներն ունեն հիմնականում աջ սեզմենտավորում և սպասվող վերնետքի փոխարեն խրամուղիներից մեկում ղիտարկվում է վարնետք:

Ուստի խուսափելու համար սխալ հետևություններից կարևոր է կատարել խաչաձև վերլուծություններ հաշվի առնելով մի շարք հանգամանքներ, որոնցից կարևորներն են երկրաբանական կառուցվածքը, կինեմատիկ իրավիճակը և ռելիեֆի ձևափոխվածքը:

3.4. Հրաբխածին (ոչ տեկտոնական) մակերևութային

Չորրորդական խախտումները ուսումնասիրվող տարածքների օրինակներով

3.4.1. Տեկտոնական և այլ ծագման խախտումների առանձնացման կարևորությունը

Հայկական լեռնաշխարհը, որի հյուսիս-արևելյան հատվածը զբաղեցնում է ՀՀ-ը, առանձնանում է նաև ակտիվ հրաբխականությամբ, ուր հրաբխային ակտիվության ուշ շրջանում (վերին միոցեն – չորրորդական ժամանակաշրջանում) ձևավորվել են

ընդարձակ հրաբխային զանգվածներ և կոներ (e.g. Karapetian et al., 2001):

Խզվածքների ակտիվությամբ հարուցված երկրաշարժերը՝ այսինքն տեկտոնական բնույթի, բավական լավ ուսումնասիրված են: Վերջին տասնամյակներում սկսեցին կատարվել ուսումնասիրություններ ակտիվ տեկտոնիկայի և հրաբխականության փոխազդեցությունների՝ հատկապես նրանց տարածական տեղաբաշխման օրինաչափությունների վրաբերյալ (e.g. Հարությունյան, 2001; Ավագյան, 2011; Карапетян, 1973; Ширинян, 2002; Джрбашян и др., 2002; Innocenti et al., 1980; Adiyaman et al., 1998; Karakhanian et al., 2004; Karakhanyan et al., 2002; Avagyan et al., 2005, 2010): Ցույց տրվեցին բազմաթիվ հրաբխային կլաստերների առկայությունը, որոնք կապված են բացվող խզվածքների հետ:

Իրականացվել են նաև հետազոտություններ հրաբխային ժայթքումների և երկրաշարժերի ժամանակային բաշխվածության վերաբերյալ, մասնավորապես, վերլուծվեց Արարատի 1840 թվականի ուժեղ երկրաշարժի ժամանակ հրաբխային Բանդայի տիպի ժայթքումը (Karakhanyan et al., 2003): Հայկական լեռնաշխարհի հարևանությամբ Կենտրոնական Կովկասում (Էլբրուս հրաբխի շրջակայքում) բացահայտվել են վերջին 7000 տարվա ընթացքում տեղի ունեցած 4 հրաբխային ժայթքում և նույն քանակությամբ երկրաշարժներ 6.5-7.0 մագնիտուդների գնահատումներով (Rogozhin et al., 2005), ընդ որում հեղինակները չեն անդրադարձել նրանց միջև ակնհայտ ժամանակային (հարուցման) կապին:

ՀՀ տարածքին վերաբերող վերը նշված ուսումնասիրություններում հրաբխային ակտիվությունը հարուցվում էր խզվածքային ակտիվությամբ՝ տեկտոնական երկրաշարժներով: Սակայն, շատ սակավ ուսումնասիրություններ կան վերաբերող մեր տարածաշրջանի մակերևութային խախտումներին, որոնք հարուցված են հրաբխային ակտիվությամբ, կապված են գրավիտացիոն (ծանրահակ) ուժի հետ և որոնց գոյացումը նույնպես կարող է զուգորդվել երկրաշարժներով (e.g.

Ավագյան, 2011; Милановский, 1968; Аванесян, 2004; Balassanian et al., 2001): Այս դեպքում նույնպես առաջանում են մակերևութային խախտումներ: Ընդհանրապես բոլոր երկրաբանական գործընթացներն ուղղակի կամ անուղղակի կերպով կապված են տեկտոնիկայի հետ, այնուամենայնիվ այս դեպքում (երբ կապը անուղղակի է) խախտումների ծագումը տեկտոնական կամ մաքուր տեկտոնական չէ: Մագմայի վերընթացը կենտրոնական հրաբուխի տակ և դայկաների կողային ներդրումը, որպես կանոն, ուղեկցվում է շրջակա ապարների ճեղքավորմամբ առաջացնելով կոինտրոլվի սեյսմիկություն (Brandsdottir and Einarsson, 1979; Klein et al., 1987): Մակերևութային խախտումներ կարող են գոյանալ նաև ժայթքման ցնցումներից (shaking induced): Ժայթքումից հետո մագմատիկ ավազանի մագմայի ծավալի կրճատմամբ աճող հրաբխային կոների նստեցմամբ նույնպես կարելի է բացատրել խախտումների գոյացումը (Милановский, 1968):

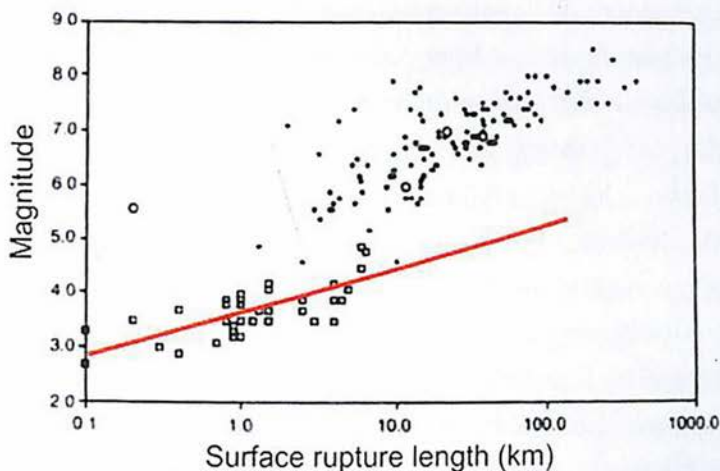
Հրաբխածին և տեկտոնական կառույցների տարանջատումը հաճախ կարող է լինել ոչ միանշանակ: Այստեղից էլ տերմինների այն բազմազանությունը, որոնք բնութագրում են մագմատիզմով պայմանավորված կառույցները:

Հրաբխածին կամ հրաբխականությամբ հարուցված (triggering) խախտումներին տարբեր անվանումներ են տալիս: Դրանց անվանում են մագմային-հարուցման (magma-induced) կամ դայկային-ներդրումային հարուցման (dike – ijection, dike-induced) կառույցներ (McCalpin, 1996), որոնք առաջացնում են հրաբխային (կամ հրաբխածին) երկրաշարժներ (e.g. Shimozuru and Kagiya, 1989; Foulger and Long, 1984), ինչը ենթադրում է հրաբխածին խախտումներ: Նրանք կարող են առաջանալ դայկաների ներդրմամբ կամ դրա և հիմնական ժայթքման ցնցումների ազդեցությամբ: Այդ խախտումների զգալի մասը, ըստ էության, սեյսմագրավիտացիոն բնույթի են, սակայն, քանի որ կապված են հրաբուխների գործունեության հետ, այսուհետ, վերը նշված խախտումները և երկրաշարժերը կանվանենք հրաբխածին: Հրաբխածին կառույց

լինելու ամենակարևոր ցուցանիշները նրա ակնհայտ տարածական կապն է հրաբխային կառույցի հետ և նրա գոյացման համընկնումն է հրաբխային գոյացումների ժամանակի հետ: Հրաբխածին երկրաշարժները որպես կանոն առանձնանում են տարածական միգրացիայով, ունեն յուրահատուկ ֆոկալ մեխանիզմներ և տարբեր ալիքների տարածման առանձնահատկություններ:

Կիրառվում է նաև հրաբխատեկտոնական տերմինը, որը ենթադրում է տեկտոնական ակտիվություն կապված հրաբխային գործընթացների հետ: Երբ խախտումները գոյանում են խոշոր ընդարձակման կառույցներում, ուր առկա են խոշոր վարնետքներ, նման պարագաներում դայկային-հարուցման ընդարձակման խախտումները կարելի է նույնպես համարել տեկտոնական ծագման (McCalpin, 1996):

Իսլանդիայի և Հավայան կղզիների կոսեյսմիկ դեֆորմացիաների ուսումնասիրությունները ցույց են տվել, որ մեկ մետր տեղաշարժով դայկային հարուցման վարնետք առաջացնելու համար մեծ մագնիտուդներ հարկավոր չեն: Այս երկրաշարժները հազվադեպ են գերազանցում 5.5 մագնիտուդը և հիմնականում ունեն <4.5 մագնիտուդներ: Կալիֆոռնիայի և կենտրոնական հրաբխի հետ կապված հրաբխածին երկրաշարժերի հզորությունը ավելի մեծ է ($M_{6.5-7.0}$), կապված նրանց ավելի խորշոր կառուցվածքների հետ (McCalpin, 1996): Կալիֆոռնիայի ձևավորմամբ պայմանավորված երկրաշարժներն ունեն ≥ 5.0 իսկ դայկային-հարուցվածներինը՝ 4.0 (Einarsson, 1991): Ճապոնիայում 1989թ. գրանցվել է դայկային հարուցման 5.5 (M_{JMA}) մագնիտուդով երկրաշարժ (Okada and Yamamoto, 1991): Բացառիկ դեպքերում հնարավոր է նաև ավելի ուժեղ երկրաշարժ ինչպիսին գրանցվել է 1912թ. Կատմայի կալիֆոռնիայում (Ալյասկա), որի մագնիտուդը 7.0 (M_s) (Abe, 1992): Վերջինիս ուժգնությունը պայմանավորված է նաև ծանրահակ ուժի ազդեցությամբ կալիֆոռնիայի աղետալի փլուզումով:



Նկար 3.64. Առավելագույն մագնիտուդի գնահատման դիագրամա առաջարկված հրաբխային տիբույթների համար, որը տեկտոնական ծագման երկրաշարժերի հետ համեմատած տալիս է զգալիորեն ավելի ցածր արժեքներ (Mohammadioun and Serva, 2001):

Ի տարբերություն հրաբխածինի՝ հրաբխատեկտոնական երկրաշարժերի մագնիտուդները ավելի մեծ են՝ տատանվելով 4.3-ից մինչև 8 (Հավայան կղզիներ) և ունեն լավ արտահայտված տեկտոնական ցնցումներին հատուկ ցնցումների բաշխում (նախացնցումներ, հիմնական ցնցում, հետցնցումներ): Ընդ որում տեկտոնական խախտման կինեմատիկական հաճախ կարող է լինել ոչ ընդարձակմանը համապատասխանող՝ կապված մագմատիկ ավազանի շրջակա ծավալի վրա ճնշմամբ:

Հրաբխային տիբույթներում դիտարկվող մակերևութային խախտումների հետ կապված առավելագույն մագնիտուդների հաշվարկման համար առաջարկվել է դիագրամա (նկար 3.64), որը տեկտոնական ծագման երկրաշարժերի հետ համեմատած տալիս է զգալիորեն ավելի ցածր արժեքներ (Mohammadioun and Serva, 2001):

Տնտեսության, հատկապես շինարարության համար մակերևութային խախտումների հայտնաբերումը և քարտեզագրումը հույժ կարևորություն ունեն: Սակայն կարևոր է նաև նրանց ծագումնաբանությունը քանզի, ինչպես պարզաբանվեց վերևում, ի

տարբերություն տեկտոնական կամ հրաբխատեկտոնական երկրաշարժերի՝ հրաբխածինները ունեն ավելի փոքր մագնիտությունը: Վերջինների պատճառ հանդիսացող խախտումներն ունեն ավելի փոքր, մեծամասաբ մինչև 1մ –ի հասնող տեղաշարժեր: Ավելին, եթե տեկտոնական խզվածքների մակերևութային խախտումները կարող են որոշակի կրկնելիության միջակայքերով նորից ակտիվանալ, ապա հրաբխածին խախտումների ակտիվությունը որպես կանոն ավարտվում է հրաբխային մարմնի ձևավորման ավարտով: Մոնոգեն հրաբուխների դեպքում հրաբխականությամբ պայմանավորված խախտումները այլևս չեն ակտիվանա: Այսինքն հրաբխականությամբ հարուցված ոչ տեկտոնական խախտումներով պայմանավորված բնական վտանգները և ռիսկերը անհամեմատ փոքր են: Ուստի հրաբխային ակտիվությամբ հարուցված խզվածքը վերագրելով տեկտոնականին գերազնահատվում է նրա մագնիտության ներուժը:

3.4.2 Եղվարդի սարավանդ

ՀՀ տարածքում հրաբխային ապարներում շատ են դիտարկվում խախտումներ: Նրանք դիտարկվել են Արագածի լանջերին, Գեղամա, Վարդենիսի և Սյունիքի հրաբխային բարձրավանդակներում: Խախտումներ շատ են դիտարկվում նաև Արարատյան գոգավորությանը հարող սարավանդների հրաբուխներում (օր.՝ Գրեակո, Դավթի բլուր, Կարմրատար, Թագավորանիստ և այլն) ուր առավելապես տարծված են մոնոգեն հրաբուխները: Առանձին անդրադառնանք Եղվարդի սարավանդի մի հատվածին:

Եղվարդի սարավանդը գտնվում է Երևան քաղաքից հյուսիս՝ սահմանագծված Քասախ և Հրազդան գետերի միջին հոսանքներով (նկար 3.65): Ըստ 1962թ. կազմված երկրաբանական քարտեզի, այստեղ տարածված են Արագածի ստորոտի ստորին օլիգոցենի

էֆուզիվ հաստվածքը (Пафенгольц, Тер-Месроփյան 1964): Ըստ Ա.Տ.Ասլանյանի սարավանդի հիմքում տարածվում են վերին պլիոցենի դոլերիտային լավաները և նրանց տուֆաբեկչիաները (Асланян, 1958): Վ.Մ.Ամարյանը գտնում է, որ բացի դոլերիտային լավաներից առկա են նաև բազալտային անդեզիտներ և Ողջաբերդի հաստվածքի ստորին պլիոցենի պիրոկլաստներ (Амарян, 1963): Նրանց վրա տարածվում են վաղ և միջին չորրորդականի անդեզիտային բազալտների հոսքերը, տուֆաբեկչիաները և երևանյան տիպի իգնիմբրիտային տուֆերը: Լավաները տեղ-տեղ ամբարտակել են գետային հոսքերը (Асланян, 1958) ուր գոյացել են միջին և վերին չորրորդական (Амарян, 1963) լճագետային գլաքարային և ավազակավային նստվածքներ:

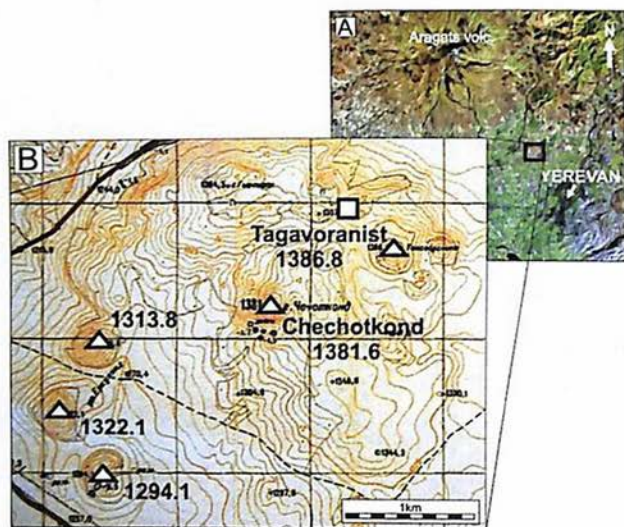
Սարավանդի մակերևույթին լավ առանձնանում են վեց խարամային, տեղ-տեղ լավաներով հրաբխային կոներ (նկար 3.65): Վ.Մ.Ամարյանը նրանց համարում է վերին պլիոցենի, իսկ Ա.Տ.Ասլանյանը վերին չորրորդականի գոյացություններ (Асланян, 1958; Амарян, 1963): Հրաբուխներից արտավիժել են պեմզաներ, խարամ, դրանց ավազները և լավաներ:

Համարյա այս բոլոր հրաբուխների մերկացումներում դիտարկվում են խախտումներ, որոնց հիման վրա ՀՀ Սեյսմիկ Պաշտպանության Ազգային Ծառայության (ՄՊԱԾ) 2001 թվականի սեյսմատեկտոնական մոդելում առանձնացվել էր Եղվարդի գոտու ինտենսիվ ընդարձակման գոնան՝ արևմուտք, հյուսիս-արևմուտք ուղղությամբ:

Ըստ Ս.Բալասանյանի ղեկավարությամբ իրականացված աշխատանքների արդյունքների, վերը նշված խախտումները հրաբխատեկտոնական ծագում ունեն (Balassanian et al., 2001): Ավանեսյանը (Аванесян, 2004) կասկածի տակ դնելով նրանց տեկտոնական բնույթը՝ նույնպես հակված է նրանց համարել հրաբխատեկտոնական:

Շատ կարևոր հանգամանք է, որ խախտումները հրաբուխներում և լճագետային նստվածքներում դիտարկվում են

կոների և նրանց շրջակայքի սահմաններում (Аванесян, 2004), ինչը ակնհայտորեն ցույց է տալիս նրանց ծագումնաբանական կապը հրաբխականության հետ:



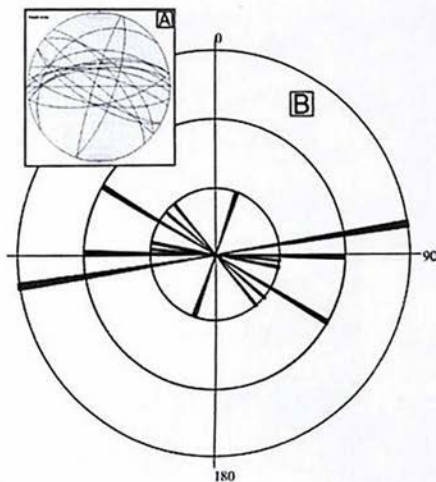
Նկար 3.65. Հրաբխային կոների (եռանկյունիներով) և լճագետային նստվածքների մերկացման (քառակուսիով) տեղադիրքը Երևան քաղաքի և Արագածի հրաբուխի համեմատ ներկայացված Landsat տիեզերական նկարի (A) և տոպոգրա-

ֆիական քարտեզի վրա (B):

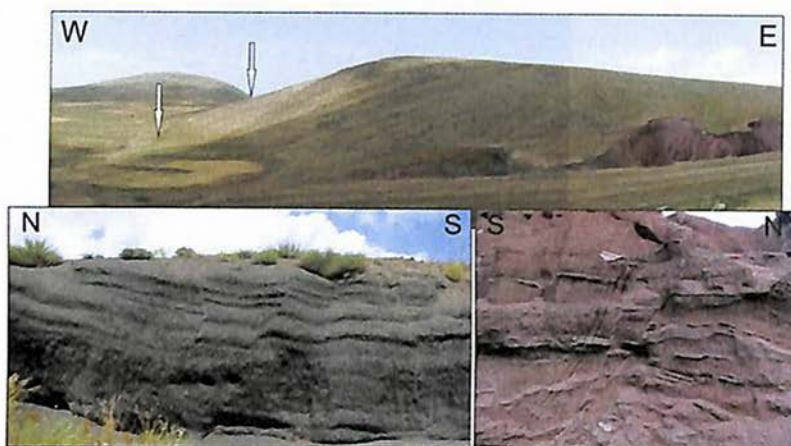
Կարևոր հանգամանք է նաև հրաբուխների տարածական բաշխումը: Խոշոր մասշտաբում այս հրաբուխները չունեն գծային տեղաբաշխում, սակայն նրանց զբաղեցրած էլիպսաձև մակերեսը ունի ընդհանուր հյուսիս-արևելյան մոտ 3 կմ ձգվածություն և մոտ 1 կմ լայնություն: Համարյա այդ նույն հյուսիս-արևելյան ուղղությամբ մոտավորապես 7 կմ դեպի հարավ-արևմուտք դիտարկվում են ևս երկու շլակային կոներ, որոնցից խոշորը 1 կմ տրամագծով Օշականի հրաբուխն է: Հեռագնման և դաշտային հետազոտությունները Երևան չհանեցին որևիցե մի երկրաբանական կառույց վերը նշված ձգվածության, որոնք կկապեին այս հրաբուխները: Ավելին, հրաբուխների սահմաններում դիտարկված խախտումներում դժվար է առանձնացնել գերազանցապես մեկ ուղղություն, իսկ լճագետային նստվածքներում (նկար 3.66) դիտարկված խախտումներում գերազանցող ուղղությունը մոտ է լայնակիին: Այս վերլուծությունից ևս երևում է խախտումների ոչ տեկտոնական բնույթը:

Նկար 3.66. A – խախտումների
հարթությունները, B –
տարածումների դիագրաման:

Խախտումները ուսումնա-
սիրվեցին ըստ իրենց
երկրաչափական, կինեմատիկ,
տարածական բաշխման,
շերտագրական տեղադիրքի՝
օգտագործելով հեռազննման,
դաշտային փաստագրման և համակարգչային մոդելավորման
մեթոդները:



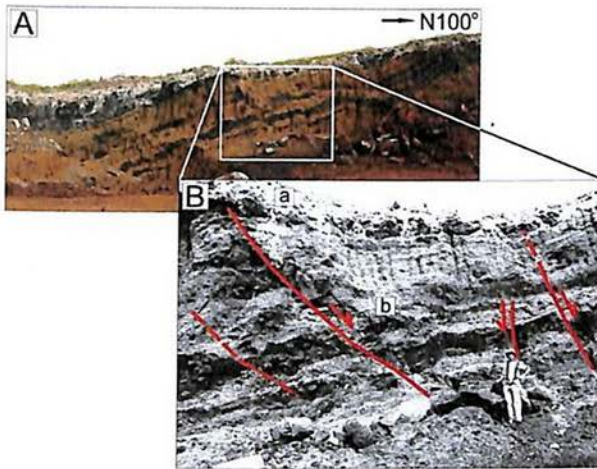
Նկար 3.67. Կարմրատար
հրաբուխի (Շամիրամի
սարավանդում)
հյուսիսային մերկացումում
դիտարկվող վարնետք, որի
տեղաշարժի մեծությունը
մարում է դեպի ներքև՝
վկայելով նրա հրաբխածին
կամ սեյսմագրավիտացիոն
բնույթի մասին:



Նկար 3.68. Խոնարհասար հրաբխի (Վարդենիսի լեռներ) հարավ-արևելյան մասում գտնվող խարամային փորվածքում դիտարկվող հրաբխածին խախտումներ: Սլաքները ցույց են տալիս ակտիվ խզվածքի Խոնարհասարի սեզմենտը:

Ամենուր աշխարհում հրաբխականությանը հատուկ են ընդարձակման կառույցները, որոնք արտահայտվում են փոքր մասշտաբի ընդարձակման ճեղքերից սկսած մինչև խոշոր վարնետքները և օղակաձև խզվածքները (right fault): ՀՀ տարածքում հրաբխային կոներում դիտարկված խախտումների ընդհանուր տրամաբանությունը այս առումով բացառություն չէ (նկարներ 3.67, 3.68, 3.69, 3.70): Մեծամասնությամբ դիտարկվող խախտումները փոքր ամպլիտուդներով հիմնականում մեկ-երկու սմ լայնությամբ (բացառիկ դեպքերում մինչև 10սմ խզվածքի հարթություններով վարնետքներ են: Վերջին հանգամանքը վկայում է դրանց հիմնականում մեկ տեղաշարժի մասին, ինչը ցույց է տալիս նրանց ավելի հավանական հրաբխածին (ոչ տեկտոնական կամ ոչ հրաբխատեկտոնական) բնույթը: Հրաբխածին բնույթը հաստատող այլ կովաններից է խախտման տեղաշարժի ըստ խորության նվազումը: Նման խախտման լավ օրինակ է Շամիրամի սարավանդի Կարմրատար հրաբուխի հյուսիսային մերկացումներից մեկում դիտարկվածը (նկար 3.67):

Երբեմն դիտարկվում են բավականին բարդ միմյանց կտրող խզվածքի հարթություններ: Վերլուծությունների ժամանակ հաշվի է առնվում տարատեսակ գունավորմամբ խարամների կառուցվածքային դիրքադրումը: Երբեմն միայն խախտումների ուղղաձիգ տեղաշարժով դժվար է բացատրել դիտարկվող կառույցը, հնարավոր են նաև կողաշարժեր, ինչի դեպքում դիտարկվում է շերտերի տեղաշարժերի թվացյալ անհամապատասխանություն:



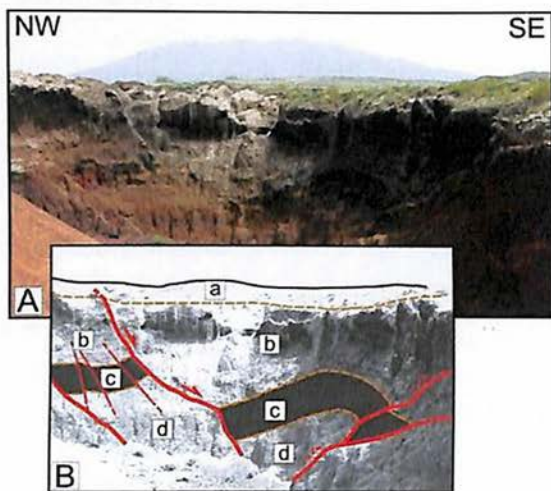
Նկար 3.69. N 100° (A) տարածման մերկացում, բազմաթիվ մանր վարնետքներով (30°W և 60°E անկումներով(B)):
a-կարբոնատային կեղև,
b-պիրոկլաստիկ ավազ:

Դիտարկվել են նաև ուղղաձիգին մոտ ձգվածության տարբեր գունավորման խարամների կոնտակտներ, առանց որևիցե խախտման հետքերի: Այսինքն նոր կազմավորվող հրաբխային կոնի անկայուն լանջերին մասամբ բարդացված լանջային գործընթացներով (օր.՝ սողանքները, փլուզումները) կարող էին նստել տարբեր տարածման կոնտակտներով գոյացումներ:

Խախտումների տարիքի վերաբերյալ դիտարկվել է մի կարևոր առանձնահատկություն: Շատ դեպքերում դրանք դուրս են գալիս անիմիջապես գետնի մակերևույթ և երբ այնտեղ առկա են երիտասարդ գոյացություններ, ապա դա վկայում է գոյացման երիտասարդ տարիքի մասին: Շատ տեղամասերում խախտումների շարունակությունը դեպի վեր դիտարկվում են խարամը ծածկող լավաների մեջ (Аванесян, 2004):

Կարբոնատացված շերտը կամ կեղևը անշուշտ գոյացել է հրաբխային կոների (ըստ Ա.Տ.Ասլանյանի վերին չորրորդականի (Асланян, 1958)) ձևավորումից հետո և ուստի ունի համեմատաբար երիտասարդ հասակ: Բազմաթիվ մերկացումներում կարբոնատացված շերտերում դիտարկվեցին խախտումների հարթություններ, սակայն ուշադիր գննությունը ցույց տվեց, որ մի զգալի մասով վերջիններս խախտված չէին (մասնավորապես նրանց ստորին սահմանը): Արդեն խախտված մակերևույթը, նաև խզվածքի հարթության հեշտ թափանցելի տիրույթը ենթարկվել են կարբոնատիզացիայի:

Մերկացումներում արձանագրվեցին շատ ավելի բարդ կառույցներ, որոնք առաջին հայացքից չեն համապատասխանում հրաբխածին խախտումներին բնորոշ վարնետքային ռեժիմին:

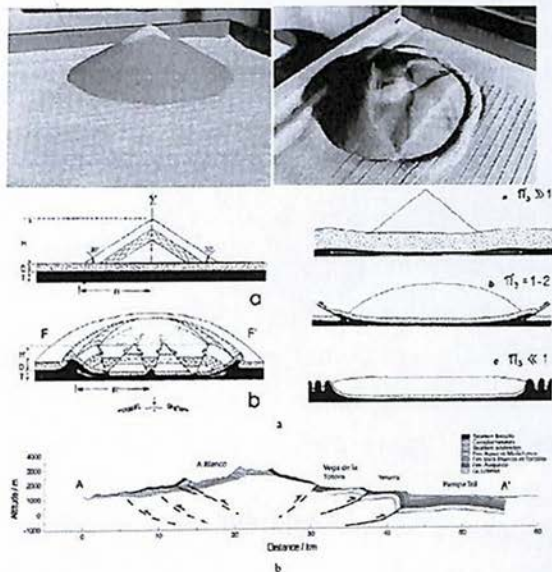


Նկար 3.70. Տարբեր չափերի վար-նետքների և վերնետքների խումբ: a - կարբոնատացված միավոր, b, c, d - խարամային տարբեր երանգավորմամբ միավորներ:

Եղվարդի սարավանդի Կարմրաթումբ (1294.1մ բարձրությամբ) հրաբխային կոնի մերկացումներից մեկում դիտարկվեց հստակ վերնետք: Այն ապացուցվում է նաև խզվածքի հարթությանը հարող քարշման ծալքով (drag fold) (նկար 3.70) և շատ լավ երևում է սև գույնի c միավորի դեֆորմացիայով: Սակայն, ուղղանկյունաձև այդ մերկացման արևմուտքում, հաջողվեց դիտարկել վերնետքի հարթության շարունակությունն, ուր

վերնետքի փոխարեն դիտարկվեց վարնետք: Խզվածքի հարթության արհեստական մերկացումը համոզեց՝ արևելքում և արևմուտքում դիտարկվող հարթությունները վերագրել միևնույն խախտմանը N310-330° տարածմամբ և ~50° հյուսիս- արևելյան անկմամբ:

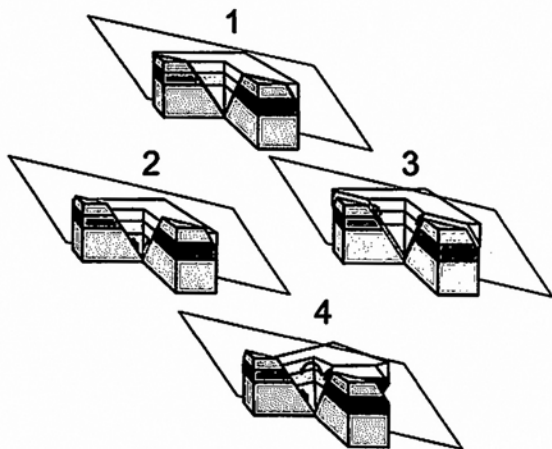
Նկար 3.71. Հրաբխի նստեցման հետևանքով առաջացող օղակաձև սկարպեր ֆիզիկական փորձարարական մոդելում: Ներքևում, վերնետքների և վրաշարժերի առաջացումը Տրոմեն (Արգենտինա) հրաբխի նստեցմամբ (Merle, Borgia, 1996):



Միջազգային գիտական փորձը ցույց է տալիս հրաբխային միջավայրում վերնետքների սեղմման կառույցների առաջացման հնարավորությունը: Հրաբխի նստեցման ֆիզիկական փորձարարական մոդելավորումով Բորգիային և ուր. հաջողվել է ցույց տալ առաջացող օղակաձև սկարպեր (նկար 3.71) (Borgia et al., 1992): Արգենտինայի Տրոմեն հրաբխի նստեցման ժամանակ արձանագրվել են վերնետքների և վրաշարժերի առաջացում (նկար 3.71) (Golland et al., 2005, Seismic Hazard Assessment, 2011):

Եղվարդում դիտարկված ֆենոմենը հասկանալու համար իրականացվեց համակարգչային մոդելավորում (նկար 3.72), որը թույլ տվեց դիտարկել հնարավոր տարբերակներ և ընտրել առավել հավանականը: Արդյունքում ստացվեց, որ խզվածքի հարթությամբ հարավից սահմանափակվող բլուրը ենթարկվել է ժամկետի հակառակ ուղղությամբ ռոտացիայի, ինչը շատ հավանական է

հրաբխի նստեցման ժամանակ կամ նրա լանջերի սողանքների կողային խզվածքների պարագայում: Դրա մասին են վկայում նաև խզվածքների փոքր տարածումները և նրանցով սահմանափակված բլուկների համեմատաբար փոքր չափերը:



Նկար 3.72. Խզվածքավորման հնարավոր տարբերակների մոդելավորումը (Ավագյան, 2011):

3.4.2.1. Լճագետային նստվածքների խախտումները

Բազմաթիվ խախտումներ դիտարկվում են Թագավորանիստ հրաբուխից մոտ 500մ դեպի հյուսիս-արևմուտք, ուր մերկանում են անդեզիտային բազալտներով ծածկված ավազային և կավային, նաև գլաքարային, լճագետային հիմնականում հրաբխային ծագման նստվածքներ (նկար 3.73): Ավանեսյանը (Аванесян, 2004) գտնում է, որ այս խախտումները կապ չունեն տեկտոնական խզվածքների հետ: Նրանց գոյացումը ըստ Ասլանյանի (Асланян, 1958) կապված է ստորին և միջին չորրորդական լավային հոսքերով պայմանավորված գետերի ամբարտակմամբ և ունեն միջին չորրորդական հասակ (ի հակառակ՝ Վ.Մ.Ամարյանը դրանց տալիս է վերին չորրորդական հասակ (Амарян, 1964)): Ըստ վերջինի, Եղվարդի սարավանդի տուֆերն ավելի երիտասարդ են (վերին չորրորդական):

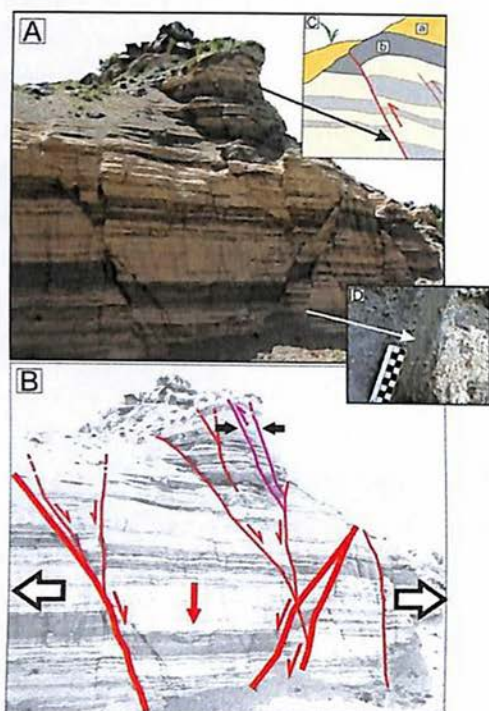
Այստեղ լճագետային նստվածքները և տեղ-տեղ նրանց ծածկող լավաները հասվում են բազմաթիվ խախտումներով:

Դրանցով բլոկների տեղաշարժերը հիմնականում փոքր ամպլիտուդների են, ամենից խոշորը հասնում է մոտ 3մ:

Կարևոր հաստատում է այն, որ այս տեղանքից մոտ մեկ կիլոմետր հյուսիս դիտարկվող նմանատիպ նստվածքներում խախտումներ չեն դիտարկվել (Аванесян, 2004): Այսինքն նրանք կապված են կամ հրաբխականության (դիտարկվում են նկարագրված հրաբուխների մոտակայքում) կամ տեկտոնական խզվածքների հետ: Ինչպես մասնակիորեն նկարագրվել է վերևում, լճագետային նստվածքներում դիտարկված խախտումների գերազանցող ուղղությունը մոտ է մերձհասարակածայինին: Մյուս կողմից, ինչպես նշվել է, հետազոտությունները երևան չհանեցին որևիցե մի երկրաբանական կառույց՝ արևելք, հյուսիս-արևելք ուղղվածության: Բոլոր դեպքերում լճագետային նստվածքների նման բարձրության (մոտ 1350, այն դեպքում երբ մոտակայքում գտնվող հինգ հրաբուխներից երեքի բարձրությունը ավելի ցածր է) վրա գտնվելը պահանջում է բացատրություն: Այն կարելի է փորձել բացատրել նաև մագմատիկ ավազանի դեպի վեր ճնշմամբ: Ամբողջովին չբացատրելով ոչ ակտիվ խորքային որևիցե մի հրաբխատեկտոնական խզվածքի ազդեցությունը (որը այլ կերպ կբացատրեր նման բարձրադիրությունը), այնուամենայնիվ դիտարկվող խախտումների գոյացումն կապված է հրաբխային ակտիվության հետ, այսինքն վերջիններս ունեն կամ հրաբխային կամ հրաբխատեկտոնական ծագում: Այս պնդմանը նպաստում է նաև խախտումների հիմնականում վարնետքային բնույթը: Հաջողվեց խախտումներից մեկի հարթության պեղմամբ վեր հանել համարյա մաքուր վարնետքի քերժվածքավորումը՝ 80°SE (D, նկար 3.73):

Այս հիմնականում վարնետքային ռեժիմով խախտված նստվածքներում հաջողվեց հայտնաբերել վերնետք N85° 70-78° N (C, նկար 3.73): Ուղղաձիգ տեղաշարժը մոտ 20սմ է: Այն դիտարկելով շրջակա կառուցվածքային առանձնահատկություններից դուրս, նրան կարելի էր համարել տեկտոնական, սակայն մանրագնի

վերլուծությունը թույլ տվեց բացահայտել նրա կոմպենսացիոն բնույթը: Վերնետքը առաջացել է առավել խոշոր վարնետքներով սահմանափակված ($N80^{\circ}, 62^{\circ}N; 120^{\circ}, 78^{\circ}SW, 80^{\circ}SE; N95^{\circ}, 71^{\circ}S$) բլոկի իջեցմամբ, երբ իջնող նրա առավել լայն վերին հատվածի վրա ազդում են դեպի ներքև իրար մոտեցող բլոկը սահմանափակող խախտումային սահմանները՝ առաջացնելով լոկալ հորիզոնական ուղղվածության սեղմման լարվածություն (B, նկար 3.73):



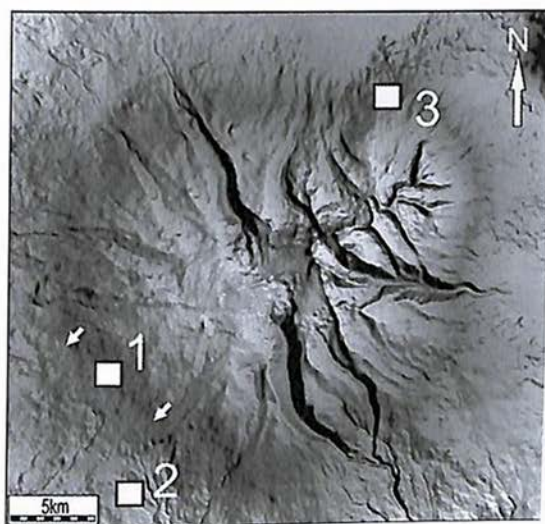
Նկար 3.73. Համեմատաբար խոշոր խախտումներով սահմանափակված գրաբենի վերին հատվածում գոյացել է կոմպենսացիոն վերնետք (C): Մերկացումում դիտարկված խախտման հարթության քերծվածքավորումը ներկայացնում է համարյա մաքուր վարնետքային կինեմատիկա (D):

3.4.3. Արագած

Արագածի օղակաձև սկարպերի վրա առաջին անգամ ուշադրություն դարձրեցին Կ.Ն. Պաֆենհոլցը (Пафенгольц 1946, 1948) և Ս.Պ.Բալյանը (Балаян, 1969) (նկար 3.117): Պաֆենհոլցը նշում էր Արագած հրաբուխը գոտևորող օղակաձև դայկաների մասին:

Բայանը սկարպերը, ծագումնաբանորեն կապելով հրաբխային կոնի զարգացման հետ, համարում էր էոգիոն տեղատարումային ծագման մեծ գրադիենտային լանջեր, որպես մինչ սառցապատման տոպոգրաֆիայի մնացորդ: Դրանով էր նա բացատրում սկարպերի օղակաձևությունը և ընդարձակությունը (մինչև 2կմ): Սկարպերը գտնվում են մոտավորապես 9-14կմ հրաբուխի աշխարհագրական կենտրոնից հեռու: Որոշ տեղամասերում, մասնավորապես հյուսիսային լանջերում, Ս.Բայանը դրանք համարում էր խզվածքային:

Չ.Կոնոբը սկարպերի գոյացումը պայմանավորում է օղակաձև կառույցներով (circular ring structure) կապված էոգիայով կամ վրաշարժերով՝ պայմանավորված հրաբխային բեռնավորման մեծացմամբ հրաբխի նստեցման հետ (Seismic Hazard Assessment for the Construction Site of a New Power Unit of the Armenian NPP, 2011):

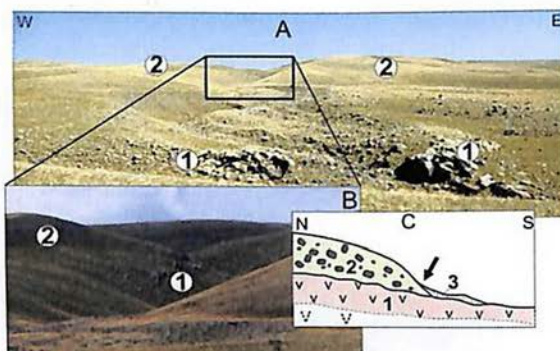


Նկար 3.74. Արագած հրաբուխի եռաչափ մոդելը: 1- Արագածի լինեամենտի հատված (ցույց է տրված սլաքներով), 2- Բազմաբերդի ճեղքվածքի տեղամաս, 3- Շաղկահովիտի ճեղքվածքի տեղամաս:

Նախնական հեռագնման տվյալները հուշում են այդ սկարպերի որոշ տեղամասերում խզվածքների գոյությունը (իրականացված Կարախանյանի և հեղինակի կողմից): Նման ենթադրություն արվեց նաև այսպես կոչված Արագածի լինեամենտի պարագայում (1, նկար 3.74): Այս դեպքում սկարպերը ունեն մոտ 20-

30կմ երկարություն և 50-150մ բարձրություն 1-3կմ լայնության պարագայում: Նրա հատվածներից մեկում երկրաբանական կառուցվածքային հետազոտությունները ցույց տվեցին, որ սկարպը իրականում երկրաբանական տարբեր գոյացումների միջև մակերեսային սահմանն է (նկար 3.75): Ինչպես ցույց է տրված սխեմայում (C, նկար 3.75) լավային երիտասարդ հոսքի վրա նստած ճակատային մորենները ստեղծում են այդ ձևահորինվածքային սկարպը, որը տեկտոնական չէ: Մորենային նստվածքներում լավ պահպանվել են սառցադաշտային օվալաձև էկզառացիայի ինչպես նաև քերծվածքավորման հետքերը:

Նկար 3.75. Արագածի լինեամենտի հատված:
1- երիտասարդ լավաներ,
2- սառցադաշտային նստվածքներ, 3-ջրասառցադաշտային և լանջային նստվածքներ:



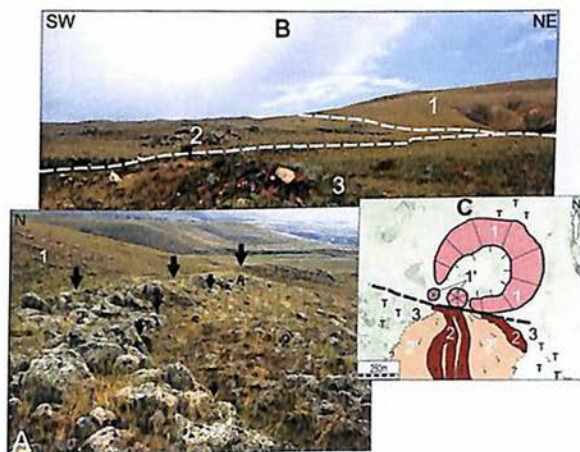
Հետազոտությունների ընթացքում Արագածի շուրջը ենթադրվող խախտումների գոյությունը հաստատվեցին Բազմաբերդի և Ծաղկահովիտի տեղամասերում, համապատասխանաբար հրաբուխի հարավ-արևմուտքում (2, նկար 3.74) և հյուսիս-արևելքում (3, նկար 3.74): Նրանք հեռագնման արդյունքներով դիտարկվել էին Ա. Կարախանյանի կողմից:

Առաջինը գտնվում է Արագածի լինեամենտից մոտ 4կմ հարավ-արևմուտք: Այստեղ է Բազմաբերդի հրաբուխի խարամային կոնը: Տեղանքը ենթարկված է ճեղքավորման, երբեմն դիտարկվում են փոքրիկ խզվածքներ սանտիմետրային տեղաշարժերով: Այն դժվար է հայտնաբերել լավաների մեջ, սակայն լավ երևում են տուֆերի քարհանքում:

Բազմաբերդի հրաբուխի տեղամասում երեք երկրաբանական միավորներ են առանձնանում (նկար 3.76). Բազմաբերդ հրաբուխի խարամային կոն (1), Բազմաբերդ հրաբուխի երկրորդային լավային կոներ (1'), երիտասարդ մուգ մոխրագույն լավաներ (2), որոնք նստած են ավելի հին կարմրավուն լավաների (3) վրա: Լավաները ներկայացված են ստորին – միջին պլեյստոցենի (0,91-1,1 Ma) անդեզիտներով և տրախիանդեզիտներով (Geological map of Aragats and Ararat volcanoes, 2010): Տեղ տեղ, հատկապես հարավ-արևելյան մասում տարածվում են միջին պլեյստոցենի Բյուրական-Շամիրամի ենթատիպի տուֆերը:

Կառուցվածքային դաշտային ուսումնասիրությունը ցույց տվեց, որ երիտասարդ լավաները ժայթքել են արևմուտք – հյուսիս-արևմուտք (W-NW) տարածման բացման ճեղքից: Ճեղքը հստակ դիտարկվում է մոտ 500մ տարածության վրա, նրա գնահատված երկարությունը մոտ 1կմ է: Երիտասարդ լավաների մեջ նույնպես դիտարկվում են երկրորդային ճեղքավորում հիմնականին զուգահեռ (A, նկար 3.76):

Երկու փոքր լավային կոները, որոնք չունեն խառնարան տեղադրված են ճեղքից հյուսիս և նրանց միացնող զիծը զուգահեռ է ճեղքին՝ ցույց տալով հնարավոր ծագումնաբանական կապը:

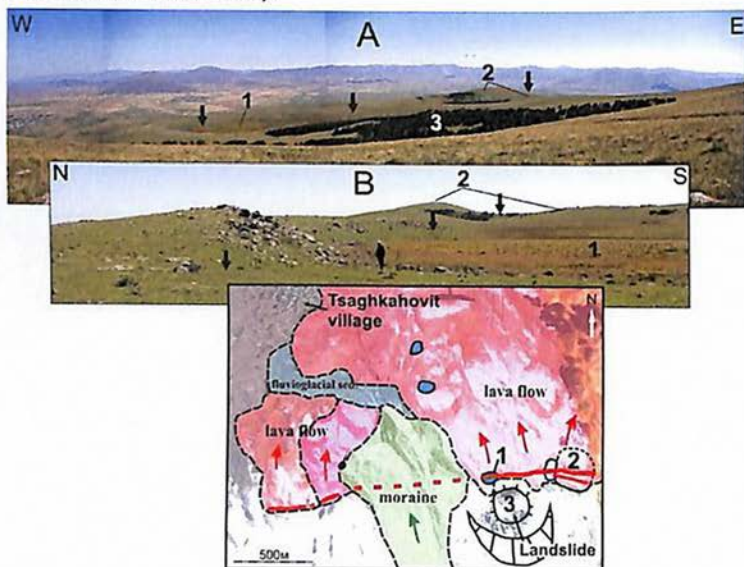


Նկար 3.76. Բազմաբերդի ճեղքվածքի տեղամաս:

1- Բազմաբերդ հրաբուխի խարամային կոն, 1'- Բազմաբերդ հրաբուխի երկրորդային կոներ, 2 և 2'- Բազմաբերդի երիտասարդ մուգ մոխրագույն ճեղքային լավաներ, 3- կարմրավուն լավաներ, T- տուֆեր: Ճեղքավորումը ցույց է

տրված սև գծով:

Այս ճեղքավորումը անշուշտ կապված է դայկային ներդրման հետ: Վարնետքը կամ ճեղքը զարգանում է դայկայի գազաթային մասի ընդարձակման գոնայի (ոչ անմիջական մոտակայքում) և մակերևույթի փոխազդեցությամբ (Rubin, 1992): Ապարները ընդհանրապես սեղմման լարվածությանը ավելի լավ են դիմանում քան ընդարձակմանը, որը հանգեցնում է ձգման/դեֆորմացիաների (stretching)՝ ճեղքավորման, բացման խզվածքների (open fault) կամ վարնետքների: Սրանք տարածվելով հրաբուխների լանջերին ձևավորում են օղակաձև խզվածք (ring-fault), որոնք որպես կանոն ունեն մեծ անկումներ (dip-slip faults) և կապված են դայկաների հետ (Gudmundsson and Nilsen, 2005):



Նկար 3.77. Ծաղկահովիտի տեղամասի բացման ճեղքը (ցույց է տրված սլաքներով) նկարված հարավ-արևմուտքից (A), արևմուտքից (B): Տեղանքի երկրաբանական սխեմտիկ քարտեզը (C): 1- ճեղքի վրա տեղադրված լճակ, 2- հրաբխային կոն, 3- սողանքային մարմին: Ճեղքավորումը ցույց է տրված սև գծով: Լավային հոսքերը (lava flow), մորենային (moraine) և ջրասառցադաշտային (fluvioglacial) նստվածքները և Ծաղկահովիտ գյուղը (Tsaghkahovit village) ցույց են տրված (C):

Նմանօրինակ ճեղքային ժայթքման երկրաբանական իրադրություն դիտարկվեց Արագած հրաբուխի հյուսիս-արևելյան, Ծաղկահովիտի տեղամասում, ուր տարածված են ստորին – միջին պլեյստոցենի հասակի անդեզիտադափտային լավաները (Geological map of Aragats and Ararat volcanoes, 2010): Դաշտային ուսումնասիրությունները ցույց տվեցին լայնակի ձգվածության ճեղքի կամ խախտման առկայությունը, որից դեպի լանջն ի վար տարածված են երիտասարդ լավաները (նկար 3.77):

Ինչպես Բազմաբերդի ճեղքվածքի դեպքում էր, այստեղ նույնպես այն լավ արտահայտված է ռելիեֆում և ունի կարճ երկարություն (մոտ 2կմ): Ճեղքվածքը բացակայում է մորենային նստվածքներում և փաստորեն այն գոյացել է վերջին սառցապատումից առաջ: Մորեններից արևելք սեզմենտի երկայնքով արտավիժած լավաները ձևավորել են երկարաձգված բլրաշարք, որը ամբարտակելով ջրային, հիմնականում մակերևութային հոսքը առաջացրել է լճակ: Նրանից հարավ, լանջն ի վեր գոյացել է սողանք, որը հավանական է առաջացել է ժայթքումների հիմնական ցնցումներից: Ճեղքի վրա ձևավորվել են հրաբխային կոներ, ինչը եթե վստահ չի գծագրվում նրա արևմտյան սահմանում, ապա հստակ է արևելքում:

Քննարկում

Երկրաբանական վտանգներից, հատկապես մեր տարածաշրջանում ամենակործանարար տեկտոնական երկրաշարժերից պաշտպանվելու միջոցներից մեկը դրանք առաջացնող տեկտոնական խզվածքների ուսումնասիրությունն է: Երկրաշարժներ կարող են առաջանալ նաև հրաբխականության հետ կապված երկրաբանական գործընթացներից, որոնք եթե ունեն տեկտոնիկայի հետ առնչություն անվանվում են հրաբխատեկտոնական, իսկ եթե կապված են զուտ

հրաբխականության հետ՝ հրաբխածին: Տարբեր ծագման երկրաշարժերի և նրանց առաջացնող կառույցների իմացությունը կարևոր է, քանի որ նրանք ունեն տարբեր մագնիտոդային ներուժ և կրկնելիություն: Հրաբխածին երկրաշարժերից դայկային-ներդրումային հարուցմամբ պայմանավորվածները հազվադեպ են գերազանցում 5.5 մագնիտոդան, կալդերաների և կենտրոնական հրաբուխի հետ կապված հրաբխածին երկրաշարժերի հզորությունը ավելի մեծ է (6.5-7.0): Բոլոր երկրաշարժերից հզորները ունեն հրաբխատեկտոնական և առավել հզորները տեկտոնական ծագում, ուստի կարևոր է երկրաշարժածին կառույցների ճանաչողությունը:

Տեկտոնական երկրաշարժները պայմանավորված ակտիվ խզվածքներով ունեն վստահ կրկնելիություն, որոշակի միջերկրաշարժային ժամանակային տիրույթում կուտակվող լարվածությունները ապարների դիմադրողականության սահմանը գերազանցելիս նորից կառաջացնեն խախտումներ և երկրաշարժներ: Սակայն հրաբխականությամբ պայմանավորված խախտումների գոյացումը կապված է հրաբխային ակտիվության կրկնելիության հետ: Մոնոգեն հրաբխականության դեպքում հրաբխածին երկրաշարժը տեղի կունենա միայն նրա ակտիվության ժամանակ և այլևս չի կրկնվի, այսինքն այս դեպքում երկրաշարժային վտանգը վերանում է:

Ելնելով խնդրի կարևորությունից աշխատանքում բերվում են ՀՀ տարածքի հրաբխային ակտիվությամբ հարուցված, նաև գրավիտացիոն ծագման խախտումների օրինակներ՝ ներկայացված հրաբխածին ցամաքային ու լճագետային նստվածքներում և լավաներում: Խզվածքների կինեմատիկաները և տարածման օրինաչափությունները ցույց են տալիս նրանց ծագման կապվածությունը հրաբխային կառույցների շրջանաձևության և նրա կենտրոնի նկատմամբ տեղադիրքի հետ՝ հաճախ ցույց տալով տարբեր, երբեմն ռադիալ-համակենտրոն բաշխվածություն, կապված հրաբխային կառույցի ձևավորման կամ փլուզման (collapse) հետ: Դրանցից լավագույնները ներկայացվել են Եղվարդի և

Շամիրամի սարավանդի հրաբուխների օրինակներով: Այստեղ դիտարկված խախտումները հիմնականում փոքր տեղաշարժերով վարնետքային են, սակայն դիտարկումները ցույց տվեցին վերնետքների առաջացման հնարավորություն, որոնք առանց երկրաբանական կառուցվածքային ստուգաբանության, կարող էին շփոթեցնել և վերագրվել տեկտոնական ծագման: Վերլուծությունները ցույց տվեցին նրանց կոմպենսացիոն և ռոտացիոն բնույթը նույն հրաբխածին միջավայրում: Նախաժայթքման տեղանքի դեֆորմացիաները, մագմայի տեղաշարժման միկրոցնցումները և նրա ժայթքման հիմնական ցնցումները փոխազդելով ծանրահակ ուժի հետ հանգեցնում են դիտարկված ոչ տեկտոնական հրաբխածին դեֆորմացիաներին: Մրանք ըստ էության սեյսմածին են (առաջացել են ցնցումներից), սակայն չեն հանդիսանում սեյսմածին կառույցներ (seismogenic structure) (ինչպես օրինակ տեկտոնական խզվածքները), որոնց ակտիվությունը առաջացնում է երկրաշարժներ:

Դիտարկված լճագետային նստվածքների խախտումները հիմնականում վարնետքային են և փոքր ամպլիտուդներով, սակայն դիտարկվել է մինչև 3մ տեղաշարժ: Նրանք չեն դիտարկվում հրաբխային կոներից հեռու նույնատիպ նստվածքներում, իսկ գետնի մակերևույթին չի դիտարկվում որևիցե մի խզվածք: Սակայն այս նստվածքների բարձրադիրությունը կարիք ունի բացատրության, ինչն էռոզիայով բացատրելը հնարավոր չէ: Այն կարող է պայմանավորված լինել կամ տեղանքի մագմատիկ ավազանի ճնշմամբ (լճագետային նստվածքները ավելի հին են քան հրաբխային կոները), կամ որևիցե մի խորքային հավանաբար հրաբխատեկտոնական խախտման հետ: Չի կարելի բացառել նաև աղային դիապիրիզմի ազդեցությունը (Асланян и др., 1984):

Արագածի լանջերին դիտարկված ճեղքավորումները, որոնք կարող են լինել նաև վարնետքներ, ինչը հնարավոր չէր արձանագրել անշուշտ կապված են դայկաների ներդրման հետ: Վարնետքը կամ ճեղքը զարգանում է դայկայի գագաթային մասի ընդարձակման

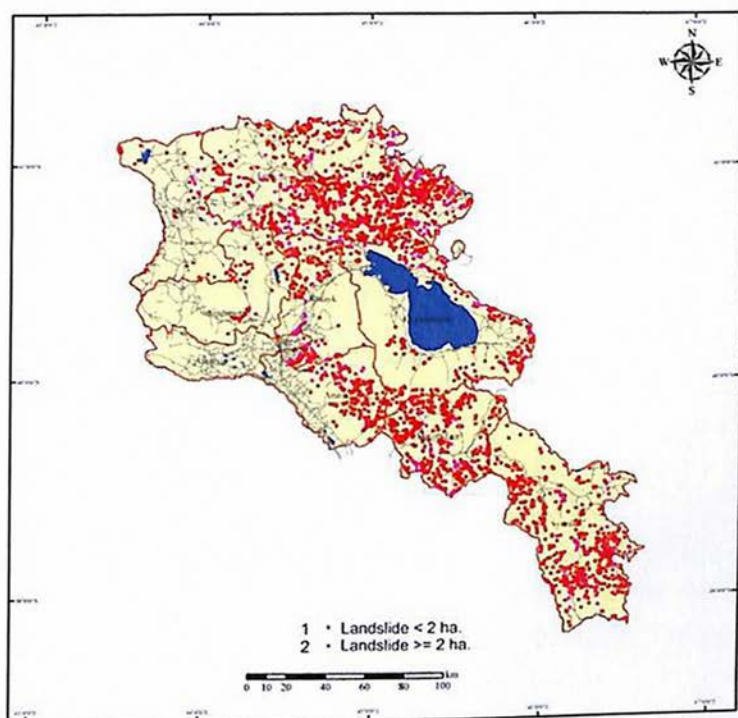
գոնայի և մակերևույթի փոխազդեցությամբ: Սրանք տարածվելով հրաբուխների լանջերին ձևավորում են օղակաձև խզվածք (ring-fault), որոնք որպես կանոն ունեն մեծ անկումներ (dip-slip faults) և որոնք կապված են դայկաների հետ: Դիտարկված ճեղքերի կամ խախտումների սահմանափակ երկարությունը և նրանց ակնհայտ կապը դայկաների ներդրման հետ վերջիններիս՝ դասում է հրաբխածինների շարքին: Սրանք ըստ էության օղակաձև խզվածքի առանձին սեզմենտներ են:

Հետազոտության արդյունքներով ցույց տրվեցին մի շարք մակերևութային խախտումների հրաբխածին՝ ոչ տեկտոնական բնույթը:

**Գլուխ 4. ԵՐԿՐԱՇԱՐԺԵՐԻ ԱՆՈՒՂԱԿԻ ԱԶԴԵՑՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ
ԵՎ ՆՐԱՆՑ ՓՈԽԿԱՊԱԿՑՎԱԾՈՒԹՅՈՒՆԸ ԱՅՆ
ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ՎՏԱՆԳՆԵՐԻ ՀԵՏ**

4.1. Սողանքներ

Սողանքները, փլուզումները և այլ լանջային ծանրահակ գործընթացները բերում են հսկայական տնտեսական վնասներ և մարդկային զոհեր: Մասնավորապես սողանքները հանդիսանում են մշտական և մեծամասշտաբ վտանգ հատկապես լեռնային և սելյամաակտիվ երկրների համար:



Նկար 4.1. JICA միջազգային ծրագրով իրականացված սողանքների քարտեզը՝ իրականացված 2005թ. (Հայաստանում սողանքների տեխնիկական տեղեկագիր, 2005):

Համեմատած երկրաշարժերի, ցունամիների, ջրհեղեղների և փոթորիկների հետ սողանքները առանձին վերցրած, սովորաբար ավելի փոքրամասշտաբ են և նվազ տպավորիչ: Սակայն սողանքները շատ ավելի տարածված են և նրանց հասցրած գումարային վնասը անկասկած նշանակալի է: Երկրաշարժերի ժամանակ առաջացած վնասի մի զգալի մասը պայմանավորված է ցնցումներից ակտիվացած կամ առաջացած սողանքներով:

Հայաստանի Հանրապետության տարածքը բնութագրվում է մեծ մակերեսներ ընդգրկող և ակտիվ բնույթ ունեցող սողանքային գործընթացներով (ex. Бойнагрян и др., 2009; Bagdasarian, 2001) (նկար 4.1):

Պատմագրությունը վկայում է անցյալում սողանքային աղետների մասին: Առաքել Դավրիժեցին (17-րդ դար) մանրամասն նկարագրել է բազմաթիվ սողանքներ, որոնք ամբողջապես ավերել են Հալիձոր անապատը 1658թ.:

Առավել խոշոր սողանքային աղետներ Հայաստանի պատմության մեջ, որոնք պատճառել են բազմահազար մարդկային կորուստներ, առաջացել են երկրաշարժերի ցնցումներից:

Գրանցված նշանակալի պատմական աղետը տեղի է ունեցել 1840թ.: Արարատի երկրաշարժից առաջացած փլուզումը ամբողջապես վերացրեց Ակոթի գյուղը իր 2000 բնակչությամբ, Արալիկ քաղաքը և երկարատև ամբարտակեց Արաքս գետը (նկար 4.2): Ավելի նշանակալի վնասներ հասցվեցին այդ երկրաշարժից առաջացած սողանքները Ավաջիկի, Գայլատուի, Փամբակի շրջաններում, ուր ավերվեցին ավելի քան 65 գյուղեր և ոչնչացվեց նրանց բնակչությունը (Ambraseys, Melville, 1982):

V- րդ դարի պատմիչ Մովսես Խորենացին (1990) վկայում է Արարատի գագաթից ընդարձակ փլուզման մասին, որը տեղի է ունեցել երկրաշարժի ժամանակ (>550ՔԱ):



Նկար 4.2. Արարատ լեռան գագաթամերձ տարածքի նկարները ըստ Պարրոտի և Աբիխի 1840թ. աղետից առաջ և հետո (Parrot, 1834; Ebeling, 1899):

Սողանքներից հանրապետության տնտեսությանը հասցված վնասը կազմում է 43մլն ամերիկյան դոլար: ՀՀ տարածքում հաշվվում է ավելի քան 2500 սողանքային տեղամասեր, որոնք զբաղեցնում են 1220 կմ² մակերես (հանրապետության տարածքի 4.1%-ը): Դրանցից շատերը տեղադրված են բնակավայրերի տարածքներում (960 համայնքներից 233-ում): Սողանքային ակտիվացումների պատճառով մասնակիորեն կամ ամբողջապես տեղահանվել են 5 բնակավայր, տանիքից զրկվել են ավելի քան 2000 ընտանիք, արձանագրվել են մարդկային կորուստներ, զգալի գյուղատնտեսական տարածքներ դարձել ոչ պիտանի: Սողանքային մեծ վտանգը վնասում և շարունակում է սպառնալ տրանսպորտային և էներգետիկ ուղիներին՝ այդ թվում միջպետական նշանակության (Հայաստանում սողանքների տեխնիկական տեղեկագիր, Երևան, 2005; ՀՀ ՏԿՆ Հայաստանի փրկարար ծառայության Զեկուցագիր, Երևան, 2007):

Ցանկացած աղետից պաշտպանվելու միջոցներից մեկը առավելագույն և ամբողջական տեղեկացվածությունն է հնարավոր աղետների և հետևանքների մասին:

Ակտիվ տեկտոնիկայի տեսանկյունից առավել հետաքրքրական են այն սողանքները, որոնք հրահրված են երկրաշարժերով: ՀՀ տարածքը գտնվում է սեյսմաակտիվ գոտում, ուստի սողանքները,

եթե նույնիսկ սեյսմածին չեն, կրել և կրելու են երկրաշարժային ազդեցությունը:

Հաճախ խզվածքների բացակայության պայմաններում սեյսմածին սողանքները դառնում են վճռորոշ օբյեկտներ հնասեյսմաբանական ուսումնասիրությունների համար (Соложенко, 1977; Nikonov, 1988): Երբ հաջողվում է ցույց տալ սողանքի կամ սողանքային խմբի սեյսմիկ ծագումը,՝ ապա սողանքը հասակագրելով կիմացվի նաև երկրաշարժի տարիքը: Հնարավոր է որոշակի բնութագրել հրահրող երկրաշարժը:

Այդուհանդերձ, ընդհանուր առմամբ գոյություն ունի էական տարբերություն հնասեյսմաբանական խզվածքների և սողանքների ուսումնասիրությունների միջև: Առաջին դեպքում ուսումնասիրության առարկան կոնկրետ խզվածքի ակտիվության պատմությունն է, երկրորդ դեպքում՝ սեյսմածին սողանքի տարածքի ցնցումային պատմությունը (shaking history):

Տեղումները, ապարները և հողերը, լանջի թեքությունները և կողմնորոշումը, եռոզիայի մակարդակը, բուսածածկը, մարդածին ազդեցությունը շատ կարևոր են սողանքառաջացման համար: Այնուամենայնիվ, տարածքի կառուցվածքային առանձնահատկություններն ամենակարևորներից են, որոնք ազդում են գետնի մակերեսի էֆեկտների բաշխմանը (Esposito et. al., 2000):

Լարվածությունների դաշտի դինամիկ փոփոխությունների պայմաններում վերոհիշյալ բավարար գործոնների դեպքում կտրուկ ավելանում է սողանքային մարմնի լարվածությունը և թուլանում է սահքին դիմադրողականությունը (strength of slope)՝ արդյունքում առաջացնելով սողանք: Այստեղ կարևոր է նաև տոպոգրաֆիական ազդեցությունը, օրինակ առավելագույն արագացումները ավելի մեծ են լեռնաբազուկների կատարներում, քան հովիտների հատակներում, այսպիսով լրացուցիչ նպաստելով բարձրադիր սողանքների առաջացմանը (Sepulveda et.al., 2005):

Ձ.Ն.Բրունը, օգտագործելով տարբեր մեթոդներ (տեսական սիմուլացիա, թվային, ֆիզիկական և փորձարարական մոդելավորումներ), ցույց տվեց, որ արագացման ստորին սահմանը 0.2-0.3g է, հրահրելու համար ոչ բավարար հավասարակշռված բլոկները (Brune, 1996):

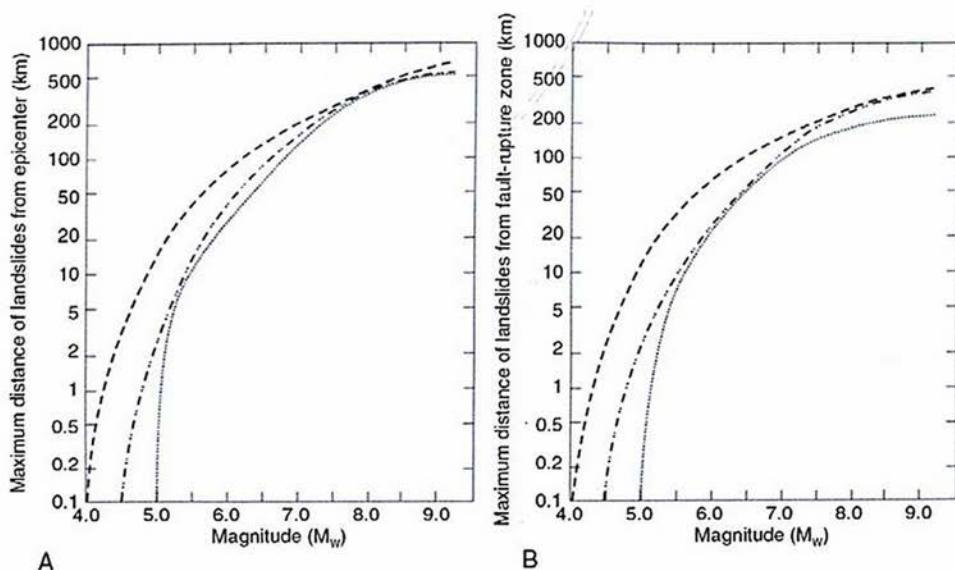
Ա.Ա.Նիկոնովն ու Վ.Պ.Սոլոնենկոն օգտագործելով MSK-64 ինտենսիվության սանդղակը համարում էին, որ փոքր սողանքներ կարող են առաջացնել IV – VII, խոշորները՝ VIII – IX, իսկ ժայռային հիմքի սողանքներ ≥IX ինտենսիվությամբ երկրաշարժերը (Солоненко, 1977; Nikonov, 1988):

Աղյուսակ 4.1: Սողանք առաջացնելու համար նվազագույն ինտենսիվության շեմը:

Սողանքների տեսակը	Նվազագույն Ձևափոխված Մերկալիի ինտենսիվություն	Տիրապետող Ձևափոխված Մերկալիի ինտենսիվություն
ավերված սողանքներ և փլուզումներ	IV	VI
կոհերենթ սողանքներ	V	VII
կողային սպրեդինգ և հոսք	V	VII

Ղ.Կ.Կեֆերը սողանք հրահրելու անհրաժեշտ մագնիտուդային սահմանները որոշելու համար, սեյսմաձին սողանքները բաժանեց երեք խմբերի՝ ավերված (խախտված կառուցվածքով, դեստրուկտուրացված) սողանքներ և փլուզումներ (disrupted slides and falls), կոհերենթ սողանքներ (coherent), (սլամփ և բլոկային սահք ժայռային և հողային ապարներում և դանդաղ հողերի հոսք), կողային սպրեդինգ և հոսք (lateral spread and flow), (կողային սպրեդինգ և հողերի և արագ ստորջրյա սողանքներ) (Keefer, 1984, 2002): Ինչպես երևում է աղյուսակ 4.1-ից նվազագույն շեմը սողանք

առաջացնելու համար IV ինտենսիվությունն է, որը մոտավոր կհամապատասխանի M5-ին: Այնուամենայնիվ ավելի փոքր մագնիտուդները նույնպես կարող են առաջացնել սողանքներ, եթե նրանք զտնվում են հավասարակշռվածության սահմանին: Սողանքի առավելագույն հեռավորությունը էպիկենտրոնից (A) և խզվածքից (B) տարբեր մագնիտուդների համար ցույց է տրված նկար 4.3-ում:



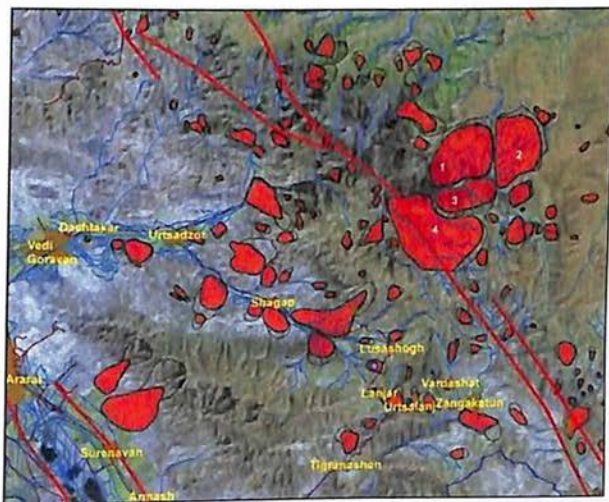
Նկար 4.3. Սողանքի առավելագույն հեռավորությունը էպիկենտրոնից (A) և խզվածքից (B) տարբեր մագնիտուդների համար (Keefer, 1984; McCalpin, 1996, 2011): Ընդհատված գծիկներով – վերին սահմանը ավերված սողանքների և փլուզումների համար, երկու կետ – գծիկներով – վերին սահմանը կոհերենթ սողանքների համար, կետագծով – վերին սահմանը կողային սպրեդինգի և հոսքի համար:

Ամենակարևոր ցուցանիշներից մեկը ակտիվ խզվածքների հետ սողանքների հարևանությունն է: Ըստ Ս.Ջ.Բուրովսի, եթե սողանքի մոտակայքում առկա է ակտիվ խզվածք, սողանքները մեծամասամբ հրահրված են սեյսմիկ իրադարձությամբ (Burrows, 1975):

Բազմաթիվ են սողանքների և խզվածքների հարևանության օրինակները Հայաստանում: Բերենք մի քանի խոշոր սողանքների օրինակներ:

2007թ. մայիսի վերջին ակտիվացավ Արարատի մարզի Վեդի քաղաքից և Ուրցաձոր գյուղից դեպի հյուսիս արևելք գտնվող Խոսրովի սողանքային դաշտի մի (արևմտյան) մասը (նկարներ 4.4 և 4.5): Միայն 1840թ. Արարատի երկրաշարժից հետո, Արարատ հրաբխի գագաթից իջած սողանք-հոսքն էր գերազանցում 2007թ. Խոսրովի սողանք-հոսքը իր ծավալներով:

Հետազոտությունները ներառում էին. 1945-2002թթ. ժամանակահատվածում կատարված օդա- և տիեզերա լուսանկարների վերլուծություն, սողանքի 3D (եռաչափ) մոդելների կառուցում ԱՏՀ (GIS) ֆորմատում, սողանքային գործընթացների դաշտային զննում և քարտեզագրում, սողանքային վտանգի գնահատում և հետազայում սողանքային պրոցեսների զարգացման կանխատեսում: Սողանքային դաշտի չափսերը կազմում են 12.5 X 9.5կմ:



Նկար 4.4. ԱՏՀ (GIS) ձևաչափում սողանքային վտանգի տվյալների բազայի մի հատված: Թվերով նշված են Խոսրովի սողանքային խումբը (Կարախանյան և ուր., 2007):



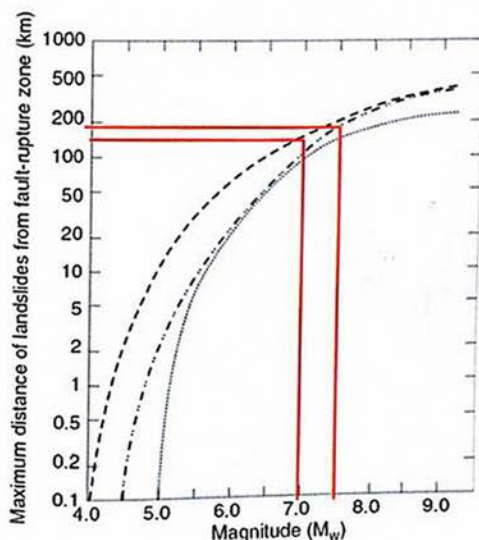
Նկար 4.5.
2007թ. սողանքի
լուսանկարը
իրականացված
օդանավից
(լուսանկարը
Ա.Ավագյանի):

Առաջին անգամ Խոսրովի սողանքները քարտեզագրվել են ՀՀ ԳԱԱ Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտի աշխատակիցների կողմից 1997թ.-ին (Оползни: опасность и риск. Ереван, 1997): 2007թ. ակտիվացել էր Խոսրովի սողանքային դաշտի հյուսիս-արևմտյան սողանքի (1, նկար 4.4) մի մասը: Ուսումնասիրվող տարածքը կազմող երկրաբանական գոյացումների լիթո-շերտագրական կտրվածքի հիմքում տեղադրված են միջին յուրայի հասակի առաջացումները, որոնք ներկայացված են օֆիոլիթային ասոցիացիայի ապարներով, նրանց վրա տեղադրված է պլիոցենի հասակի Ողջաբերդի հրաբխա-նստվածքային հաստվածքը, վերջիններիս վրա հաջորդաբար հերթափոխվում են վերին պլիոցեն-չորրորդականի դիոլիտները, անդեզիտաբազալտները, դացիտները և չորրորդականի բազալտները (Կարախանյան և ուր., 2007):

Խոսրովի սողանքների տեղադրման շրջանը իրենից ներկայացնում է բարդ տեկտոնական գոտի՝ անցյալ և ժամանակակից բարձր երկրադինամիկ և սեյսմիկ ակտիվությամբ: Այստեղով է անցնում Վեդու օֆիոլիթային գոտու արդեն օրդուկցիան (վրաշարժը), իսկ Վեդի գետի վերին հոսանքի մի հատվածի

տալվեզով՝ Գառնիի ակտիվ խզվածքը, որի հետ են կապված բազմաթիվ ուժեղ երկրաշարժեր (նկար 4.4):

Խոսքովի սողանքների առաջացումը և հետագա ակտիվացումը կապված է երկու հիմնական բնական պատճառների հետ: Առաջինը՝ դա տեղի ռեոլոգիական աննպաստ պայմաններն են, մասնավորապես Ողջաբերդի հաստվածքի հրաբխա-նստվածքային ապարների առկայությունը, որոնք բնութագրվում են բարձր պլաստիկությամբ և ջրհագեցած պայմաններում սահելու հակվածությամբ (օրինակ Ողջաբերդ գյուղի սողանքը): Երկրորդ պատճառը՝ Գառնիի խզվածքային գոտու բարձր սեյսմիկ և երկրադինամիկ ակտիվությունն է: Խոսքովի սողանքներից 15կմ դեպի հարավ-արևելք գտնվում է Ելփինի 906թ. պատմական երկրաշարժի էպիկենտրոնը ($M=6.5$), իսկ 20կմ դեպի հյուսիս-արևմուտք՝ Գառնիի 1679թ. 7.0 մագնիտուդով երկրաշարժի էպիկենտրոնը: $M7$ մագնիտուդով երկրաշարժի համար սողանք առաջացնելու առավելագույն հեռավորությունը այս դեպքում անցնում է 150կմ-ից (նկար 4.6):



Նկար 4.6. $M7$ և $U7.5$ մագնիտուդներով երկրաշարժի համար սողանք առաջացնելու առավելագույն հեռավորությունը էպիկենտրոնից ըստ Կեֆերի (Keefer, 1984, 2002):

Փրկարարական ծառայության ՀՀ Տարածքային կառավարման նախարարությանը ուղված զեկուցագրում կատարված է հետևյալ հետևությունները. այստեղ ապարները, գրունտները գերխոնավացել, ջրակալվել են: Այս ակտիվ սեյսմիկ գոտում, ըստ երևույթին, զգալի դեր է խաղացել թեկուզ և թույլ սեյսմիկ ցնցումը, որի հետևանքով պոկվող, փլուզվող ժայռաբլուկներն արտամղել են ջրով հագեցած ստորին գրունտային առաջացումները՝ դուրս մղելով դրանց ջրաքարային հոսքերի տեսքով, որոնք հստակ արտահայտված են ներքին սողանքային թեք լանջի վրա:

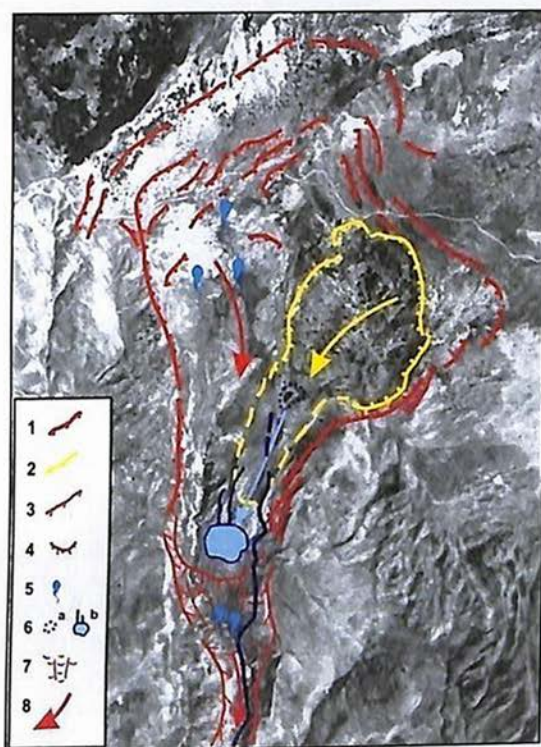
Օդա- և տիեզերական լուսանկարների տվյալների վերլուծությունը, ինչպես նաև դաշտային ուսումնասիրությունը, ցույց են տալիս սողանքի բարդ, բազմատարր կառուցվածքը (նկար 4.7): Սողանքային դարավանդներից մեկում առաջացել է լճակ, ինչպես մթնոլորտային տեղումների, այնպես էլ 500մ բարձր տեղադրված աղբյուրների ջրերի կուտակման հետևանքով:

2007թ. ակտիվացման հետևանքով 1976թ. արդեն գոյություն ունեցող սողանքի գլխամասային չափսերը մեծացել են ավելի քան 4 անգամ: 2007թ. պոկման պատը ձևավորված է ուղղահայաց սկարպերով ավելի քան 6-7մ ամպլիտուդներով: Պոկման սկարպը 1976թ համեմատությամբ էապես տեղաշարժվել է դեպի հյուսիս, ընդհուպ մոտենալով Ողջաբերդի հաստվածքի ապարներով և չորրորդականի բազալտներով կազմված զառիթափերին:

Լանջի կտրուկ թեքության հետևանքով գերջրհագեցած սողանքային զանգվածները լիովին ապակայունացել են և ձևավորել սողանք-հոսք կամ ցեխա-քարային հոսք: Սողանք-հոսքը մեծ արագությամբ մոտ 3կմ ճանապարհ անցնելով՝ լցվել է Վեդի գետի հովիտ, ուր տարածվելով առաջացրել է 6-10մ հզորությամբ խոշոր ցեխա-քարային պատվար: Վեդի գետի հովիտ ներխուժած սողանքային զանգվածները մեծ արագությամբ սլացել են ևս 4-5կմ գետահունով հոսանքն ի վար, իրենց ճանապարհին ավերելով ամեն ինչ: Հոսքի լեզվակի բարձրության միջին հզորությունը կազմում էր 3-

5մ, իսկ Վեդի գետի հովտի նեղ մասերում՝ մինչև 10մ: Այդ քարացեխային հոսքի արագությունը որոշ տեղամասերում հավանաբար կազմել է 40-50կմ/ժ, հնարավոր է՝ նաև ավելի: Մեծ արագությունների հետևանքով Վեդի գետի հովտում, շրջադարձերին, հոսքը մինչև 10մ բարձրությամբ բարձրացել է հանդիպակաց լանջերը (նկար 4.8): Առանձին տեղամասերում նկատվում են փքման և շատրվանային բլրակներ: Այս երևույթները լավ հայտնի են համաշխարհային պրակտիկայում 50կմ/ժ-ից մեծ արագությամբ շարժվող սողանք-հոսքերի համար:

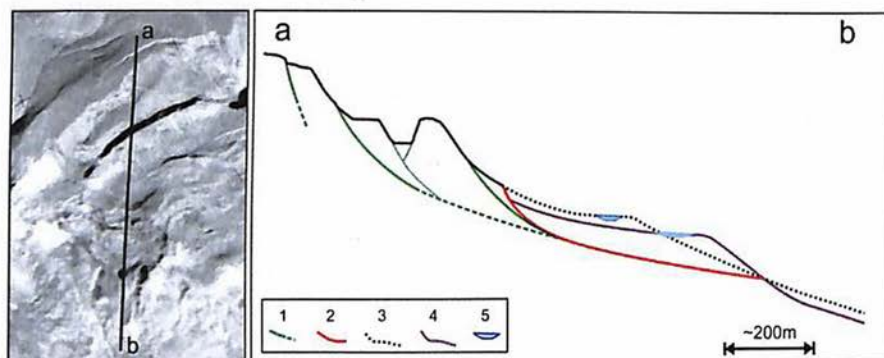
Նկար 4.7. 2007թ. սողանք-հոսքի մերձակարպային մասի ակտիվացման սխեմա: Դեղին գույնով ցույց է տրված 1976թ. իրավիճակը, կարմիր գույնով ներկայացված է 2007թ. Ակտիվացումը (Կարախանյան և ուր., 2007): 1 - 2007թ. սողանքի սկարպը; 2 - նախորդ սողանքի սկարպերը; 3 - էրոզիոն ձորակներ; 4 - ենթասկարպեր; 5 - աղբյուրներ; 6ա - մինչև 2007թ. ակտիվացումը գոյություն ունեցող լճակ, բ - լճակը 2007թ. ակտիվացումից հետո; 7 - 2007թ. սողանքային հոսքեր; 8 - սողանքային զանգվածների շարժման ուղղությունները:





Նկար 4.8. Սլաքներով ցույց է տրված ցեխա-քարային հոսքի բարձրությունը Վեդի գետի հունում:

Օղալուսանկարների վերլուծությունը և դաշտային հետազոտությունները ցույց տվեցին նույն տարածքում ավելի հին սողանք-հոսքերի հետքեր (նկար 4.9): Ընդհանուր առմամբ կարելի է հաշվարկել տարբեր ժամանակահատվածների 4-5 սողանք-հոսքերի առաջացումներ (Կարախանյան և ուր., 2007):



Նկար 4.9. Խոսքովի սողանքի գլխավոր սկարայից մինչև 2007թ. առաջացած ենթասկարայը ձգվող սխեմատիկ կտրվածք (Կարախանյան և ուր., 2007): 1- հին սողանքային սահքի հարթությունները, 2- 2007թ. սողանքային սահքի

հարթությունները, 3- մինչ 2007թ. տեղագրական պրոֆիլը, 4- 2007թվականից հետո տեղագրական պրոֆիլը, 5- լճակները:

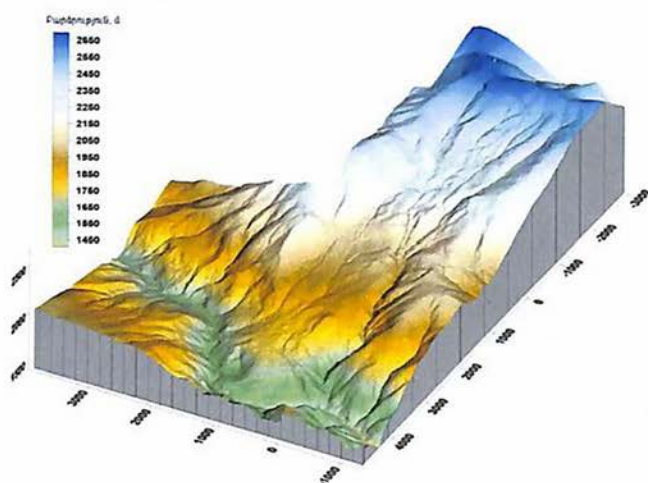
Կարակոյուն (սողանքից ոչ շատ հեռու) լքված գյուղի մոտակայքում գտնվում են հին հայկական գյուղի ավերակները: Այստեղ պահպանվել են հայկական գերեզմանոցի մնացորդներ, բազմաթիվ տապանաքարերով և խաչքարերով: Տեղանքի զննումը ցույց տվեց խոշոր, հարուստ զարդարված եկեղեցու բեկորների առկայությունը: Խաչքարերից շատերը ավերված են այնպես, որ կարելի է ենթադրել նրանց վրա ուժեղ երկրաշարժի ազդեցություն (նկար 4.10):



Նկար 4.10. Խաչքարերի հիմքերի սեյսմածին քանդվա-ծություններ:

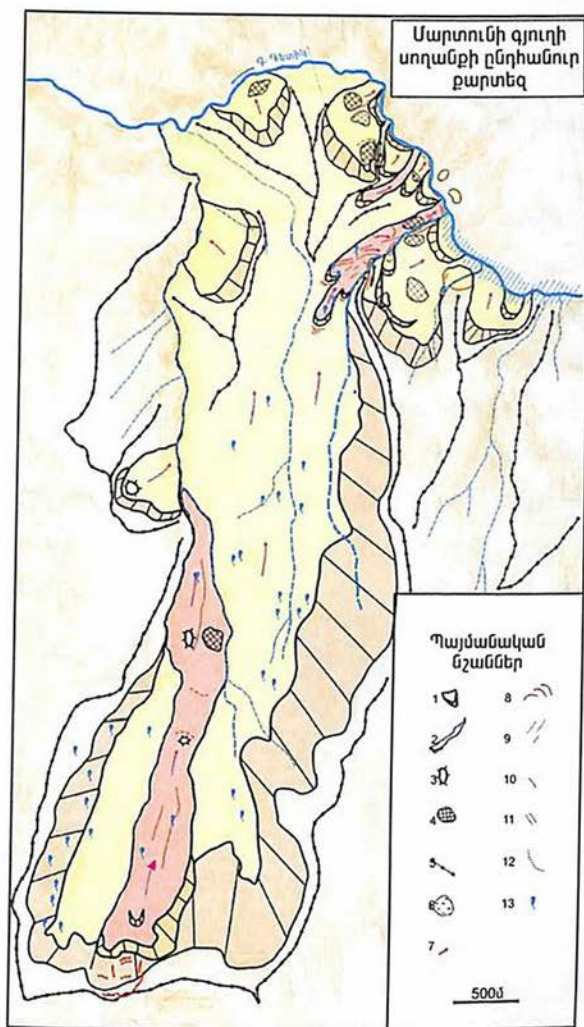
Ընդհանրապես, Խոսրովի արգելանոցի տարածքում մեր կողմից կատարված հետազոտությունները ցույց են տվել Գառնիի 1679թ. երկրաշարժից հայկական եկեղեցիների ավերման և խաչքարերի քանդման բազմաթիվ դեպքեր (Երևանի ազլոմերագիայի մանրամասն սեյսմոշրջանացման քարտեզի կազմման աշխատանքներ. Երևան, 2006): Դաշտային ոչ տևական զննումը ցույց է տալիս, որ հնարավոր է հին գյուղը և խաչքարերի մի մասը քանդվել են սողանք-հոսքից, որը կարող էր ակտիվանալ 1679թ. երկրաշարժի ժամանակ: Սակայն անհրաժեշտ է լրացուցիչ հետազոտություններ այդ վարկածի հաստատման համար:

Մեկ այլ օրինակ է Գեղարքունիքի մարզի Մարտունի գյուղի (գյուղը 12 կմ հեռու է (հյուսիս-արևմուտքում) Ճամբարակ ավանից) խոշոր սողանքը (նկարներ 4.11 և 4.12): Նրա պարբերական ակտիվացումները նկատվել են 1957-1964թթ., 1968-1969թթ. (ՀՀ ճարտքադպետվարչության գլխավոր տարածքային նախագծահետազոտական ինստիտուտ, 1994): 1984-1989թթ. ակտիվացումը նոր թափ է ստանում և համապատասխան մարմինները ստիպված են լինում, հիմնականում գյուղի հյուսիսային հատվածում գտնվող Նոր թաղամասի մի շարք բնտանիքների տեղահանման որոշում ընդունել:



Նկար 4.11.
Տեղանքի եռաչափ
թվային մոդելը ըստ
1:25000 և 1:10000
մասշտաբի քար-
տեղների (Ավագյան
և ուր., 2005):

Սողանքը գտնվում է Սևանի (Արեգունու) լեռների հյուսիսահայաց լանջերին և հյուսիս, հյուսիս-արևելք անկման ուղղությամբ իջնում է Գետիկի ավազան: Ուսումնասիրվող սողանքային տեղանքի ամենաբարձր կետը գտնվում է Մարտունի գյուղից հարավ՝ ջրբաժանային մասում հասնելով 2743.5 մ բարձրության, իսկ ամենացածրը՝ Գետիկ գետի ավազանում, այն արևմտյան մասում իջնում է 1500 մետրից:



Նկար 4.12. Մարտունու սողանքի քարտեզը (Ավագյան և ուր., 2005):

1-Սողանքի սկարպերը և մարմինը, 2- երկրորդային սողանք հոսք, 3- սողանքային բլուկ, 4- սողանքային դարավանդ, 5- ջրբաժա-նային գծերը, 6- ճահիճներ, 7- սողանքային զանգվածների շարժման ուղղությունները, 8- արտամղման թմբեր, 9- ձեղքեր, 10- նորմալ ձեղքեր, 11- ընդարձակման ձեղքեր, 12- սկարպի ետնահանջ քայքայում, 14- աղբյուրներ:

Գեոմորֆոլոգիական տեսանկյունից տարածքի ռելիեֆը

կառուցվածքա-դենուդացիոն և կուտակումային է: Կառուցվածքա-դենուդացիոն ռելիեֆը առաջացել է խզվածքներով բարդեցված նստվածքային և հրաբխանստվածքային ապարներից կազմված ծալքավոր հիմքի վրա: Ուսումնասիրության տարածաշրջանը աչքի է ընկնում երկրաբանական ֆորմացիաների բազմազանությամբ: Առկա են հրաբխային, հրաբխանստվածքային, նստվածքային յուրայի, կավձի, պալեոգենի և չորրորդական հասակների ապարներ:

Սողանքը մի քանի անգամ ուսումնասիրության առարկա է դարձել (օր՝ Заргарян и др., 1969, Саакян, 1972; Мироян и др., 1981): ՀՀ ճարտքադպետվարչության գլխավոր տարածքային նախագծահետազոտական ինստիտուտի (1994) աշխատակիցների կողմից իրականացված աշխատանքների արդյունքում հեղինակները հանգում են այն եզրակացության, որ Մարտունու սողանքն ունի տեկտոնա-սեյսմագրավիտացիոն ծագում: Մեր կողմից կատարված 2004 թվականի ուսումնասիրությունները հաստատում են այդ տեսակետը (Ավագյան և ուր., 2005): Տարածքի սեյսմիկությունը, ակտիվ տեկտոնական խզվածքի ոչ հեռու լինելը, սողանքների հաճախ բլոկային կառուցվածքը, խոշոր չափերը խիստ հավանական են դարձնում սողանքների մի մասի ծագումնաբանորեն սեյսմագրավիտացիոն լինելը:



Նկար 4.13. Մարտունու սողանքի տեղադիրքը Փամբակ-Սևան-Սյունիք ակտիվ խզվածքի և մոտակա ուժեղ երկրաշարժերի էպիկենտրոնների համեմատ:

Ներկա սեյսմատեկտոնական քարտեզի համաձայն՝ սողանքի տարածքին ամենից մոտ գտնվող ակտիվ խզվածքը Փամբակ-Սևան-Սյունիքն է (նկարն 4.13), որն ՀՀ տարածքում ամենից խոշորն է: Այս խզվածքի գոտում և Մարտունի գյուղին մոտ արձանագրված են երկրաշարժեր 6.1 մագնիտուդով (1187թ., 1853թ. (հաշվետվություն - Seismic Hazard Assessment, 2011)): Մարտունու սողանքի լեզվակը գտնվում է Փամբակ-Սևան-Սյունիք ակտիվ խզվածքից մոտ 14 կմ հեռավորության վրա, իսկ սողանքի թիկունքային գլխավոր

սկարպերը՝ ընդամենը 4-5կմ հեռավորության վրա: Եթե ընդունենք Փամբակ-Սևան-Սյունիք ակտիվ խզվածքի Վանաձոր-Արտանիշ սեզմենտի առավելագույն մագնիտոդային ներուժը 7.5 է, ապա սողանք առաջացնելու առավելագույն հեռավորությունը մակերևութային խզվածքից ըստ Կեֆերի (Keefer, 1984, 2002) կլինի համարյա 200կմ (նկար 4.6):

Հաջորդ խոշոր խզվածքը Գառնիի աջակողմյան կողաշարժն է, որն ունի 198կմ երկարություն, բնութագրվում է 7.1 (Mw) մագնիտոդային ներուժով և գտնվում է Մարտունուց 57կմ հեռավորության վրա:

Հիմնվելով վերը նշված ակտիվ սեյսմածին խզվածքային գոտիների պարամետրների վրա, Մարտունու սողանքային տեղամասի համար կատարվել են գրունտների հորիզոնական արագացման a_{max} առավելագույն արժեքների հաշվարկներ: Սեյսմիկ առավելագույն իրադարձության դեպքում Մարտունու սողանքային տեղամասում գրունտների արագացումների միջին արժեքները կհամապատասխանեն 0.45 g -ին (աղյուսակ 4.2):

Աղյուսակ 4.2.

Մարտունիի սողանքային տեղամասի գրունտների ցնցումների արագացումների հաշվարկային առավելագույն արժեքները (Ավագյան և ուր., 2005)

Օգտագործված (մեթոդները) բաժաները	I գոտի Գառնիի $M=7,1$; $\Delta=57$ կմ	II գոտի Փամբակ Սևանի $M=7,5$; $\Delta=4,5$ կմ	III գոտի Փամբակ Սևանի $M=7,5$; $\Delta=14,0$ կմ
	$a_2=g (մ/վ^2)$	$a_2=g (մ/վ^2)$	$a_2=g (մ/վ^2)$
Milne & Davenport (1969)	$a_2=0,097$	$a_2=0,257$	$a_2=0,247$
Steinberg (1990)	$a_2=0,271$	$a_2=0,613$	$a_2=0,554$

Tento et al . (1992) (strong- motion phase)	$a_2=0,07$	$a=0,433$	$a_2=0,297$
Joyner & Boore (1996)	$a_2=0,097$	$a=0,383$	$a_{max}=0,289$
Ramazi & Schenk (1994)	$a_{H1}=0,852$	$a_{H1}=0,245$	$a_{H2}=0,636$
Campbell (1997) & Campbell & Bozorgnia (1994) (strike-slip)	$a_H=0,487$	$a_{H2}=0,563$	$a_{H2}=0,557$
2000)	$a_3=0,09$	$a_3=0,78$	$a_2=0,525$
Campbell & Bozorgnia(2000)	$a=0,08$	$a_2=0,394$	$a_2=0,308$
Միջին ամենօրյա միջինը	$a_{max}=0,126$	$a_{max}=0,451$	$a_{max}=0,424$

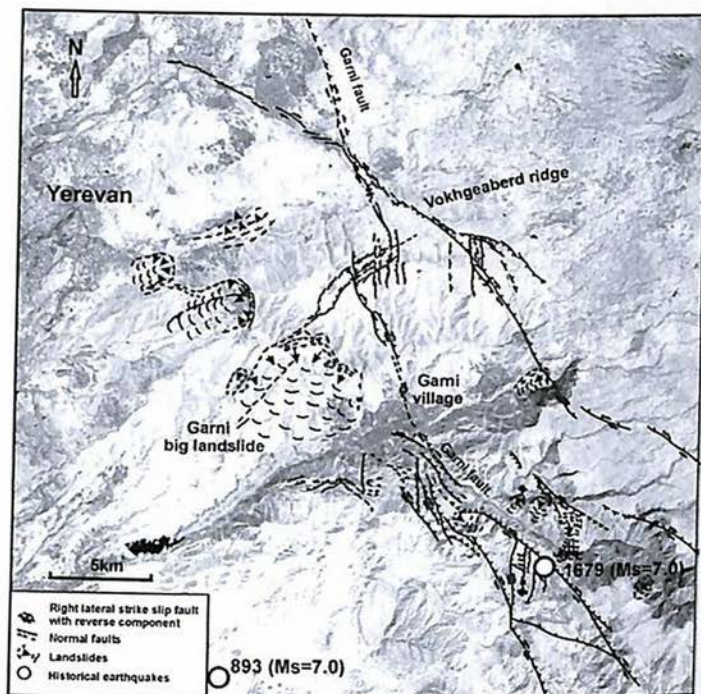
Հաշվի չառնել նրանց ազդեցությունը սխալ կլինի, քանի որ սողանքը ունի ակտիվ տեղամասեր և նույնիսկ փոքր արագացումների դեպքում, հավասարակշռության սահմանին գտնվող լանջի զանգվածներին հաղորդված իմպուլսը կարող է լինել բավարար աղետների հանգեցնելու համար:

Ելնելով վերը նշված փաստարկներից Մարտունու սողանքն ամենայն հավանականությամբ սեյսմածին է:

Մյուս հետաքրքիր սեյսմածին սողանքի օրինակ է՝ Գառնիի մեծ սողանքը: Այն անվանում են նաև Հացավանի սողանք (Бойнагрян и др., 2009): Սողանքը զբաղեցնում է մոտ 16 կմ^2 մակերես: Սողանքի զազաթը մոտ 1900մ, իսկ ճակատային մասը մոտ 1250մ բարձրությունների վրա է: Տեղանքում տարածված են հզոր ստորին պլիոցենի հրաբխանստվածքային, նստվածքային ապարներ, ներկայացված տուֆերով, բրեկչիաներով, կոնգլոմերատներով և կավերով: Նրանք նստած են ստորին օլիգոցենի ավազաքարերի և տուֆերի վրա:

Տեղանքը գտնվում է Երևանից մոտ 14կմ հարավ-արևելք և զբաղեցնում է Ողջաբերդի լեռնաբազուկի հարավային և արևմտյան լանջերը: Այս տարածքով է անցնում Գառնիի ակտիվ խզվածքը

(նկար 4.14), որի մագնիտուդային ներուժը հասնում է M7,3 –ի (Seismic Hazard Assessment for the Construction Site of a New Power Unit of the Armenian NPP, 2011): Ինչպես նախորդիվ նշվել է խզվածքի հետ է կապված Գառնիի 1679թ. Երկրաշարժը, M7.0 մագնիտուդով (Karakhanyan et al, 2000, Guidoboni et al, 2003):



Նկար 4.14.
Գառնիի մեծ
սողանքի (Garni
big landslide)
տեղադիրքը
Գառնիի ակտիվ
խզվածքի
հարևանությամբ
(վերձանումը ըստ
Կարախանյանի):

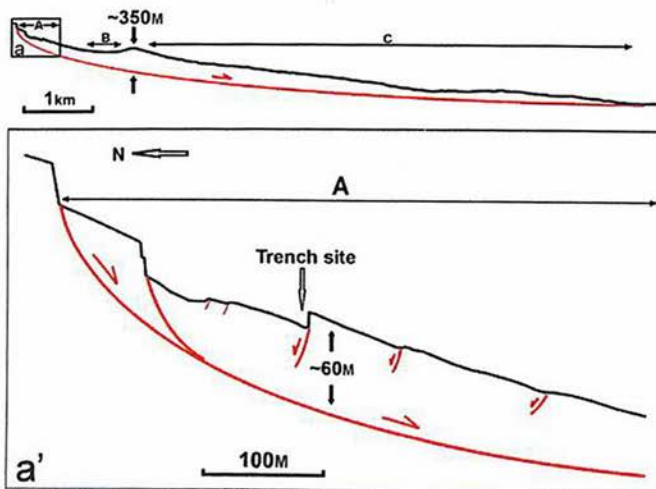
Ըստ պատմագիրներ Գրիգոր Երևանցու և Զաքարիա Սարկավազի այս երկրաշարժի ժամանակ առաջացել են ընդարձակ մակերևութային պատռվածքներ և բազմաթիվ փլուզումներ և սողանքներ, որոնք ավերել են ճանապարհներ (դադարել էր ճանապարհային հաղորդակցությունը Երևանի և Գառնի գյուղի միջև, ինչպես նաև հաղորդակցությունը Գեղարդավանքի և Հավուց Թառի հետ), ամբարտակել են գետեր (Գրիգոր Երևանցի; Զաքարիա

Սարկավագ; Ստեփանյան, 1964): Փլուզումների նյութը ծածկել էր Գեղարդի եկեղեցին մինչև գմբեթ:

Մի շարք սողանքներ են գոյացել Երևան քաղաքի և Գառնի գյուղի միջև ընկած տարածքում, նրանցից խոշերները ունեն երկրաձևահորինվածքների նմանություններ, որոնք հուշում են նրանց սինգենետիկության մասին:

Ըստ Դ.Զ.Վառնի դասակարգման այս սողանքները կարելի է համարել սահքային տիպի (Slides type) (Varnes, 1978): Ըստ Դ.Կ.Կեֆերի սեյսմածին սողանքների դասակարգման Գառնիի մեծ սողանքը կոհերենտ սողանք (սլամփ (slamp) և բլոկային սահք ժայռային և հողային ապարներում և դանդաղ հողերի հոսք) է իր վերին մասում և ավերված (խախտված կառուցվածքով, դեստրուկտուրացված սողանքներ և փլուզումներ)՝ ստորինում (Keefer, 1984):

Սողանքի երկրաչափությունից ելնելով, ինտերպոլացիայի մեթոդով կարելի է գնահատել սահքի մակերեսի թեքությունն (մոտ 5°) ու սողանքի մարմնի հզորությունը (առավելագույնը մոտ 350մ, միջինը 100-150մ) (նկար 4.15):



Նկար 4.15.
Ինտերպոլացիայի
մեթոդով ստաց-
վող սողանքի
կողապատկերը:
Նշված է խրամու-
ղու (Trench site)
տեղադիրքը:

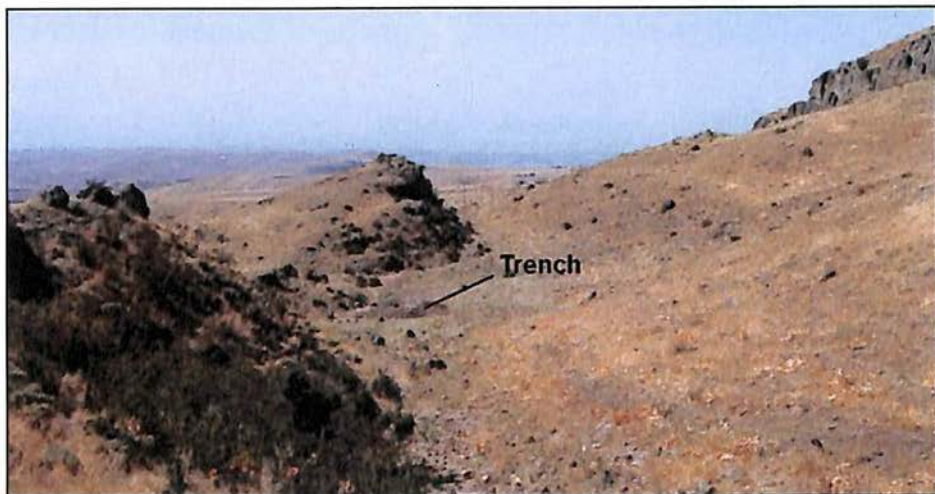
Սեյսմիկ շինարարության նախագծման նորմերի (2006թ.), սեյսմիկ գոտիավորման սխեմատիկ քարտեզում Գառնիի սողանքի տարածքը համընկնում է 0.4g գոտուն, հաշվի առնելով Գառնիի խզվածքի և համանուն սեյսմիկ օջախի մոտիկությունը, այդ նույն նորմերի համաձայն արագացումը կբազմապատկվի 1.2 գործակցով և կդառնա 0.48g: Այստեղ կարող ենք նույնիսկ հաշվի չառնել լանջերի թեքությունները (երբ այն անցնում է 15°-ից, ըստ նորմերի ևս բազմապատկվում է 1.2 գործակցով, այդ դեպքում կստացվի մոտ 0.58g): Ըստ ամերիկյան երկրաբանական ծառայության (USGS) տվյալների 0.48g համապատասխանում է VII ինտենսիվությանը ըստ Մերկալիի սանդղակի: Հիշեցնենք, որ ըստ Ջ.Ն.Բրունի ոչ բավարար հավասարակշռված բլոկներում 0.2-0.3g բավարար է սողանք առաջացնելու համար (Brune, 1996): Ըստ Դ.Կ.Կեֆերի VII ինտենսիվությունը բավարար է կոհերենտ սողանք առաջացնելու համար (Keefer, 1984, 2002):

Այսպիսով վերը նշված հաշվարկները ապացուցում են, որ երկրաշարժը Գառնիի սողանքի տարածքում կարող է հարուցել սողանք:

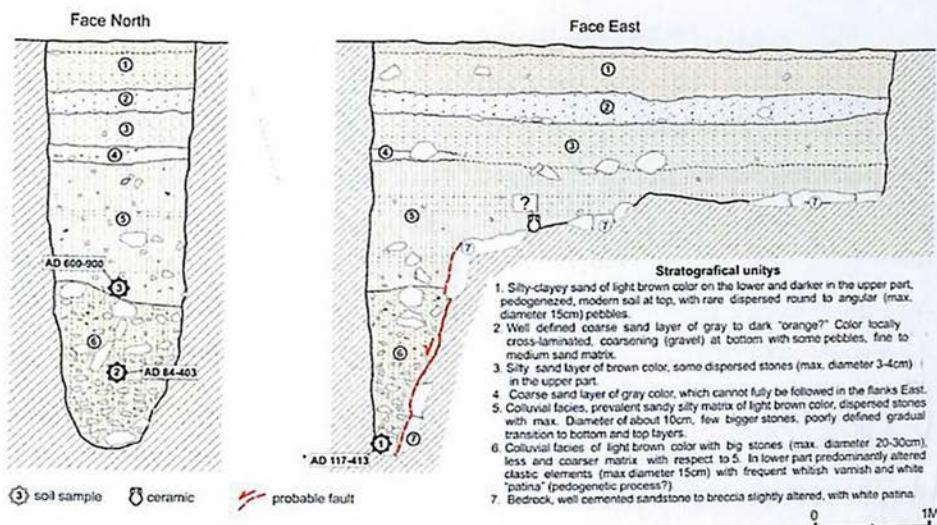
Մ.Ջ.Զրոզերի (Crozier, 1992) թվարկած սեյսմածին սողանքների որոշման գործոնների մեծամասնությունը (տարածքում սեյսմիկ ակտիվության առկայությունը, տարածական համընկնումը ակտիվ խզվածքի կամ սեյսմիկ ակտիվության գոտուն, սողանքի մեծ չափսերը, սողանքի տեղադիրքը, որը հնարավոր չէ միայն բացատրել երկրաբանական կամ գեոմորֆոլոգիական հատկանիշներով) առկա են Գառնիի մեծ սողանքի դեպքում: Լանջի կայունության տեսակետից կարելի է պնդել, որ ընդհանուր հիմքի սահքի մակերեսի փոքր անկյունների դեպքում (Գառնիի սողանքի դեպքում մոտ 5°), սողանքները հրահրված են լինում երկրաշարժերով (Hansen, 1965; Jibson and Keefer, 1993; Jibson, 1996):

Գառնիի մեծ սողանքի գլխավոր սկարպին գուգահեռ առկա են բազմաթիվ անտիտետիկ խզվածքներ, որոնք առաջացել են

սողանքի սահքի ժամանակ (նկար 4.15): Հաշվի առնելով նրանց նմանությունը տեկտոնական խզվածքների սկարպերի հետ, հեղինակի կողմից առաջարկվեց իրականացնել հնասելյամաքանական խրամուղի և փորձել որոշել սողանքի առաջացման տարիքը: Այս սողանքի վրա առաջին անգամ Հայաստանի Հանրապետությունում կիրառվեց հնասելյամաքանական խրամուղու մեթոդը, որն իրականացվեց Ա.Ավագյանի, Է. Վիտտորիի, Տ. Սադոյանի և Ա. Կարախանյանի մասնակցությամբ (Ավագյան, 2013; Sadoyan, 2007; Karakhanyan et al., 2016): Խրամուղին իրականացվեց անտիտետիկ սկարպերից մեկի հյուսիսային կողմում, ուր առաջացել էր փոքրիկ ավազան՝ կուտակված նստվածքներով (նկար 4.16): N5° կողմնորոշմամբ խրամուղին ուներ 4.7մ երկարություն, 1.20մ լայնություն և առավելագույնը 3.4մ խորություն: Խրամուղու հյուսիսային և արևելյան պատերի քարտեզները ցույց են տրված նկար 4.17-ում:



Նկար 4.16. Գառնիի մեծ սողանքի անտիտետիկ սկարպի հյուսիսային կողմում իրականացված խրամուղին:



Նկար 4.17. Գառնիի մեծ սողանքի մարմնում իրականացված հնասեսամբանական խրամուղու հյուսիսային և արևելյան պատերի քարտեզները (Ավագյան, 2013; Sadoyan, 2007; Karakhanyan et al., 2016): Առանձնացված են հետևյալ շերտագրական միավորները. 1-4 – տարբեր երանգավորմամբ ավազ, ավազակավ, պարունակում են տարբեր տրամաչափերի բեկորային բաղադրիչներ, վերին մասում գտնվում է ոչ հզոր գործող հողաշերտը; 5- կոյուվիում ավազային գերակշռող մատրիքսով և մինչև 10սմ տրամաչափի բեկորային բաղադրիչներով; 6- կոյուվիում ավազային մատրիքսով և մինչև 20-30սմ տրամաչափի առատ կլաստիկ բաղադրիչներով; 7-հիմքի բլոկներ: Պայմանական նշաններում. 1- նմուշներ ածխաջրածնային հասակագրման համար, 2- խեցեղեն, 3- խզվածք:

Խրամուղու շերտագրական 6-րդ միավորը առաջացել է սկարպի գոյացումից անմիջապես հետո, այսինքն այն հետ խզվածքային գոյացություն է: Սակայն, նրանում առկա օրգանական մնացուկները կտան կամ նախա իրադարձության տարիք կամ իրադարձությանը մոտ տարիք: Այսինքն սկարպը ձևավորվել է 84-900AD միջակայքում (որոշված Հռոմի համալսարանում, σ_2 միջակայքում):

Վ.Պ.Սոլոնենկոն իրավացիորեն գտնում էր, որ կարելի է խոսել սողանքի սեյսմածին լինելու մասին, եթե նրա առաջացման տարիքը համընկնում է ոչ հեռու մակերևութային խախտման տարիքի հետ և նրա սողանքային տիպը համընկնում է երկրաշարժով հարուցված այլ սողանքի հետ (Солоненко, 1977): Ելնելով դրանից սողանքի շրջակայքում դիտարկված մակերևութային խախտումների վրա իրագործվեցին երկու խրամուղիներ (Ավագյան, 2013; Sadoyan, 2007; Morino et al., 2013): Առաջինը սողանքի մարմնում իրականացված խրամուղուց գտնվում է մոտ 5կմ իսկ երկրորդը՝ 9 կմ հյուսիս-արևելքում:

Նրանց առաջացման ժամանակների որոշման համար անհրաժեշտ են լրացուցիչ աշխատանքներ և հասակագրումներ, սակայն այս հանգրվանում կարևոր էր ցույց տալ երիտասարդ մակերևութային պատվածքների գոյությունը, այսինք սողանքի հարևանությամբ միջին կամ ուժեղ երկրաշարժի էպիկենտրոնի հարևանություն:

Հետաքրքիր է, որ սողանքի զլխավոր սկարպի որոշ հատվածներ կազմված միջին կոնսոլիդացիայի բրեկչիաներով ունեն հարթ կտրված մակերեսներ (նկար 4.18), որի համար կպահանջվեր համեմատաբար արագ իմպուլսային առաջացում:



Նկար 4.18.
Սողանքի միջին
կոնսոլիդացիայի բրեկ-
չիաներով զլխավոր
սկարպի հարթ կտրված
մակերեսի հատվածը
(Ավագյան, 2013):

Հիդրո-օդերևույթաբանական հրահրման վարկածը ունի երկրորդային նշանակություն, քանի որ տարածքը բնութագրվում է համեմատաբար չոր ցամաքային կլիմայով: Բացի դրանից Ն.Դ.Պետրինը և Գ.Տ.Հենկոքսը ցույց են տվել, որ հիդրո-օդերևույթաբանական հրահրման սողանքների դեպքում նրանք ավելի ֆյուիդ և հոսուն են (Perrin and Hancox, 1992), ինչը չի դիտարկվում Գառնիի մեծ սողանքի դեպքում:

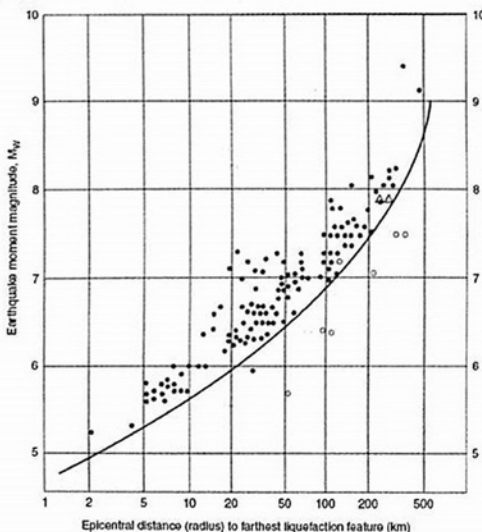
Այսպիսով հետևյալ գործոնները ապացուցում են, որ Գառնիի մեծ սողանքը սեյսմածին է.

- սողանքը գտնվում է սեյսմիկ ակտիվ տարածքում,
- Գառնիի ակտիվ խզվածքը ընդամենը 2-2.5կմ է հեռու սողանքի եզրից,
- սողանքի մեծ չափերը,
- սողանքի սահքի մակերեսի փոքր անկյունը,
- սողանքի առաջացումը դժվար է բացատրել միայն երկրաբանական առավել ևս կլիմայական գործոններով,
- տարածքում պատմագիրները վկայում են պատմական երկրաշարժածին սողանքների և փլուզումների մասին,
- տարածքի առավել խոշոր սողանքները ձևահորինվածքով հուշում են իրենց համանման տարիքի մասին,
- սողանքի գլխամասային մասում դիտարկվում են բազմաթիվ խզվածքներով առանձնացած խոշոր բլոկային կառուցվածք,
- սողանքի գլխավոր սկարպի որոշ հատվածներ, կազմված միջին կոնսոլիդացիայի բրեկչիաներով, ունեն հարթ կտրված մակերեսներ, որի համար կպահանջվեր համեմատաբար արագ՝ իմպուլսային ներգործում:

4.2. Հողերի ջրիկացում

Հողերի ջրիկացում անվանում են այն երևույթը, երբ դինամիկ պայմաններում փոխվում է գրունտի վիճակը, անցնելով ամուր, կայուն վիճակից ջրիկ, անկայուն վիճակի: Հողերի ջրիկացման (liquefaction) երևույթը առաջանում է մոտ M5 մագնիտուդից բարձր երկրաշարժի պայմաններում, երբ առկա են համապատասխան երկրաբանական և հիդրոերկրաբանական պայմաններ: Համաձայն համաշխարհային վիճակագրական տվյալներին հողերի ջրիկացման համար մագնիտուդային ստորին սահմանը 4.5 է և այն կարող է զարգանալ >M5.5 մագնիտուդների դեպքում (Ishihara, 1985; Ambraseys, 1988; McCalpin, 1996):

Երկրաշարժերի մոմենտ մագնիտուդների (M_w) և ամենահեռու հողերի ջրիկացման դիտարկման կետերի էպիկենտրոնից հեռավորությունների հարաբերակցության գրաֆիկը ներկայացված է նկար 4.19-ում:



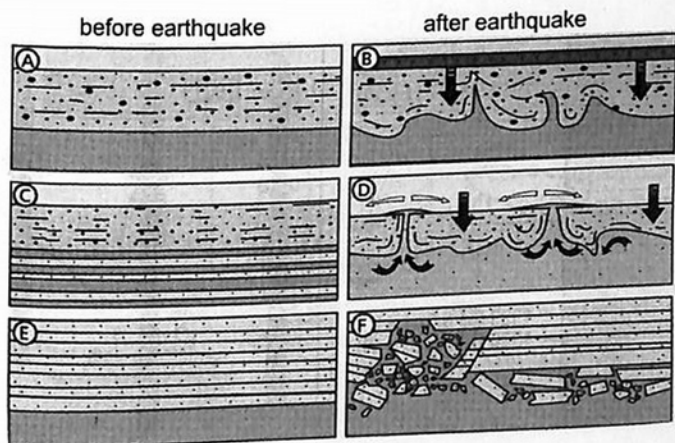
Նկար 4.19. Երկրաշարժերի մոմենտ մագնիտուդների (M_w) և ամենահեռու հողերի ջրիկացման դիտարկման կետերի (նշված են կետերով) էպիկենտրոնից հեռավորությունների կախվածությունը (Ambraseys, 1988):

Հողերի ջրիկացման երևույթի վրա ազդող հիմնական բաղադրիչներն են (Obermeier, 1994)՝

1. ավազահատիկների չափերը,

2. հարաբերական խտությունը (կոմպակտության աստիճանը),
3. շերտի հզորությունն ու խտությունը,
4. նստվածքների տարիքը,
5. ծածկոցի (cap) բնութագրիչները,
6. տոպոգրաֆիան և սեյսմիկ ցնցումները,
7. ջրային հորիզոնի խորությունը,
8. սեյսմիկ պատմությունը:

Շատ կարևոր է ցույց տալ դիտարկվող երևույթների սեյսմիկ ծագումը: Հոլզերը և Կլարկը (Holzer and Clark, 1993) նշում են բացի սեյսմիկից ևս երեք պայմաններ, որոնց առկայությամբ կարող են առաջանալ նմանատիպ կառույցներ, մասնավորապես ավազային թմբեր (sand-blow): Դրանք են՝ նախապես առաջացած ճեղքերով մակերեսային հոսքերերի տարածման, սողանքային և արտեզյան պայմանները: Այլ հետազոտողներ նույնպես նշել են արտեզյան պայմանների (Mansure et al., 1956), ոչ սեյսմիկ սողանքային պայմանների (Obermeier et al., 1992), թերմալ կոնտրակցիոն ճեղքերի լցման (Black, 1954), մոտ տարիք ունեցող չկապակցված նյութերի դեֆորմացիաների (Allen, 1984) ազդեցության մասին:



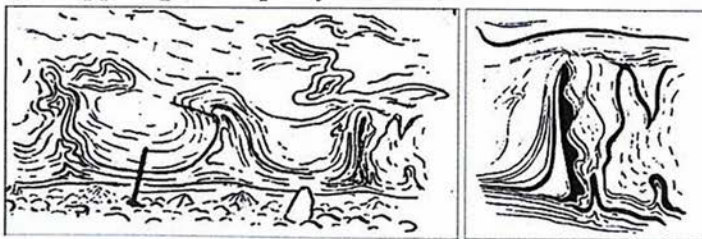
Նկար 4.20. Հողերի ջրիկացման հիմնարար մոդելները ըստ Ֆիլիպ և ուր. (Philip et al., 2007): A, B- երկու հարևան շերտերի միջև կոնվոլուցիաների (convolutions) և դայկաների առա-

ջացում, C,D- ավազաթմբերի (sand blow) առաջացում, E,F-շերտերի ավերում (layer destruction):

Ամենաիդեալական պայմանները համապատասխանում են ավազային և կավային շերտերի հերթափոխությունները, երբ առկա է ջրահագեցվածություն: Ուժեղ տատանումների ժամանակ շերտերը ձգտում են վերադասավորվել և տեղի է ունենում նյութի խտացում:

Հողերի ջրիկացումը ընդհանուր առմամբ տեղի է ունենում մակերեսից 1-10մ խորություններում, նրա հիմնական երեք տարատեսակները ցույց են տրված նկար 4.20-ում:

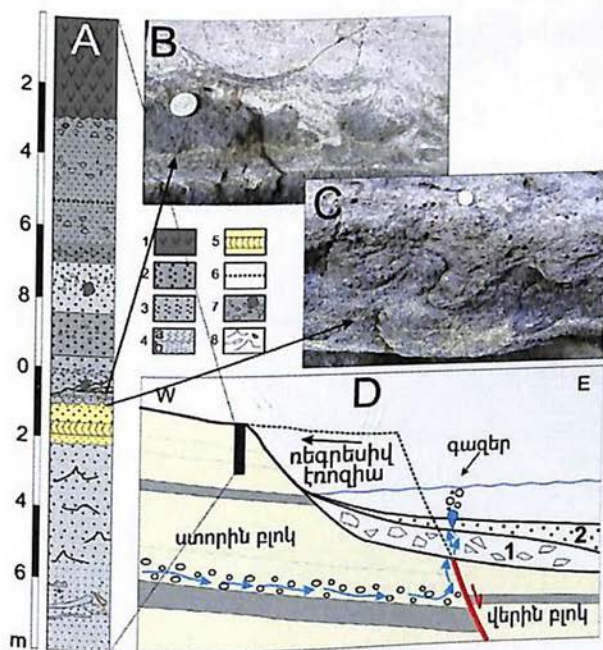
ՀՀ տարածքում նպատակային ուսումնասիրություններ չեն իրականացվել հողերի ջրիկացման ուղղությամբ: Այնուամենայնիվ դրանք շատ հնարավոր են երիտասարդ ավազակավային ջրհագեցած նստվածքներում, որոնք առկա են Արարատյան, Շիրակի, Սևանի ավազաններում և այլուր: Հայտնի են պատմական նկարագրություններ թե ինչպես 1840թ. երկրաշարժի ժամանակ Արաքս և Սև ջուր գետերի հովիտներում մոտ մեկ կիլոմետր լայնությամբ շերտով գոյանում էին մինչև 3մ լայնությամբ ճեղքեր, որոնցից ժայթքում էին ավազախառն մեծ շատրվաններ (Ստեփանյան, 1964): Նկարագրվում է, թե ինչպես Կարա-Հասանլու գյուղի բնակիչները զարհուրել էին տեսարանից, երբ հողը սկսել է ուժեղ պայթյուններով ձաքճքել, անցքերի խորքից դուրս շարտելով ջրի շիթեր, ավազ և մանր գետաքարեր: Երևույթը տեղի է ունեցել նույնիսկ տների մեջ (Ստեփանյան, 1964):



Նկար 4.21. Ե.Ե.Միլանովսկու կողմից դիտարկված <<դիապիրային>> ծալքեր Սևանի ավազանում:

Անարժանիորեն մոռացության տրված, տաղանդավոր երկրաբան Ս.Աբդալյանը 1927 թվականին տպագրել է հոդված, ուր բերում է նկարագրություն երևույթի, որը տեղի է ունեցել 1926թ. Լենինականի երկրաշարժի ժամանակ և ակընհայտորեն կապված է հողերի ջրիկացման հետ (Abdaljan, 1927):

Ե.Ե.Միլանովսկին շատ հետաքրքիր դիտարկումներ է կատարել մեծ Սևանի ավազանի արևմտյան ափերին (Милановский, 1953): Նրա կողմից դիտարկված, անվանված միկրոդիսլոկացիաների <<դիապիրային>> ծալքերը ունեն մինչև 1-1.5մ երկարություն և զարգանում են կավավազային միջավայրում (նկար 4.21): Ե.Ե.Միլանովսկին ենթադրում էր, որ դրանք առաջանում են երիտասարդ նստվածքներում, երբ այն դանդաղ սահում է լճի հատակով: Այս կառույցների նմանությունը հողերի ջրիկացման դայկաների հետ ակընհայտ է:



Նկար 4.22. A- Մեծ Սևանա լճի արևմտյան ափամերձ մեկ հատվածի մերկացման լիթոլոգիական սյունյակը, B, C- սեյսմիտներ, D - Քանազեղի հատվածի աղբյուրների և գազերի արտահոսքի սխեմատիկ կտրվածք, 1-կոլումբիում, 2-ավազներ: 1- տրախիանդեզիտներ, 2- խոշորահատիկ ավազ, 3- միջահատիկ ավազ, 4- մանրահատիկ ավազ (a), կավ (b), 5- թեք

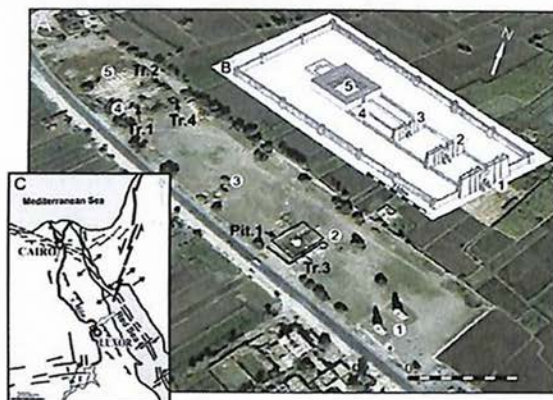
շերտայնություն, 6-Մո-ային շերտ, 7-գլաքարեր, 8-սեյսմիտներ (Ավագյան և ուր., 2017):

Հետագա հետազոտությունները հաստատեցին հողերի ջրիկացման առկայությունը Նորատուս-Քանազեղի խզվածքի, Սևանա լճի հարավ-արևմտյան ափամերձ գոտում (նկար 4.22) (Ավագյան և ուր., 2017):

Այս ասպարեզում բավական փորձ ունեցող Ա.Մ.Կորժեննկովը որոշ նախնական դիտարկումներ է արել Փոքր Սևանի ավազանում (Корженков, 2006):

Շատ հետաքրքիր հողերի ջրիկացման դեպքեր են արձանագրվել Եգիպտոսի Ամենհոթեպ III տաճարում հնաերկրաշարժագիտական հետազոտությունների ընթացքում (Karakhanyan et al., 2010, 2014; Karakhanyan and Avagyan, 2010, 2011): Աշխատանքները իրականացվել են <<Պեղումներ և պահպանություն Քոմ Էլ-Հեթթանում>> ծրագրի շրջանակներում, որը ղեկավարում էր հայտնի եգիպտաբան Հ.Սուրուզյանը:

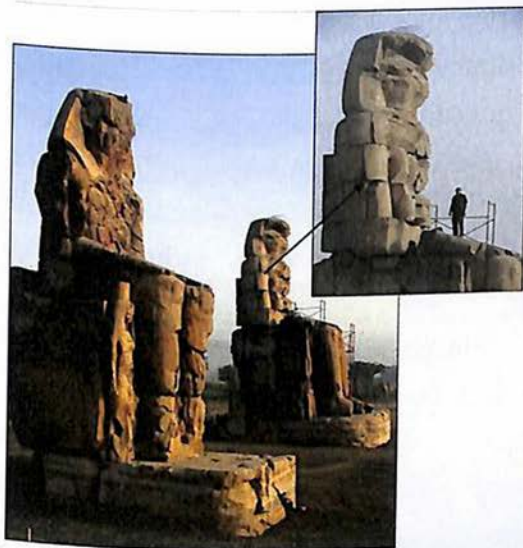
Տաճարը գտնվում է Նեղոս գետի արևմտյան ափին, ժամանակակից Լուքսոր քաղաքի հարևանությամբ (նկար 4.23):



Նկար 4.23. A- Ամենհոթեպի III տաճարը տիեզերական նկարի վրա, ցույց են տրված խրամուղիների տեղադիրքերը (Tr.), B- տաճարի

վերակազմությունը ըստ դոկ. Նաիրի Համփիկյանի, C- Լուքսոր (Luxor) քաղաքի տեղադիրքը Եգիպտոսի տեկտոնական սխեմատիկ քարտեզի (Youssef, 2003) վրա: Սպիտակ սլաքը ցույց է տալիս տաճարի տեղը:

Տաճարը հանդիսանում է Եգիպտոսի երբևէ կառուցված ամենամեծերից մեկը, հսկայական փիլոններով, սրահներով, ստելաներով, հսկայածավալ արձաններով՝ այդ թվում հռչակավոր Մեմնոնի կոլոսը 18մ բարձրությամբ (նկար 4.43): Տաճարը զբաղեցնում է մոտ 385.000մ² մակերես:



Նկար 4.24. Ամենհոթեպ III տաճարի ճակատային հռչակավոր կոլոսները պատրաստված քվարցիտից:

Զարմանալի է, սակայն երեք և կես հազարամյա պատմություն ունեցող Եգիպտոսում չկան կամ չեն պահպանվել հստակ վկայություններ տեղի

ունեցած երկրաշարժերի մասին: Ամենահին վկայություններից մեկը Ստրաբոնինն է, ով այցելել է հնավայր հավանաբար 27թ. ՔԱ: Նա խոսելով Մեմնոնի կոլոսի մասին (նկար 4.24) ասում է, որ գահից վերև հատվածը թափվել է ներքև երկրաշարժի հետևանքով (Strabon, 1854–1857, book 17, v. 3, chap. 1, para. 46, p. 261–262): Հասկանալի է, որ Ստրաբոնի կողմից ենթադրյալ երկրաշարժը տեղի է ունեցել նրա այցելությունից առաջ, բայց ե՞րբ: Արդյո՞ք կոլոսը քանդվել է երկրաշարժից: Որոշ հեղինակներ երկրաշարժի տարիքը սխալմամբ համարում են Ստրաբոնի այցելության ժամանակը (Abdel-Monem et

al., 2004; Casciati and Borja, 2004), կամ ընդհանրապես հերքում են նման երկրաշարժ՝ կոլոսի ավերումը կապելով պարսկական ներխուժման կամ հռոմեական իշխանությունների դեմ խռովությունների հետ (Ambraseys et al., 1994): Մոտ հարյուրամյա պեղումներով դեռևս չի հաջողվել ցույց տալ երկրաշարժի ավերիչ ազդեցության հստակ ապացույցներ Ամենհոթեպ III տաճարի և հարակից տասնյակ տաճարների կառույցների վրա:

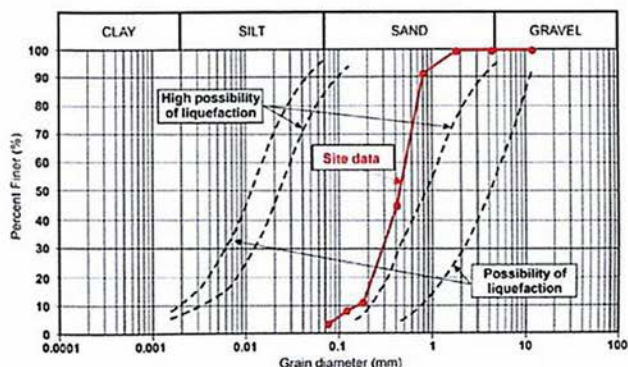
Կեբեսաին (Kebeasy, 1990) Լուքսորի և Կառնակի տաճարների վնասվածքները վերագրում է մի շարք պատմական երկրաշարժերի: Հենվելով հնագիտական հետազոտությունների վրա Դոլինսկան և Պավլիկովսկին (Dolinska, 2007; Pawlikowski, 1987) Ամենհոթեպ III տաճարի հարևանությամբ գտնվող Թուրմոս III-ի տաճարը համարում են, որ ավերվել է ՔԱ 1100-1080թթ. երկրաշարժի հետևանքով առաջացած ժայռի փլուզումից: Ըստ Բադավեյի և ուր. (Badawy et al., 2006) Միջին Եգիպտական թագավորության ընթացքում եղել են վեց ավերիչ երկրաշարժներ, որոնցից մեկն ավերել է Ռամզես II-ի տաճարը:

Հազգագը և մյուսները (Haggag et al., 2008) Լուքսորի շրջակայքում ենթադրում են ավերիչ երկրաշարժ, որը տեղի է ունեցել ՔԱ 600թ.: Սիբերգը (Sieberg, 1932) ենթադրել է երկրաշարժ, որն ավերել է Աբու-Սիմբել տաճարը ՔԱ 1200թ., իսկ 1899թ-ի երկրաշարժից փվել են Կառնակի սյուները: Կինկը (Kink, 1979) վկայում է 1969 թ. երկրաշարժից Լուքսորի տաճարում առաջացած ճեղքի մասին:

Լուքսորից մոտ 200կմ շառավղով տարածքում ըստ Մաամունի և մյուսների (Maamoun et al., 1984) ոչ մի երկրաշարժ M5.5 ավելի չի արձանագրվել ՔԱ 600թ.-1972թ. միջակայքում: 2200թ.ՔԱ-1900թ. միջակայքում ըստ Յուսեֆի և մյուսների (Youssef et al., 1994) արձանագրվել է M5 մագնիտուդից պակաս երկրաշարժ Լուքսորից մոտ 90կմ հյուսիս-արևելք: 20-րդ դարում Վերին Եգիպտոսում չեն արձանագրվել ուժեղ երկրաշարժեր:

Այնուամենայնիվ Մեմնոնների կոլոսների, ընդհանուր տաճարի ուսումնասիրությունները հնագետներին հուշել է ստուգել երկրաշարժի վարկածը: Հայտնի է, որ Ամենհոթեփի III փարավոնի օրոք (ԱՔ 1391-1353թթ.) կառուցված այնուհետև ավերված տաճարի քարերը օգտագործվել են հարևան տաճարների, մասնավորապես Մերնպտահ փարավոնի (Մթա. 1212-1202թթ.) տաճարի կառուցման ժամանակ (Sourouzian et al., 2006): Մեմնոնի կոլոսներից հյուսիսայինի հիմնաքարի հետին և արձանի գահից վերև հատվածը հստակ վերակառուցված է հավանաբար հռոմեացի կայսեր Մեպտիմոս Մեվերուսի օրոք 199թ. (Sourouzian et al., 2006):

2007-2012թթ. մեր ուսումնասիրությունների ընթացքում (Karakhanyan et al., 2010, 2014; Karakhanyan and Avagyan, 2010, 2011) հաջողվեց լույս սփռել Լուքսորի շրջակայքի երկրաշարժային անցյալի վրա հիմնվելով արխիտեոյսմաբանական և հնաերկրաշարժագիտական հետազոտությունների վրա:



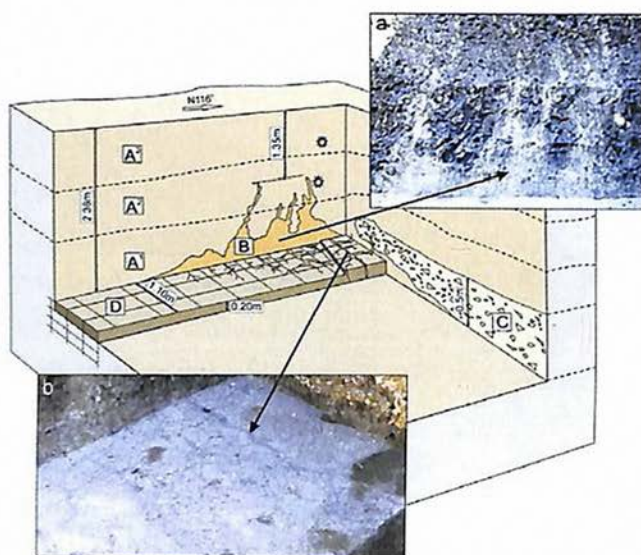
Նկար 4.25. Հողերի ջրիկացման հավանական (Possibility of liquefaction) և բարձր հավանական (High possibility of liquefaction) գրանուլոմետրական պայմանները: Կարմիրով նշված է

Ամենհոթեփ III տաճարին համապատասխանող դիագրամը (Karakhanyan et al, 2010):

Տաճարի տարածքում, իրականացվել են մեկ տասնյակից ավելի հորեր և խրամուղիներ (նկար 4.23), ուր մանրագնին հնաերկրաշարժագիտական հետազոտությունները վեր հանեցին ուժեղ երկրաշարժի երկրորդային ազդեցության երկրաբանական

ապացույցներ (Karakhanyan et al., 2010, 2014; Karakhanyan and Avagyan, 2010, 2011): Դրանք իրենցից ներկայացնում են հողերի ջրիկացման հետևանքով առաջացող տարբեր երկրաչափության սեյսմիկոսներ և ճեղքեր: Բոլոր ռադիոածխածնային հասակները ստացվել են Կահիրեի Արևելյան հնագիտության ֆրանսիական ինստիտուտում (Laboratory of Radiocarbon Dating of the IFAO (French Institute of Oriental Archaeology), Cairo, Egypt):

Տաճարի հիմքը կազմող գրունտները բարենպաստ են հողերի ջրիկացման համար (նկար 4.25), իսկ այն հանգամանքը, որ տարածքը գտնվում է Նեղոս գետի հեղեղատում ակնհայտ է դարձնում ջրահագեցվածության և գերհագեցման առկայությունը:



Նկար 4.26. 4-րդ խրամուղու բլուկ դիագրաման (a) և լուսանկարները (b,c): A1, A2, A3 – տիղմի տարբեր մակարդակներ, B-ավազային դայկաներ, C-«ավերման շերտ» կազմված տաճարի քարերի կտորներից, D-պեղված տաճարի պատի չթրծված

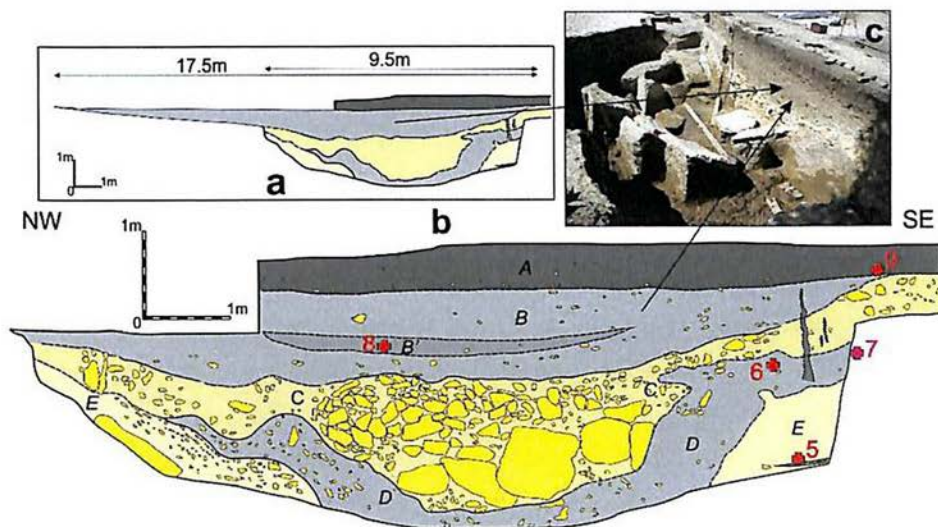
աղյուսներ:

2009 թվականին ուղղանկյուն փիթի հյուսիսային պատին և հատակին հայտնաբերվեց ևս մեկ հողերի ջրիկացման գեղեցիկ փաստ ((Tr.4, նկար 4.23 և նկար 4.26): Այստեղ դիտարկվեց պեղված չթրծված աղյուսից պատրաստված տաճարի շինությունը կտրող

դայկաներ, որոնց ընդհանուր ուղղությունը նույնպես համապատասխանում է տեղանքի կողային սպրեդինգին համապատասխանող ձեղքերի ուղղություններին:

2012 թվականի ստելաների մոտ իրականացված պիտում դիտարկվեց տաճարի հատակի շրջանաձև փլուզում, երբ նրա բլոկները ունեին անկում դեպի շրջանի կենտրոն (c, նկար 4.27): Փիտի հյուսիսային պատին դիտարկվեց սիլեր և հավանական ավազային թմբի (sand-blow) մնացորդներ (a,b, նկար 4.27):

Ելնելով հնաերկրաշարժագիտական, հիմնականում հողերի ջրիկացման տվյալների հիման վրա բացահայտվել է սեյսմիկ իրադարձություն, որը տեղի է ունեցել ՔԱ 1211 և 901 թվականների միջև (Karakhanyan et al., 2010), ինչը պատճառ է հանդիսացել տաճարի աստիճանական հետագա քայքայմանը և լքմանը:



Նկար 4.27. Ստելայի մոտ իրականացված պիտի հյուսիսային պատի քարտեզները (a,b) և պիտի լուսանկարը (c): A- տիղմ, B-մանրահատիկ ավազ, պարունակում է ավազաքարի բեկորներ, C- <<ավերման շերտ>>, պարունակում է շրջանաձև դեպի կենտրոն թեքված տաճարի հավանաբար

հատակի խոշոր բլոկներ, D- մուգ ավազ, պարունակում է ավազաքարի բեկորներ, E- <<ավերման շերտի>> ստորին հորիզոն:

4.3. Երկրաշարժ և հրաբխականություն կապը

4.3.1. Երկրաշարժ և հրաբխականություն

տարածաժամանակային կապը ՀՀ տարածքում

ՀՀ տարածքում հրաբուխների և տեկտոնական կառույցների տարածական սերտ կապի մասին բավականին խոսվել է 2-րդ գլխում, հրաբխային կլաստերների քննարկումների ժամանակ: Հանգամանակից խոսվել է նաև հրաբուխ-երկրաշարժ գենետիկական կապի մասին, երբ հրաբխային ակտիվությունը առաջացնում է երկրաշարժեր և խզվածքներ:

Այս գլխում կկատարենք անդրադարձ երկրաշարժ-հրաբուխ կապի հնարավորության մասին, երբ երկրաշարժն է հարուցում հրաբխային ակտիվություն:

Նախ խնդրի ներկա վիճակի մասին: Հարցադրումը հետևյալն է. կարո՞ղ է արդյո՞ք ուժեղ երկրաշարժը, կամ խախտումը բուսականության, օրերի կամ տարիների ընդմիջումով հարուցել հրաբխային ակտիվություն որոշակի հեռավորության վրա գտնվող հրաբուխներում: Արդյո՞ք կան օրինակներ, որոնք նման հատագոտության համար հիմք կարող են հանդիսանալ: Թվենք մի քանիսը.

1975թ. Հավայան կղզիներում, Կիլաուեա հրաբուխը ժայթքեց 7.5 մագնիտուդով երկրաշարժից (Էյլիկենտրոնը գտնվում էր հրաբխի հարավային մասում) կես ժամ անց: 1960թ. Չիլիի 9.5 մագնիտուդով երկրաշարժից երկու օր անց ժայթքեց Կորդոն Կաուլլ հրաբուխը: 1991թ. Մոնթ Պիևատուբո հրաբուխի ժայթքումը Ֆիլիպիններում տեղի ունեցավ 7.7 մագնիտուդով երկրաշարժից մոտ մեկ ամիս անց (Hill et al., 2002):

Երկրաշարժ-հրաբխականություն կապի հետազոտությունները դժվարանում են տվյալների սակավության պաճառով: Մյուս կարևոր հանգամանքը այն է, որ այս ուղղությունը նոր է, ընդհամենը երկու տասնամյակ է, որ զարգացում է արձանագրում: Եթե խնդիրը դրվի ժամանակային և տարածական մեծ ինտերվալներում (հարյուրամյակից մինչև հազարամյակներ և հազարավոր կիլոմետրերի վրա), ապա պատասխանը կլինի դրական (Hill et al., 2002):

Տեսականորեն ժայթքման կրիտիկական աստիճանի հասած հրաբխի ակտիվության համար նույնիսկ փոքր հարուցումը կարող է բավարար լինել: Նաև երկրաշարժը կարող է առաջացնել հրաբխային որոշակի ակտիվություն առանց ժայթքման: 1992թ. Լանդերի 7.3 մագնիտուդի երկրաշարժից անմիջապես հետո նկատվել է երկրաջերմային ակտիվություն բազմաթիվ տեղերում, ուր առկա է երիտասարդ ($< 1\ 000\ 000$ տարվա) հրաբխականություն (D.Hill et al., 1993):

Մոդելները, որոնք կբացատրեն երկրաշարժ-հրաբխականություն կապը հիմնված են լարվածության տարածման ձևերի վրա. ստատիկ (տարբերությունը երկրաշարժից անմիջապես առաջ և կարճ ժամանակ անց), համարյա-ստատիկ (quazi-static, կապված երկրաշարժի էպիկենտրոնի տակ ստորին երկրակեղևում և վերին մանթիայում դանդաղ ճիլ (viscous) ռելակսացիայի հետ) և դինամիկ (հարուցված սեյսմիկ ալիքներով): Ամենից սերտ երկրաշարժ-հրաբխականություն կապը տեղի կունենա դինամիկ լարվածության տարածման ազդեցությամբ (Լանդերի երկրաշարժի օրինակը):

Մագմատիկ օջախի շրջակայքում լարվածության ուժգնացումը կարող է վեր մղել մագման, հակառակ՝ նրա թուլացումը կարող է հրահրել լրացուցիչ հալոցքի և ցնդող բաղադրիչների պղպջակների անջատմանը: Մագմայում վերջիններս են հիմնականում ջուրը, ածխածնի ու ծծմբի երկօքսիդները, դրանց

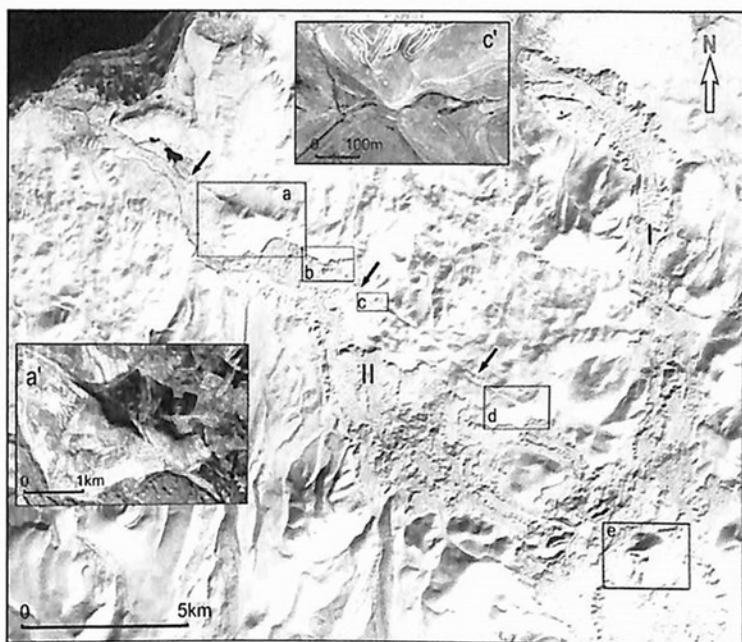
պղպջակների առատ անջատումը ուժեղացնում է մագման ներփակող ապարների վրա ճնշումը՝ ըստ ադվեկտիվ սահմանանց ճնշման մոդելի (advective overpressure model): Դինամիկ ալիքների ազդեցությամբ, ցնցումներից պղպջակների անջատումը կտրուկ կարող է ավելանալ և արդյունքում հրահրել ճեղքվածքների նորագոյացումը և մագմայի վերընթացը (D.Hill et al., 1993): Կարևոր հանգամանք է նաև պատռվածքի անմիջական ազդեցությունը մագմատիկ ավազանի վրա, երբ հատկապես վարնետքային խզվածքի դեպքում, հորիզոնական ընդարձակման լարվածային պայմաններում խզվածքի գոտին կարող է ծառայել որպես լավայի վերընթացի ուղի (Karakhanyan et al., 1997; Connor et al., 2000):

Այսպիսով կարելի է երկրաշարժ-հրաբուխ հրահրումը ձևակերպել այսպես. Բարենպաստ պայմանների դեպքում, ուժեղ երկրաշարժերը կարող են հարուցել հրաբխային ակտիվություն ընդարձակ տարածքների վրա և ժամանակային զգալի միջակայքի համար (Hill et al., 2002):

Այժմ քննարկենք նման հնարավորության հարցը ՀՀ և նրա հարակից տարածքներում: Նման օրինակ կարող է հանդիսանալ 1840թ. 7.4 մագնիտուդով երկրաշարժը: Արարատ հրաբուխը կրավակալային ստրատո-հրաբուխ է, որն ունի բարդ կառուցվածք և որի լանջերին ակնհայտորեն առկա են շատ ավելի երիտասարդ հրաբխային ժայթքումներ (Karakhanyan et al., 2002, 2003; Avagyan et al., 2005): Հրաբուխը գտնվում է ակտիվ խզվածքների հարևանությամբ: Արարատի իջույթը հանդիսանում է ընդարձակ փուլ-ափարտ ավազան (Dewey et al., 1986; Yilmaz et al., 1998; Karakhanyan et al., 2002, 2003): Բուն Արարատ հրաբխի կոների դասավորությունը վերահսկվում է <<ձիու պոչ>> (horsetail splay) խզվածքային կառույցով, որն ձևավորվել է Մակուի և Դոգուբայազեղի խզվածքների հյուսիս-արևմտյան վերջավորությունում (Karakhanyan et al., 2002, 2003):

Ըստ Մ.Վազգների, ով տեղանքն այցելող առաջիններից էր աղետից հետո, նշում է, որ տեղի է ունեցել հրաբխային ժայթքում. կոշտերը, որոնք ավերել էին Ակոռի գյուղը <<չեն ընկել Արարատի բարձրունքից, նրանք դուրս են շարտվել մեծ ձեղքից, որն առաջացել է կիրճի վերին ծայրում, 5-6 հազար ոտնաչափ բարձրության վրա՝ լեռան պատվածքից>> (Ստեփանյան, 1964):

Առանց անդրադառնալու հետազոտության պատմությանը ապացուցվել է, որ 1840թ. երկրաշարժը կապված է Գայլատու-Թավրիզ աջակողմյան կողաշարժային ակտիվ խզվածքի հետ, ուր առաջացել էր մոտ 72կմ երկարության մակերևութային խախտում (Ambraseys and Melville, 1982): Տվյալների վերլուծությունը թույլ է տալիս ենթադրել, որ երկրաշարժի ժամանակ Արարատում տեղի է ունեցել Բանդայ-տիպի ֆրիատիկ ժայթքում (Karakhanyan et al., 2002, 2003):

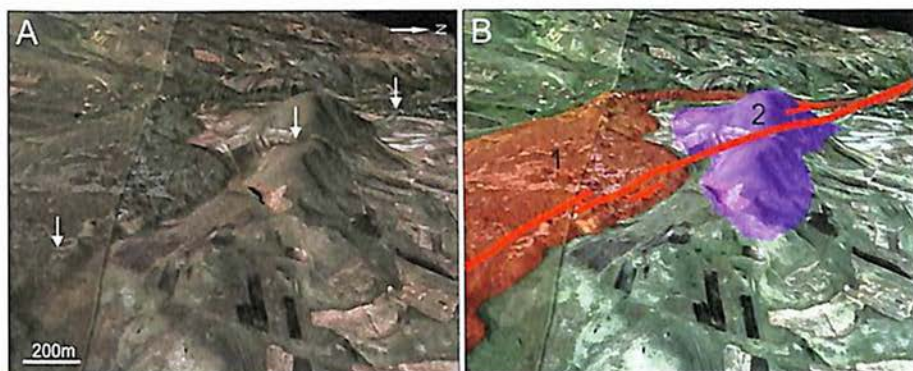


Նկար 4.28. Խոնարհասարի սեզմենտը (նշված են սլաքներով) SPOT տիեզերական նկարի վրա : a, a' - Խոնարհասար հրաբուխը տիեզերական

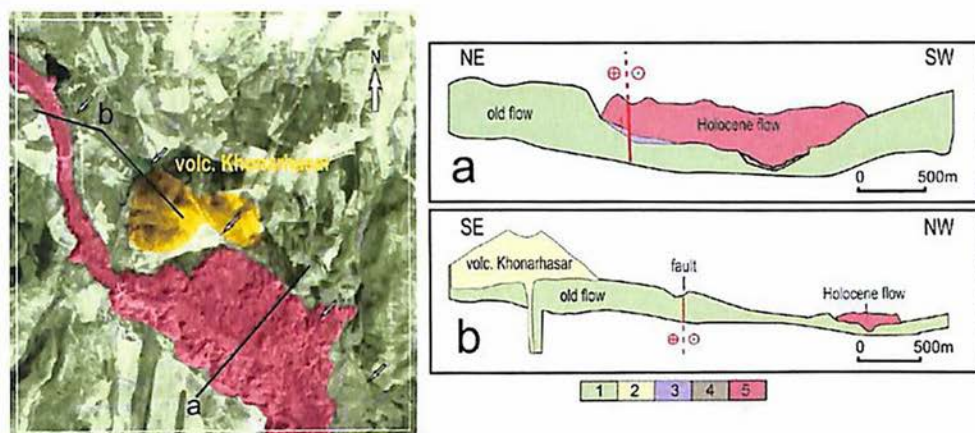
և օդալուսանկարների վրա, b- Գեղաքարի հնավայրը, c, c'- տեղաշարժված գետակի տեղանքը տիեզերական և օդալուսանկարների վրա, d- Ծուռսարի հրաբուխը, e- Փորակի հրաբուխը: Հոռմեական թվերով նշված են I-Ակունքի և II- Կարճաղբյուրի լավային հոսքերը, որոնք սկիզբ են առնում Փորակ հրաբխից:

Վանաձորի իջույթի տարածքում նկարագրված է չորրորդական անդեզիտային բազալտներ (նկար 2.3) (Багдасарян, Джрбашян, 1970), որոնց ծագումնաբանությունը հետաքրքիր երկրաբանական, երկրադինամիկ խնդիր էր: Այն իր բացատրությունը ստացավ ակտիվ տեկտոնական կառույցների ուսումնասիրության ժամանակ (Avagyan, 2009): Փամբակ-Սևան-Սյունիք ակտիվ խզվածքի Վանաձոր-Արտանիշ սեզմենտը, Վանաձորի իջույթի արևելյան մասում մոտ 30° աստիճանով փոխում է իր ուղղությունը սեզմենտի ընդհանուր ուղղվածության համեմատ: Պայմանավորված նաև խզվածքի աջակողմյան կինեմատիկայով, նպաստավոր պայմաններ են ստեղծվում ընդհանուր հյուսիս – հարավ սեղմման պայմաններում, տեղային արևելք-արևմուտք ընդարձակման և փուլափարթ կառույցի ձևավորման համար (նկար 2.3): Տեղանքում նկարագրված հրաբխային ակտիվությունը պայմանավորված է վերոնշյալ ընդարձակման տեկտոնիկայով (Avagyan, 2009):

Ուսումնասիրությունների այլ հետաքրքիր օբյեկտ կարող են ծառայել Վարդենիսի լեռնաշղթայի արևելյան մասը և Սյունիքի բարձրավանդակը: Այստեղով է անցնում Փամբակ-Սևան-Սյունիք խզվածքի Խոնարհասարի սեզմենտը: Այն հայտնի է Խոնարհասար հրաբխի կոնի կտրմամբ և աջակողմյան մոտ 750մ տեղաշարժով (a, նկար 4.28, նկարներ 4.29, 4.30) (Karakhanyan et al., 1996; Philip et al., 2001): Նրանից հարավ-արևելք, 1997թ. հեղինակի կողմից հայտնաբերվեց մեկ այլ հրաբխային կոն, որը կտրվել և նույնպես աջակողմյան տեղաշարժվել էր մոտ 350մ: Հրաբուխը անվանվեց Ծուռսար (d, նկար 4.28, նկարներ 3.52 և 4.31):



Նկար 4.29. Խոնարհասար հրաբուխը, որը կտրվել և տեղաշարժվել է մոտ 750մ : A- Geo Eye տիեզերական նկարում, սլաքները ցույց են տալիս խզվածքը, B- վերծանումը, 1- Փորակ հրաբուխից սկիզբ առնող Կարճաղբյուրի լավային հոսքը, 2- Խոնարհասարի հրաբուխը, կարմիր գծով նշված է խզվածքը:

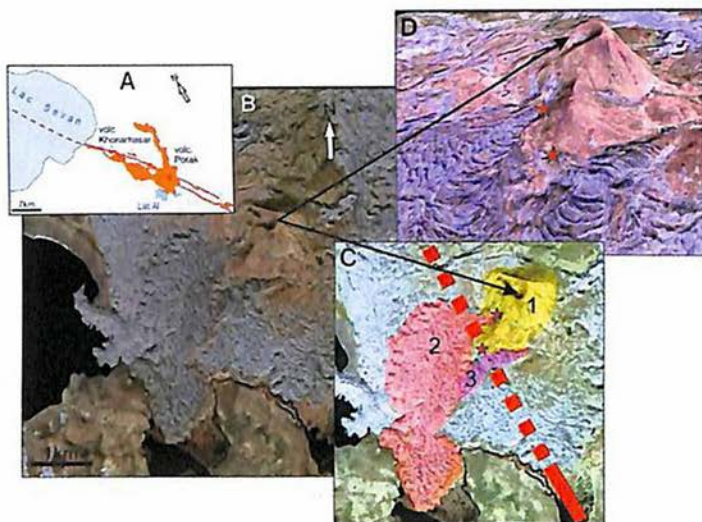


Նկար 4.30. Տիեզերական նկարի վրա Խոնարհասար կիսված և տեղաշարժված հրաբուխը (նշված դեղինով) Կարճաղբյուրի երիտասարդ լավային հոսքով (նշված կարմիրով) և երկրաբանական սխեմատիկ կտրվածքներ: 1- վերին Միոցենի լավաներ (6.73 ± 0.03 Ma տարիքով ստացված Օբսեյի Գեոխրոնոլոգիայի լաբորատորիայում), 2- Խոնարհասարի հրաբուխը, 3- կոյուվիում, 4- ալյուվի, 5- երիտասարդ, հոլոցենի լավաներ (Avagyan, 2001):



Նկար 4.31. Շուռսար հրաբուխը, որը կտրվել և տեղաշարժվել է մոտ 350մ:

Խոնարհասարի հրաբուխից մոտ 15կմ հարավ-արևելք գտնվում է Փորակի հրաբուխը (e, նկար 4.28), որից սկիզբ են առնում Կարճաղբյուրի և Ակունքի երիտասարդ լավային հոսքերը (նկար 4.32):



Նկար 4.32. Փորակ հրաբուխը իր լավային հոսքերով: A- տեղադիրքը Սևանա լճի համեմատությամբ, B- Geo Eye տիեզերական նկարում, C- 1- Փորակ հրաբուխը, 2,3- վերջին արտավիժումները, աստղերով նշված են արտավիժման կետերը, կարմիր գծով՝ ակտիվ խզվածքի տարածումը,

D- Փորակ հրաբուխը և վերջին արտավիժումները Geo Eye տիեզերական եռաչափ նկարում:

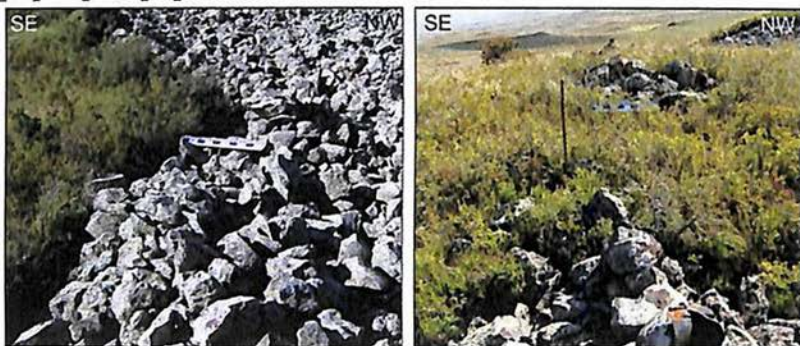
Փորակ (3046մ բացարձակ և մոտ 230մ հարաբերական բարձրություններով) հրաբուխից հյուսիս դիտարկվում է Խոնարհասարի խզվածքային սեզմենտի մեկ հիմնական տարածում, մինչդեռ նրանից հարավ, նրանք երկուսն են, որոնցից հարավայինի տարածման շարունակության գոտուց արտավիժել են Փորակ հրաբխի վերջին լավային հոսքերը (C, նկար 4.32): Ի տարբերություն Խոնարհասար և Ծուռսար հրաբուխների, որոնք կիսվել և տեղաշարժվել են խզվածքով, Փորակի կոնը չունի խզվածքի ուղղակի ազդեցության դրսևորումները:

Երիտասարդ լավաները չեն ծածկված որևիցե այլ ծագման նստվածքներով և պահպանել են իրենց նախնական հոսքի եզրագծերն ու ալիքները: Հետևաբար ակնհայտ է, որ դիտարկված լավաները հանդիսանում են Փորակի վերջին ժայթքումները և նրանք չեն կրում սառցապատման հետքեր: Այստեղ բերենք մեկ կարևոր հետազոտության արդյունք, որ մեր հետազոտական խումբը իրագործեց Օդուկ հրաբուխի խառնարանում և լանջերին: Ըստ տիեզերածին ^3He հասակագրման արդյունքների, Օդուկ հրաբուխի խառնարանի լավային բեկորները, որոնք կրում են սառցադաշտի հետքերը (օր.՝ բնորոշ քերծվածքավորումը), սառույցից ազատվել են 17 ± 2 ka տարի առաջ, մինչդեռ այդ հրաբխի արևմտյան լանջին գտնվող սառցադաշտային ակնհայտ ազդեցությամբ ձևավորված Գայլահովտում սառցապատման տարիքը գնահատվել է 45.7 ± 4.4 ka (Ritz et al., 2016): Այստեղից հետևում է, որ Օդուկի խառնարանի առավել երիտասարդ սառցադաշտը չի տարածվել, համենայն դեպս, հրաբուխի արևմտյան և հարավային լանջերին:

Փորակ հրաբխի վերջին ժայթքման տարիքի բացահայտումը կարող է սառցապատման վերաբերյալ դիտարկումը դարձնել

անկյունաքարային, հատկապես հնագիտության մեջ որոշ կարծրատիպերի վերանայման տեսանկյունից:

Այստեղ չենք մանրամասնի Խոնարհասարի սեզմենտի երկայնքով տեղի ունեցած հնա-երկրաշարժերի մասին, դրանց վերաբերյալ գրվել է գլուխ 3-ում: Նշենք միայն, որ հնասեյսմաբանական հետազոտությունների հիման վրա Խոնարհասարի սեզմենտի երկայնքով որոշվել են առնվազն երեք (5655-5079 թթ. ՔԱ; 1878-1616 թթ. ՔԱ; < XII դար ՔԱ) սեյսմիկ իրադարձություններ (Avagyan, 2001; Philip et al., 2001; Davtyan, 2007): Այնուամենայնիվ նշենք կարևոր հանգամանք, որ դրանք եղել են բավարար ուժեղ, ընդունակ առաջացնելու մակերևութային պատովածքներ և դեֆորմացիաներ: Այդ պատովածքները գրանցվել են ոչ միայն շերտագրության մեջ հնասեյսմաբանությամբ, այլև արխոսեյսմաբանությամբ՝ արտահայտված ձեռակերտ կառույցների վրա ազդեցությամբ (Avagyan, 2001, 2013; Davtyan, 2007): Հոլոցենի լավային հոսքի վրա, Գեղաքարի հնավայրի (b, նկար 4.28) տարածքում Խոնարհասարի սեզմենտի երկայնքով 2012 թ. հեղինակի կողմից հայտնաբերվեց երկու պատերի աջակողմյան տեղաշարժեր (նկար 4.33):



Նկար 4.33. 2012 թ. Խոնարհասարի սեզմենտի երկայնքով, երիտասարդ լավային հոսքի վրա, Գեղաքարի հնավայրի տարածքում հայտնաբերված պատերի աջակողմյան տեղաշարժեր:

4.3.2. Տվյալներ հրաբխային ժայթքումների մասին

Առաջին ամենակարևոր վկայությունը դա Խոռխորյան սեպագիր արձանագրությունն է (նկար 4.34): Այն գտնվում է Վան քաղաքում, համարվում է Արարատյան թագավորության (ՔԱ IX-VI դարեր) ամենածավալուն սեպագիրը և գրվել է Արգիշտի I արքայի հրամանով ՔԱ 742 և 739 թվականների միջև: Շնորհիվ գերմանացի երիտասարդ հետազոտող Շուլցի (Schulz F.E., 1840), որը 1827 թվականին պատճենեց սեպագիրը, այն հետագայում վերծանվեց Սեյսի կողմից (Sayce, 1877): Սեպագրի մի հատվածում պատմվում է Արգիշտի I արքայի երկրի հյուսիսում, Սևանի ավազանում (Меликашвили, 1960) իրականացրած ռազմական գործողությունների մասին ՔԱ 782 - 773 թվականների միջև (Հովհաննիսյան, 1981): Նկարագրվում է արարատյան զինվորների կողմից Բեխուրա քաղաքի շրջափակման մասին, որը գտնվում էր Բամ լեռան ստորոտում. <<Երբ Բեխուրա քաղաքը վերապաշարեցի, Բեխուրա քաղաքի Բամ լեռը փլվեց. Ծուխն ու մուրը այժմ վրայից մինչև արևն է ելնում: Երբ Բամ լեռը փլվեց, ես Բեխուրա քաղաքը գրավեցի>>: Նկարագրությունը մեկնաբանվում է, որպես հրաբխային ժայթքում (Հարությունյան, 2001, 2005; Karakhanyan et al., 2002; Karakhanian et al., 2004): Ենթադրվում է, որ Բեխուրա քաղաքը գտնվել է Սևանա լճի հարավ-արևելյան մասում (Կարազեռոյան, 1998; Ստեփանոս Օրբելյան, 1985), իսկ Բամ կամ Բամնի լեռը նույնացվում է Վարդենիսի լեռնաշղթայի հետ, ուստի լեռը տեղադրված էր լեռնաշղթայի արևելյան մասում, ուր միակ երիտասարդ արտավիժումները տեղի են ունեցել Փորակ հրաբխից (Հարությունյան, 2001; Ширинян и др. 1978; Karakhanyan et al., 2002; Karakhanian et al., 2004): Ըստ Հարությունյանի (2001) Բամ լեռան հրաբխային ժայթքումը շարունակվել է կամ վերսկսվել է ՔԱ 739-742 թվականներին. ելնելով Սարդուրի II արքայի թողած Գանձադռան տարեգրությունից, ուր ասվում է, որ . <<քանի մարդ իմ զենքի

առջևից ճողոպրում էր և բռնեց Ուշքիա և Բամ լեռները, վերապաշարեցի, սպանեցի: Ուվքեր ճողոպրում էին, Թեյշեբան այրեց>>: Այստեղ հետաքրքրական է դառնում, արդյո՞ք հնարավոր այդ հրաբուխների ժայթքումները կհամընկնեն բացահայտված երկրաշարժերի հետ:

Փորակի վերջին լավաների վրա առկա չեն այլ հրաբխային ժայթքման նստվածքներ, սա նշանակում է, որ կամ ենթադրվող այդ պատմական ժայթքումներն են առաջացրել վերջին լավային հոսքերը, իսկ եթե նրանց տարիքը ավելի հին է, ուրեմն կամ մեկնաբանությունն է
սխալմունք, կամ խոսքը Փորակ հրաբխի մասին չէ:

Նկար 4.34. Խոռխորյան արձանագրության մի հատվածի պատճեն, որը պահվում է Վրաստանի պատմության թանգարանում:

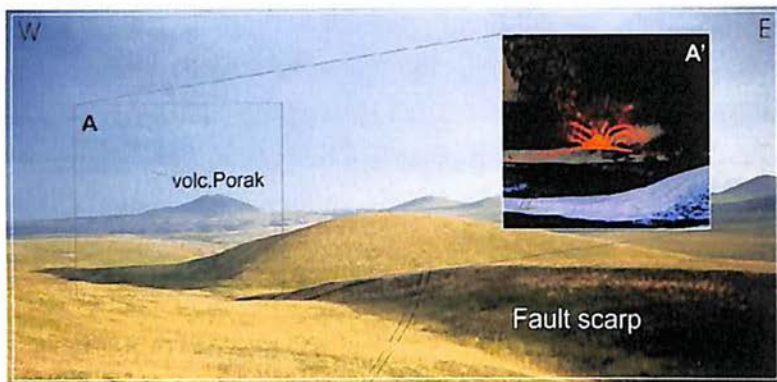


Հրաբխային ժայթքման այլ վկայություն կարող է հանդիսանալ ժայռապատկերը, որը Փորակ հրաբխից մոտ 11կմ Խոնարհասարի սեզմենտի երկայնքով հարավ-արևելք, հեղինակի կողմից հայտնաբերվեց և որպես հնարավոր հրաբխային ժայթքման պատկեր մեկնաբանվեց 1998 թվականին (նկար 4.35) (Avagyan, 2001; 2003; Avagyan et al., 2005): Նման հինավուրց արտավիժման պատկեր բացառիկ է ամբողջ տարածաշրջանի համար, ներառելով Հայկական

լեռնաշխարհը, Տրանսկովկասը և Իրանական սարավանդը: Պետրոգլիֆի հարևանությամբ գտնվող բլրի վրայից երևում է Փորակի վերջին արտավիժումների տեղերը (նկար 4.36), ընդ որում դրանք չեն տեղադրված հրաբխային կոնի գագաթին, այլ գտնվում են լանջերին (նկար 4.32): Հնագետները ժայռապատկերներին հասակագրում են 7000-3000 տարի ՔԱ (Կարախանյան, Սաֆյան, 1970): Այնուամենայնիվ, որոշակի վերապահմամբ կարևոր է արձանագրել, որ դեռևս պետրոգլիֆների հասակային խնդիրը վերջնականապես լուծված չէ: Ընդհանրապես գոյություն ունեն մի շարք ուղղակի և անուղղակի ժայռապատկերների հասակագրման մեթոդներ: Դրանց ճշգրիտ իրականացումը շատ բարդ խնդիր է, քանի որ առկա նյութական նմուշները ենթակա չեն այժմեական ավանդական ֆիզիկական մեթոդաբանության կիրառմանը: Հայտնաբերված ժայռապատկերների տարիքի բացահայտման համար հեղինակը առաջարկեց հասակագրման անուղակի մոտեցում, այն է. հասակագրելով Փորակ հրաբուխի վերջին ժայթքումները կստանանք հրաբխային ժայթքում պատկերող ժայռապատկերի տարիքը (Avagyan et al., 2017):



Նկար 4.35. 1998թ. գտնված ժայռապատկերը:



Նկար 4.36. Ժայռապատկերի տեղանքի հարևանությամբ սկարպից երևում է Փորակ հրաբուխը : A' – նման պատկեր կլինել վերջին ժայթքման ժամանակ (այն տեղի չի ունեցել հրաբխային կոնի գագաթից):

Ի պաշտպանություն ժայռապատկերի հրաբխային ժայթքման թեզի բերենք այլ օրինակ: Արևմտյան կիսագնդում, Արգենտինայի գեղատեսիլ Հերմեսո հովտում, մոտ 2500մ բարձրության վրա գոյություն ունի մեկ այլ ժայռապատկեր, որը շատ նման է Հայաստանում գտնվածին (նկար 4.37): Բազմաթիվ նամակագրություններից հետո, պետրոգլիֆի կոորդինատները սիրով տրամադրեց արգենտինացի թանգարանային գիտաշխատող Գուստավո Նեմը: Երբ նրա կոորդինատները տեղադրվեցին Google Earth համակարգում պարզվեց, որ վերջինիս հարևանությամբ գոյություն ունեն բազմաթիվ ակտիվ հրաբուխներ, որոնցից օրինակ 35կմ հարավ-արևմուտքում գտնվող Պլանչոն-Պետերոա (Planchón-Peteroa) միայն պատմական ժամանակահատվածում ունեցել է 20 ժայթքում (Lopez Pumarega et al., 2012): Այսինքն կատարվեց ևս մեկ ենթադրություն, որ Արգենտինական նշված պետրոգլիֆը նույնպես կարող է պատկերել հրաբխային ժայթքում (Ավագյան, 2013; Avagyan et al., 2017):



Նկար 4.37. A- Արգենտինական ժայռապատկերի մոտավոր և հարակից հրաբուխների տեղադիրքերը Quick Bird նկարի վրա (Google Earth), B- Հերմեսոն հովտի ժայռապատկերից (լուսանկարը Հյուգո Թուկերի (Hugo

Tucker)):

Այսպիսով Խոնարհասարի սեզմենտի երկայնքով ակնհայտ է իզվածք-հրաբուխ տարածական կապը և հավանական է դառնում նաև երկրաշարժ-հրաբխականություն ծագումնաբանական, տրիգերային կապը:

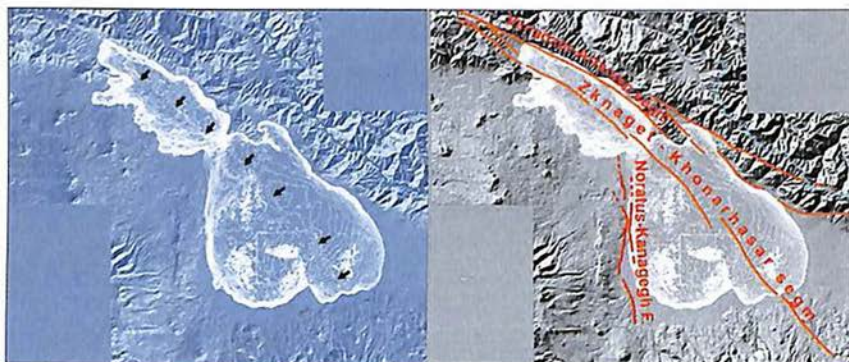
4.4. Երկրաշարժ, հրաբխականություն, սողանքներ և լճային ցունամի կապը

Ցունամի հասկացության կիրառությունը լճային ավազանների համար համեմատաբար նոր երևույթ է (Kremer et al., 2012): Այն երբեմնից էլ լրջությամբ չի ուսումնասիրվել Հայաստանի Հանրապետությունում, մինչդեռ երկրադինամիկ ակտիվ գոտում գտնվող խոշոր Սևանա լճի ավազանը հուշում է այդ վտանգի գնահատման անհրաժեշտության մասին: Սևանա լիճը, 1240կմ² մակերեսով հանդիսանում է Կովկասյան տարածաշրջանի ամենախոշոր լիճը, որի մակերեսը կազմում է Հայաստանի Հանրապետության տարածքի մոտ 4.2%-ը, իսկ նրա ջրահավաք

ավազանը (մոտ 4891կմ²)՝ 17%-ը: Հաշվի առնելով, որ ավազանում բնակվում է մոտ 280 000 մարդ, հասկանալի է դառնում թե ինչ ռիսկերի մասին կարող է խոսք գնալ: Լճային տիրույթում ցունամիի գոյացումը (շեշտադրվում է երևույթը և ոչ թե եզրույթը) ունի առանձնահատուկ վտանգավորություն՝ պայմանավորված տարածական սահմանափակությունից, տրիգերային աղբյուրի մոտիկությունից:

4.4.1. Ակտիվ խզվածքներ, երկրաշարժեր և լճային ցունամի կապը

Ջրային ավազանում ցունամի առաջանում է, երբ նրա հատակում տեղի է ունենում ակնթարթային դեֆորմացիաներ, որի արդյունքում նույնպես ակնթարթորեն տեղաշարժվում են վերադրված ջրային ծավալներ: Այժմ դիտարկենք, արդյո՞ք առկա է նման հնարավորություն Սևանա լճի ավազանում:



Նկար 4.38. Սևանա լճի հատակի ռելիեֆը հորիզոնականներով, որոնց վերլուծությունը ցույց է տալիս նրա առանցքային մասով անցնող մագիստրալ խզվածքը (e.g. Ավագյան, 2013; Ավագյան և ուր., 2017; Karakhanyan et al., 2016):

Առանց անդրադառնալու մանրամասներին (դրանք քննարկվել են նախորդ գլուխներում) Սևանա լճի ավազանը

վերահսկվում են Փամբակ-Սևան-Սյունիք և Նորատու-Քանազեղ ակտիվ խզվածքների սեզմենտներով, ընդ որում նրանք ոչ միայն գոտևորում են լիճը հյուսիս-արևելքից և հարավ-արևմուտքից այլև կտրում են լճի հատակը (նկար 4.38): Ինչպես պատկերված է նկարում, լճի առանցքային մասը կտրում է Փամբակ-Սևան-Սյունիք խզվածքի սեզմենտը, որը ճիշտ կլինի անվանել Ձկնագետ-Խոնարհասարի սեզմենտ:

Ակընհայտ է, որ խզվածքները ունեն ավելի բարդ սեզմենտացիա լճի հատակում (e.g. Karakhanyan et al., 2016): Փոքր Սևանա լճի ավազանը հյուսիս-արևմուտքից գոտևորող խզվածքների բարդ երկրադինամիկ վերձանման օրինակը ցույց է տրված նկար 4.39-ում:

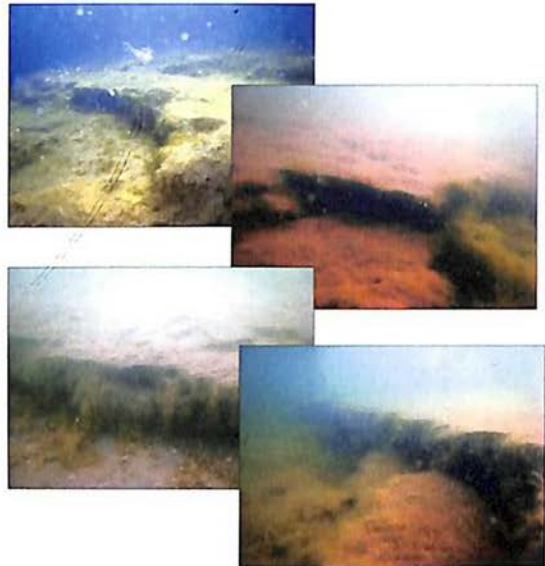


Նկար 4.39. Փոքր Սևանա լճի ավազանը հյուսիս-արևմուտքից գոտևորող խզվածքների բարդ երկրադինամիկ վերձանում:

Հայ-Ֆրանսիական Ստորջրյա Հետազոտությունների և Սուզումների Հայկական Կենտրոնի (ՍՄՀՀԿ կամ CARPS՝ ֆրանսերեն հապավումով) աջակցությամբ իրականացված ուսումնասիրությունների սկզբում բավական հոռետեսություն կար կապված ռելիեֆի սկարպերի ակնադիտական զննման հետ: Այն բացատրվում էր Սևանա լճի ջրերի վատ տեսանելիությամբ: Սակայն նախնական հետազոտությունները թույլ տվեցին դառնալ ավելի լավատես: Դիտարկվել են ռելիեֆի սկարպեր մի քանի տասնյակ մետրերի երկարությամբ և մինչև մեկ մետր ուղղաձիգ չափերով (նկար 4.40): Դրանց ծագումը առայժմ պարզ չէ, սակայն կարելի է

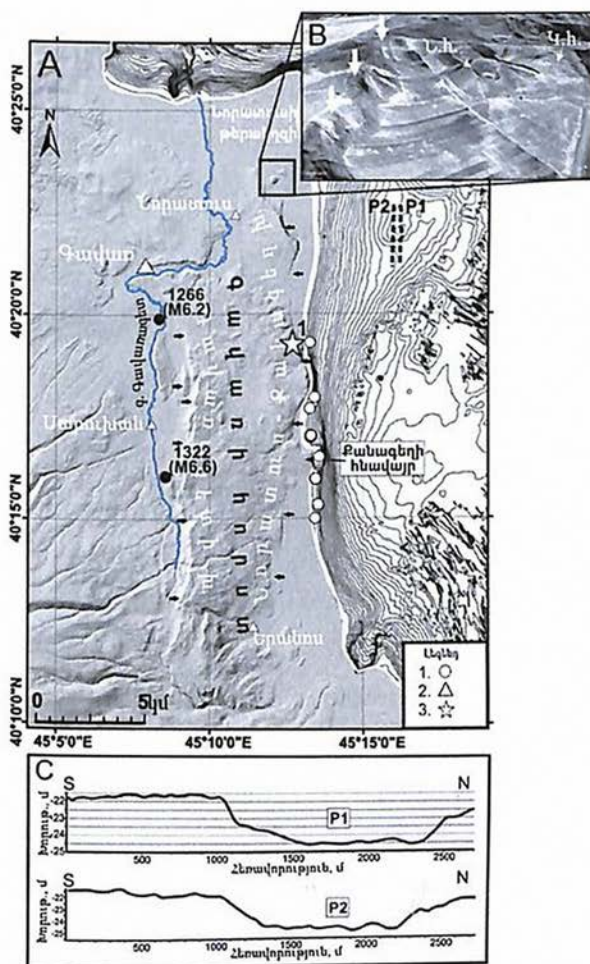
հեշտությամբ շփոթել տեկտոնական սկարպերի հետ: Անհրաժեշտություն կա շարունակելու ուսումնասիրությունները՝ այդ թվում սոնոգրաֆիական և գեոֆիզիկական այլ մեթոդներով:

Նկար 4.40. Ստորջրյա սկարպեր Բերդկունքի հատվածում:



Գրքի 3-րդ գլխից ակնհայտ է, որ Ձկնագետ-Խոնարհասարի սեզմենտը, որը ակտիվ Փամբակ-Սևան-Սյունիք խզվածքի առանձին սեզմենտ է հանդիսանում և ուստի նույնպես ակտիվ է: Այլ կարևոր հանգամանք է նրա ունակ խզվածք լինելը, այսինքն մակերևույթի պատռվածք առաջացնելու ներուժ ունենալը: Խոնարհասարի և Վանաձոր-Արտանիշ սեզմենտների երկայնքով իրազործված հնաերկրաշարժագիտական հետազոտություններով ապացուցված է նրանց ունակ լինելը (նկարներ 3.12 և 3.14): Ցունամի առաջացնելու մյուս կարևոր հանգամանքը մակերևութային խզվածքի կոսեյսմիկ տեղաշարժի կինեմատիկան է և չափը: Ավելի վտանգավոր է ուղղաձիգ բաղադրիչի առկայությունը, ինչը նույնպես ապացուցված է խրամուղիներով (նկարներ 3.12 և 3.14): Ընդ որում դրանք կարող են լինել և վերնետքային և վարնետքային: Օրինակ Ֆիոլետովոյի հատվածում խրամուղու վերլուծությամբ ֆիքսվել է 3,6մ ուղղաձիգ տեղաշարժ Սեմիոնովկայի խրամուղում, նվազագույնը 1մ ուղղաձիգ

տեղաշարժ, Խոնարհասարի սեզմենտի Օուոսարի տեղամասի խրամուղում գրանցվել է նվազագույնը 1.1 մ ուղղաձիգ տեղաշարժ, իսկ լավային երիտասարդ հոսքի վրա հինավուրց պատի ուղղաձիգ տեղաշարժը գնահատվել է 0.8մ (Avagyan, 2001; Philip et al., 2001):



Նկար 4.41. A-Ռելիեֆի եռաչափ մոդելի և Սևանա լճի հորիզոնականների քարտեզը, 1-գագերի և աղբյուրների արտավիժման ստորջրյա կետերը, 2-բնակավայրեր, 3-դիտարկումների կետեր: B-օրթոգոնալ տիեզերական նկար, Ն.հ.-Նորատուս հրաբուխ, Կ.հ.-Կարապ հրաբուխ: C-Սևանա լճի հատակի ռելիեֆի պրոֆիլներ (պրոֆիլների գծերը ցույց են տրված P1և P2 նշաններով A-ում):

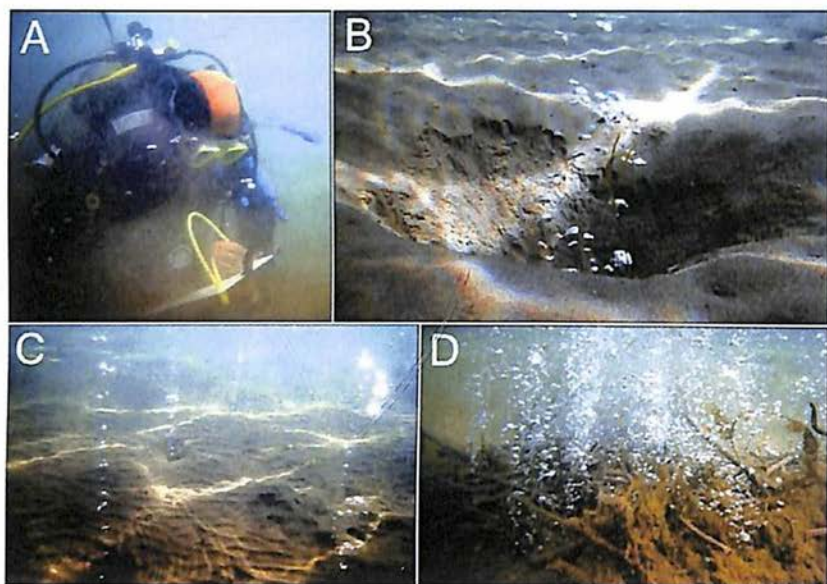
Մեծ Սևանա լճի արևմտյան հատվածը վերահսկող Նորատուս-Քանազեղ խզվածքի գոտու տարածքը գտնվում է Գեղամա լեռների կենտրոնական հատվածի արևելյան, մեղմաթեք 5-10° լանջերին: Այստեղ չորրորդական լճային, ալյուվյալ, լճագետային, հրաբխանստվածքային ապարներից զատ մերկանում են նաև

նեոգեն-չորրորդական նստվածքներ և հրաբխային գոյացություններ (բազալտային անդեզիտներ, բազալտներ և նրանց պիրոկլաստիկ նյութը) (Խարազյան, 2005): Այս տարածքի գլխավոր առանձնահատկություններից է նեոգեն-չորրորդական հրաբխականության և երիտասարդ խզվածքների առկայությունը (Զրբաշյան, 2013; Паффенгольц, 1948; Габриелян, 1963; Милановский, 1952, 1960, 1968; Джрбашян и др. 2002; Караханян и др., 2004; Avagyan et al., 2001, 2010; Karakhanyan et al., 2001, 2016): Երկրաբանական սխեմատիկ կտրվածքը տես Ը, նկար 2.7-ում: Արևմուտքից Գավառագետի վարնետքային բաղադրիչով և դեպի արևմուտք անկող խզվածքի հարթությամբ և արևելքից՝ Նորատուս-Քանազեղի վարնետքային և դեպի արևելք անկող խզվածքի հարթությամբ կառույցները սահմանափակվում են մոտ 20-25կմ հյուսիս-հարավ ձգվածությամբ և 4-7կմ լայնությամբ Գավառի բլուրը, որը հանդիսանում է տեկտոնական հորստ (նկար 4.41)(Ավագյան և ուր., 2017; Милановский, 1968; Avagyan, 2001):

Սևանա լճի ջրային ավազանում, Նորատուս-Քանազեղ խզվածքի գոտում CARPS-ի հետ համագործակցությամբ իրականացվել են վերջրյա և ստորջրյա հետազոտություններ: CARPS-ը տրամադրեց ամբողջ նյութատեխնիկական բազան, նաև սուզորդական միջազգային կարգ ունեցող չորս ջրասույզներ (Կ.Թուլումջյան, Ս.Կոչոյան, Վ.Մելքոնյան, Ա.Ավագյան), ինչը թույլ տվեց ակնադիտական և նմուշարկման աշխատանքներ իրագործել մինչև 42մ խորությունները (Ավագյան և ուր., 2017; Karakhanyan et al., 2018):

Ստորջրյա հետազոտությունները թույլ տվեցին լճի հատակում, Ժամանակակից նստվածքների տակ, արտազատվող գազերի և աղբյուրների քարտեզագրմամբ հայտնաբերել խզվածքի նոր սեգմենտ (Ավագյան և ուր., 2017): Ըստ Բալյանի և Բոշնաղյանի (Балян, Бошнагян, 1964) Նորատուս գյուղի հատվածում փորված հորատանցքի 84մ-ում խճա-կոնգլոմերատների հորիզոնը իր մեջ

պարունակել է ջուր (լճի ջրին մոտ կազմությամբ): Խճակոնգլոմերատների հորիզոնը վերնից և ներքևից սահմանափակվում է անջրաթափանց կավային, հրաբխանստվածքային հզոր շերտերով: Ենթադրվեց, որ Գավառի հորստի ստորգետնյա ջրերը հոսելով ջրամերժ շերտի վրայով հասնում են Նորատուս-Քանազեղ խզվածքի հարթություն, որը կհանդիսանա մասնակի ամբարտակ դրանց շրջանառության համար, ուստի չի բացառվում, որ ջուրը, առնվազն մասամբ խզվածքով դուրս գա գետնի մակերևույթ: Այդպիսով հնարավոր կլինեի Սևանա լճի ժամանակակից նստվածքների վրա ֆիքսել խզվածքի գծի արտապատկերումը: 2016 թվականին, Հայաստանի Հանրապետությունում առաջին անգամ Գիտության կոմիտեի կողմից ֆինանսավորվող գիտական ծրագրի շրջանակներում իրականացված ստորջրյա հետազոտությունները գերազանցեցին բոլոր սպասումները: Ստորջրյա սուզումներով բացահայտվեցին երեք տասնյակից ավելի կետեր, որտեղից բխում էին աղբյուրներ և գազեր ավելի քան 8կմ հյուսիս-հարավ գծային ձգվածությամբ (նշված են սպիտակ շրջանակներով, նկար 4.41) (Ավագյան և ուր., 2017): Ընդ որում յուրաքանչյուր ներկայացված կոորդինատում կարող էին լինել տասնյակ աղբյուրների և գազերի արտահոսման կետեր (C,D, նկար 4.42), առանձին դեպքերում դիտարկվեցին համատարած գազերի արտագատում 3,5*2մ չափեր ունեցող մակերեսից (D, նկար 4.42): Երբեմն ջրա-գազային շիթը այնքան ուժգին է լինում, որ հատակի ավազի մեջ գոյանում են խառնարաններ (B, նկար 4.42): Վերջիններիս չափերը կարող են հասնել 0,5-0,9մ: Այստեղ կարևոր է արձանագրել, որ եթե վերին և ստորին բլոկների սահմանից դուրս եկող աղբյուրի ջուրը կարող է նաև ուղղաձիգ դուրս չգալ լճային հատակի մակերևույթ, ապա գազերի դեպքում այն հակում ունի ուղղաձիգ արտագատման (նկար 4.22):



Նկար 4.42. Ստորջրյա լուսանկարներ: A-սուզորդ-երկրաբանը հատուկ տեսքում արձանագրում է դիտարկումը, B, C, D – տարբեր ծավալների գազերի արտազատումը:

Հնարավոր է գոյություն ունեն գուգահեռ այլ սեզմենտներ ավելի արևելքում, ռելիեֆի արտահայտված ավելի կտրուկ անկումներում (Karakhanyan et al., 2016), սակայն այս պահի դրությամբ մեր ստորջրյա հետազոտությունները դեռևս չեն բացահայտել աղբյուրների արտազատում, միգուցե այն պարզ պատճառով, որ դրանք մակերես են դուրս գալիս առաջին խոշոր սեզմենտին հանդիպելուց և այնուհետև դեպի արևելք չեն տարածվում, կամ համարյա չեն տարածվում: Իսկ Նորատուս-Քանազեղ խզվածքը համարվում է ակտիվ կառույց (Ավագյան և ուր., 2017; Милановский, 1952, 1968), նրա հետ-Գելասյան ակտիվությունը ապացուցվել է Նորատուսի հաստվածքի երկու հրաբխային ծագման շերտերից (նկար 2.9) վերնինի հասակագրմամբ $2.30 \pm 0.15 \text{ Ma K/Ar}$ (հասակագրումը կատարվել է Վ.Ա.Լեբեդևի կողմից, Институт

геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, РАН): Նորատու-Քանազեղ խզվածքի ամբողջական կուտակումային ուղղաձիգ բաղադրիչը գնահատվել է ըստ հորատանցքի տվյալների, իրագործված սկարայից 500մ արևելք: 100մ ուղղաձիգ տեղաշարժ արձանագրվել է ըստ միևնույն ֆորմացիայի բարձրությունների: Այս խզվածքը ակտիվ է եղել պլեյստոցենի և նույնիսկ հոլոցենի ժամանակ (Милановский, 1952):

Սևանա լճի հատակում ստորջրյա ակտիվ սեզմենտների բացահայտումը ցույց է տալիս այլ երկրորդային բնական վտանգի առկայությունը կապված վերջինիս ակտիվացման հետ: Խոսքը վերաբերում է բարձր ալիքների, կամ ցունամիի գոյացմանը, երբ ապագա երկրաշարժի ժամանակ հատակում կգոյանա տեկտոնական սկարպ: Պետք է հաշվի առնվի, որ ալիքների մեծությունը սկզբնական տեղաշարժի համեմատ, ափամերձ գոտում կարող է բազմապատկվել:

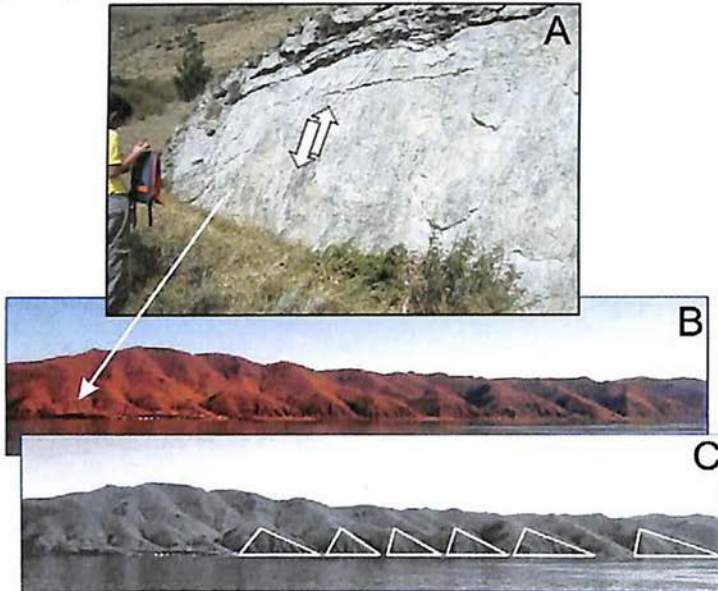
ԱՄՆ-ում գտնվող Թահո լճի հատակով անցնող Արևմտյան Թահո խզվածքը կարող է առաջացնել 7.3 մագնիտուդով երկրաշարժ, որը ըստ երկրաբանների կարող է առաջացնել լճային ցունամի մինչև 10մ բարձրության ալիքներով (<https://snowbrains.com/5-7-earthquake-rocks-lake-tahoe/>), մինչդեռ Թահո լիճը շատ ավելի փոքր է իր չափսերով Սևանա լճի համեմատությամբ, իսկ Փամբակ-Սևան-Սյունիք խզվածքի մագնիտուդային ներուժը ավելի բարձր է համեմատած Արևմտյան Թահո խզվածքի հետ...

4.4.2. Սողանքներ և լճային ցունամի կապը

Կրեմերի և ուրիշների (Kremer et al., 2012) հետազոտությունների համաձայն 563AD թվականին Եվրոպայի սրտում գտնվող Ժնևա լճում բացահայտվեց լճային ցունամի, որը հարուցվել էր խոշոր սողանքով: Ուսումնասիրությունները ցույց տվեցին, որ ալիքների բարձրությունը հասել է 13 մետրի: Սողանքից

հարուցված մեկ այլ լճային ցունամի արձանագրվել է 1978 թվականին Նորվեգիայում Բոտնեն լճում (L'Heureux et al., 2012): Այս դեպքում, ալիքները հասել են մինչև ափամերձ 6,8մ բարձրությունները:

Ինչպես կարելի է արձանագրել նկար 4.1-ից Սևանա լճի ափերը աչքի չեն ընկնում սողանքներով: Սակայն դիտարկենք դրանց հավանականությունը:



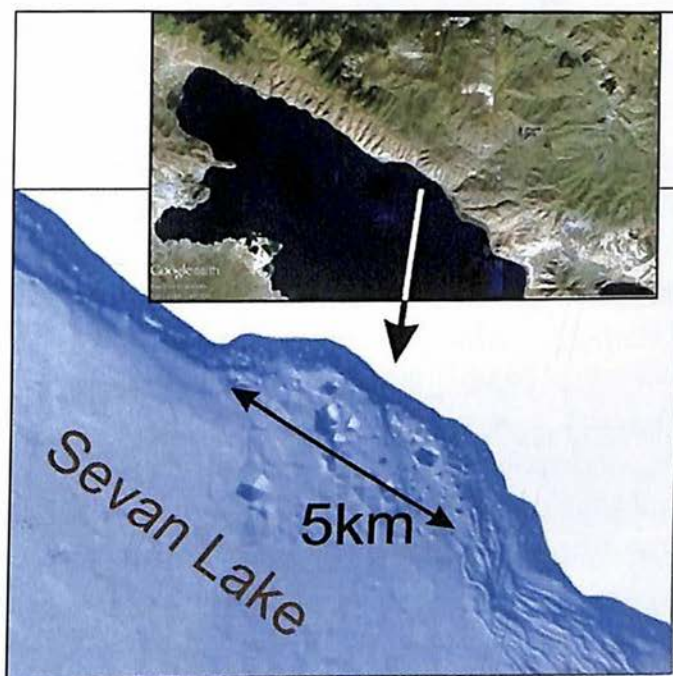
Նկար 4.43. Սևանի լեռների հարավ-արևմտյան լանջերին դիտարկված A- վարնետքային խզվածքի հարթություն, B և C – եռանկյունաձև ֆասետները:

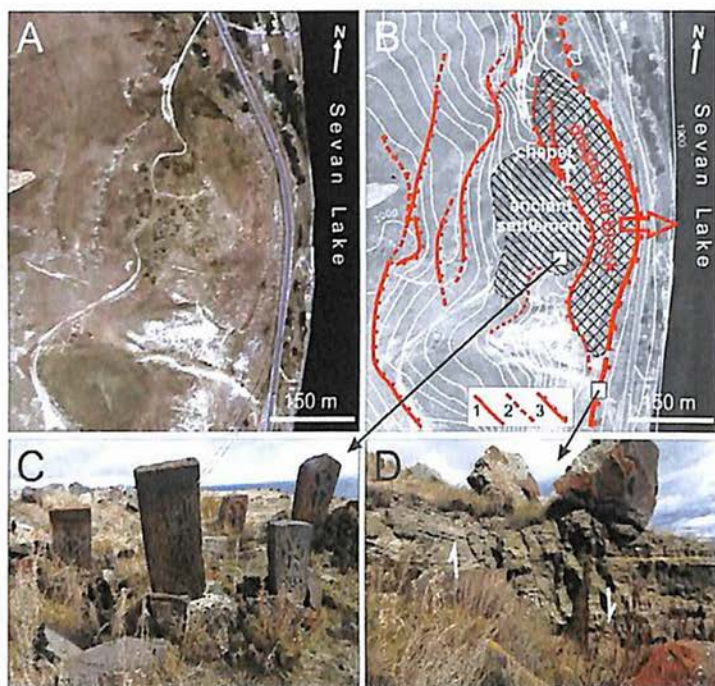
Փոքր Սևանա լճի հյուսիս-արևմտյան ափերին լավ տեսանելի են խզվածքի ակտիվությամբ պայմանավորված դեֆորմացիաներ, որոնց հետևանքով ձևավորվել են եռանկյունաձև ֆասետները (B, C, նկար 4.43): Մերկացումներից մեկում լավ տեսանելի է խզվածքի հարթությունը՝ արտահայտված վարնետքային, երկրորդային խախտման քերծվածքավորմամբ (A, նկար 4.43): Իջած բլուկը սահել է

դեպի Սևանա լճի իջույթը: Նկար 4.12-ում պատկերված է Մարտունու սողանքը, որը գահավիժել է Սևանի լեռների ջրբաժանային մասից դեպի հյուսիս-արևելք մոտ 1 կիլոմետր տեղաշարժելով Գետիկի հովիտը: Ի՞նչ տեղի կունենար, եթե այն գահավիժեր հարավ-արևմուտք...

Նկար 4.44-ում պատկերված է ենթադրվող հնասողանքի տեղադիրքը Փոքր Սևանի հյուսիս-արևելյան լճափին (Karakhanyan et al., 2016): Սողանքային մարմնի լայնությունը հասնում է 5կմ-ի, նման մեծածավալ իրադարձություն հնարավոր է հարուցված լինի երկրաշարժով: Լճի հատակի եռաչափ մոդելում երևում են սողանքային բլուկներ:

Նկար 4.44.
Հնասողանքի
տեղադիրքը Փոքր
Սևանի հյուսիս-
արևելյան լճափին:
Լճի հատակի
եռաչափ մոդելում
երևում են
սողանքային
բլուկներ:





Նկար 4.45. A. Վարնետքները և գրաբեն կառույցը տիեզերական նկարի վրա, Նորատուս գյուղից մոտ 7 կմ հարավ, հարավ-արևելք (տեղանքը նշված է 1 աստղանիշով նկար 4.41-ում); B. կառույցների մեկնաբանությունը, 1-ակտիվ խզվածքներ, 2-ենթադրվող խզվածքներ, 3-վարնետքներ; C. սեյսմածին դեֆորմացիաներ արտահայտված խաչքարերի տարբեր թեքություններով; D. վարնետքի հարթությունները:

Սողանքային, կամ լիստրիկ խզվածքով պայմանավորված բլուկների գահավիժում Սևանա լճի ավազան կանխատեսվում է նաև Մեծ Սևանա լճի արևմտյան ափին՝ Նորատուս-Քանազեղ խզվածքի գոտում, Նորատուս գյուղից մոտ 7 կմ հարավ, հարավ-արևելք (նկար 4.45): Այստեղ մոտ 400մ հյուսիս-հարավ ձգվածության և 100մ լայնությամբ բլուկը վարնետքով իջել և տեղաշարժվել է դեպի Սևանա լիճ: Հրվանդանում դիտարկվում են վարնետքներ և գրաբենային կառույց, որի ներսում տեղակայված է միջնադարյան գյուղատեղին: Խզվածքները, որոնք կտրում են ըստ Կարապետյանի և ուրիշների

(2011) վերին պլիոցենի հասակի Մանիչարի լավաները ամենայն հավանականությամբ սելսմագրավիտացիոն բնույթի են (Ավագյան և ուր., 2017):

4.4.3. Հրաբխականություն և լճային ցունամի կապը

Քանի որ նախորդիվ ցույց տրվեց, որ ուսումնասիրության տարածքում հնարավոր է երկրաշարժ-հրաբխականություն տրիգերային կապ, ուստի անդրադառնանք նաև հրաբխականության և լճային ցունամի հնարավոր ծագումնաբանական կապին: Այստեղ անհրաժեշտ է նշել, որ հրաբխային ակտիվությամբ պայմանավորված լճային ցունամիի հավանականությունը շատ ավելի ցածր է, կապված հրաբխային ակտիվության կրկնելիության անհամեմատ ավելի մեծ ժամանակահատվածով՝ համեմատած երկրաշարժերի կրկնողականության հետ:

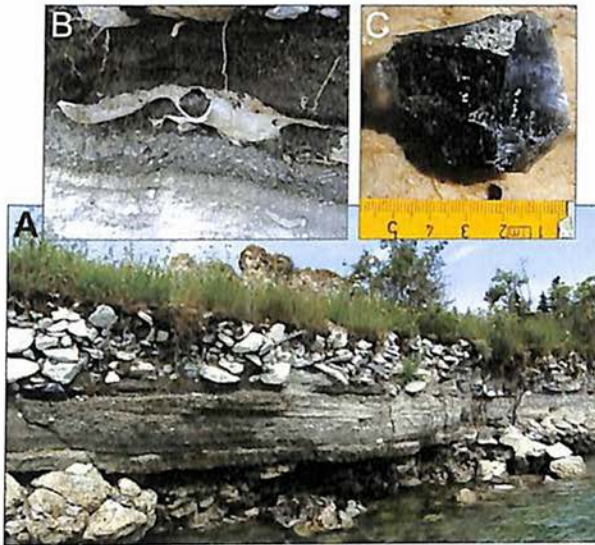
Սևանա լիճը հարավից և արևմուտքից գոտևորվում է հրաբխային Գեղամա և Վարդենիսի լեռնաշղթաներով: Դրանք տարածման մասին նկարագրված է գլուխ 2-ում (նկար 2.17): Հրաբուխների մի մասը, ինչպես Փորակը, Արմաղանը, Գեղամա լեռների հյուսիսային հատվածի լավային ժայթքումները ունեն երիտասարդ նեոպլեյստոցեն – հոլոցեն հասակ (e.g. Ջրբաշյան, 2013): Երկու հրաբխային լեռնաշղթաների վերին պլիոցեն-չորրորդական հասակի հրաբխականության զարգացման ընդհանուր օրինաչափությունները նման են մասնավորապես ժայթքումների գերակա ստորոբոյան և վուլկանյան տիպերով, որոնք համարվում են պայթուսատիպ ժայթքումները (e.g. Ջրբաշյան, 2013): Նման ժայթքումների դեպքում հավանական են բարձր ջերմաստիճանի, գազերով գերհագեցված, մոխրից, պեմզայից և մանրահատիկ պիրոկլաստիկայից բաղկացած շիկացած զանգվածի արտավիժում, ինչը կարող է առաջացնել պիրոկլաստիկ հոսք: Նրա սրընթաց գահավիժումը ջրային ավազան կարող է հարուցել ցունամի: Նման

ավերիչ դեպք գրանցվել է 1883 թվականի Կրակատաու հրաբխի ժայթքման ժամանակ, որից հարուցված ցունամին ավերեց Մերակ քաղաքը, ուր գրանցվել են ավիքներ 49մ բարձրությամբ (e.g. https://en.wikipedia.org/wiki/Krakatoa:_The_Day_the_World_Exploded):

2010 թվականից անընդմեջ Սևանա լճի ստորջրյա ավազանի գիտահետազոտական ուսումնասիրությունները, համագործակցությամբ CARPS-ի հետ հնարավորություն տվեցին ունենալու նոր տվյալներ: Իրականացվեցին մի շարք սոնոգրաֆիական պրոֆիլներ հատակի ռելիեֆի մանրամասները ճշգրտելու համար, այդ թվում Սաթյանի կողմից ենթադրվող ստորջրյա հրաբուխի վերաբերյալ (Նորատուսի հրվանդանից հարավ-արևելք) (Сатян и др., 1968) (նկար 4.41): Այստեղ, ստորջրյա հրվանդանի կենտրոնական մասում առկա է մոտ 1-1.3կմ տրամագծով օվալաձև զոգավորություն, ~ 3-4մ խորությամբ, որն հիշեցնում է հրաբխային խառնարան (C, նկար 4.41): Նրա հարևանությամբ, ցամաքին, Նորատուս-Քանազեղ խզվածքի գոտում գտնվում են վերին չորրորդական Նորատուսի և Կարապի երիտասարդ հրաբուխները (Карапетян, 1978): Այսինքն չի կարելի բացառել Սևանա լճի հատակում գոյություն ունեցող հրաբխային ժայթքում, իսկ դա կնշանակի լճային ցունամիի հարուցում:

Հնարավոր երիտասարդ հրաբխային ակտիվության մասին մասնակիորեն խոսվել է 4.3 բաժնում: Սևանա լճի մակարդակի բարձացմանը զուգընթաց տեղի է ունենում ափերի ափրագիա, որի ընթացքում տեղի են ունենում փլուզումներ, որոնց պատճառով գոյանում են թարմ մերկացումներ: Բերդկունք գյուղից արևելք ընկած ափամերձ գոտում դիտարկվեց շերտագրական իրավիճակ, ուր վերևում լավային բլոկներ են 0.5-0.8մ հզորությամբ, որոնց տակ Սևանի լճային նստվածքներ՝ (0.8-1.0մ հզորությամբ, մանրահատիկ, վերևում մուգ մոխրագույնից սև, իսկ ներքևում բաց մոխրագույն, շերտավորված ավազ, ամբողջ հզորությամբ պարունակում են խխուճների մնացորդներ (*Lymnaeidae*, *Planorbidae*, *Pisidiidae*

(Arutunova et al., 2011)) տաքեր խտությամբ: Շերտը վերևի մասում պարունակում է կարբոնատային կեղև, իսկ հիմքում, դարձյալ տեղ տեղ մերկանում են լավային բլոկներ (նկար 4.46):



Նկար 4.46. Բերդկունքի մերկացումը (A), ուր հայտնաբերվեց խոշոր եղջերավոր կաթնասունի ոսկորներն ու ամբողջական գանգը (B), նույն տեղում հայտնաբերվեց օբսիդիանից հատիչ (C):

Սևանի նստվածքների վերին սահմանից մոտ 10-15սմ ներքև հայտնաբերվեց խոշոր եղջերավոր կաթնասունի ոսկորները այդ թվում գանգը ամբողջությամբ (ըստ Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտի ավագ գիտաշխատող Հայկ Մելիք-Աղամյանի, գտնված գանգը *Bos sp.* տեսակի, հավանաբար ընտանի կենդանու է պատկանում) (B, նկար 4.46): Ոսկորների հետ հայտնաբերվեց նաև օբսիդիանից հատիչ (C, նկար 4.46): LA-ICP-MS մեթոդով (CNRS "IRAMAT" d'Orlean) օբսիդիանը, մոտ 30կմ հեռավորության վրա գտնվող Գեղասար հրաբխի հետ է կապված: Ոսկորների C^{14} հասակագրմամբ (Laboratoire Beta Analytic Radiocarbon Dating (Florida, USA)) ստացվեց 3460 ± 40 BP տարիք, որի կալիբրացիայից հետո ստացվել էր 1890 և 1680 BC (2 sigma) (նկար 4.47):

Նմանօրինակ մեկ այլ մերկացում դիտարկվել է Սևան-Գավառ ճանապարհի երկայնքով վերոհիշյալ մերկացումից մոտ 2.5կմ դեպի հյուսիս-արևմուտք, Լճափ գյուղի հարևանությամբ (Саядян и др., 1974; Караханян и др., 2004): Ըստ Կարախանյան և ուրիշների (Караханян и др., 2004) հրաբխային ժայթքում և լավային հոսք (որը ծածկել է Սևանի լճային նստվածքները) տեղի է ունեցել 6913-1991 B.C. միջակայքում: Երկու տեղանքներում մերկացումների նմանությունից ելնելով և ենթադրելով, որ վերին լավային բլոկները արդյունք են լավային հոսքի բեկորատման, կատանանք հրաբխային ակտիվության ավելի ճշգրտված տարիք՝ առավելագույնը 3900 տարի:

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12= -19‰, $\sigma_{\text{lab}}=1$)

Laboratory number: Beta-225586

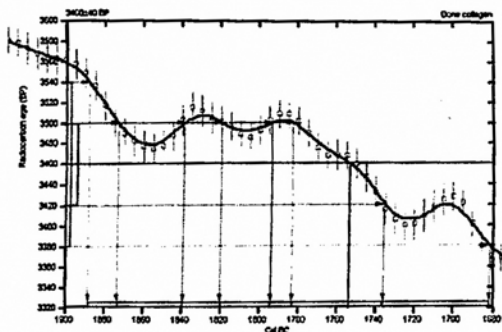
Conventional radiocarbon age: 3460±40 BP

2 Sigma calibrated result (95% probability): Cal BC 1890 to 1620 (Cal BP 3840 to 3630)

Intercept data

Intercept of radiocarbon age with calibration curve: Cal BC 1750 (Cal BP 3700)

1 Sigma calibrated result (68% probability): Cal BC 1870 to 1840 (Cal BP 3820 to 3790) and Cal BC 1820 to 1790 (Cal BP 3770 to 3740) and Cal BC 1720 to 1740 (Cal BP 3730 to 3690)



References

Davies and
DITCALM
Calibration Database
DITCALM Radiocarbon Age Calibration
Beta-225586: Calibration Data of Radiocarbon (Follows IUPAC, 2000)

A Simple Approach to Calibrating C14 Data

Talbot, A. J., 1994, *Radiocarbon* 55(2), 117-122

Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory

4225 E.W. 7th Ave. Miami, Florida 33133 • Tel: (305) 667-5102 • Fax: (305) 667-0004 • E-Mail: beta@betalab.com

Նկար 4.47. Ոսկորների

C¹⁴ հասակագրման տվյալները:

Ապագայի առանձին ուսումնասիրության նյութ կհանդիսանա Սևանա լճի հատակում դիտարկված ածխաթթու գազի գերակայությամբ գազերի և գազերով հարուստ աղբյուրների (Ավագյան և ուր., 2017) արտահոսքի հանգամանքը և նրա կապը մագմատիկ օջախների հետ:

Ելնելով վերը շարադրվածից ակնհայտ է դառնում, որ Սևանա լիճը շրջապատող հարակից տարածքներում առկա է երիտասարդ հրաբխականություն, որը պայթյունատիպ տեսակի է և ունի ներուժ

առաջացնելու պիրոկլաստիկ հոսքեր և արդյունքում լճային ցունամի: Հրաբխականության ակտիվացումը կարող է չհարուցվել երկրաշարժով, սակայն կարող է լինել հակառակը և ավելին, հրաբխի ժայթքումները առաջացնեն հրաբխատեկտոնական երկրաշարժեր: Այսինք՝ երկրաշարժ-հրաբխականություն-սողանքներ-լճային ցունամի շղթան պետք է դառնա նաև ապագայի ուսումնասիրության առարկա:

Գլուխ 5. ՍՏԱՑՎԱԾ ԱՐԴՅՈՒՆՔՆԵՐԻ ՔՆՆԱՐԿՈՒՄ ԵՎ

ԸՆԴՀԱՆՐԱՑՈՒՄ

Հայաստանի Հանրապետությունում առավել ռիսկային են երկրաբանական վտանգները, որոնց թվում երկրաշարժերը: Այս երևույթը կապված է ակտիվ խզվածքների հետ և միայն նրանց վարքի ուսումնասիրմամբ է հնարավոր հասկանալ սպասվելիք վտանգի չափի մասին և իրականացնել կանխարգելման և ռիսկի նվազեցման աշխատանքներ: Շրջակա միջավայրի վրա ազդող ակտիվ խզվածքների ազդեցությունների և մերձմակերևութային արտահայտությունների ուսումնասիրությունը հանդիսանում է կարևոր և ակտուալ երկրաբանական խնդիր և ուսումնասիրության նպատակ:

Երկրաշարժամետ գոտիներում մակերևութային խախտումները կարող են հանդիսանալ տեղանքի երկրաբանական անցյալի գործընթացների կինեմատիկայի և դինամիկայի մասին վկայող տեղեկատվության կրիչներ, որոնց վերլուծությունը ցույց է տալիս առավել բարձր բնական վտանգի մակարդակ:

Ներքամաքային տարածաշրջաններում երկրաշարժերի կրկնելիության միջակայքերը կարող են հասնել տասնյակ դարեր, երբեմն գերազանցելով պատմական ժամանակահատվածը: Դրանից ելնելով պատմական և գործիքային սեյսմիկությունը հաճախ բավարար չեն խզվածքների ակտիվությունը բնութագրելու համար: Հնասեյսմաբանությամբ ստացված արդյունքներով սեյսմիկ կատալոգը երկարաձգվեց մի քանի հազար տարի ետ, ընդ որում բացահայտված երկրաշարժերը հանդիսանում են ուժեղ՝ 7.0 մագնիտուդից բարձր կարգի:

Հնաերկրաշարժագիտական ուսումնասիրությունները ցույց տվեցին, որ ՓՍՄԽ բոլոր սեզմենտների (բացառությամբ Մոավ սեզմենտի, որի համար հնա-երկրաշարժերի տվյալներ չեն ստացվել

և որի համար հայտնի է 1139 թվականի Mw7.6 ավերիչ երկրաշարժը) երկայնքով հոլոցենի ընթացքում տեղի են ունեցել հնախախտումներ, երբ երկրաշարժի մագնիտուդը անցել է 7.0-ից: Չնայած ՓՍՄ-ի հյուսիսային երեք սեզմենտների երկայնքով հայտնի չէին շատ ուժեղ պատմական երկրաշարժեր, հնաերկրաշարժագիտական ուսումնասիրությունները դրանք փաստեցին: Ապացուցվեց ուժեղ երկրաշարժերի առկայությունը ոչ վաղ երկրաբանական անցյալում, ուստի և նրանց բարձր հավանականությունը ոչ շատ հեռու երկրաբանական ապագայում:

Փաստացի ապացուցվեց, որ Փամբակ-Սևան-Սյունիք խզվածքի սեզմենտները (բացառությամբ Մոավի սեզմենտի), ինչպես նաև Գառնիի խզվածքի հարավային և հյուսիսային սեզմենտները մակերևութային խախտումներ են առաջացրել՝ այսինքն ունակ խզվածքներ են:

Ուսումնասիրման արդյունքները ցույց են տալիս, որ երկրաշարժածին խզվածքի տարածման առումով ՀՀ տարածքի ակտիվ խզվածքները իրենց չեն դրսևորում որպես երկրաշարժային սեզմենտներ (գոյություն ունի խախտումների տարածում հարևան սեզմենտների երկայնքով): Տեղաշարժերը Փամբակ-Սևան-Սյունիքի և Գառնիի խզվածքներով կատարվում են առավելապես կոսեյսմիկ տեղաշարժերի միջոցով:

Ինչպես պարզ դարձավ ուսումնասիրությունների արդյունքում Փամբակ-Սևան-Սյունիք խզվածքի տարբեր սեզմենտները դրսևորում են հորիզոնական շարժումների արագությունների տարբերություններ: Հետազոտությունները ցույց տվեցին, որ տեղաշարժի արագությունները փոխվում են նաև Հայաստանի ակտիվ խզվածքների տարբեր սեզմենտների սահմաններում: Կ.Ռ.Բերրիմանի և Ս.Բինլանդի կողմից առաջարկված ակտիվ խզվածքի վարքի մոդելներից միայն երկուսն են բավարարում այդ պայմաններին՝ բնութագրիչ երկրաշարժի մոդելը և վերադրման մոդելը (Berryman and Beanland,

1991): Համաձայն բնութագրիչ մոդելի, խզվածքները հիմնականում միտում ունեն առաջացնել մագնիստոլի թույլ փոփոխման (~ 0.5) սահմաններով երկրաշարժեր: Այնուամենայնիվ, բնութագրիչ երկրաշարժի մոդելը պահանջում է, որ երկրաշարժերը կրկնվեն սեզմենտի սահմաններում, ուստի վերադրման մոդելը ավելի լավ է համապատասխանում Հայաստանի Հանրապետության ակտիվ խզվածքների վարքին: Համաձայն այդ մոդելի ուժեղ երկրաշարժերը տեղի են ունենում բնութագրիչ մագնիստոլներով, սակայն տեղաշարժի արագությունները փոփոխվում են և գրանցվում է սեզմենտների վերադրում:

Մայցամաքային բախումից հետո երկրադինամիկ դաշտն ունեցել է փոփոխական զարգացում՝ պահպանելով լարվածային դաշտի գլխավոր առանցքների ընդհանուր կողմնորոշվածություն:

Տեկտոնական լարվածա-դեֆորմացիոն դաշտի ցուցիչները, որոնք նկարագրում են ժամանակակից (ստացված հիմնականում ըստ ակտիվ խզվածքների, երկրաշարժերի P առանցքների, GPS տվյալների), ժամանակակից և հնա-իրադրությունները (ստացված միկրոտեկտոնական, ծալքավորման և հրաբխային կլաստերների տվյալներից) ցույց են տալիս մասշտաբային և ժամանակային փոփոխություններ, կապված հիմնականում Հարավ-Հայկական բլոկի և Եվրասիական եզրի, այնուհետև Արաբա-Եվրասիական կոլիզիաների զարգացման հետ:

Ծալքավորումից, խզվածքների կինեմատիկայից և հրաբխային կլաստերներից բխող ընդհանրական հյուսիս-հարավ (N-S) սեղոման առանցքի առկայության պայմաններում գոյություն ունեն երկրորդային հյուսիս-արևմուտք – հարավ-արևելք (NW-SE) և հյուսիս-արևելք – հարավ-արևմուտք (NE-SW) առանցքները: Վերջիններս առավել ազդեցիկ են եղել առանձին տեկտոնական զարգացման փուլերում և նրանցով պայմանավորված կառույցներն այնուհետև ազդել են հետագա լարվածադեֆորմացիոն դաշտի ձևավորման վրա: Առաջինը ավելի նշանակալից է եղել ուշ

պալեոգենում և վաղ միոգենում, իսկ երկրորդն ուշ միոգեն-չորրորդականում: Հավանաբար այս շրջանում տեկտոնական ռեժիմը փոխվեց հիմնականում կոմպրեսիոնից (compressional (thrusting and reverse faulting)), արտահայտված հիմնականում վրաշարժերով և վերնետքներով, դեպի տրանսպրեսիվ և տրանստենսիոն կողաշարժերով (transtension-transpression producing strike-slip faulting): Վրջինիս արդյունքում, սկզբնապես առավելապես ուղղագիծ Պոնտիդ-Փոքր Կովկաս լեռնաշղթաները և կառույցները ենթարկվեցին օրոգեն ճկման, պայմանավորված Հարավ-Հայկական բլոկի հյուսիս շարժմամբ:

Մակերևութային խախտումները իրենց մերձմակերևութային մասում բացահայտելով ծագումնաբանությունը, կայացած սեյսմիկ իրադարձությունների ինտենսիվությունները և դրսևորումների ժամանակները ունենում են կինեմատիկ բազմազանություն, որոնց ճշգրիտ որոշումը նպաստում է բնական վտանգի աստիճանի առավել օբյեկտիվ գնահատմանը:

Խախտումների օրինակները ցույց են տալիս նրանց մեկնաբանման հետ կապված դժվարությունները: Մակերևութային խախտումների մեծ մասը, հատկապես ժայռային կամ կապակցված ապարներում գոյացած վերնետքների դեպքում և ուղղաձիգին ոչ շատ մոտ խզվածքի հարթությամբ վարնետքների դեպքում, կինեմատիկայով արտացոլում են խորքային իրադարձությունը: Մակայն բերված օրինակները շատ դեպքերում վկայում են նրանց թվացյալ բնույթն, ընդ որում, այն կարող է արտահայտված լինել տարբեր կինեմատիկ իրավիճակներում: Գոգարանի տեղամասի դեպքում ունենք ուղղաձիգին մոտ հարթությամբ վարնետքային բաղադրիչով կողաշարժ ձախակողմյան սեզմենտավորմամբ, իսկ Սեմիոնովկայի տեղամասերում ուղղաձիգին մոտ հարթությամբ և թույլ արտահայտված վարնետքային ուղղաձիգ բաղադրիչով (վերջինիս օգտին է սեղմման կատարների ձևավորումը) կողաշարժ: Երկու տեղանքների խրամուղիներում դիտարկվում է միմյանց նման,

թվացյալ վերնետքային բաղադրիչ: Նման պատկեր է դիտարկվում նաև Ծուռսարի տեղամասում: Ֆիոլետովոյի տեղամասում ավելի բարդ իրավիճակ է, ուր բլուրների առանցքներն ունեն հիմնականում աջ սեզմենտավորում և սպասվող վերնետքի փոխարեն խրամուղիներից մեկում դիտարկվում է վարնետք:

Գոգարանի խրամուղում խախտման հարթության դեպի հարավ անկումը մակերևույթի մոտ իրականում համապատասխանում է թվացյալ (apparent) վերնետքին: Թվացյալ խզվածքի հարթության անկման վրաշարժին մոտ վերնետք դիտարկվել է նաև Փամբակ-Սևան-Սյունիք խզվածքի Խոնարհասարի սեզմենտի երկայնքով:

Հետադարձ վերլուծությունը հնարավորություն տվեց առաջարկելու զարգացման հերթականություն, որը բացահայտում է իրական կինեմատիկան: Խզվածքի հարթությունը մերձմակերևութային հատվածում ընդունելով մերձուղղաձիգ, նրա աշխատանքի II-րդ փուլում բարձրացած թևը մղվում է դիմացի ազատ տարածք և ծանրության ուժի ազդեցության տակ իջնում ներքև՝ ծածկելով իջած թևը: Այսպիսով ուղղաձիգ կամ ուղղաձիգին մոտ վարնետքային խզվածքի և փուխը և վատ կապակցված գրունտների դեպքում հնարավոր է դառնում մակերևույթի մոտ ունենալ թվացյալ վերնետքային պատկեր:

Ի տարբերություն Գոգարանի, Սեմիոնովկայում իրականացված խրամուղու մեջ հնարավոր եղավ ակնադիտորեն արձանագրել մերձուղղաձիգ խախտման հարթության կորացումը և թվացյալ միջին և փոքր անկմամբ վերնետքային խախտման ձևավորումը՝ դրանով հաստատելով Գոգարանի տեղամասի համար արված ենթադրությունը:

Կողաշարժային լարվածային ռեժիմում խզվածքագոյացման ժամանակ առաջացած Ֆիոլետովոյի բլուրները իրենցից ներկայացնում են սեղմման կատարներ, նրանց դասավորությունն աջ էշելոնային է (չհաշված արևմուտքից 3-րդ բլուրը), ի

տարբերություն Գոգարանի տեղանքում դիտարկվածի: Աջակողմյան տեղաշարժի հետ համադրմամբ ապտեղ սեզմենտները պետք է աջակողմյան կողաշարժի հետ ունենան վերնետքային բաղադրիչ, սակայն ի հակառակ դրան այստեղ բլուրներն եզրավորող խախտումներից մեկի վրա փորված 3-րդ խրամուղում դիտարկվեց վարնետքային խզվածք, իսկ 1-ում, որը գտնվում էր որոշակի հեռավորության վրա՝ լարվածության դաշտի հետ համահունչ վերնետքային խզվածք:

Ֆիզլետովոյի տեղամասի համար առաջարկվեց խախտման մոդելներ, ըստ որի բլուրները եզրավորող խախտումները մակերևույթի մոտ կամ երկրորդային վարնետքներ են կամ թվացյալ վարնետքներ:

Սպիտակի խախտման հարթությունների վրա դիտարկվող քերծվածքավորման ուսումնասիրմամբ հնարավոր դարձավ կինեմատիկ և դինամիկ վերակառուցումների հիման վրա վերակազմելու խախտման գործընթացը Սպիտակի կենտրոնական սեզմենտի վրա և առաջարկել երկրորդային մակերևութային խախտման մոդել: Անալիզի է ենթարկված Սպիտակի 1988թ. երկրաշարժի խզվածքի կենտրոնական սեզմենտի հարթության տարբեր ձևերի և կողմնորոշման քերծվածքավորումը: Այն թույլ տվեց վերականգնել մակերևութային խզվածքի պատման ընթացքը և վեր հանել նրա երկակի մեխանիզմը: Նախնական քերծվածքավորումը ձևավորվել է երկրորդային մակերևութային խզվածքի հարթության վրա, մինչև հիպոկենտրոնային խզվածքի մակերևույթ դուրս գալը և չեն համընկնում գումարային տեղաշարժի ուղղության հետ: Հետագա քերծվածքավորումները առաջացել են հիպոկենտրոնային խզվածքի մակերևույթ դուրս գալու ժամանակ: Նրանց վրա վերադրված ավելի ուշ քերծվածքավորումը հետևանք է դինամիկ լարվածության փոփոխությունների:

Ուսումնասիրությունը ցույց տվեց, որ հնարավոր է մի իրադրություն, երբ խոշոր սեյսմիկ իրադարձության ժամանակ

խզվածքի հարթության վրա դիտարկվեն քերծվածքավորումներ, որոնք կտարբերվեն հիպոկենտրոնում գրանցված և արդյունքային տեղաշարժի վեկտորներից: Սա վկայում է երկրաբանական միջավայրի, կոնկրետ մակերևույթի ձևախախտման բարդությունների մասին, ոչ միայն երկարաժամկետ փուլում, այլև ակնթարթային դրվագներում:

Տարբեր ծագման երկրաշարժերի և նրանց առաջացնող կառույցների իմացությունը կարևոր է, քանի որ նրանք ունեն տարբեր մագնիսաուղային ներուժ և կրկնելիություն: Հրաբխածին երկրաշարժերը իրենց ուժգնությամբ զգալիորեն զիճում են հրաբխատեկտոնական և առավել ևս տեկտոնական ծագման երկրաշարժերին, ուստի կարևոր է երկրաշարժածին կառույցների ճանաչողությունը, վտանգի գերազնահատումներից խուսափելու համար:

Տեկտոնական երկրաշարժերը պայմանավորված ակտիվ խզվածքներով ունեն վստահ կրկնելիություն, որոշակի միջերկրաշարժային ժամանակային տիրույթում կուտակվող լարվածությունները ապարների դիմադրողականության սահմանը գերազանցելիս նորից կառաջացնեն խախտումներ և երկրաշարժեր: Սակայն հրաբխականությամբ պայմանավորված խախտումների գոյացումը կապված է հրաբխային ակտիվության կրկնելիության հետ: Մոնոգեն հրաբխականության դեպքում հրաբխածին երկրաշարժը տեղի կունենա միայն նրա ակտիվության ժամանակ և այլևս չի կրկնվի, այսինքն այս դեպքում երկրաշարժային վտանգը վերանում է:

Ելնելով խնդրի կարևորությունից ուսումնասիրվել են ՀՀ տարածքի հրաբխային ակտիվությամբ հարուցված, նաև գրավիտացիոն ծագման խախտումների օրինակներ՝ ներկայացված հրաբխածին ցամաքային ու լճագետային նստվածքներում և լավաներում: Խախտումների կինեմատիկաները և տարածման օրինաչափությունները ցույց են տալիս նրանց ծագման

կապվածությունը հրաբխային կառույցների շրջանաձևության և նրա կենտրոնի նկատմամբ տեղադիրքի հետ՝ հաճախ ցույց տալով տարբեր երբեմն ռադիալ-համակենտրոն բաշխվածություն կապված հրաբխային կառույցի ձևավորման կամ փլուզման հետ: Դրանցից լավագույնները ներկայացվել են Եղվարդի և Շամիրամի սարավանդի հրաբուխների օրինակներով: Այստեղի խախտումները հիմնականում փոքր տեղաշարժերով վարնետքային են, սակայն դիտարկումները ցույց տվեցին վերնետքների առաջացման հնարավորություն, որոնք առանց երկրաբանական կառուցվածքային ստուգաբանության, կարող էին շփոթեցնել և վերագրվել տեկտոնական ծագման: Վերլուծությունները ցույց տվեցին նրանց կոմպենսացիոն և ռոտացիոն բնույթը նույն հրաբխածին միջավայրում:

Նախաժայթքման տեղանքի դեֆորմացիաները, մագմայի տեղաշարժման միկրոցնցումները և նրա ժայթքման հիմնական ցնցումները փոխազդելով ծանրահակ ուժի հետ հանգեցնում են դիտարկված ոչ տեկտոնական հրաբխածին դեֆորմացիաներին: Սրանք ըստ էության սեյսմածին են (առաջացել են ցնցումներից) սակայն չեն հանդիսանում սեյսմածին կառույցներ (seismogenic structure) (ինչպես օրինակ տեկտոնական խախտումները), որոնց ակտիվությունը առաջացնում է երկրաշարժեր:

Արագածի լանջերին դիտարկված ճեղքավորումները, զարգանում են դայկայի գազաթային մասի ընդարձակման գոնայի և մակերևույթի փոխազդեցությամբ: Սրանք տարածվելով հրաբուխների լանջերին ձևավորում են օղակաձև խզվածքներ, որոնք որպես կանոն ունեն մեծ անկումներ: Դիտարկված ճեղքերի, կամ խախտումների սահմանափակ երկարությունը և նրանց ակնհայտ կապը դայկաների ներդրման հետ նրանց դասում է հրաբխածինների շարքին: Սրանք ըստ էության օղակաձև խզվածքի առանձին սեզմենտներ են:

Սեյսմիկ վտանգի գնահատման և սեյսմիկ վտանգի քարտեզի կառուցման ժամանակ պարտադիր պետք է ցույց տրվեն մակերևութային սեյսմածին խախտումները և նրանց երկրորդային ազդեցության տարածման արեալները:

Անչափ կարևոր են ակտիվ խզվածքների աշխատանքով հրահրված երկրորդային երևույթները՝ սողանքները, փլուզումները, հողերի ջրիկացումը, հրաբխային ակտիվությունը և լճային ցունամին: Լանջային ծանրահակ գործընթացները բերում են հսկայական տնտեսական վնասներ և մարդկային զոհեր: Մասնավորապես սողանքները հանդիսանում են մշտական և մեծամասշտաբ վտանգ հատկապես լեռնային և սեյսմաակտիվ երկրների համար:

Ակտիվ տեկտոնիկայի տեսանկյունից առավել հետաքրքրական են այն սողանքները, որոնք հրահրված են երկրաշարժերով: ՀՀ տարածքը գտնվում է սեյսմաակտիվ գոտում, ուստի սողանքները, եթե նույնիսկ սեյսմածին չեն, կրել և կրելու են երկրաշարժային ազդեցությունը:

Հաճախ խզվածքների բացակայության պայմաններում սեյսմածին սողանքները դառնում են վճռորոշ օբյեկտներ հնասեյսմաբանական ուսումնասիրությունների համար: Նման մոտոցումով ուսումնասիրվել է Գառնու մեծ սողանքը: Այդուհանդերձ, ընդհանուր առմամբ գոյություն ունի էական տարբերություն հնասեյսմաբանական խախտումների և սողանքների ուսումնասիրությունների միջև: Առաջին դեպքում ուսումնասիրության առարկան կոնկրետ խզվածքի ակտիվության պատմությունն է, երկրորդ դեպքում՝ սեյսմածին սողանքի տարածքի ցնցումային պատմությունը: Աշխատանքում օրինակներով ցույց են տրված սողանքների և ակտիվ խզվածքների հաճախակի հարևանությունը, Գառնիի և Մարտունու սողանքների օրինակներով ապացուցված է նրանց սեյսմածնությունը:

ՀՀ տարածքում նպատակային ուսումնասիրություններ չեն իրականացվել հողերի ջրիկացման ուղղությամբ, երբ դինամիկ պայմաններում փոխվում է գրունտի վիճակը, անցնելով ամուր, կայուն վիճակից ջրիկ անկայուն վիճակի: Այնուամենայնիվ դրանք շատ հնարավոր են երիտասարդ ավազակավային ջրհագեցած նստվածքներում, որոնք առկա են Արարատյան, Շիրակի, Սևանի ավազաններում և այլուր: Առավել ևս, որ կան պատմական նկարագրություններ 1840թ. երկրաշարժի ժամանակ Արաքսի հովտում և 1926թ. Լենինականի երկրաշարժի ժամանակ Ախուրյանի վտակների հովիտներում դիտարկված երևույթների մասին, որոնք նույնանում են հողերի ջրիկացման հետ:

Շատ կարևոր է ցույց տալ հողերի ջրիկացման սեյսմիկ ծագումը և չշփոթել նախապես առաջացած ճեղքերով մակերևութային հոսքերերի տարածման, սողանքային և արտեզյան պայմաններում առաջացող օբյեկտների հետ:

Հայաստանի հանրապետությունում անսովոր է բարձրացնել ցունամիի վտանգի հարցը, այնուամենայնիվ տեկտոնական ունակ խզվածքների սեզմենտների առկայությունը Սևանա լճի հատակում, ինչպես նաև բավարար ուղղաձիգ տեղաշարժի ներուժը, ավիամերձ զառիվայր լանջերին սողանքային և լիստրիկ խախտումներով պայմանավորված բլոկների հնարավոր տեղաշարժերը, ավելի փոքր հավանականությամբ հրաբխային ժայթքումները խիստ հավանական են դարձնում լճային ցունամի երևույթի առաջանալը: Այսեղ կարևորվում է ոչ թե եզրույթը, այլ երևույթը (բարձր ալիքների առաջացման բարձր հավանականությունը):

Ուսումնասիրությունները համոզում են, որ սեյսմիկ վտանգի գնահատման և սեյսմիկ վտանգի քարտեզի կառուցման ժամանակ պետք է ցույց տրվեն ոչ միայն մակերևութային սեյսմածին խախտումները, այլ նաև ակտիվ խզվածքների երկրորդային ազդեցության տարածման արեալները:

Կարևորագույն հանգամանք է բնական և երկրաբանական վտանգների գնահատման ժամանակ հաշվի առնել, առանձին վտանգների փոխկապակցվածությունը և փոխհարուցման հնարավորությունը, ուստի փոխազդող վտանգների համալիր վտանգը և նրա հետ կապված ռիսկերը շատ ավելի են, քան առանձին վերցրած վտանգը և նրա ռիսկերը:

Օգտագործված գրականության ցանկ

1. Ազիզբեկյան Հ. ՀՀ Սիսիանի, Գորիսի և Եղեգնաձորի շրջանների երկրաջերմային անոմալիաների որոնողական աշխատանքներ, Երևան 1994 թ, երկրաբանական վարչության ֆոնդ:
2. Ասատրյան Գ. Նոր տվյալներ վեդու օֆիոլիթային զոնայի հրաբխանստվածքային ապարների հասակի վերաբերյալ ըստ ռադիոլարիաների: ՀՀ ԳԱԱ Տեղեկագիր, Գիտություններ Երկրի մասին, 2009, հատ. 62, 2, էջ. 16-28:
3. Ավագյան Ա., Կարախանյան Ա., Մուրադյան Ս., Դավթյան Վ., Առաքելյան Ս., Բալասանյան Վ. Հաշվետվություն: «Գեղարքունիքի մարզի Մարտունի գյուղի սողանքային տարածքում հետազոտական աշխատանքներ». 2005, 50 էջ:
4. Ավագյան Ա. Վ. Գրավիտացիայի և հրաբխային ակտիվության հետ կապված խախտումները Հայաստանի Հանրապետության տարածքի օրինակով: ՀՍՍՀ ԳԱ Տեղեկագիր. Գիտություններ Երկրի մասին, 2011, հատ. 64, 3, էջ. 14-26:
5. Ավագյան Ա. Տեկտոնական խախտումների մերձակերեսային երկրաչափական բարդացումները Հայաստանի Հանրապետության տարածքի օրինակով: ՀՀ ԳԱԱ Տեղեկագիր. Գիտություններ Երկրի մասին, 2011, N1, էջ. 3-16:
6. Ավագյան Ա. Ակտիվ խզվածքների մերձակերեսային դրսևորումները շրջակա միջավայրում: Ատենախոսություն, ԻԴ.01.01 Ռեզիոնալ երկրաբանություն, երկրատեկտոնիկա, հնէաբանություն և շերտագրություն մասնագիտությամբ երկրաբանական գիտությունների դոկտորի գիտական աստիճանի հայցման համար: ԵԳԻ, Երևան, 2013, 292 էջ:
7. Ավագյան Ա. Վ., Սահակյան Լ. Հ., Աթայան Թ. Պ., Հովակիմյան Հ. Գ., Թոգալաքյան Պ. Վ. Նոր տեկտոնական տվյալներ Նորատու-Քանազեղ ակտիվ խզվածքի տարածման գոտում: ՀՀ ԳԱԱ Տեղեկագիր, Գիտություններ Երկրի մասին, 2017, 70, N1, էջ. 60-75:

8. Գրիգոր Երևանցի. Գրիչ, Յիշատակարան, Մատենադարան, N 1512 Յայսմաուրք, ձեռագիր:
9. Դուրգարյան Բ.Ռ. Ուժեղ երկրաշարժերի «սեյսմիկ անդորր» նախանշանի առանձնահատկությունները Կովկասում: Ատենախոսություն, Երկրաբանական գիտությունների թեկնածուի գիտական աստիճանի հայցման համար, Երևանի Պետական Համալսարան, 2006, 148 էջ:
10. Երևանի ազլումերացիայի մանրամասն սեյսմոշրջանացման քարտեզի կազմման աշխատանքներ. Երևան, 2006: Հաշվետվություն, պատրաստված Գառնի միջազգային կենտրոն ԳՀ-ի կողմից:
11. Ջաքարիա Սարկավազ. Պատմություն, 1870:
12. Խաչիյան Է. Կիրառական երկրաշարժագիտություն: ՀՀ ԳԱԱ «Գիտություն» հրատարակչություն, Երևան, 2001, 312 էջ:
13. Կարազեղյան Յ. Սեպագիր տեղանուններ, հ. 1: Երևան, «Մագադար», 1998, 393 էջ:
14. Կարախանյան Ա., Ավագյան Ա., Ավանեսյան Մ., Բաղդասարյան Հ. Սողանքներ. թերագնահատված վտանգ: Գիտության աշխարհում, 2007, 3, ISSN 1829-0345, էջ. 50-58:
15. Կարախանյան Գ.Հ., Սաֆյան Պ.Գ. Սյունիքի ժայռապատկերները: Հայկական ՍՍՌ Գ. Ա. Հրատարակչություն, Երևան, 1970, 342:
16. Կարապետյան Ս., Զրբաշյան Ռ., Նավասարդյան Գ. 2011. Գեղամա և Վարդենիսի բարձրավանդակների Չորրորդական հրաբխային առաջացումների երկրաբանական քարտեզ 1:100 000 մասշտաբի:
17. Հայաստանում սողանքների տեխնիկական տեղեկագիր, I-ին հատոր՝ «Սողանքները Հայաստանում». Երևան, 2005: Պատրաստված է Միջազգային Համագործակցության Ճապոնական Գործակալության և ՀՀ Քաղաքաշինության նախարարության կողմից:
18. Հարությունյան Ռ.Ա. Հայկական լեռնաշխարհի ակտիվ հրաբխականության մասին: ՀՀ ԳԱԱ Տեղեկագիր. Գիտություններ երկրի մասին, Երևան, 2001, LIV, 1, էջ. 3-12:

19. Հարությունյան Ռ.Ա. Հայոց հրաբուխները դեռ գործում են: Երևան, Գիտության աշխարհում 2005, N2, էջ. 45-53:
20. ՀՀ Ճարտքադպետվարչության Գլխավոր տարածքային նախագծահետազոտական ինստիտուտ, Հայինժնախագիծ, «Թթուջուր (Կրասնոսելսկի շրջան) - Մարտունի պետական խճուղի ավտոճանապարհի գոտու երկրաբանական վտանգավոր պրոցեսներով վնասված տեղամասերի ինժեներաերկրաբանական պայմանների մասին», Հաշվետվություն, Երևան, 1994:
21. ՀՀ Տարածքային Կառավարման Նախարարության Հայաստանի փրկարար ծառայության Ձեկուցագիր, Երևան, 2007:
22. Հովհաննիսյան Պ.Հ., Աբրահամյան Ա.Գ. Հայ ժողովրդի պատմության քրեստոմատիա, հ. 1, Երևան, ԵՊՀ, 1981, 944 էջ:
23. Մովսես Խորենացի, Հայոց պատմություն, «Հայաստան», Երևան, 1990, 291 էջ:
24. Նազարեթյան Ս.Ն. Սպիտակի 1988թ. երկրաշարժը լուսանկարներով, փաստերով և մեկնաբանություններով: Երևան, «ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆ» հրատարակչություն, 2018, 140էջ
25. Ջրբաշյան Ռ.Տ. Հրաբխագիտության հիմունքները և Հայաստանի նորագույն հրաբխականությունը: Երևան, ՀՀ ԳԱԱ «ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆ» հրատարակչություն, 2013, 120 էջ:
26. Խարազյան Է.Խ. M1:500 000, Հայաստանի Երկրաբանական քարտեզ, 2005:
27. Սահակյան Լ.Հ. Կոուց Գետի ավազանի տրախիդացիտների երկրաքիմիական առանձնահատկությունները և U-Pb հասակագրումը: ՀՀ ԳԱԱ Տեղեկագիր, Գիտություններ Երկրի մասին, 2015, 68 (3), էջ 51-61:
28. Սարգսյան Հ.Հ. Հայկական ՍՍՀ ռեգիոնալ երկրատեկտոնիկա: Երևանի համալսարանի հրատարակչություն, Երևան 1989, 276 էջ:
29. Ստեփանյան Վ.Ա. Երկրաշարժերը Հայկական լեռնաշխարհում և նրա մերձակայքում. «Հայաստան» հրատարակչություն, Երևան, 1964, 248 էջ:
30. Ստեփանոս Օրբելյան, Սյունիքի պատմություն: Երևան. «Մովետ. գրող», 1985, 616 էջ:

31. Абовян С.Б. Мафит-ультрамафитовые комплексы офиолитовых поясов Армянской ССР- Ереван: Изд. АН Арм ССР, 1981, 306 с.
32. Авагян А.В. Структура и кинематика Меридионального разлома (район Алавердского месторождения). Известия НАН РА, Науки о Земле, 2009, LXII, N1, с. 32-36.
33. Авакян А.В. Анализ микротектонических данных очаговой зоны Спитакского землетрясения 1988г. и центральной части территории Республики Армения. Известия НАН РА, Науки о Земле, 1997, L, 1-2, с. 94-98.
34. Аванесян А.С. Геологическое строение и история формирования западной части Севано – Акеринского грабен – синклинория (Малый Кавказ). Автореф. дисс. на соискание уч.степени кандидата геол.-мин. наук. Москва. 1978, 22 с.
35. Аванесян А.С., Саргсян О.А., Аванесян М.А. Геологическое строение очаговых зон сильных землетрясений Армении (сообщение 2). Ученые записки, ЕГУ, 2004, 1, с. 3-17.
36. Аванесян М.А. О природе молодых разрывных нарушений Егвардского плато. ЕГУ, Ереван 2004, 1, с. 128-136.
37. Агамалян В.А. Древние метаморфические комплексы территории Армянской ССР и их тектоническое положение. Матер. II рег. петрограф. совещ. по Кавказу, Крыму, Карпатам. Тбилиси: Изд. КИМС, 1978, с. 109-115.
38. Агамалян В.А., Глаукофановые сланцы. В. кн. Магматические и метоморфические формации Армении. Ред. И.Г. Магакян, Изд. АН Арм ССР, Ереван, 1981, с. 101-102.
39. Агамалян В.А. Кристаллический фундамент Армении. Автореф. дис. на соискание уч. степ. док. геол.-минерал. наук. Ер.: фонды ИГН НАН РА, 1998, 650 с.
40. Агамалян В.А. Основные этапы формирования и эволюции земной коры Армении. Известия НАН РА, Науки о Земле, 2004, LVII, 2, с. 17-22.

41. Агамалян В.А., Саркисян О.А., Лорсабян Т.К., Израелян А.Г. Основные тектонические единицы Армении, Ученые записки Ереванского государственного университета, 2012, 1, с. 3-12.
42. Агамирзоев Р.А., Трифонов В.Г. Молодые тектонические нарушения и сейсмичность Юго-восточного Кавказа. Изд. АН СССР, Физика Земли, 1977, 8, с. 98-104.
43. Акопян В.Т. Биостратиграфия верхнемеловых отложений Армянской ССР. Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1978, 287 с.
44. Амарян В.М. Вулкан Арагац, его строение и история формирования. Диссертация на соискание ученой степени к.г.м.н., Фонды ЕГУ, Ереван 1964.
45. Амарян В.М. Стратиграфическая схема неогеновых и четвертичных вулканических образований района г.Арагац. ДАН Арм.ССР XXXVI, 1963, N5, с. 293-297.
46. Аракелян Р.А. Схематическая геологическая карта юго-западной Армении и прилегающих частей Нахичеванской АССР М 1:100 000, 1949.
47. Аслаян А.Т. К истории происхождения Араратской котловины. Доклады Академии наук Армянской ССР, XI, 1949, с. 29-34.
48. Аслаян А.Т. Карта тектонической зональности Арм. ССР, 1957.
49. Аслаян А.Т. Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат. 1958, 430 с.
50. Аслаян А.Т. Основные черты геологического строения Армении. Изд. АН Арм ССР, Науки о земле 1981, 3, с. 6-22.
51. Аслаян А.Т., Гукасян Ю.Г., Карапетян К.И., Саядян Ю.В., Ширинян К.Г. Изучение геологического строения района Егвардского водохранилища. Специальные исследования горных пород. Отчет. АН Арм. ССР, ИГН, Ереван, 1984, 87 с.
52. Аслаян А.Т., Закарян К.А., Акобян С.С., Караханян А.С., Микаелян А.О. О глубинной структуре Тавро-Кавказского района по данным сейсмологических исследований и космического зондирования. Изд. АН Арм ССР, Науки о земле, 1982, 4, с. 3-11.

53. Асланян А.Т., Сатиан М.А. Тектонические условия становления офиолитовых зон. Изд. АН Арм ССР, Ереван, 1987, 159 с.
54. Багдасарян Г.П., Джрбашян Р.Т. Геологическая и петрографическая карта Севан-Ширакского синклиналиума. В кн. Геология Арм. ССР, IV, Петрография вулканических пород. Изд. НАН Арм ССР, 1970, 709 с.
55. Балян С.П. Структурная геоморфология Армянского нагорья и окаймляющих областей. Изд. "Митк", Ереван, 1969, 380 с.
56. Бальян С.П., Бошнаган П.С. Палеогеография и гидрология бассейна озера Севан. В сб.: Вопросы геологии Кавказа. Ереван, Изд. АН Арм ССР, 1964, с. 37-48.
57. Белов А.А., Брагин Н.Ю., Вишневская В.С., Сатиан М.А., Соколов С.Д. Новые данные о возрасте офиолитов Веди (Армения). ДАН СССР, 1991, т. 321, №4, с. 784-788.
58. Белов А.А., Соколов С.Д. Реликты мезозойской океанической коры среди кристаллических комплексов Мисханского массива Армении. Советская геология 1973, №8, с. 26-41.
59. Бойнагрян В.Р., Степанян В.Э., Хачатрян Д.А., Ядоян Р.Б., Аракелян Д.Г., Гюрджян Ю.Г. Оползни Армении. Издано при поддержке ОБСЕ. Издательство ООО "АСОГИК". Ереван 2009. 308 с.
60. Булгаков Р.Ф., Иващенко А.И., Ким Ч.У., Сергеев К.Ф., Стрельцов М.И., Кожурин А.И., Бесстрашное В.М., Стром А.Л., Suzuki, Y., Tsutsumi, Я, Watanabe, М., Ueki, Т., Shimamoto, Т., Окитига, К., Goto, Н., Kariya, Y. Активные разломы Сахалина. Геотектоника. 2002. No 36. с. 227-246.
61. Вардапетян А.Н. Позднекайнозойская тектоника плит Черноморско-Каспийского региона. Океанология. 1979, XIX, вып. 6, с. 1066-1074.
62. Габриелян А.А. К тектонике Араратской котловины. Доклады Академии наук Армянской ССР, IX, 1948, с. 117-121.
63. Габриелян А.А. Значение неотектоники в формировании современного облика структуры и рельефа Армении. 1950. ДАН АН Арм. ССР, 72, 4. с. 749-751.

64. Габриелян А.А. Новейшая тектоника и сейсмичность Армянской ССР и смежных частей Антикавказа. Известия АН Армянской ССР, Геологич. и географич. науки, 1963, 16 (4-5). с. 63-76.
65. Габриелян А.А., Исаханян Д.П., Акопян В.Т., Саркисян О.А., Вегуни А.Т., Арзуманян С.К., Симонян Г.П. Схематическая тектоническая карта Армянской ССР и Нахичеванской АССР, 1967.
66. Габриелян А.А. Положение Армении в тектонической структуре Кавказско-Анатолийского-Иранского сегмента альпийской складчатой области. Изд. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1970, том. 23, №3, с.11-42.
67. Габриелян А.А., Саркисян О.А., Симонян Ф.П., Сейсмотектоника Армянской ССР, Изд. Ереванского гос. университета, Ереван, 1981, с. 284.
68. Гамкрелидзе П.Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Изд. АН Груз. ССР, Инст. Геологии и минерологии, 1949, 508 с.
69. Гамкрелидзе П.Д. Тектоническое развитие Анатолийско-Кавказско-Иранского сегмента средиземноморского пояса. Геотектоника, 1977, 3, с. 25-37.
70. Джрбашян Р.Т., Карапетян С.Р., Мнацаканян А.Х. Позднеколлизийный риолитовый вулканизм СВ части Армянского нагорья. Труды ГИН АН Грузии, 2002, нов.серия, вып. 117, Тбилиси, с. 63-93.
71. Закариадзе Г.С., Книппер А.Л., Бибилова Е.В., Силаптьев С.А., Злобин С.К., Грачева Т.В., Мокаров С.А., Колесов Т.М. История формирования и возраст плутонической части офиолитового комплекса северо-восточного побережья оз. Севан. Изд. АН СССР, серия Геология, 1990, 12, с. 3-20.
72. Заргарян В.О., Манукян Г.Е., Санонджян З.А. Инженерно-геологические исследования оползнего участка села Мартуни. Ереван, 1969. Отчет 2189, 113с.

73. Карапетян К.И., Ширинян К.Г. "Каталог верхнеплиоцен – четвертичных Вулканов Арм. ССР Том 2, Вулканы Гегамской и Варденисской вулканических областей. Ереван, 1978, 301 с.
74. Карапетян К.Н. Вулканы Гегамского нагорья. В кн. "Новейший вулканизм некоторых районов Армянской ССР". Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1973, с. 5-62.
75. Карапетян К. Н. Сейсмические условия Армянского нагорья. Известия НАН РА Науки о Земле 1985, 38 (6). с. 31-39.
76. Карапетян К.Н., Тер-Давтян Н.З. Ареальный вулканизм Армянской ССР, Отчет, Ереван, библиотека, ИГН, 1985, 324 с.
77. Караханян А.С. Некоторые особенности активной тектоники зоны Спитакского землетрясения 1988г. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1992, 1, с. 3-11.
78. Караханян А.С., Баласанян В.С. Активная динамика зоны Спитакского землетрясения. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1992, 2, с. 12– 21.
79. Караханян А., Джрбашян Р., Трифонов В., Филип Э., Аракелян С., Авагян А., Багдасарян А., Давтян В. Активные вулканы и вулканическая опасность на территории Армянского нагорья и сопредельных областей. Известия НАН РА, Науки о Земле, 2004, LVII, №1, с. 3-24.
80. Караханян А.С., Баласанян С.В., Макарян Х.В., Геворкян М.Р. Сардарapatская структура (Армения): новые данные о сейсмической активности. Устойчивое развитие горных территорий, Т.9, н. 4(34), 2017, с. 332-340.
81. Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области юга Европы, западной части Азии и Кубы. М., 1975, Мир, 207 с.
82. Книппер А.Л., Соколов С.Д. Офиолиты Веди (Армения): автохтон или аллохтон. Геотектоника, 1976, №4, с. 54-66.
83. Книппер А.Л., Сатиан М.А., Брагин Н.Ю. Верхнетриасовые-нижнеюрские вулканогенно-осадочные отложения старого Зодского

- перевала (Закавказье). Стратиграфия, геологическая корреляция, 1997, т.5, №3, с. 58-65.
84. Корженков А.М. Сейсмогеология Тянь-Шаня. Бишкек, Илим, дис., 2006, 288 с.
 85. Лилиенберг Д.А., Матцкова В.А., Горелов С.К. и др. Карта современных вертикальных движений земной коры и морфоструктурные закономерности Кавказа. Сб. Проблемы современных движений земной коры. М.: Наука, 1969, с. 142-156.
 86. Лилиенберг Д.А., Матцкова В.А. Тенденции современных вертикальных движений Малого Кавказа и Армянского нагорья. ДАН АН СССР, Геология, 1970, 194,1, с. 171-174.
 87. Ломизе М.Г. Вединский офиолитовый шов (Малый Кавказ). БМОИП, отд. геолог. 1970, т. 45, №6, с. 145.
 88. Лордкипанидзе М.Б. Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса, изд. «Мецниереба», Тбилиси 1980, 162 с.
 89. Мандалян Р.А. Верхнеюрский-неокомский седименто-литогенез Армении. Ереван, Изд. АН Арм ССР, 1990, 173 с.
 90. Меликашвили Г.А. Урартские клиообразные надписи. Москва : Изд. АН СССР. 1960, 504 с.
 91. Мелконян Р.Л. Петрология минерология и геохимия интрузивных комплексов Алавердского рудного района. В Меликсетян Б.М., Мелконян Р.Л., Петрология и геохимия интрузивных комплексов некоторых рудных районов Армянской ССР. Ереван, Изд. АН. Арм. ССР 1976, с. 137-282.
 92. Мелконян Р.Л. Петрология и рудоносность мезозойских островодужных гранитоидны формаций Малого Кавказа. Дисс. на соиск. уч. ст. доктора геол.-мин. наук в форме науч. доклада. Москва, 1989, 52 с.
 93. Милановский Е.Е. Новые данные о строении неогеновых и четвертичных отложений бассейна оз.Севан. Изв. АН СССР. Серия геолог. 1952, № 4. с. 110-119.

94. Милановский Е.Е. О соотношении крупных форм рельефа с новейшей тектонической структурой Малого Кавказа. Ученые записки МГУ, вып. 161, 1952, Геология, том. V, с. 115-145.
95. Милановский Е.Е. Геологическое строение и история формирования Севанской впадины. Дисс. на соиск. уч. ст. доктора геол.-мин. наук, М. 1953, 453 с.
96. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Севанской впадины. Бюллерень Московского общества испытателей природы. Отд. Геологии. Т XXXV (5), 1960, 61 с.
97. Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа. Изд. Московского Университета, 1963, 357 с.
98. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. Изд. "Недра", Москва, 1968, 484 с.
99. Милановский Е.Е. Неотектоника и новейший вулканизм Кавказа. В кн.: Геология четвертичного периода. Ереван, 1977, с. 35-42.
100. Мироян А.А., Папян В.Г., Акопян Г.Е. Отчет о результатах работ по специальному инженерно-геологическому обслуживанию и составлению карт районов потенциально опасных и подверженных экзогенным геологическим процессам на территории Армении за 1980-1981гг., Ереван 1981г.
101. Назаретян С. Н. Глубинные разломы территории Армянской ССР. Изд-во АН АрмССР, 1984, 118-127; с. 39-52.
102. Никонов А.А., Никонов К.И. Сильнейшее землетрясение Закавказья 30 сентября 1139г. (реконструкция по историческим, историко-архитектурным и археологическим материалам). М. 1986, Вопросы инженерной сейсмологии 27, с. 152-183.
103. Оганесян С.М., Оганесян А.О., Гаспарян Г.С., Фиданиян Ф.М. Структурно динамическая характеристика земной коры территории Армении по комплексу геофизических данных. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2005, 3, с. 46-53.
104. Оганесян С.М., Оганесян А.О., Геодакян Э.Г., Гаспарян Г.С., Григорян В.Г. Выделение зон возникновения очагов землетрясений на основе сейсмологической идентификаций и параметризации

- основных элементов структурно-динамической модели земной коры Армении. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2008, LXI, 1, с. 39-43.
105. Оганесян С. Р. Оценка сейсмической опасности на основе изучения динамики тектономагнитного поля. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2009. 62, 1, с. 40-47.
106. Освальд Ф., К истории тектонического развития Армянского нагорья. Зап. Кавк. Отд. Импер. Русск. Геогр. Общ., XXXIX, вып 2, 1916.
107. Оползни: опасность и риск. Отчет и программа работ подготовленные Институтом геологических наук НАН РА и научно-исследовательской компанией "Геориск", Ереван, 1997.
108. Паффенгольц К.Н. Геологическая карта Кавказа. Масштаб 1:200000. Лист 1-38-IV (Даралагез). Ереван, 1946.
109. Паффенгольц К.Н. Геология Армении. Гос. изд. Геол. литер. Министерства Геологии СССР, М, 1948, 895 с.
110. Паффенгольц К.Н., Тер-Месропян Г.Т. Арагац. Изд. АН Армянской ССР, Ереван, 1964, 79 с.
111. Пирузян С.А. Детальное изучение сейсмоактивности и сеймотектоники Большого Ереванского района. Геология Арм. ССР, X, Геофизика, Изд. АН Арм. ССР, Ереван 1972, с. 149-187.
112. Полякова Т.П. Сейсмичность центральной части Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1985, 160 с.
113. Ростовцев К.О., Азарян Н.В. Юрские отложения Нахичевана и юго-западной Армении. Изв АН СССР. Сер. геология 1971, №7, с. 123-127.
114. Саакян Г.Д., Кадастр оползней и селей развитых на территории Арм. ССР. Упр. геол. совета мин. Арм. ССР, Ереван, 1972г. 114 с.
115. Сатиан М.А., Степанян Ж.О., Жамгорцян В.Н. Открытие вулканических шлаков и пеплов среди донных осадков оз. Севан. Изв. АН Арм ССР, Науки о Земле, 1968, т.3, с. 62-71.
116. Сатиан М.А. Верхнемеловой литогенез офиолитовых зон Армянской ССР. Ереван, Изд. АН Арм ССР, 1979, 168 с.

117. Сатиан М.А., Варданян А.В., Кванталиани И.В. Открытие отложений берриаса в Вединской офиолитовой зоне Малого Кавказа. ДАН Арм ССР, 1989, т. 88, №5, с. 228-231.
118. Сатиан М.А. О офиолитовых бассейнах мезозоя Закавказского геотраверса. Изв. НАН РА, Науки о Земле 2005, т. №1, с. 1-6.
119. Саядян Ю.В., Алешинская З.В., Рязова Е.П. Голоценовые отложения западного побережья озера Севан. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 6, 1974, с. 3-10.
120. Саядян Ю.В. Новейшая геологическая история Армении. Ереван, Изд. Гитутюн НАН РА, 2009, с. 356.
121. Соколов С.Д. Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. Тр. ГИН АН СССР 1977, вып. 296, 96 с.
122. Солоненко В.П. Палеосейсмогеология. Изв. Акад. наук. СССР. Физика Земли 1973, 9, с. 3-16.
123. Солоненко В.П. Сейсмическое районирование восточной Сибири и его геолого-геофизические основы, изд. «Наука», Сибирское отделение, Новосибирск 1977, с. 5-47.
124. Таян Р.Н. Тектонические напряжения в Пермских известняках среднего течения р. Гехи (западный Зангезур). Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, XXXIII, № 4, 1980, с. 49-55.
125. Трифонов В.Г. Неотектоника Евразии. Ред. Пушаровский Ю.М. М. Научный мир, Труды ГИН, РАН, 1999, вып. 514, 252 с.
126. Хаин В.Е., Кац Я.Г., Селицкий А.Г. Тектоническое районирование и основные черты современной структуры Альпийского пояса Ближнего и Среднего Востока (статья 1-Западный сегмент), Изв. Высших Учебных Заведений, Геология и Разведка 1973, 3, с. 3-17.
127. Хачиян Э. Прикладная сейсмология. Ереван. Изд. Гитутюн НАН РА, 2008. 491 с.
128. Хромовских В.С., Солоненко В.П., Семенов Р.М., Жилкин В.М. Палеосейсмология Большого Кавказа. Изд. Наука 1979, 188 с.
129. Шебалин Н.В. Очаги сильных землетрясений на территории СССР, Наука, М., 1974, 54 с.

130. Ширинян К.Г., Карапетян К.И., Карпетян С.Г., Харазян Э. Каталог верхнеплиоцен-четвертичных вулканов Армянской ССР 1978, т. 2,3 – Ереван: Фонды ИГН НАН Армении, 584 с.
131. Ширинян К.Г. Связь сейсмичности и вулканизма с разными типами деформации Земли и вопросы сейсморайонирования территории Армении. Сб. научных трудов конференции посвященной 40-летию основания ИГИС им. Назарова НАН РА, Гюмри, 2002, с. 157-161.
132. Abdalian S. La grand tremblement de terre de l'Armenie. La Nature, N. 2764, 1 Juillet, 1927.
133. Abdel-Monem S.M., Sakr K., Hassoup A., Mahmoud S., Tealeb A., Al-Ibiary M., and Mansour M. Crustal deformation measurements and seismicity of the middle part of the Nile valley in Egypt: Egyptian Geophysical Society (EGS) Journal 2004, v. 2, no. 1, pp. 123-133.
134. Abe K. Seismicity of the caldera-making eruption of Mount Katmai, Alaska in 1912. Bull. Seismol. Soc. Amer, 1992, 82, pp.175-191.
135. Abich H. Aus Kaukasischen Londern, Wein, 1896, vol. I
136. Adamia Sh., Bergougnan H., Fourquin C., Highipour A., Lordkipanidze M.B., Ozgöl N., Ricou L.E., Zakariadze G. The Alpine Middle East between the Aegean and the Oman traverses. Mem. Bur. rech. geol. et miners 1980,115, pp. 122-136.
137. Adamia Sh., Chkhotua T., Kekelia M., Lordkipanidze M., Shavishvili I. and Zakaridze G. Tectonics of the Caucasus and adjoining regions: implications for the evolution of the Tethys ocena. Journal of Sructural Geology 1981. 3, 4, pp. 437-447.
138. Adamia Sh., Kekelia M., Tsimakuridze G. Pre-variscan and variscan granitoids of the Caucasus. IGCP Newsletter, 1983, 5, pp. 5-10.
139. Adiyaman O., Chorowicz J. & Kose O. Relationships between volcanic patterns and neotectonics in Eastern Anatolia from analysis of satellite images and DEM. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 1998, 85, pp. 17-32.
140. Allen J.R. Sedimentary structures-Their character and physical basis: Amsterdam, Elsevier, 1984, 1256 p.

141. Ambraseys N.N. Some characteristic features of the North Anatolian fault zone, *Tectonophysics*, 1970, vol. 9, pp. 143-165.
142. Ambraseys N.N., Melville C.P. A history of Persian Earthquakes, Cambridge Earth Sci. Cambridge University Press 1982, Ser. 219, New York, 219 p.
143. Ambraseys N.N. *Engineering Seismology: Earthquake Engineering and Structural Dynamics* 1988, v. 17, pp. 1-105, doi: 10.1002/eqe.4290170101.
144. Ambraseys N., Melville C., and Adams R. *The Seismicity of Egypt, Arabia and the Red Sea*: Cambridge, UK, Cambridge University Press, 1994, 181 p.
145. Angelier J. Sur l'analyse de mesures recueillies dans des stries faillées: L'utilité d'une confrontation entre les méthodes dynamiques et cinématiques. *C. r. Acad. Sci.*, Paris 281, 1975, pp. 1805-1808.
146. Arakelian A.R., Martirosian A.N. Seismic patterns in Armenian Upland. In: *Historical and prehistorical earthquakes in the Caucasus*, edited by D. Giardini and S. Balassanian. Kluwer Academic Publishers 1997, pp. 457-470.
147. Argus D.F. and Gordon R.G. No-net-rotation model of current plate velocities incorporating plate motion model NUVEL-1, *Geophys. Res. Lett.*, 18, 1991, pp. 2039-2042.
148. Arthaud F., Leonardi V., Avanesian A., Avagyan A., Grillot J-C. Effets des déformations tectoniques sur le comportement hydraulique d'un aquifère artésien dans une région sismique (Arménie), *Bull. Soc. Géol. France*, 4, 1998, pp. 579-588.
149. Arutunova, L.L., Tozalakyan, P.V., Avagyan, A.V. Fauna of Holocen molluscs in the Berdkunk-Hayrivanq sector of the Lake Sevan. *Proceedings of the international conference "Biological diversity and conservation problems of the fauna of the Caucasus"*. Yerevan, Armenia, 2011. September 26-29, pp. 54-55.
150. Asatryan G., Danelian T., Sahakyan L., Person A., Avagyan A., Sosson M. Evidence of Late Middle Jurassic to lower Cretaceous Tethyan oceanic lithosphere in the Lesser Caucasus based on new palaeontological

- (radiolarian) dating of the sedimentary cover of Sevan ophiolite (Armenia) 2010, *Ofioliti* 35, pp. 91-101.
151. Asatryan G., Danelian T., Sosson M., Sahakyan L., Galoyan Gh. Radiolarian evidence for Early Cretaceous (late Valanginian – early Aptian) submarine volcanic activity in the Tethyan oceanic realm preserved in Karabagh (Lesser Caucasus). 2011, *Ofioliti*, 36 (2), pp. 117-126.
 152. Asatryan G., Danielian T., Sahakyan L., Galoyan G., Seyler M., Sosson M., Avagyan A., Hubert B. Ventalon S. Radiolarian biostratigraphic constraints for latest Jurassic – earliest Cretaceous submarine volcanic activity in the Tethyan oceanic realm of the Sevan ophiolite (Armenia) *Bull. Soc. géol. France*, 2012, t. 183, № 4, pp. 323-355.
 153. Aspinall, W.P. , Charbonnier, S., Connor, C. B. , Connor, L. J. C., Costa, A., Courtland, L. M., Delgado Granados, H., Hibino, K., Hill, B. E., Komorowski, J.C., McNutt, S., Meliksetian, K., Nakada, S., Newhall, C., Samaddar, S. K., Savov, I. P., Self, S., Uchiyama, Y., Wilson, T., Yamamoto, T. Volcanic Hazard Assessment For Nuclear Installations: Methods And Examples In Site Evaluation. 2016. International Atomic Energy Agency TECDOC series, 1795 (IAEA-TECDOC-1795), 261 p. ISBN 978-92-0-104916-2
 154. Avagyan A. Estimation of the slip rates and the recurrence intervals of strong earthquakes on the fault system of Pambak-Sevan-Sunik (Armenia): Segmentation and relation with volcanic activity. PhD Thesis, Montpellier II University, France, 2001, 246 p.
 155. Avagyan A., Karakhanian A., Philip H. Une éruption volcanique gravée dans le roc. *Pour la science*. 2003, No.-305, pp. 13-14.
 156. Avagyan A., Ritz J-F., Karakhanian A., Philip H. Dual near-surface rupturing mechanism during the 1988 Spitak earthquake (Armenia). *Izvestiya of Academy National of Sciences of Armenia; Nauki o Zemle* 2003, LVI, 3, pp. 14-19.
 157. Avagyan A., Sosson M., Philip H., Karakhanian A., Rolland Y., Melkonyan R., Rebai S., Davtyan V. Neogene to Quaternary stress field

- evolution in Lesser Caucasus and adjacent regions using fault kinematics analysis and volcanic cluster data. *Geodinamica Acta* 2005, 18, pp. 401-416.
158. Avagyan A.V. Active faulting and related seismic hazard in the Vanadzor depression area, *Proceedings of the NAS of RA, Earth Sciences*, 2009, vol.62, N2, pp. 48-57.
 159. Avagyan A., Sosson M., Karakhanian A., Philip H., Rebai S., Rolland Y., Melkonyan R. & Davtyan V. Recent tectonic stress evolution in the Lesser Caucasus and adjacent regions. In: *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform. Special Volume*. Eds. M. Sosson, N. Kaymakci, R. Stephenson, F. Bergerat, and V. Starostenko. *Geol. Soc. of London*, 2010, Special Volume 340, pp. 393-408.
 160. Avagyan A., Shahidi A., Sosson M., Sahakyan L., Galoyan Gh., Muller C., Danelian T., Firouzi B.K., Bosch D., Mkrtchyan M., Shokri M.A., Vardanyan S. New data on the tectonic evolution of Khoy region (NW Iran). In: *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus*. Sosson, M., Stephenson, R. A. & Adamia, S. A. (eds) 2017. *Geological Society, London, Special Publications*, 428, pp. 99-116. <https://doi.org/10.1144/SP428.13>
 161. Avagyan A., Ritz J-F., Blard P-H., Meliksetian Kh., Munch Ph., Valla P., Tokhatyan K., Caselli A., Mkrtchyan M., Atalyan T. Evidences of volcanic eruptions witnessed by prehistoric man in Armenia and Argentina. *Геофизический журнал*, 2017, № 4, Т. 39, pp. 83-84.
 162. Avagyan A., Sosson M., Sahakyan L., Sheremet Y., Vardanyan S., Martirosyan M., Muller C. Tectonic evolution of the South-Eastern margin of the Ararat basin, (Lesser Caucasus, Armenia). *Journal of Petroleum geology*, 2018, vol. 41, n.4, pp. 495-511.
 163. Babayan T.H. Atlas of strong earthquakes of the Republic of Armenia, Artsakh and adjacent territories from ancient times through 2003. Gyumri, Armenia, 2006.

164. Badawy A., Abdel-Monem S.M., Sakr K., and Ali Sh.M. Seismicity and kinematic evolution of Middle Egypt: *Journal of Geodynamics* 2006, v. 42, pp. 28–37, doi: 10.1016/j.jog. 2006.04.003
165. Bagdasaryan H. Landslides hazardous regions. In: report: Struggle against the desertification in Armenia. Erevan 2001, pp. 33-35.
166. Balassanian S., Karakhanian A., Arakelian A. The high Seismic Risk on the Territory of the Republic of the Armenia and Bordering States, NSSP, Yerevan 1993.
167. Balassanian S., Nazaretian S. The new seismic zonation map for the territory of Armenia, proceeding of the fifth International Conference of Seismic Zonation (October, 17-19), Quest Editiones Press Academiques. Nice, France, 1995. v. III, pp. 2203-2210.
168. Balassanian S., Avanesyan A., Arzumanyan V., Gevorgian E. Seismic Hazard Re-evaluation in Armenian NPP Site, OECD-NEA Workshop Proceedings, EC JRC/ISPSA, Italy, 26-27 March 2001.
169. Banks C.J., Robinson A.G. Mesozoic strike-slip back-arc basins of the Western Black Sea. In: Robinson, A.G. (Ed.), *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region* American Association of Petroleum Geologists Memoir 1997, 68. Tulsa, OK, pp. 53–62.
170. Barka A.A. The Nord Anatolian fault zone. *Annales Tectonica* 1992, Special Issue. Supplement to vol.6, pp. 164-195.
171. Barka A.A. Slip distribution along the North Anatolian fault associated with large earthquakes of the period 1939 to 1967. *Bull. Seism. Soc. Am.* 1996, 86, pp. 1238-1254.
172. Barrier E. & Vrielynck B. Palaeotectonic map of the Middle East, Atlas of 14 maps, Tectonosedimentary- Palinspastic maps from Late Norian to Pliocene. Commission for the Geologic Map of the World (CCMW, CCGM), Paris, France 2008.
173. Bassoullet J.P., Elmi S., Poisson A., Cecca F., Bellion Y., Guiraud R. and Baudin F. Middle Toarcian (184-182Ma). In: Dercourt J., Ricou L. E. and Vrielynck B. (eds) *Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps. Explanatory Notes*. Gauthier-Villars, Paris 1993, pp. 153-178.

174. Bazhenov M., Burtman V., Levashova N. Lower and Middle Jurassic paleomagnetic results from the south Lesser Caucasus and the evolution of the Mesozoic Tethys ocean. *Earth and Planetary Science Letter* 1996, 141, pp. 79-89.
175. Bazhenov M.L. & Burtman V.S. Eocene paleomagnetism of the Caucasus (southwest Georgia): oroclinal bending in the Arabian syntaxis. *Tectonophysics* 2002, 344, pp. 247-259.
176. Bellier O., Sebrier M., Relationship between tectonics and volcanism along the great Sumatran fault zone deduced by SPOT image analysis. *Tectonophysics* 1994, 233, pp. 215-231.
177. Berberian M. Seismic Sources of the Transcaucasian Historical Earthquakes. In : Historical and prehistorical earthquakes in the Caucasus, edited by D. Giardini and S. Balassanian. Kluwer Academic Publishers, 1997, pp. 233-312.
178. Berryman K.R. and Beanland S. Variation in fault behavior in different tectonic provinces of New Zealand, N.Z.J. *Geol. Geophys.* 1991, 33, pp. 257-189.
179. Black R.F. Permafrost-A review: *Geological Society of America Bulletin*, 1954, v. 65, pp. 839-855.
180. Bonilla M.G., Mark R.K., and Lienkaemper J.J. Statistical relations among earthquake magnitude, surface rupture length, and surface fault displacement. 1984, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 74, pp. 2379-2411.
181. Bonnet P. & N. Sur l'existence du Trias et du Mésojurassique aux environs de Djoulfa (Transcaucasie méridionale), *C. R. Acad. Sc.* 1910, 150, pp. 746-748.
182. Bonnet P. & N. Atlas de Géologie transcaucasienne, 1933-1937, Paris.
183. Brandsdottir B. and Einarsson P. Seismic activity associated with the September 1977 deflation of the Krafla central volcano in northeastern Iceland. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1979, 6, pp. 197-212.
184. Brune J.N. Precariously balanced rocks and ground-motion maps for southern California. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 1996, 86, pp. 43-54.
185. Burrows C.J. A 500-year-old landslide in the Acheron River valley, Canterbury (Note). *N.Z.J. Geol. Geophys.* 1975, 18, pp. 357-360.

186. Buss E.I. Les condition sismique du Sud Caucase. Tbilissi 1948, I chapitre.
187. Campbell K.W. Empirical near-source attenuation relationships for horizontal and vertical components of peak ground acceleration, peak ground velocity, and pseudo-absolute acceleration response spectra. *Seismological Research Letters*, 1997, 68(1), pp. 154–179.
188. Campbell K.W., & Bozorgnia Y. Near-source attenuation of peak horizontal acceleration from worldwide accelerograms recorded from 1957 to 1993. *Proceedings of the Fifth U.S. National Conference on Earthquake Engineering*, 1994, vol. III, pp. 283–292.
189. Campbell K.W., & Bozorgnia Y. New empirical models for predicting near-source horizontal, vertical, and V/H response spectra: Implications for design. In: *Proceedings of the Sixth International Conference on Seismic Zonation*, 2000.
190. Casciati S. and Borja R. Dynamic FE analysis of south Memnon Colossus including 3D soil-foundation-structure interaction: *Computers & Structures*, 2004, v. 82, pp. 1719–1736.
191. Cashman P.H. and Ellis M.A. Fault interaction may generate multiple slip vectors on a single fault surface. *Geology*, 22, 1994, pp.1123–1126.
192. Chorowicz J., Bardintzeff J.M., Rasamimanana G., Chotin P., Thouin C., Rudant J.P. An approach using SAR ERS images to relate extension fractures to volcanic vents: examples from Iceland and Madagascar. *Tectonophysics* 1997, 271, pp. 263–283.
193. Cloos E. Experimental analysis of gulf coast fracture patterns. *Amer. Assoc. Petr. Geol. Bull.* 1955, vol. 53, 3, pp. 420–444.
194. Connor C. B., Stamatakos J. A., Ferrill D. A., Hill B. E., Ofoegbu G. I., Conway F. M., Sagar B., and Trapp J. Geologic factors controlling patterns of small-volume basaltic volcanism: Application to a volcanic hazards assessment at Yucca Mountain, Nevada. *Journal of Geophysical research*, 2000, vol. 105, no. 1, pp. 417–432.
195. Coppersmith, K.J. Seismic source characterization for engineering seismic hazard analysis, in *Proc. 4th International Conference in Seismic Zonation*, vol. 1, Earthquake Engineering Research Institute, Oakland, California, 1991, pp. 3–60.

196. Cornell C.A., Wu S-C., Winterstein S.R., Dieterich J.H. and Simpson R.W. Seismic hazard induced by mechanically interactive fault segments. *Bull. Of the Seism. Soc. of America*, vol. 83 ; 2 ; 1993, pp. 436-449.
197. Cotton F. A safty approach for deep waste repositories: the exemple of earthquakes. In: Scientific and technical report, IPSN, 2000, pp. 210-224.
198. Crone A.J., Machette M.N., Bowman J.R. Episodic nature of earthquake activity in stable continental regions revealed by palaeoseismicity studies of Australian and North American Quaternary faults. *Australian Journal of Earth Sciences*, 1997, vol.44, no.2, pp. 203-214.
199. Crozier M.J. Determination of paleoseismicity from landslides. In: *Landslides (Glissements de terrain)* (D.H.Bell, ed.), Int. Symp., 6th, Christchurch, New Zealand, 1992, vol. 2, pp. 1173-1180.
200. Danelian T., Galoyan Gh., Rolland Y. & Sosson M. Palaeontological (Radiolarian) Late Jurassic age constraint for the Stepanavan ophiolite (Lesser Caucasus, Armenia). *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 2007, 40, pp. 31-38.
201. Danelian T., Asatryan G., Sosson M., Person A., Sahakyan L., Galoyan Gh. Discovery of Middle Jurassic (Bajocian) Radiolaria from the sedimentary cover of the Vedi ophiolite (Lesser Caucasus, Armenia), *C. R. PalEvol.*, 2008, 7 (6), pp. 327-334.
202. Danelian T., Asatryan G., Sahakyan L., Galoyan Gh., Sosson M., Avagyan A. New and revised radiolarian biochronology for the sedimentary cover of ophiolites in the Lesser Caucasus (Armenia). In: *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform. Special Volume*. Eds. M. Sosson, N. Kaymakci, R. Stephenson, F. Bergerat, and V. Starostenko. *Geol. Soc. of London*, 2010, Special Volume, 340, pp. 383-391.
203. Danelian T., Sosson M., Avagyan A., Galoyan Gh., Asatryan G., Rolland Y., Sahakyan L., Muller C., Grigoryan A., Person A., Corsini M., Jrbashyan R., Melkonyan R. A brief geological outline of the Lesser Caucasus: new insights on its Thethyan-Alpine evolution based on recent results of French-Armenian collaboration. *Ann. Soc. Géol. du Nord* 2011, t. 18 (2ème série), pp. 65-75.

204. Danelian D., Asatryan G., Galoyan G., Sosson M., Sahakyan L., Caridroit M. and Avagyan A. Geological history of ophiolites in the Lesser Caucasus and correlation with the Izmir-Ankara-Erzincan suture zone: insights from radiolarian biochronology. *Bull. Soc. géol. France*, 2012, t. 183, N 4, pp. 331-342.
205. Das S., Scholz C.H., 1982. Off-fault aftershocks clusters caused by shear stress increase? *Bulletin of the Seismology Society American* 72, pp. 1669-1675.
206. Davtyan V. Active faults of Armenia: slip rate estimation by GPS, paleoseismological and morpho-structural data. PhD Thesis, Montpellier II University, France, 2007, 210 p.
207. Davtyan V., Doerflinger E., Karakhanyan A., Philip H., Avagyan A., Champollion C., and Aslanyan R. Fault slip rates in Armenia by the GPS data. *Izvestia NAS of RA, Nauki o zemle*, 2006, LIX, No. 2, pp. 3-18.
208. DeMets C., Gordon R. G., Argus D. F., and Stein S. Effect of recent revisions to the geomagnetic time scale on estimates of current plate motion. *Geophys. Res. Lett.*, 1994, 21, pp. 2191-2194.
209. DeMets C., Gordon R.G., Argus D.F., and Stein S., Current plate motions. *Geophys. J. Int.*, 1990, 101, pp. 425-478.
210. DePolo C.M., Clark D.G., Slemmons D.B. and Aymand W.H. Historical Basin and Range Province surface faulting and fault segmentation. In: *Fault Segmentation and Controls of Rupture Initiation and Termination* (D.P.Schwartz and R.H.Sibson, eds.), U.S. Geol. Surv. Open File Rep. 89-315, 1989, pp. 131-136.
211. DePolo C.M., Clark D.G., Slemmons D.B. and Ramelli A.R. Historical surface faulting in the Basin and Range Province, western North America-implications for fault segmentation. *J. Struct. Geol.* 13, 1991, pp. 123-136.
212. Dercourt J., Zonenshain L. P., Ricou L. -E., Kazmin V. G., Le Pichon X., Knipper A. L., Grandjacquet C., Sbertshikov I. M., Geyssant J., Lepvrier C., Pechersky D.H., Boulin J., Sibuet J.-C., Savostin L.A., Sorokhtin O., Westphal M., Bazhenov M.L., Lauer J.P. and Biju-Duval B. Geological

- evolution of the Tethys belt from the Atlas to the Pamirs since the Lias, *Tectonophysics* 1986,123, pp. 241-315.
213. Dewey J.F., Hempton M.R., Kidd W.S.F., Saroglu F., Sengör A.M.C. Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern ANATOLIA—a young collision zone. *Spec. Publ.-Geol. Soc. London* 1986, 19, pp. 3-36.
 214. Dewey J.F., Pitman W.C. III, Ryan W.B.F., Bonnin J. Plate tectonics and the evolution of the Alpine System. *Geol. Soc. Am. Bull.* 1973, 84, pp. 137-3180.
 215. Dhont D. & Chorowicz J. Review of the neotectonics of the Eastern Turkish-Armenian Plateau by geomorphic analysis of digital elevation model imagery. *International Journal of Earth Sciences*, 2006, 95, pp. 34-49.
 216. Dieterich J.H. Nucleation and triggering of earthquake slip: effect of periodic stresses. *Tectonophysics* 1987, 144, pp. 127-139.
 217. Dietz L.D. and Ellsworth W.L. The October 17, 1989, Loma Prieta, California Earthquake and its aftershocks. *Geophys. Res. Lett.*, 1990, vol.17, 9, pp. 1417-1420.
 218. Dolinska M. Temples at Deir el-Bahari in the New Kingdom 6, in Haring, B., and Klug, A., eds., *Aegyptologische Tempeltagung. Funktion und Gebrauch Altaegyptischer Tempelräume*: Wiesbaden, Germany, Leiden. 2007
 219. Dorbath L., Dorbath S., Rivera L., Fuenzalida A., Cisternas A., Tatevossian R., Aptekman J. And Arefiev S. Geometric segmentation and stress regime of the Spitak (Armenia) earthquake from the analysis of the aftershock sequence. *Geophys. J. Int.*, 1992,108, pp. 309-328.
 220. Dorbath L. and Cisternas A. Recent Great Earthquakes of the Caucasus region. In: *Historical and prehistorical earthquakes in the Caucasus*, edited by D. Giardini and S. Balassanian. Kluwer Academic Publishers. 1997, pp. 401-442.
 221. Dorbath K., Arefiev S., Rogozhin E. Seismic Tomography Constraints on the Deep Structure of the Spitak Earthquake Source Zone. *Izvestiya*,

- Physics of the Solid Earth, 2004, vol. 40, No. 8, pp. 647–659. Translated from *Fizika Zemli*, 2004, No. 8, pp. 41–55.
222. Drewes H. and Angermann D. The Actual Plate Kinematic and Crustal Deformation Model 2000 (APKIM 2000) as a Geodetic Reference System, AIG 2001 Scientific Assembly, Budapest, 2-8 Sept, 2001.
 223. Drewes H. Combination of VLBI, SLR, and GPS determined station velocities for actual plate kinematic and crustal deformation models, *Geodynamics*, M. Feissel (Eds.), IAG Symposia, Springer 1998.
 224. Ebeling M., Der Ararat. *Z. Dtsch. Oo sterr. Alpenver.* 1899, 30, pp. 144-163.
 225. EERI "Armenia Earthquake Reconnaissance Report" Earthquake Spectra, Special Supplement, Editors: L. A. Wyllie, J. R. Filson, August, 1989, 175 P.
 226. Esposito E., Porfido S., Simonelli A.L., Mastrolorenzo G. and Iaccarino G. Landslides and other surface effects induced by the 1997 Umbria-Marche seismic sequence. *Engineering Geology*, 2000, volume 58, Issues 3-4, pp. 353-376.
 227. Etchecopar A., Vasseur G., and Daignieres M. An inverse problem in microtectonics for determination of stress tensors from fault striation analysis. *J. Struct. Geol.*, 1981, 3, pp. 51-65.
 228. Faccenna C., Bellier O., Martinod J., Piromallo C. & Regard V. Slab detachment beneath eastern Anatoia: A possible cause for the formation of the North Anatolian fault. *Earth and Planetary Science Letter*, 2006, 242, pp. 85-97.
 229. Ferraud J., *Les volcans actifs de Turquie: Guide geologique et itineraries d'excursions*, Memoire de l'Association Volcanologique Europeenne, ISSN 0982-9601, 2, 1994, 140 p.
 230. Fiches J-L., Helly B., Levret A. *Archéologie et sismicité. Autour d'un grand monument, le Pont du Gard*. Editions APDCA-Sophia Antipolis, 1997, 178p.
 231. Florensov N.A. and Solonenko V.P. The Gobi-Altai Earthquake. Academy of Sciences of the USSR, Siberian Dept., available from U.S. Dept. of Commerce, Springfield. VA. 1965, 424 p.

232. Forte A., Cowgill M., Bernardin E., Kreylos, T., Hamann B. Late Cenozoic deformation of the Kura fold-thrust belt, southern Greater Caucasus. *GSA Bulletin* 2010, 122, pp. 465–486.
233. Foulger G., Long L. Anomalous focal mechanisms: Tensile crack formation on an accreting plate boundary. *Nature*, London, 1984, 310, pp. 43–45.
234. Galoyan G., Rolland Y., Sosson M., Corsini M., Melkonyan R. Evidence for superposed MORB, oceanic plateau and volcanic arc series in the Lesser Caucasus (Stepanavan, Armenia). *C.R. Geoscience* 2007, 339, pp. 482–492.
235. Galoyan Gh., 2008. Petrologic, Geochemical and Geochronological studies of the Ophiolites of the Lesser Caucasus (Armenia). Ph.D thesis, University of Nice-Sophia Antipolis, 287p.
236. Galoyan Gh., Rolland Y., Sosson M., Corsini M., Billo S., Verati C., Melkonyan R. Geology, geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of Sevan ophiolites (Lesser Caucasus, Armenia): Evidence for Jurassic Back-arc opening and hot spot event between the South Armenian Block and Eurasia. *J. Asian Earth Sciences*, 2009, 34, pp. 135–153.
237. Ginter, M., Hairapetian, V. and Grigoryan, A. Chondrichthyan microfossils from the Famennian and Tournaisian of Armenia. *Acta Geologica Polonica*, 61 (2), 2011, pp. 153–173.
238. Golonka J. Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic, *Tectonophysics* 2004, 381, pp. 235–273.
239. Goy J. L., Silva P. G., Zazo C., Bardaji T., and Somoza L. Model of orphoneotectonic map and legend. *Bull. INQUA Neotecton. Comm.* 1991, 14, pp. 19–31.
240. Guatteri M. and Spudich P. On co-seismic temporal changes of slip direction: the effect of low initial shear stress on three-dimensional dynamic simulation of spontaneous rupture. *Geophys. Res. Lett.* 1997, 88, pp. 2191–2198.
241. Gudmundsson A., Nilsen K. Structure and formation of ring faults in composite volcanoes. *American Geophysical Union*, 2005, abstract #V23B-01

242. Guidoboni E., Haroutiunian R., Karakhanian A. The large earthquake in Garni (Armenia) on 14 June 1679: a reanalysis. *Journal of Seismology* 2003, Volume 7, Issue 3, pp. 301-328.
243. Gutenberg B., Richter C.F. Frequency of Earthquakes in California. *Bull. Seism. Soc. Amer.* 1944, 34, pp. 185-188.
244. Hanks T.C. and Kanamori H., 1979. A moment magnitude scale. *J. Geophys. Res.* 84, pp. 2348-2350.
245. Haggag H.M., Gaber H.H., Sayed A.D., and Ezzat M. A review of the recent seismic activity in the southern part of Egypt (Upper Egypt): *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, 2008, v. 5, no. 1 (149), pp. 19-29.
246. Hansen W.R. Effects of the earthquake of March 27, 1964, at Anchorage, Alaska. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 1965, 542-A, pp. 1-68.
247. Haroutiunian R.A., Karakhanian A.S., Asatrian A.N. Strong historical earthquakes in the Armenian Upland: New data and elaboration of a technique. In: *Historical and prehistorical earthquakes in the Caucasus*, edited by D. Giardini and S. Balassanian. Kluwer Academic Publishers, 1997, pp. 375-382.
248. Hart E.W. Fault rupture hazard zones in California. *California Division of Mines and Geology, Special publication* 1980, 42, 25p.
249. Hässig M., Rolland Y., Sosson M., Galoyan G., Müller C., Avagyan A., Sahakyan L. New structural and petrological data on the Amasia ophiolites (NW Sevan- Hagari suture zone, Lesser Caucasus): Insights for a large-scale obduction in Armenia and NE Turkey. *Tectonophysics*. Volume 588, 11 March 2013, pp. 135-153.
250. Hässig, M., Rolland, Y., Sahakyan, L., Sosson, M., Galoyan, G., Avagyan, A., Bosch, D. and Müller, C. Multi-stage metamorphism in the South Armenian Block during the Late Jurassic to Early Cretaceous: Tectonics over south-dipping subduction of Northern branch of Neotethys. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2014, 102, pp. 4-23, doi:10.1016/j.jseas.2014.07.018
251. Hatton C.G., Main I.G. and Meredith P.G. A comparison of seismic and structural measurements of scaling exponents during tensile subcritical crack growth. *J. Struct. Geol.*, 1993, 15, pp. 1485-1495.

252. Hessami K., Jamali F., Tabassi H., Map: Major active faults of Iran. International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran 2003.
253. Hessler H., Deschamps A., Dufumier H., Fuenzalida H., and Cisternas A. The rupture process of the Armenian earthquake from broad-band teleseismic body wave records. *Geophys. J. Int.*, 1992, 109, pp. 151-161.
254. Hill D.P., Reasenbergs P.A., Michael A.J., Arabasz W.J., Beroza G.C., Brumbaugh D.S., Brune J.N., Castro R., Davis S. D., dePolo D.M., Ellsworth W.L., Gombert J.S., Harmsen S.C., House L., Jackson S.M., Johnston M.J.S., Jones L.M., Keller R., Malone S.D., Munguia L., Nava S., Pechmann J.C., Sanford A.R., Simpson R.W., Smith R.B., Stark M.A., Stickney M.C., Vidal A., Walter S., Wong V., Zollweg J.E. Seismicity remotely triggered by the magnitude 7.3 Landers, California, Earthquake. *Science*, 1993, 260, pp. 1617- 1623.
255. Hill D., Pollitz F. and Newhall C. Earthquake-volcano interactions. American institute of Physics. Physics Today 2002, S0. 031-922S-o211.
256. Hisarlı Z. Mümtaz. New paleomagnetic constraints on the late Cretaceous and early Cenozoic tectonic history of the Eastern Pontides. *Journal of Geodynamics* 2011, 52, pp. 114-128.
257. Holzer T.L. and Clark M.M. Sand boils without earthquakes, *Geology*, 1993, 21, pp. 873-876.
258. IAEA Review Mission to Armenia: seismic safety (Site investigations) of the Armenia NPP (4th follow-up SSRM), FINAL REPORT, International Atomic Energy Agency, IAEA/RU-5270, Yerevan, Armenia, May 28-June 2, 1995, under the Project ARM/9/002.
259. Innocenti F., Mazzuoli R., Pasquare G., Serri C., Villari L. Geology of the volcanic area north of Lake Van (Turkey). *Geol. Rundsch.* 1980, 69, pp. 292-322.
260. Innocenti F., Manetti P., Mazzuoli R., Pasquare G., Villari L., Anatolia and North-Western Iran. In: Thorpe, R.S. (Ed.), *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*. The Open Univ., Dep. Earth Sci., Milton Keynes, UK 1982, pp. 327-349.

261. Ishihara K. Stability of natural soil deposits during earthquakes, in Proceedings of the 11th International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering: Rotterdam, the Netherlands, Balkema, 1985, v. 1, pp. 321-376.
262. Jackson E.D., Shaw H.R. Stress fields in central portions of the Pacific plate: delineated in time by linear volcanic chains. J. Geophys. Res. 1975, 80, pp.1861-1874.
263. Jackson J.A., McKenzie D.P. Active tectonics of the Alpine – Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan, Geophys. J. R. Astron. Soc. 1984, 77, pp. 185- 264.
264. Jackson J. Partitioning of strike – slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in eastern Turkey. J. Geophys. Res., 1992, 97, pp. 12,471-12,479.
265. Jibladze E., Butikashvili N. and Tsereteli N. Sismotectonic deformation in the Caucasus. In: Historical and prehistorical earthquakes in the Caucasus, edited by D. Giardini and S. Balassanian. Kluwer Academic Publishers, 1997, pp. 137-146.
266. Jibson R.W. and Keefer D.K. Analysis of the seismic origin of landslides- Examples from the New Madrid seismic zone. Geol. Soc. Am. Bull. 1993, 105, pp. 521-536.
267. Jibson R. W. Use of the landslides for Paleoseismic analysis. Engineering Geology, 1996, pp. 43291-323.
268. Karakhanyan A. S., Djrbashian R. T., Trifonov V.G., Philip H., Ritz J. F. Active faults and strong earthquakes of the Armenian Upland. "Historical Earthquakes of Caucasus", Eds. D. Giardini & S. Balassanian, ILP Publication 1996, N° 333, pp. 181-188.
269. Karakhanyan A. S., Trifonov V.G., Azizbekian O.G., Hondkarian D.G. Relationship of late Quaternary tectonics and volcanism in the Khonarassar active fault zone, the Armenian Upland. Terra Nova, 1997, 9, pp. 131-134.
270. Karakanyan A., Bagdassarian H., Arakelian S., Avagyan A., Davtian V., Adilkhanian A., Balassanian V., Abgaryan Y. Landslide Hazard and Risk:

Geographic Information System on landslide hazard and risk assessment in the Republic of Armenia, UNDP, Yerevan, 2000, 274 p.

271. Karakanyan A., Djrbashian R., Trifonov V., Philip H., Arakelian S. and Avagian A. Holocene-historical volcanism and active faults as natural risk factors for Armenia and adjacent countries, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2002, 113, pp. 319-344.
272. Karakanyan A., Jrbashyan R., Trifonov V., Philip H., Arakelian S., Avagyan A., Baghdassaryan H., Davtian V., Ghoukassyan Yu. Volcanic Hazards in the Region of the Armenian Nuclear Power Plant. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2003, 126, pp. 31-62.
273. Karakhanian A.S., Trifonov V.G., Philip H., Avagian A., Hessami K., Jamali F., Bayraktutan S.M., Bagdassarian H., Arakelian S. & Davtian V. Active Faulting and Natural Hazards in Armenia, Eastern Turkey and North-western Iran. *Tectonophysics*, 2004, 380, pp. 189– 219.
274. Karakhanyan A., Jrbashyan R., Trifonov V., Philip H., Arakelyan S., Avagyan A., Baghdassaryan A., Davtyan V. Active volcanoes and volcanic hazard in the Armenian Highland and adjacent areas. *Izvestia NAS of RA*, 2004, LVII, No. 1, pp. 3-24.
275. Karakhanyan A. and Avagyan A. The temple of Amenhotep III at Kom El-Hettan: Evidence of a strong earthquake between 1200 and 900 B.C. *International colloquium: The temples of millions of years and the royal power at Thebes in New Kingdom*. Mubarak public library Louqsor-3-5 Janvier 2010, pp. 265-270.
276. Karakhanyan A., Avagyan A., Sourouzyan H. Archaeoseismological studies at the temple of Amenhotep III, Luxor, Egypt. In: *Ancient Earthquakes*, Ed. M.Sintubin, S. Stewart, Tina M. Niemi and Erhan Altunel, The Geological Society of America Special Paper 2010, 471, pp. 199-222.
277. Karakhanyan A., Avagyan A. Archaeoseismological Investigation in the Temple of Amenhotep III and the surrounding, in H. Sourouzyan et al. (eds), *Fifth Report on Excavation and Conservation Works at Kôm el-Hettan from 9th to 12th seasons (2007-2010) by the Colossi of Memnon*

- and Amenhotep III Temple Conservation Project, in *Annales du Service des Antiquités de l'Égypte* 85, 2011, pp. 277-305.
278. Karakhanyan A., Avagyan A., Avanesyan M., Elashvili M., Godoladze T., Javakishvili Z., Korzhenkov A., Philip S., Vergino E. S. Armenia-to-Georgia trans-boundary fault: An example of international cooperation in the Caucasus. American Geological Union, San-Francisco, 2012, 3-7 December, ID: 1473066, S43J-02.
 279. Karakhanyan A., Vernant P., Doerflinger E., Avagyan A., Philip H., Aslanyan R., Champollion C., Arakelyan S., Collard P., Baghdasaryan H., Peyret M., Davtyan V., Calais E., Masson F. GPS constraints on continental deformation in the Armenian region and Lesser Caucasus. *Tectonophysics* 2013, 592, pp. 39–45.
 280. Karakhanyan A., Avagyan A., Sourouzhian H., Lopez Roa C., Gevorgyan M. Evidence of a Strong Earthquake in the Period Between 1200 and 900 BC Identified in the Temple of Amenhotep III and in Other Temples of the Ancient Thebes. *Proceedings of the Egyptological Day Held at the national Research Council of Italy (CNR), Rome, 3th December 2012 in the International Convergence "Reading Carastrophes"*, edited by Giuseppina Capriotti Vitozzi. ISMA, Roma 2014, pp. 43-62.
 281. Karakhanyan A., Arakelyan A., Avagyan A., and Sadoyan T. Aspects of the seismotectonics of Armenia: New data and reanalysis, in Sorkhabi, R., ed., *Tectonic Evolution, Collision, and Seismicity of Southwest Asia: In Honor of Manuel Berberian's Forty-Five Years of Research Contributions: Geological Society of America Special Paper 525*, 2016, doi:10.1130/2016.2525(14). pp. 445–477.
 282. Karakhanyan A., Tozalakyan P., Avagyan A., Alaverdyan G. Gas emission in the active fault zone in Lesser Sevan Lake (Armenia). 30 years after the Spitak earthquake: experience and perspectives. December 03-07, 2018, p.47.
 283. Karapetian S. G., Jrbashian R. T. & Mnatsakanian A. Kh. Late collision rhyolitic volcanism in the north-eastern part of the Armenian Highland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2001, 112, pp. 189–220.

284. Kebeasy R.M. Seismicity, in Said, R. ed. *The Geology of Egypt*: Rotterdam, the Netherlands, A. A. Balkema, 1990, pp. 51–59.
285. Keefer D.K. Landslide caused by earthquakes. *Geol. Soc. America Bull.* 1984, 95:406–421.
286. Keefer D.K. Investigating landslides caused by earthquakes—A historical review. *Surv. Geophys.* 2002, 23, pp. 473–510.
287. Keskin M. Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction-accretion complex: An alternative model for collision-related volcanism in Eastern Anatolia. *Turkey Geophysical Research Letters*, 2003, 30, n.24, p.8046.
288. Khain V. E. & Koronousky N. V. Collision (orogenic) volcanism of the Caucasus. In: Moores, E. & Fairbridge, R. (eds) *Encyclopedia of European and Asian Regional Geology*. Chapman & Hall, London, 1997, pp. 135–136.
289. Kink Kh. A. *The Ancient Egyptian Temple*: Moscow, NAUKA, Chief Editorial Office of Oriental Literature, 1979, 102 p.
290. Klein F.W., Koyanagi R.Y., Nakata J.S. and Tanigawa W.R. The seismicity of Kilauea's magma system. In: *Volcanism in Hawaii* (R.W.Decker, T.L. Wright and P.H.Stauffer, eds.), U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1987, 1350, pp. 1019–1185.
291. Knipper A.L. & Khain E.V. The structural position of ophiolites of the Caucasus. *Ophioliti, Special Issue*, 2, 1980, pp. 297–314.
292. Kocyigit A., Yilmaz A., Adamia S. & Kuloshvili S. Neotectonics of East Anatolian Plateau (Turkey) and Lesser Caucasus: implication for transition from thrusting to strike-slip faulting. *Geodinamica Acta*, 2001, 14, pp. 177–195.
293. Kondorskaya N.V., Khrometskaya Ye. A., Chirkov Ye.B., Storchak D.A., Zacharova A.I., Chepkunas L.S. A regional instrumental earthquake catalogue for the Caucase. In: *Historical and prehistorical earthquakes in the Caucasus*, edited by D. Giardini and S. Balassanian. Kluwer Academic Publishers, 1997, pp. 443–456.

294. Koyaguchi T., Takada A. An experimental study on the formation of composite intrusions from zoned magma chambers. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1994, 59, pp. 261–267.
295. Kremer K., Simpson G., Girardclos S. "Giant Lake Geneva tsunami in AD 563". *Nature Geoscience* 5(11), 2012, pp. 756–757. DOI: 10.1038/ngeo1618.
296. L'Heureux J. S., Eilertsen R. S., Glimstad S., Issler D., Solberg I.-L., and Harbitz C. B. The 1978 quick clay landslide at Rissa, mid-Norway: subaqueous morphology and tsunami simulations, In Yamada, Y., et al. (eds.), *Submarine Mass Movements and Their Consequences. Advances in Natural and Technological Hazards Research*, 2012, Vol. 31, doi:10.1007/978-94-007-2162-3_45.
297. Lopez Pumarega I., Hucailuk C., P.Grogori G., Paparo G., Ruzzante J., Nunez N., Ventrice G., Rafanelli C. Acoustic Emission on the Peteroa Volcano (2009-2011). 30th European Conference on Acoustic Emission Testing & 7th International Conference on Acoustic Emission University of Granada, 12-15 September 2012.
298. Lordkipanidze M., Meliksetian B. & Jrbashyan R. Mesozoic–Cenozoic magmatic evolution of the Pontian–Crimean–Caucasian region. *Mem. Soc. Geol. Fr.*, 1988, 154, pp. 103–124.
299. Lunina V., Gladkov A., Novikov I., Agatova A., Vysotskii E., Emanov A. Geometry of the fault zone of the 2003 $M_s = 7.5$ Chuya earthquake and associated stress fields, Gorny Altai. *Tectonophysics*. Volume 453, Issues 1–4, 16 June 2008, pp. 276–294.
300. Maamoun M., Megahed A., and Allam A. Seismicity of Egypt: Bulletin of the Helwan Institute of Astronomy & Geophysics, 1984, v. 4, pp. 109–160.
301. Main I.G., Meredith P.G., Sammonds P.R., and Jones C. Influence of fractal flaw distributions on rock deformation in the brittle field. In: *Deformation mechanisms, Rheology and Tectonics*, edited by R.J. Knipe and E.H. Rutter, 1990, *Geol. Soc. Lond., Spec. Pub.* 54, pp. 81–96.
302. Mansure C., Koufman R. and Schultz J. Investigation of underseepage and its control, Lower Mississippi River levees, Tech Memo 9-242: Vicksburg,

- Mississippi, Army Corps of Engineers, Waterways Experiment Station, 1956, 421p.
303. Marrett R. Scaling of intraplate earthquake recurrence interval with fault length and implications for seismic hazard assesement. *Geophysical Reasearch Letters*, 1994, v. 21, no. 24, pp. 2637-2640.
 304. Merle O., Borgia A., Scaled experiments of volcanic spreading. *Journal of Geophysical Research*, vol. 101, no. B6, June, 1996, 13,805-13,817.
 305. McCalpin J. *Paleoseismology*. Academic Press, New-York, 1996, 588p.
 306. McCalpin J.P. Quaternary geology and neotectonics of the west flank of the northern Sangre de Cristo Mountains, south-central Colorado. *Colo. Sch. Mines Q.* 1983, 77(3), pp. 1-97.
 307. McCalpin J.P. (ed.) *Paleoseismology*. Academic Press, New-York, 2011, 613 p.
 308. McClusky S., Balassanian S., Barka A., Demir C., Ergintav S., Georgiev I., Gurkan O., Hamburger M., Hurst K., Kahle H., Kastens K., Kekelidze G., King R., Kotzev V., Lenk O., Mahmoud S., Mishin A., Nadariya M., Ouzounis A., Paradissis D., Peter Y., Prilepin M., Reilinger R., Sanli I., Seeger H., Tealeb A., Toksöz M.N. and Veis G. Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal of Geophysical Research*, 105, B3, 2000, pp. 5695-5719.
 309. McKenzie D.P. Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 1972, 30, pp. 109–185.
 310. Meijers M.J.M., Smith B., Kirscher U., Mensink M., Sosson M., Rolland Y., Grigoryan A., Sahakyan L., Avagyan A., Langereis C., Müller C. A paleolatitude reconstruction of the South Armenian Block (in Lesser Caucasus) for the Late Cretaceous: constraints on the Tethyan realm. *Tectonophysics* 644-645, 2015, p.197-219. [doi:10.1016/j.tecto.2015.01.012](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.01.012)
 311. Meliksetian Kh., Jrbashyan R., Ghukasyan Yu., Navasardyan G. Data by Karakhanyan A., Avagyan A., Shirinyan K., Amaryan V., Kharazyan E., Balyan S. (The map of Ararat volcano is after given en Y. Yilmaz et al., 1998). *Geological map of Aragats and Ararat volcanoes*, Institute of Geological Sciences, Armenian National Academy of Sciences, 2010.

312. Melkonian R.L., Hakobian M.S. Some Aspects of the Interrelations between Magmatism and Ore Formation: Evidence from Oxygen Isotope Data on Ore-Magmatic Systems, *Armenia/Petrology*, 2006, 14, pp. 413-420.
313. Milne W.G., & Davenport A.G. Distribution of earthquake risk in Canada. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1969, 59(2), pp. 729-754.
314. Mkrtchyan M.K. Analyse cinématique et paléosismologique des terminaisons NW et SE de la faille Pambak-Sevan-Syunik (PSS), Arménie. 2016, PhD thesis, Montpellier, France, 187 p.
315. Mohammadioun B., and Serva L. Stress Drop, Slip Type, Earthquake Magnitude, and Seismic Hazard. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 2001, 91, 4, pp. 694-707.
316. Morino, M., Kaneko F., Avanesyan M., and A. Karakhanyan. Characteristics of Garni Fault Confirmed by Trench Investigation at North Garni and Yelgin Sites, Republic of Armenia. *Journal of the Geological Society of Japan*, 2013, 118, Pictorial, pp.11-12.
317. Nakamura K. Arrangement of parasitic cones as a possible key to regional stress field. *Volcanol. Soc. Jpn. Bull.* 14, 1969, pp. 8-20.
318. Naylor M., Laroque J., Gauthier B. Understanding extensional tectonics: insights from sandbox models. *Geodynamic Evolution of Sedimentary Basins*, International Symposium, ed. F.Roure, N. Ellouz, V.S. Shein, I.Skvortsov, Moscow. 1994, pp. 69-83.
319. Nikishin A.M., Cloetingh S., Brunet M.-F., Stephenson R., Bolotov S.N. and Ershov A.V. Scythian Platform and Black Sea region: Mesozoic-Cenozoic tectonic and dynamics, in: Crasquin-Soleau S. and Barrier E. (Eds.), *Peri-Tethys Memoir 3: Stratigraphy and Evolution of Peri-Tethyan Platforms*, *Mém. Mus. natn. Hist. nat.*, Paris, 1998, vol. 177, pp. 163-176.
320. Nikonov A.A. Reconstruction of the main parameters of old large earthquakes in Soviet Central Asia using the paleoseismological method. *Geotectonophysics* 1988, 147, pp. 297-312.
321. Obermeier S., Munson P., Munson C., Marin J., Frankel A., Yould T. and Pond E. Liquefaction evidence for strong Holocene earthquake(s) in

- Wabash Valley of Indiana-Illinois: Seismological Research Letters, 1992, c. 63, pp. 321-335.
322. Obermeier S. F. Using liquefaction-induced features for paleoseismic analysis. U.S. Geol. Surv. Open File Rep. 1994, 94-663 Chapter A, pp. 1-58.
 323. Ocal N. Geometrical solutions of fault-plane problem of some of the destructive earthquakes occurred in Anatolia in the period 1938-1955. *Journal of Geophysics = Zeitschrift fuer Geophysik*, 1966, vol.32, pp. 293-309.
 324. Okada Y. and Yamamoto E. Dyke intrusion model for the 1989 seismovolcanic activity off Ito, central Japan. *J. Geophys. Res.*, 1991, 96, pp. 10361-10376.
 325. Okay A.I., Sahintürk O. Geology of the eastern pontides. In: Robinson, A. (Ed.), *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region* Am, 68. *Assoc. Pet. Geol. Mem.*, 1997, pp. 291-311.
 326. Opheim J.A., Gudmundsson A. Formation and geometry of fractures, and related volcanism of the Krafla fissure swarm, Northeast Iceland. *Geol. Soc. Am. Bull.* 1989, 101, pp.1608-1622.
 327. Ostenseth D.A. Late Holocene displacement history, Water Canyon site, Wasatch fault, Utah. *Geol. Soc. Am. Abstr. Prog.* 1990, 22(6), 42 p.
 328. Otsuki K., Minagawa J., Aono M. And Ohtake M. On the curved striations of Nojima seismic fault engraved at the 1995 Hyogoken-Nambu earthquake, Japan. *J. Seismol. Soc. Japan.* 49, 1997, pp. 451-460.
 329. Parrot. *Reize zum Ararat*. Berlin, 1834, 231 p.
 330. Pearce J. A., Bender J. F., De Long S. E., Kidd W. S. F., Low P. J., Guner Y., Saroglu F., Yilmaz Y. Moorbath S. & Mitchell J. G. Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1990, 44, pp. 189-229.
 331. Perrin N.D. and Hancox G.T. Landslide-dammed lakes in New Zealand- Preliminary studies on their distribution, causes and effects. In: *Landslides (Glissements de terrain)* (D.H. Bell, ed.) *Int. Symp.*, 6th, Christchurch, New Zealand, 1992, vol. 2, pp. 1457-1466.

332. Philip H., Cisternas A., Gvishkiani A., Gorshkov A. The Caucasus: an actual example of the initial stages of continental collision. *Tectonophysics* 1989, 161, pp. 1–21.
333. Philip H., Rogozhin E., Cisternas A., Bousquet B., Borisov B. and Karakhanian A. The Armenian earthquake of 1988 December 7: Faulting and folding, neotectonics and paleoseismicity. *Geophys. J. Int.*, 1992, 110, pp. 141–158.
334. Philip H., Karakhanian A. Tremblements de terre et archéologie: Pour la Science, 1999, 261, pp. 36–40.
335. Philip H., Avagyan A., Karakhanian A., Ritz J.-F. & Rebai S. Estimating slip rates and recurrence intervals for strong earthquakes along an intracontinental fault: example of the Pambak-Sevan-Sunik fault (Armenia). *Tectonophysics*, 2001, 343, pp. 205–232.
336. Philip H., Bousquet J.-C., Masson F. *Seismes et risqué sismique*. Dunod, Paris, ISBN 978-2-10-049581-8, 2007, 340 p.
337. Pierce K. L. Dating methods. In *Active Tectonics: Studies in Geophysics* (R. E. Wallace, Chairman), National Academic Press, Washington, DC. 1986, pp. 195–214.
338. Pistre S., Arthaud F. & Simonian G., Compression et distension simultanées dans un bassin sédimentaire en zone sismique. Cas du bassin de Spitak (Arménie). – *C.R. Acad. Sci. Paris*, 320 1995, pp. 1011–1016.
339. Ramazi H. R., & Schenk V. Preliminary results obtained from strong ground motion analyses (sic) of Iranian earthquakes. *Proceedings of the XXIV General Assembly of the ESC*, 1994, vol. III, pp. 1762–1770.
340. Rebai S., Philip H., Dorbath L., Borisoff B., Haessler H., Cisternas A. Active tectonics in the Lesser Caucasus: coexistence of compressive and extensional structures. *Tectonics* 1993, 12 (5), pp. 1089–1114.
341. Reilinger R.E., McClusky S.C., Oral M.B., King R.W., Toksoz M.N., Barka A.A., Kinik I., Lenk O., Sanli I. Global Positioning System measurements of present day crustal movements in the Arabia–Africa–Eurasia plate collision zone. *J. Geophys. Res.* 1997, 102, pp. 9983–9999.
342. Reilinger R., McClusky S. Vernant P., Lawrence S., Ergintav S., Cakmak R., Ozener H., Kadirov F., Guliev I., Stepanyan R., Nadariya M., Hahubia

- G., Mahmoud S., Sakr K., ArRajehi A., Paradissis D., Al-Aydrus A., Prilepin M., Guseva T., Evren E., Dmitrotsa A., Filikov V., Gomez F., Al-Ghazzi R., and Karam G. GPS constraints on continental deformation in the Africa- Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *Journal of Geophysical Research*, 2006, 111, B05411, pp. 1-26. doi:10.1029/2005JB004051.
343. Ricou L. E. Tethys reconstructed: plates, continental fragments and their boundaries since 260 Ma from Central America to South-eastern Asia. *Geodinamica Acta*, 1994, 7, pp. 169–218.
 344. Riedel W. Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. *Zb. Miner. Geol. Palaeont. Abh. B*, 1929, pp. 354-368.
 345. Ritz J.F. Determining the slip vector by graphical constructions: use of a simplified representation of the stress tensor. *Journal of Structural Geology*. 1994, vol. 16, 5, pp. 737-741.
 346. Ritz J.F., Avagyan A., Mkrtchyan M., Nazari H., Blard P.H., Karakhanian A., Philip H., Balescu S., Mahan S., Huot S., Münch P., Lamothe M.. Active tectonics within the NW and SE extensions of the Pambak-Sevan-Syunik fault: Implications for the present geodynamics of Armenia. *Quaternary International* 395, 2016, pp. 61-78.
 347. Robertson A.H.F. Overview of genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region. *Lithos*, 2002, 65, pp. 1–67.
 348. Rogozhin E. A., Gurbanov A. G., Marakhanov A. V., Ovsyuchenko A. N., Spiridonov A. V. and Burkanov E. E. On the Relationship between Volcanic Features and Earthquakes in the Northern Caucasus in the Holocene *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2005, vol. 41, No. 3, pp. 206-217.
 349. Rolland Y., Galoyan Gh., Bosch D., Sosson M., Corsini M., Fornari M., Verati C. Jurassic back-arc and Cretaceous hot-spot series in the Armenian ophiolites – Implications for the obduction process. *Lithos* 2009, 112, pp. 163-187.
 350. Rolland Y., Galoyan Gh., Sosson M., Melkonyan R. & Avagyan A. The Armenian Ophiolite: insights for Jurassic back-arc formation, Lower

- Cretaceous hot spot magmatism and Upper Cretaceous obduction over the South Armenian Block. In: Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform. Special Volume. Eds. M. Sosson, N. Kaymakci, R. Stephenson, F. Bergerat, and V. Starostenko. Geol. Soc. of London, 2010, Special Volume 340, pp. 353-382.
351. Rolland Y., Sosson M., Adamia Sh., Sadradze N. Prolonged Variscan to Alpine history of an active Eurasian margin (Georgia, Armenia) revealed by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *Gondwana Research*, 2011, v. 20, Issue 4, pp. 798-815.
 352. Rolland, Y., Perinçek, D., Kaymakci, N., Sosson, M., Barrier, E. and Avagyan, A., 2012. Evidence for 80–75 Ma subduction jump during Anatolide–Tauride–Armenian block accretion and ~48 Ma Arabia–Eurasia collision in Lesser Caucasus–East Anatolia. *Journal of Geodynamics*, 56-57, pp. 76-85.
 353. Rubin A.M. Dike-induced faulting and graben subsidence in volcanic rift zones. *J. Geophys. Res.* 1992, 97, pp. 1839-1885.
 354. Sadoyan T. Seismicity and Landsliding along the Garni fault zone (Armenia). Ground effects and numerical modeling. Università Degli studi di Roma "La Sapienza" Facoltà di Scienze Matematiche Fisiche e Naturali Dottorato di Ricerca in Scienze della Terra XVIII Ciclo Tesi di Dottorato. Rome, 2007, 165 p.
 355. Sahakyan L., Bosch D., Sosson M., Bruguier O., Rolland Y., Galoyan Gh., Avagyan A. Geochemical and temporal constraints of collision-related volcanism related to the closure of the Neotethys Ocean (Armenia). Goldschmidt conference abstracts, *Mineralogical Magazine*, Prague, 14-19. August, 2011, p. 1777.
 356. Sahakyan L., Bosch D., Sosson M., Avagyan A., Galoyan Gh., Rolland Y., Bruguier O., Stepanyan Zh., Galland B., Vardanyan S. Geochemistry of the Eocene Magmatic Rocks From The Lesser Caucasus Area (Armenia): Evidences of a Subduction Geodynamic Environment. In: *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus*. Geol. Soc. of London, Special Volume, 428, 2017, pp. 73-99, doi.org/10.1144/SP428.12.
 357. Saintot A. & Angelier J. Tectonic paleostress fields and structural evolution of the NW-Caucasus fold-and-thrust belt from Late Cretaceous

- to Quaternary. *Tectonophysics*, 2002, 357, pp. 1-31.
358. Saroglu F., Emre Ö., and Kescu I. The East Anatolian fault zone of Turkey. *Annales Tectonicae*, special Issue, 1992, col VI, 2, pp. 92-125.
 359. Savostin L.A., Sibuet J.-C., Zonenshain L.P. et al. Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic Ocean to the Pamirs since the Triassic// *Tectonophysics*. 1986, vol.123, pp. 1-35.
 360. Sayce A.H. On the Cuneiform Inscriptions of Van. *Kuhn's Zeits f. vergl. Sprachforsch.* XXIII, Berlin, 1877, 407 p.
 361. Schulz F.E. *Mémoires sur le lac de Van et ses environs (1827-28)*. Paris, Jour. Asiat. 1840, IX, 3, pp. 257-323.
 362. Schwartz D.P. and Coppersmith K.J. Fault behavior and characteristic earthquakes-Exemples from the Wasatch and San Andreas fault zone. *J.Geophys. Res.* 1984, 89, pp. 5681-5698.
 363. Sebrrier M., Polino R., Galkine V., Yunga S., Caucasus Stress Evolution from Mesozoic to Present. EUG 9, Strasbourg, 23-27 March 1997, Abstract supplement no.1 to *Terra Nova*, 1997, 9, 337p.
 364. Seismic Hazard Assessment for the Construction Site of a New Power Unit of the Armenian NPP, "NorAtom" Consortium, Final Report, Yerevan, February, 2011
 365. Sella G.F., Dixon T.H., and Mao A., REVEL: A model for recent plate velocities from space geodesy, *J. Geophys. Res.* 2002, 107, B4, 10.1029/2000JB000033.
 366. Sengör A.M.C., Kidd W.S.F. Post-collisional tectonics of the Turkish-Iranian plateau and a comparison with Tibet. *Tectonophysics* 1979, 55, pp. 361-376.
 367. Sengör A.M.C., Yilmaz Y. Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics* 1981, 75, pp. 181-241.
 368. Sepulveda S. A., Murphy W., Jibson R. W., Petley D.N. Seismically induced rock slope failures resulting from topographic amplification of strong ground motions: The case of Pacoima Canyon. 2005, *California Engineering Geology* 80, pp. 336- 348.
 369. Shebalin N.V. and Tatevossian R.E. Catalogue of large historical earthquakes of Caucasus. In: *Historical and prehistorical earthquakes in*

- the Caucasus, edited by D. Giardini and S. Balassanian. Kluwer Academic Publishers, 1997, pp. 201-232.
370. Shimazaki K. and Nakata T. Time-predictable recurrence model for large earthquakes. *Geophys. Res. Lett.* 1980, vol. 7, 4, pp. 279-282.
 371. Shimamoto T., Watanabe M., Suzuki Ya., Kozhurin A. I. Streltsov M.I., Rogozhin E.A. Surface faults and damage associated with the 1995 Neftegorsk earthquake. *J. Geol. Soc. Japan*, vol. 102, no. 10, 1996, pp. 894-907.
 372. Shimozuru D. and Kagiya T. Some significant features of pre-eruption volcanic earthquakes. In *Volcanic Hazards* (J.H.Latter, ed.), IAVCEI Proc. Volcanology, Springer-Verlag, Berlin, 1989, vol. 1, pp. 504-512.
 373. Sieberg A., Untersuchugeb uber erdbeben und bruchschollenbau im oslichen mittelmeergebeit; *Denkschriften der medizinisch-naturwissenschaftlichen: Gessellschaft zu Jean*, 1932, v. 18, no. 2, pp. 161-273.
 374. Sieh K.E., Jones L.M., Hauksson E., Hudnut K.W., Eberhart-Phillips D., Heaton T.H., Hough S.E., Hutton L.K., Kanamori H., Lilje A., Lindvall S.C., McGill S.F., Mori J.J., Rubin C.M., Spotila J.A., Stock J.M., Thio H.K., Treiman J.A., Wernicke B.P., Zachariasen J., 1993. Nier - field investigation of the Landers earthquake sequence, April to July 1992. *Science* 260, pp. 171-176.
 375. Slemmons D.B. Determination of Design Earthquake Magnitudes for Microzonation: Proceedings of the Third International Earthquake Microzonation Conference, 1982, Volum I of III, pp. 119-130.
 376. Smith P., Arzoumanian V., Javakhishvili Z., Arefiev S., Mayer-Rosa D., Balassanian S., & Chelidze T. The digital accelerograph network in the Caucasus. In: Balassanian, S. (ed), *Earthquake Hazard and Seismic Risk Reduction — Advances in Natural and Technological Hazards Research*. Kluwer Academic Publishers. Presented at 2nd International Conference on Earthquake Hazard and Seismic Risk Reduction, Yerevan, Armenia, 2000, 15/9/1998-21/9/1998.
 377. Sosson M., Rolland Y., Muller C., Danelian T., Melkonyan R., Kekelia S., Adamia Sh., Babazadeh V., Kangarli T., Avagyan A., Galoyan Gh., Mosar

- J. Subductions, obduction and collision in the Lesser Caucasus (Armenia, Azerbaijan, Georgia), new insights. In: Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform. Special Volume. Eds. M. Sosson, N. Kaymakci, R. Stephenson, F. Bergerat, and V. Starostenko. Geol. Soc. of London, 2010, 340, pp. 329-352.
378. Sourouzzian H., Stadelmann R., Madden B., and Gayer-Anderson, T. Three seasons of work at the temple of Amenhotep III at Kom el Hettan. Part I: Work at the Colossi of Memnon: *Annales du Service des antiquités de l'Égypte*, 2006, v. 80, pp. 323-366.
379. Steinberg V.V. Soil vibration parameters in strong earthquakes. *VIS*, 1990, issue 31, pp. 47-67
380. Strabon, 1854-1857, book 17, v. 3, chap. 1, para. 46, pp. 261-262
381. Stuiver M., Reimer P.J. Extended C14 data base and revised CALIB 3.0 ¹⁴C calibration program. 1993, *Radiocarbon* 35, pp. 215-230.
382. Sokół K., Halama R., Meliksetian K., Savov I. P., Navasardyan G., Sudo M. Alkaline magmas in zones of continental convergence: The Tezhsar volcano-intrusive ring complex, Armenia. *Lithos* 320-321, 2018, pp. 172-191.
383. Taymaz T., Jackson J., McKenzie D. Active tectonics of the north and central Aegean sea. *Geophys. J. Int.* 1991, 106, pp. 433-490.
384. Tchalenko J. Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geological Society of America Bulletin*, 81, 1970, pp. 1625-1640.
385. Tento A., Franceschina L., & Marcellini A. Expected ground motion evaluation for Italian sites.: *Proceedings of Tenth World Conference on Earthquake Engineering*, 1992, vol. 1, pp. 489-494
386. Tovmassian A.K., Arakelian A.R., Harutunian R.S. Results of stress field investigation in the territory of Armenia and adjacent regions. In: Giardini D. and Balassanian S. (Eds.), *Historical and Prehistorical Earthquakes in the Caucasus*, Kluwer Academic Publishers, Printed in Netherlands, 1997, pp. 471-483.
387. Trifonov V.G., Karakhanian A.S., Kogurin A.I. The Spitak earthquake as manifestation of modern tectonic activity. *Geotektonika*, 1990, 6, pp. 46-60.

388. Trifortov V., Karakhanyan A. & Kozhurin A. Major active faults of the collision area between the Arabian and the Eurasian plates. In: B.A. Bolt and R. Amirbekian (Editors). Continental collision zones earthquakes and seismic hazard reduction. NSSP. Erevan, 1994, pp. 56-711.
389. Trifonov V.G., Sobolva O.V., Trifonov R.V., Vostrikov G.A., Recent geodynamic of Alp-Himalayan collision belt. Ed. Leonov U.G, Moskva, GEOS, 2002, 224 p.
390. Varnes D.J. Slop movement types and processes. In. Landslides-Analysis and Control (R.L.Schuster and R.J.Krizek eds.), Spec. Rep. 1978, 176, pp. 11-33.
391. Vernant Ph., Nilforoushan F., Hatzfeld D., Abbassi M.R., Vigny C., Masson F., Nankali H., Martinod J., Ashtiani A., Bayer R., Tavakoli F. and Chery J. Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman, *Geophys. J. Int.* 2004, 157, pp. 381-398.
392. Vishnevskaya V. Jurassic and Cretaceous Radiolarians from the Lesser Caucasus (Zod Pass, Mount Karawul and site 22 in the Koshuni River Basin). Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics, Biochronology. *Mémoires de Géologie* (Lausanne), 1995, 23, pp. 701-708.
393. Vishnevskaya V. Jurassic to Cretaceous Radiolarian Biostratigraphy of Russia. Moscow, GEOS 2001, 376, p. 140 pls.
394. Wallace R.E. Geometry of shearing stress and relation to faulting. *J.Geol.* 1951, 59, pp. 118-130.
395. Wallace R.E. Earthquake recurrence intervals on the San Andreas fault. *Geol. Soc. Am. Bull.* 1970, 81, pp. 2875-2890.
396. Wallace R.E. Profils and ages of young scarps, North-Central Nevada // *Bul. Geol.Soc. Amer.* 1977, Vol. 8, pp. 1267-1281.
397. Walsh J.J. and Watterson J. Populations of faults and fault displacements and their effects on estimates of fault-related extension. *J. Stuct. Geol.*, 1992, 14, pp. 701-702.

398. Wells D.L., Coppersmith K.J. Empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture area, and surface displacement. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 1994, 84, pp. 974–1002.
399. Wilcox R.E., Harding T.P., Seely D.R. Bazic Wrench tectonics. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 1973, 57, pp. 74–96.
400. Winchester S. *Krakatoa: The Day the World Exploded, August 27, 1883*. 2003, Penguin/Viking. ISBN 978-0-670-91430-2.
401. Working Group on California Earthquake Probabilities. Probability of large earthquakes occurring in California on the San Andreas fault. *U. S. Geol. Surv. Open file Rep.* 1988, 88-398, pp. 1–62.
402. Yeats R., Sieh K., Allen R. *The Geology of Earthquakes*. New York, Oxford, 1997, 568 p..
403. Yilmaz V., Güner Y., Saroglu F. Geology of the Quaternary volcanic centers of the East Anatolia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1998, 85, pp. 173–210.
404. Yilmaz A., Adamia S., Chabukiani A., Chkhotua T., Erdogan K., Tuzcu S., & Karabiyikoglu M. Structural correlation of the southern Transcaucasus (Georgia)-eastern Pontides (Turkey). in: Bozcuri, E, Winchester, J. A. and Piper, J.D.A. (eds) *Tectonics and Magmatism in Turkey and the surrounding area*. Geological Society of London, 2000, Special publication, 173, pp. 171–182.
405. Youssef M.M., Ibrahim H.A., Bakheit A.A., and Senosy M.M. Surface and sub-surface tectonic pattern of Sohag region, Middle Egypt: *Bulletin of the Faculty of Science of the Assiut University*, 1994, v. 23, no. 1-F, pp. 317–360.
406. Youssef S.E.-H. Seismicity of Egypt: *Newsletter of the European-Mediterranean seismological Centre*, 2003, v. 20, pp. 19–23.
407. Yunga S.L. Seismotectonic deformation of the Northern Eurasia Fold Belts in the Neotectonic Phase. *Izvestia, Physics of the Solid Earth*, 1996, Vol. 32, No. 12, pp. 37–58.
408. Zakariadze G., Knipper A., Sobolev A., Tsamerian O., Dmitriev L., Vishnevskaya V., Kolesov G. The ophiolite volcanic series of the Lesser Caucasus. *Ofioliti*, 1983, 8/3, pp. 439–466.

409. Zonenshain L.P. and LePichon X. Deep basins of the Black Sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic back-arc basins. *Tectonophysics*, 1986, 123, pp. 181-211.
410. Zonenshain L.P., Dercourt J., Cazmin V.G., Ricou L.E., Knipper A.L., Le Pichon X., Sborshikov I.M., Grandjacquet C., Pecherski D.M., Geissant J., Lepvrier C., Savostin L.A., Sorokhtin O.G., Bulen G., Sibuet J-C., Bagenov M.L., Bestfal M.B., Lauer G.P., Bigu-Duval B., Tethys evolution. In: *Geological history of the Tethys ocean*. Academy of sciences of the USSR, P.P. Shirshov Institute of Oceanology, 1987, Moscow, pp. 104-115.

ԱՎԱԳՅԱՆ ԱՐԱ ՎԱՐՈՒԺԱՆԻ
ԱԿՏԻՎ ԽԶՎԱԾՔՆԵՐԻ ՄԵՐՉՄԱԿԵՐԵՎՈՒԹԱՅԻՆ
ԴՐՄԵՎՈՐՈՒՄՆԵՐԸ

Պատասխանատու խմբագիր՝ ՀՀ ԳԱԱ թղթակից անդամ
Ռ.Լ. Մելքոնյան

Հրատ. Պատվեր հ. 926

Ստորագրված է տպագրության 22.03.2019թ.

Չափսը 70×108 1/16 : Թուղթ հ.1. օֆսեթ: 17.25 մամուլ:

Տպաքանակը՝ 100: Գինը՝ պայմանագրային

ՀՀ ԳԱԱ «Գիտություն» հրատարակչության տպարան,

Երևան, Մարշալ Բաղրամյան 24:

[4000pp.]

ՀԱՆՐԱՊԵՏԱՊԵՏՈՒԹՅԱՆ ԳԻՏ. ԳՐԱԴ.



FL0588945



ԱՐԱ ՎԱՐՈՒԺԱՆԻ
ԱՎԱԳՅԱՆ

105122

Երկրաբանական գիտությունների դոկտոր, ՀՀ ԳԱԱ Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտի Երկրադինամիկայի և երկրաբանական վտանգների լաբորատորիայի վարիչ: Հեղինակ է վեց տասնյակից ավելի գիտական հոդվածների և հինգ ժողովածուների՝ մեծամասամբ տպագրված միջազգային հեղինակա-

վոր գիտական ամսագրերում և հրատարակչություններում:

Միջազգային փորձագետ բնական վտանգների և ռիսկերի գնահատման, երկրադինամիկայի, ակտիվ տեկտոնիկայի, կառուցվածքային երկրաբանության, պալեոսեյսմալոգիայի, արխեոսեյսմալոգիայի բնագավառներում:

Արժանացել է ՀՀ Կրթության և գիտության նախարարության, Գիտության պետական կոմիտեի պատվոգրի, գիտության և տեխնիկայի բնագավառում ունեցած ձեռքբերումների, գիտության ոլորտում երկարամյա բարեխիղճ աշխատանքի համար: Արժանացել է ՀՀ ԳԱԱ-ի Գովեստագրի Հայաստանի սեյսմիկության և ակտիվ տեկտոնիկայի բնագավառում ներդրած նշանակալի ավանդի համար: Գիտության պետական կոմիտեի կողմից եռակի ճանաչվել է արդյունավետ գիտաշխատող:

ISBN 978-5-8080-1375-0



9 785808 013759