

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՀԱՆՐԱՊԵՏՈՒԹՅԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԶԳԱՅԻՆ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ  
ИЗВЕСТИЯ НАЦИОНАЛЬНОЙ АКАДЕМИИ НАУК РЕСПУБЛИКИ АРМЕНИЯ  
PROCEEDINGS OF THE NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES OF THE REPUBLIC OF ARMENIA

ISSN 0515-961X

**ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ**  
**НАУКИ О ЗЕМЛЕ**  
**EARTH SCIENCES**



2012

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

Գլխավոր խմբագիր խմբագիր՝  
Ռ.Տ. ՋՐԲԱՇՅԱՆ

Պատասխանատու քարտուղար՝  
Ռ.Ս. ՄՈՎՍԵՍՅԱՆ

Խմբագրական կոլեգիա՝  
Ա.Վ. ԱՎԱԳՅԱՆ, Ա.Հ. ԱՂԻՆՅԱՆ, Հ.Ռ. ԲԱԳԴԱՍԱՐՅԱՆ,  
Ս.Վ. ԳՐԻԳՈՐՅԱՆ, Է.Ե. ԽԱՉԻՅԱՆ, Ա.Ս. ԿԱՐԱԽԱՆՅԱՆ,  
Ս.Ս. ՀՈՎՀԱՆՆԻՍՅԱՆ, Խ.Բ. ՄԵԼԻՔՍԵԹՅԱՆ, Ռ.Լ. ՄԵԼԿՈՆՅԱՆ,  
Ռ.Տ. ՄԻՐԻՋԱՆՅԱՆ, Ս.Ն. ՆԱԶԱՐԵԹՅԱՆ, Ն. Հ. ԳԱԲՐԻԵԼՅԱՆ

Главный редактор  
Р.Т. ДЖРБАШЯН

Ответственный секретарь  
Р.С. МОВСЕСЯН

Редакционная коллегия  
А.В. АВАГЯН, А.О. АГИНЯН, А.Р. БАГДАСАРЯН,  
С.В. ГРИГОРЯН, А.С. КАРАХАНИЯН, Х.Б. МЕЛИКСЕТИАН,  
Р.Л. МЕЛКОНЯН, Р.Т. МИРИДЖАНИЯН, С.Н. НАЗАРЕТЯН,  
С.М. ОГАНЕСЯН, Э.Е. ХАЧИЯН, Н. А. ГАБРИЕЛЯН

Editor in Chief  
R.T. JRBASHYAN

Senior Secretary  
R.S. MOVSESYAN

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

Խմբագրության հասցեն՝ 0019, Երևան-19, Մարշալ Բաղրամյանի պող. 24ա  
Адрес редакции: 0019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а  
Editorial address: 24a, Marshal Baghramyan ave., Yerevan, 0019, Republic of Armenia

E-mail: geoscience @ geology. am  
© Издательство “Гитутюн” НАН РА  
Известия НАН РА, Науки о Земле, 2012



## ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ

<b>Габриелян А.А.</b> (к 100-летию со дня рождения (1912-1993)) .....	86
<b>Акопян В.Т.</b> (к 80-летию со дня рождения (1932-1975)) .....	89
<b>Мириджанян Р.Т.</b> (к 80-летию со дня рождения).....	92

## TABLE OF CONTENT

<b>Jrbashyan R.T., Ghukasyan Yu.G., Karapetyan S.H., Mnatsakanyan A.Kh., Navasardyan G.Kh., Gevorgyan H.P.</b> Types of volcanic eruptions and forms of manifestation of the late-collision on-land volcanism in Armenia . . . .	3
<b>Tayan R.N., Hovakimyan S.E., Hovhannisyan A.E.</b> Structural control and the conditions of distribution of mineralization within the Aygedzor copper-molybdenum-porphyry deposit.....	21
<b>Meliksetyan Kh.B.</b> Geochemistry of volcanic series of Aragats province .....	34
<b>Shahinyan H.V.</b> The ecogeochemical characteristic and assessment of the condition of some sites of the Alaverdi ore district .....	60
<b>Avetisyan A.M., Burmin V.U., Manukyan A.G.</b> General methods of accuracy improvement of registration and processing of seismic information .....	70
<b>Vardanyan K.S., Hovhannisyan H.H., Poghosyan N.M.</b> The complex geophysical model of the earth's crust by seismogeological data .....	78

## MEMORABLE DATES

<b>Gabrielyan A.H.</b> (to 100 <sup>th</sup> anniversary) .....	86
<b>Hakobyan V.T.</b> (to 80 <sup>th</sup> anniversary) .....	89
<b>Mirijanyan R.T.</b> (to 80 <sup>th</sup> anniversary) .....	92

## **ТИПЫ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ИЗВЕРЖЕНИЙ И ФОРМЫ ПРОЯВЛЕНИЯ ПОЗДНЕКОЛЛИЗИОННОГО НАЗЕМНОГО ВУЛКАНИЗМА АРМЕНИИ**

**© 2012 г. Р. Т. Джрбашян, Ю. Г. Гукасян, С. Г. Карапетян,  
А. Х. Мнацаканян, Г. Х. Навасардян, Р. П. Геворгян**

*Институт геологических наук НАН РА,  
0019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна 24а, Республика Армения  
E-mail: [jrb\\_rub@sci.am](mailto:jrb_rub@sci.am)  
Поступила в редакцию 16.09.2012 г.*

Большое разнообразие типов извержений широко проявленного на территории Армении вулканизма плиоцен-четвертичного (голоценового) возраста сопоставимо с извержениями гавайского, стромболианского, вулканского и пелейско-плинианского типов; как ведущий тип выделен стромболианский. В формировании полигенных стратовулканов сочетаются отмеченные типы извержений, проявленные в сложных взаимоотношениях.

Проведена классификация форм проявления наземной вулканической активности с выделением трещинно-линейных извержений, полигенных стратовулканов, а также ареально-моногогенного и, относительно редкого, игнимбритового вулканизма. Рассмотрены вопросы смены типов извержений и форм проявления вулканической активности применительно к изученным вулканическим комплексам позднеколлизийного этапа.

Территория Армении занимает северо-восточную часть горного сооружения Армянского нагорья, слагая южную область Кавказского сегмента Альпийского складчатого пояса (Милановский, Короновский, 1973).

Позднеколлизийный (плиоцен-голоценовый) наземный вулканизм в пределах Армении охватывает Центрально-Армянскую вулканическую область и характеризуется значительными масштабами проявления различных типов вулканической деятельности.

Вулканизм наложен на разновозрастные и разнородные структуры ранних этапов консолидации, контролируясь в основном региональными разломами общекавказского (северо-западного) и близмеридионального простираний.

В статье систематизируются вулканические явления в связи с наиболее распространенными типами извержений и формами их проявления. В пределах Центрально-Армянской вулканической области выделены две неовулканические зоны: Восточная и Западная (Ширинян, 1975). Первая приурочена к СЗ-ЮВ протяженному ареалу Анкаван-Сюникского глубинного разлома (Габриелян, 1959) или Северной вулканической дуге Армянского нагорья (Карапетян К., 1969). Вторая входит в ареал Транскавказского поперечного поднятия близмеридионального простирания (Милановский, Хаин, 1963).

На рис. 1 представлена геологическая карта плиоцен-четвертичных вулканических образований неовулканических областей Армении, а также

пространственного распределения ареально-моногенных центров и полигенных стратовулканов (Ջրրշշիւնի և ուր., 2007).

Фациальные особенности и вещественный состав описываемых вулканических образований в интервале времени от плиоцена до голоцена соответствуют различным формам проявления эруптивной активности, которая выражена следующим образом:

- 1) Излияниями трещинно-линейных, слабо дифференцированных базальтовых (долеритовых) лав в виде покровов и протяженных потоков (*верхний плиоцен*)
- 2) Формированием крупных полигенных стратовулканов центрального типа – (*нижний-верхний плиоцен - неоплейстоцен*)
- 3) Формированием множества моногенных вулканов - эффузивно-эксплозивных конусов и центров, связанных с ареальным типом извержений (*плиоцен-плейстоцен-голоцен*)
- 4) Уникальным феноменом игнимбритового вулканизма, пространственно приуроченным к Арагацкой вулканической области и частично выходящим за его пределы (*верхний плиоцен-неоплейстоцен*).

Анализ результатов многолетних личных исследований и большого объема литературных материалов позволяет заключить, что отмеченное разнообразие форм проявлений вулканизма отражает сложность и многообразие типов вулканических извержений. Эти извержения могут быть сопоставлены с некоторыми из известных в вулканологии – гавайским, стромболианским, вулканическим и пелейско-плинианским типами. При этом в пределах отмеченных вулканических областей наиболее распространенным является стромболианский тип извержений со свойственными ему характеристиками. Так, для лавовых фаций это морфология, в частности, глыбовая природа потоков, их протяженность и мощность, а также вещественный состав лав с участием базальтов, базальтовых андезитов, андезитов и дацитов; для эксплозивных фаций – наличие грубообломочной пирокластики, бомб, лапиллей и шлаков. На стадии затухания эруптивной активности характерно развитие экструзивных субвулканических фаций в форме куполов, даек, силл и внедренных массивов.

### **1. Трещинно-линейная вулканическая активность**

В эволюции вулканизма описываемого региона наземные базальтовые излияния занимают ключевую позицию, знаменуя начало новейшего верхнеплиоцен-четвертичного этапа вулканизма. Он определяется широким проявлением слабодифференцированных базальтовых серий, так называемых «долеритовых базальтов». Их К-Аг возраст отвечает верхнему плиоцену 2,25–2,5 Ма (Багдасарян, Гукасян, 1985). Извержения носили преимущественно трещинно-линейный характер, приближаясь к широко известному *гавайскому* типу. С ними связано формирование обширных покровов (Джавахетское, Лорийское, Котайкское, Карсское и др. плато), на площади до 5.0 тыс.км<sup>2</sup> суммарной мощностью более 200 м, и протяженных (50-100 км) потоков (по ущельям рек Дебет, Дзорагет, Ахурян,

Раздан и др.), а также на отдельных участках бассейна оз.Севан и в пределах Приереванского района.

Геодинамический режим формирования долеритовых базальтов отвечает обстановкам поперечного растяжения континентально-рифтового типа с излияниями мантийных расплавов из линейно-трещинных вулканов без задержки в промежуточных очагах (Ширинян, 1973; К.Карапетян, 1984; Гукасян, 1970, 1976; Харазян, 1966; Джрбашян и др., 2009).

## **2. Формирование полигенных стратовулканов центрального типа**

Характерной особенностью плиоцен-четвертичного вулканизма СВ части Армянского нагорья является формирование отдельных крупных полигенных стратовулканов центрального типа - Арагац, Араилер, Ишханасар, Цхук, которые отличаются продолжительной активностью, сложным строением, многообразием эруптивных явлений и вулканических фаций. В этом ряду особое положение занимает наиболее крупный Арагацкий вулканический массив (Лебедев, 1931; Амарян, 1964; Ширинян, 1961; Гукасян, 1985; Джрбашян и др., 2009; Connor et al., 2011).

**Полигенный вулкан Арагац** представляет собой крупное вулканическое сооружение, возникшее в позднеплиоценовое время в пределах Западной неовулканической зоны и занимающее относительно изолированное положение среди горных цепей СВ части Армянского нагорья.

Арагацкий вулканический массив имеет форму полого-выпуклого асимметричного щита ( $D_{\text{осн.}} = 40-42$  км) с главным кратером, расположенным в северо-восточной части. Окружность основания вулканической постройки составляет около 140 км. Четырехглавая вершина возвышается над уровнем моря на 4090 м (северная вершина) с относительным превышением над Араратской долиной более чем на 3000 м. Эродированное кратерное углубление вулкана, имеющее чашеобразную форму, занимает площадь около 6 км<sup>2</sup>, глубина кратерной чаши достигает 600 м.

Стратовулкан Арагац формировался в четыре этапа вулканической активности как главного канала, так и побочных вулканических центров. Вулканические процессы начинались извержениями **стромболианского** типа и выражены лавовыми излияниями потоков базальтовых андезитов, андезитов и дацитов, прерываемыми выбросами пирокластического материала. Эти накопления соответствуют первому этапу вулканизма (2.2-1.8 Ма), который завершился выбросами пеплово-пемзовой пирокластике, сформировавшими маломощный слой полосчатых туфов (Гукасян, 1985, 2006).

После значительного перерыва стромболианские извержения из главного канала возобновляются и становятся более интенсивными, давая начало последовательному излиянию лавовых потоков базальтовых андезитов, андезитов и дацитов, а также периодическим выбросам шлакового и пирокластического материала (II этап).

Вслед за излияниями дацитов происходит мощное извержение **пелейско-плинианского** типа, в результате которого произошел коллапс самой верхней части вулканического канала с разрушением первоначального

кратера и образованием взрывной кальдеры. Абсолютная высота расположения кальдеры по морфометрическим и топографическим данным оценивается в 3000-3100 м, т.е. примерно на уровне современного привершинного плато. С этим катастрофическим извержением связывается формирование туфо-игнимбритовых пеплово-пирокластических потоков типа раскаленных лавин, за которыми установилось название "туфы ереваноленинканского типа". Об их типично игнимбритовой природе упоминается в работах Г. Макдоналда (1975), И. Лучицкого (1971) и др. авторов. Образовавшиеся отложения имеют широкое распространение на склонах стратовулкана, его подножьях и в периферических участках, а также за пределами Арагацкой вулканической области в форме мощных (от 8 до 20 м) пластов спекшихся, пламенных и др. туфов. Следует отметить главный вывод К. Карапетяна (1992) о том, что игнимбриты извергались из вершинной части вулкана и находились в прямой связи с кальдерообразованием. О подобном генезисе игнимбритов ранее упоминалось Г.С. Горшковым (1961). Не исключается, что в связи с нарастанием объема вулканической постройки и эндогенным расширением ее поверхности, возникали ослабленные линейные или дугообразные зоны - предполагаемые разрывные трещины, из которых также могли происходить отдельные извержения игнимбритов (Ширинян, 1961). За выбросами пирокластического материала последовало повторное спокойное излияние дацитовых лав, покрывающих значительные площади на средне-нижегорных склонах массива.

Последующее усиление эруптивной деятельности стратовулкана, близкой к стромболианским извержениям, соответствует излиянию лав оливиновых базальтов на СЗ фланге массива из побочных лавово-шлаковых вулканов, расположенных линейно (Гукасян, Ширинян, 1978). За базальтами уже из вновь возникшего центрального выводного канала последовали мощные излияния потоков базальтовых андезитов, андезитов и дацитов, которые неоднократно чередовались с выбросами шлакового материала (III этап).

Излияния дацитов сменялись повторными взрывами, но уже вероятно *вулканско-пелейского* типа, по мощности однако уступающими первому импульсу. Связанный с ним более молодой горизонт туфов ("арктикского типа") обнажается в пределах С-СЗ склонов и, частично, в СВ предгорьях Арагацкого массива в виде потоков мощностью 10-25 м. За последними взрывами произошли излияния из кратера самых молодых дацитовых (трахидацитовых) лав, которые бронируют привершинную зону стратовулкана и покрывают большие площади на его склонах и предгорьях. Центрами излияния тех же дацитов (трахидацитов и отчасти андезитов) явились также побочные моногенные вулканы Иринд и Цахкасар, субтерминальные вулканы Джрбажан, Гмбет; одновременно возникал ряд субтерминальных экструзивных куполов. Эруптивная активность вулканов Иринд и Цахкасар соответствовала *вулканскому* типу и складывалась из мощных выбросов дацитовой тефры и пемзы, излияний агломератовых,

брекчированных лавовых потоков и формирования вулканических куполов и обелисков.

На завершающих этапах, после прекращения интенсивных эксплозивных явлений стромболианского и вулканско-пелейского типа, вулканическая активность главного канала переходит в фумарольно-гидротермальную стадию. Об этом свидетельствуют сильно измененные породы с новообразованиями алуниита, хлорита, серы, пирита, лимонита и др. минералов, слагающих большие участки кратерной чаши и обращенных к ней внутренних стен окаймляющих чашу вершин (Лебедев, 1931; Паффенгольц, Тер-Месропян, 1964; Амарян, 1964; Гукасян, 1985).

Заключительному (IV) этапу (0.45-0.53 Ма) активности стратовулкана Арагац соответствует эруптивная *стромболианская* деятельность адвентивных моногенных центров и связанных с ними лавовых потоков базальтовых андезитов на Ю-ЮВ склонах Арагаца (вулканы Тирин-Катар, Аштарак) (Чернышев и др., 2002; Гукасян, 2006).

**Полигенный вулкан Араилер.** Вулкан Араилер возвышается в северной части Егвардского плато, характеризуясь неправильной конусовидной формой с усеченной вершиной. Абсолютная высота вулкана 2575,9 м, диаметр основания составляет около 9 км.

Вулканологические исследования вулкана Араилер выполнены в пятидесятые годы прошлого столетия (Кваша, 1953). В дальнейшем, в работах Асланяна А.Т., Бальяна С.П., Шириняна К.Г. и др. он без достаточной детализации описан в качестве полигенного вулкана. В последние годы наши специальные геолого-вулканологические исследования позволили разработать схему его формирования, в основу которой положены геологические взаимоотношения, последовательность залегания и составы продуктов вулканизма.

Инициальная фаза эруптивной деятельности вулкана также близка к *стромболианским* извержениям и выражена многократными излияниями базальтовый андезит-андезитовых лав и выбросами пироклаستيку; последующие фазы вулканической активности проявляют тенденцию перехода от стромболианских к *вулканским* извержениям, с формированием большого объема кислых дацитовых (трахидацитовых) лав и пирокластов, слагающих собственно вулканическую постройку. Второй этап отвечает сопутствующему типу моногенной активности, проявляющему уже *стромболианский* характер. Моногенные центры базальтовый андезит - андезитового состава локализованы в пределах центральных, Ю и ЮВ привершинных участков (субтерминальные прорывы), а также В, Ю и ЮЗ склонов в виде лавово-эксплозивных конусов и побочных эруптивных прорывов (бокк).

Изотопное К-Аг датирование вулканитов первого этапа деятельности вулкана Араилер дает результаты 1,28-1,36 Ма (Lebedev et al., 2011), что подтверждает геологические данные и свидетельствует о начале формирования вулкана Араилер в эоплейстоценовое время. Геологический возраст второго этапа может соответствовать нижнему неоплейстоцену.

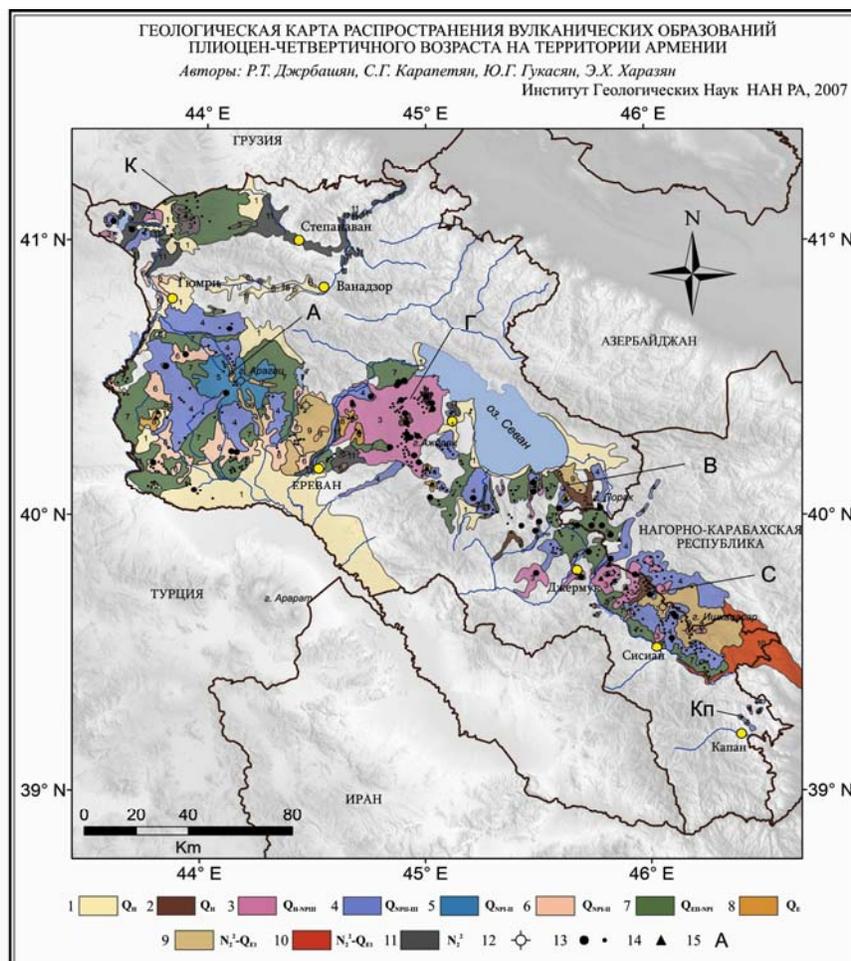


Рис.1. Условные обозначения

1. Голоцен - современный – аллювиальные, делювиальные, элювиальные, пролювиальные отложения, галька, песок, суглинки, щебень. 2. Голоцен - трахибазальтовые, базальт-трахиандезитовые, трахиандезитовые лавовые потоки. 3. Голоцен-верхний неоплейстоцен – базальт-трахиандезитовые, трахиандезитовые лавовые потоки. 4. Средний-верхний неоплейстоцен – трахибазальтовые, базальт-трахиандезитовые, трахиандезитовые, базальтовые лавовые потоки. 5. Нижний-средний неоплейстоцен - трахиандезитовые, трахидацитовые лавовые потоки. 6. Нижний неоплейстоцен - вулканические туфы, игнимбриты. 7. Верхний эоплейстоцен-нижний неоплейстоцен – трахибазальтовые, базальт- трахиандезитовые, трахиандезитовые, трахидацитовые лавовые потоки. 8. Эоплейстоцен - куполообразные вулканы, трахидациты, риолиты, обсидианы. 9. Верхний плиоцен-эоплейстоцен, верхняя часть – базальт-трахиандезитовые, трахиандезитовые, трахидацитовые лавовые потоки. 10. Верхний плиоцен-эоплейстоцен - нижняя часть – вулканогенные формации - туфобрекчии, туфоконгломераты, лавобрекчии. 11. Верхний плиоцен - долеритовые базальты, трахибазальты. 12. Полигенные вулканы. 13. Крупные и мелкие моногенные вулканы. 14. Куполовидные вулканы. 15. Вулканические области: К-Кечутская, А-Арагацкая, Г-Гегамская, В-Варденис-Вайоцзорская, С-Сюникская, Кл-Каланский блок.

**Полигенные вулканы Ишханасар и Цхук.** Расположенный в водораздельной части Сюникского хребта стратовулкан Ишханасар – это сложное сооружение центрального типа с абсолютной отметкой 2550 м, диаметром основания ( $D_{\text{осн.}}$ ) - 20-22 км и относительной высотой (Н) - 1500 м. Оно состоит из многочисленных последовательно залегающих лавовых потоков, переслаивающихся с пирокластикой, а также прорывающих их куполовидных тел и даек (Карапетян, Джрбашян и др., 2010).

Массив расчленен ледниковой экзарацией на три отрога. Гребни их сложены небольшими экструзивными телами трахиандезитов и трахидацитов, представляющими корни излияний многочисленных потоков и небольших куполов. Наиболее высокие отметки гребней обозначают две вершины массива: Мец и Покр Ишханасар - эрозионные останцы первоначальной крупной вершины вулкана.

Начальный этап вулканической активности стратовулкана Ишханасар соответствует нижнему-верхнему плиоцену и выражен *пелейскими* извержениями типа направленного взрыва, аналогичного проявленному на вулкане Безымянный на Камчатке (Горшков, Богоявленская, 1965). Вследствие взрыва была уничтожена значительная часть вулканической постройки Палеоишханасара, а в Ю-ЮВ направлении отложились значительные объёмы крупно-мелкообломочной пирокластики и агломератовых потоков с силлообразными пропластками лав (горисская толща). Состав обломков этих накоплений отвечает составу пород самого вулканического массива (базальтовые трахиандезиты, трахиандезиты, трахидациты) и реже представлен подстилающими древними породами, захваченными взрывом.

Последовавшая за определенным перерывом и размывом вулканическая активность второго этапа возобновляется в эоплейстоцене возникновением нового главного канала и формированием собственно массива Ишханасар. Его эруптивная деятельность близка к *стромболианскому* типу и складывалась из излияний многочисленных потоков базальтовых трахиандезитов, трахиандезитов и реже трахидацитов, которые чередуются с выбросами шлаковой пирокластики. В стадии затухания вулканических процессов на склонах и привершинных зонах массива Ишханасар формируются куполовидные вулканы, дайки и экструзии того же состава (вулкан Меркасар на вершине г. Покр Ишханасар). Многочисленные моногенные вулканы, излившие лавы трахибазальтового и базальт-трахиандезитового состава и локализованные на южных склонах Ишханасара и Ераблурском плато, связываются уже с извержениями моногенно-ареального типа, сопутствующими формированию стратовулкана.

Одновременно с вулканом Ишханасар на СЗ формировался другой полигенный вулкан - Цхук (Н-3594 м) с диаметром основания ( $D_{\text{осн.}}$ ) около 25 км и относительной высотой до 1500 м. Вулканическая деятельность вулкана Цхук по характеру извержения и составу продуктов также близка к *стромболианскому* типу. Как и Ишханасар, Цхук сложен лавами базальтовых трахиандезитов и трахиандезитов, их шлаками (трахидациты здесь отсутствуют). Вулкан подвержен более интенсивным процессам

экзарации и, в частности, его кратер размыт почти до основания. В кратерной зоне и на некоторых потоках вулканов Ишханасар и Цхук отмечаются интенсивные фумарольно-гидротермальные преобразования (алунитизация, хлоритизация, окварцевание и др.).

### **3. Ареально-моногенный тип вулканической активности**

По пространственно-временным соотношениям с развитыми в регионе стратовулканами выделяются два основных типа моногенных вулканов: автономный и сопутствующий (Карпетян К., 1969, 1984).

*Собственно автономные моногенные вулканы с наибольшей полнотой выражены в пределах, указанных выше Восточной и Западной неовулканических зон Центрально-Армянской области, которая является классическим регионом проявления плиоцен-голоценового ареально-моногенного типа вулканизма. Впервые в регионе этот тип выделен А.Н. Заварицким (1945), затем детально описан К. Шириняном (1959), К. Карпетяном (1969, 1984). В результате специальных вулканологических исследований коллектива авторов (Каталог..., 1978) выявлены и систематизированы около 500 автономно-моногенных центров в пределах Кечутского, Арагацкого, Гегамского, Варденис-Вайоцзорского, Сюникского сводообразных вулканических нагорий, а также Капанского блока.*

Наиболее характерными типами извержений ареально-моногенных вулканов являются *стромболианский* и *вулканский* типы, центры которых маркируются некрупными шлаковыми, шлаково-лавовыми и лавовыми вулканическими постройками. Главные морфометрические параметры ареально-моногенных вулканов основного и среднего состава соответствуют по диаметру основания от 30 до 2000, реже 3600 м, по высоте – от 15 до 400 м (Каталог . . ., 1978).

Отличительными особенностями и феноменологическим своеобразием автономного ареально-моногенного вулканизма вслед за А.Н. Заварицким и К.И. Карпетяном можно считать: 1) широкое площадное распространение многочисленных центров извержений и их кратковременную активность; 2) связь с приповерхностными трещинами и неглубоко залегающими очагами – приповерхностными магматическими камерами; 3) тектоническую обусловленность локальными участками растяжения с образованием трещин разрыва типа pull apart basin (Karakhanian et al., 2002).

Геологические взаимоотношения и факты прорывания вулканических толщ стратовулканов моногенными вулканами основного и среднего состава указывают на их значительно более молодой возраст. Это подтверждается результатами К-Аг датировок, значения которых отвечают 1.31-0.07 Ма (нижний-верхний эоплейстоцен-неоплейстоцен) (Гукасян, 2006; Connog et al., 2011). Голоценовый возраст некоторых ареальных вулканов (Смбатасар, Порак, Назели и др.) в пределах Варденисского и Сюникского нагорий датирован по  $C^{14}$  (0.006-0.003) и археологическим данным (Karakhanian, Jrbashyan et al., 2002, 2003).

Ниже рассматриваются наиболее характерные области проявления автономного ареально-моногоенного типа извержений на территории Армении.

А. 1. Гегамское и Вардениское вулканические нагорья являются наиболее типичными областями моногоенно-ареальной вулканической активности автономного типа, где не наблюдается их непосредственная связь со стратовулканами (Карапетян К., 1984; Навасардян, 2006). Состав моногоенных вулканов и продуктов их извержений довольно однороден и отвечает базальт, базальтовый андезит-андезитовому (трахибазальт, базальтовый трахиандезит-трахиандезитовому) комплексу. Вулканизм развивался в три последовательных этапа – нижний, средний и верхний неоплейстоцен-голоцен (Карапетян К., 1984; Навасардян, 2006); К-Аг определения отвечают возрастному интервалу 0.56-0.07 Ма (Арутюнян и др., 2003).

Моногоенные вулканы начального этапа сравнительно немногочисленны и распределены по площади неравномерно. На более поздних этапах ареалы их проявления расширяются, количество центров и объемы эруптивного материала возрастают во времени, достигая максимума на третьем этапе (Карапетян К., 1984; Навасардян, 2006). В том же направлении более четко вырисовывается упорядоченное расположение вулканических центров. В пределах Гегамского нагорья наибольшая концентрация их фиксируется в Водораздельной зоне с образованием протяженной (35 км) СЗ цепи вулканов; в Восточной зоне выделяется С-СЗ прерывистая полоса вдоль линии вулкан Армаган-Грыдзор-Ератумберская группа. Наиболее молодые вулканы Ератумберской группы локализованы в С-СВ части нагорья. В Вардениском нагорье большая часть вулканов приурочена к водоразделу, где образует цепочки, кучно расположенные группы и одиночные изолированные постройки, распределение которых определяется расположением подводных каналов.

Преобладающим типом извержений моногоенных вулканов Гегамского и Вардениского нагорий остается *стромболианский*, выраженный неоднократным чередованием эксплозивных и эффузивных фаций. В большинстве случаев формируются вулканы центрального типа, реже – линейно-локальные. Среди них по строению выделяются следующие главные типы (Карапетян К., 1984): 1) Простые шлаковые конусы с центральным кратером, сложенные рыхлым материалом, бомбами и агглютинатами; размеры их колеблются:  $D_{осн.} - 1000-2000$  м,  $H - 190-380$  м. 2) Сложные конусы с вершинными кратерами, которые состоят из многократного чередования лав и рыхлой пирокластики и отличаются относительной продолжительностью эруптивной деятельности, а также проявлениями побочных лавовых конусов. Излияния лав происходят ритмично с переливанием через край кратера или выходом из-под его основания. К этому морфологическому типу относятся самые молодые вулканы Гегамского нагорья, локализованные в его СВ части (Ератумберская группа вулканов). Морфометрические параметры сложных конусов составляют:  $D_{осн.} - 1500-$

3600 м, Н – 150-350 м. 3) Лавовые конусы и линейно-локальные вулканы, выраженные уплощенными постройками, нацело сложены эффузивным материалом, излияния которого происходили через край кратера. По возрасту они относятся к заключительному этапу вулканизма; размеры построек -  $D_{\text{осн.}}$  – 1200-2500 м, Н – 60-170 м.

**А. 2.** Периферические зоны полигенного вулкана Арагац – Шамирамское, Егвардское, Октемберянское, Кармрашенское, Анийское вулканические плато сложены продуктами *стромболианских* извержений многих (около 120) ареально-моногенных вулканов. Их эруптивная активность проявилась ритмичными выбросами шлаков, рыхлой пирокластике, веретенообразных, чечевидных и других форм бомб, чередующимися в отдельных случаях с лавовыми излияниями из кратера или из-под его основания; преобладание эффузивных извержений формирует лавовые конусы. Вулканические продукты характеризуются выдержанным базальтовый андезит-андезитовым (базальтовый трахиандезит-трахиандезитовым) составом. Области наибольшей концентрации ареально-моногенных вулканических центров являются ЮЗ периферия Арагацкого массива, где развита мощная (~200 м) многослойная вулканогенная толща в виде сплошного покрова, а также его Ю и ЮВ предгорья в пределах Шамирамского и Егвардского вулканических плато (Гукасян, 1985). Моногенные вулканы обычно располагаются кучно или группами, часто в виде многожерловых вулканических построек. Наиболее крупными морфометрическими параметрами ( $D_{\text{осн.}}$  – до 1500 м, Н – до 200 м) отличаются смешанные лавово-агглютинативные и шлаковые вулканы (Даштакар, Шамирам, Кармратар и др.) (Каталог..., 1978; Connor et al., 2011).

**А. 3.** Кечутская вулканическая область включает около 23 моногенных вулканов эо-неоплейстоценового возраста, которые локализируются в водораздельной части Кечутского хребта и на Гукасянском плато (Каталог..., 1978; Харазян, 2012).

Моногенные вулканы Кечутского хребта (Кечут, Андраник, Ампасар и др.) расположены вдоль его центральной водораздельной зоны, фиксируя погребенную под покровами эффузивов меридиональную разрывную структуру (Каталог..., 1978; Харазян, 2012). Они представлены крупными коническими, реже куполообразными, подковообразными шлаково-лавовыми, лавовыми, шлаковыми постройками с кратерами на вершинах ( $D_{\text{осн.}}$  – 500-2000 м, Н – 70-170 м); шлаковые конусы преимущественно сосредоточены на 3 склонах хребта. Состав вулканитов отвечает дифференцированной серии: базальтовый андезит – андезит-дацит. Формирование аккумулятивных построек, включая и дацитовые вулканы, определяется *стромболианскими* извержениями с преобладанием неоднократных лавовых излияний из кратера над выбросами шлаков и пирокластов. Крупные обособленные дацитовые вулканы (Андраник, Гайласар и др.) с оваловидными или подковообразными основаниями возвышаются в осевой зоне хребта. Они отличаются более продолжительной эруптивной активностью, поскольку вслед за излияниями роговообманковых дацитов

проявлена поздняя экструзивно-купольная фаза. Последняя фиксируется многочисленными выжимками, куполами и дайками пироксеновых гиалодацитов (или афировых дацитов), приуроченных к привершинной зоне хребта.

Моногенные вулканы Гукасянского плато приурочены к Ю и З границам неотектонической Верхнеахурянской грабен-котловины и расположены вдоль более молодых субширотных разрывных нарушений, слагая одиночные вулканические сооружения конусовидной формы (Габриелян, Харазян, 1967). Размеры вулканов варьируют от  $D_{\text{осн.}}$  – 700-2000 м, реже до 2500 м, Н – 80-110 м. Состав продуктов извержений отвечает базальтовым андезитам, реже андезитам; преобладающими типами построек являются шлаковые и шлаково-лавовые. Эруптивная деятельность носила, главным образом, *стромболианский* характер и начиналась обычно с ритмических выбросов пироклаستيки, вулканических бомб и шлаков, за которыми следовали лавовые излияния из кратера или из-под его основания; лавовые потоки покрывают значительные площади в пределах Гукасянского плато.

А. 4. Сюникское нагорье и Капанский блок представляют регионы своеобразного проявления автономных ареально-моногенных вулканов. Отличия состоят в их линейной ориентированности и, особенно, в специфическом меланократовом базанит-тефритовом составе слагающих их продуктов извержений. По возрасту вулканы относятся к среднему-верхнему неоплейстоцену (Карапетян и др., 2010). В Капанском блоке, представляющем активизированную в неоплейстоцене мезозойскую консолидированную структуру, моногенные вулканы ориентируются вдоль древних разломов СЗ простирания (Ширинян, Нагапетян, 1974). Предполагается, что описываемые вулканические центры обоих регионов контролируются зоной тектонических нарушений СЗ-ЮВ направления. По морфологическим данным моногенные центры представлены аккумулятивными конусами, часто с привершинными кратерами; размеры построек имеют параметры:  $D_{\text{осн.}}$  – 500-900, реже 1200-1500 м, Н – от 15 до 300 м. Их вулканическую активность можно охарактеризовать как кратковременные извержения *стромболианского* типа: в строении вулканических построек фиксируются ритмичные выбросы шлаков, тефры, агглютинатов, лапиллей, бомб, которые сопровождаются лавовыми потоками протяженностью от 1 до 8 км из кратера или из-под основания конусов.

А. 5. К автономному ареально-моногенному типу относятся также плиоцен-неоплейстоценовые риолит-дацитовые вулканы, которые имеют широкое развитие в Западной и Восточной неовулканических зонах Армении. Они занимают самостоятельную геологическую позицию в каждой из вулканических областей, в региональном плане слагая прерывистую СЗ-ЮВ полосу проявления собственно многовыходного типа вулканизма (Карапетян, 1972; Меликсетян, Карапетян и др., 1998; Karapetyan, Jrbashyan et al., 2001). Риолитовый вулканизм развивался на длительном отрезке времени в три главные фазы: 1. нижнеплиоценовую (10-12 Ма), 2. среднеплиоценовую (7.5-4.5 Ма) и 3. верхний плиоцен-неоплейстоце-

новую (2.8-0.1 Ма). Фазы отделены друг от друга геологическими перерывами и излияниями лав основного-среднего состава. В свою очередь вершинные зоны и склоны риолитовых вулканов прорваны дайками и секущими телами базальтовых андезитов и андезитов наиболее молодого этапа ареально-моногогенного вулканизма. От первой фазы вулканизма к третьей на фоне усиления темпов сводового воздымания региона кислый вулканизм расширяет ареалы своего проявления. В распределении вулканов третьей фазы отчетливо проявляется тренд омоложения возраста в направлении с СЗ на ЮВ.

Для риолитового комплекса очень характерны крупные, сложные по строению куполовидные вулканические постройки, морфометрические параметры которых варьируют в пределах:  $D_{\text{осн.}}$  – 350-4000 м, Н – 200-400 м. Они сформированы в результате многоактных эксплозивных, эффузивных извержений *вулканского* типа. Активная деятельность вулканических центров начиналась взрывными извержениями из центрального жерла огромной газонасыщенной массы перлит-пемзовых пирокластов, содержащих также большое количество обломков обсидианов и перлитов, а также редкие бомбы с трещиноватой поверхностью. Второй акт, также взрывного характера, выражался в извержении потоков перлитовых агломератов. Последующие эруптивные акты носили характер излияний риолитовых, обсидиановых потоков и на стадии затухания взрывных явлений завершались формированием центральных, локально-трещинных экструзий, выжимок вязкой риолит-риодацитового магмы и обсидианов в форме даек, эндогенных куполов и «игл». В заключительную фазу в привершинных, прижерловых зонах крупных вулканов Атис, Гутансар, Гехасар проявляются антидромные излияния потоков риодацит-дацитовых лав и внедрения экструзий того же состава.

**Б. Сопутствующий тип** моногогенных вулканов характеризуется пространственной совмещенностью с полигенными вулканами и проявляет зависимость от эруптивной деятельности центрального канала. Обычно моногогенные вулканы данного типа синхронны с отдельными эруптивными этапами и представлены субтерминальными и адвентивными вулканами. Состав их отвечает или начальным дифференциатам (оливиновые базальты Манташской группы), или наиболее продвинутым членам в последовательном ряду формирования стратовулканов (дацит-трахидацитовые вулканы Иринд, Цахкасар и др. в пределах Арагацкого массива, вулкан Сисерасар в предгорье массива Араилер, базальт-трахиандезитовые и трахиандезитовые вулканы Меркасар, Мец Чобанасар, Гарусар, Шинуайр, Назели и др. в пределах Ишханасарского массива).

#### **4. Игнимбритовый вулканизм**

Игнимбриты и туфы неовулканической зоны Армении многими известными вулканологами (Г. Макдоналд, А. Заварицкий, Б. Пийп, Г. Тазиев, И. Лучицкий и др.) включаются в число четырех природных эталонов мира, как уникальный феномен *пелейских-плинианских* извержений. В составе четвертичных вулканических образований Армении игнимбри-

ты впервые выделены А.Н. Заварицким (1947). Они слагают обширные (до 2000 км<sup>2</sup>) покровы по периметру Арагацкого вулканического массива и детально изучены К. Шириняном, К. Мкртчяном, В. Амаряном, К. Карапетяном, С. Карапетяном и др. исследователями. Покровы игнимбритов состоят из многократно повторяющихся отложений раскаленных пепловых потоков, находящихся в сложных фациальных и возрастных взаимоотношениях. Состав этих пород соответствует дацитам (трахидацитам) и андезитам. По геолого-петрографическим признакам они подразделяются на: 1) спекшиеся пепловые туфы ереван-ленинканского типа, 2) пламенные туфы бюракан-шамирамского типа, 3) пемзовые туфы анийского типа и 4) туфы арктического типа. Первые три типа имеют пепловую матрицу и отличаются между собой по количественному содержанию фьямме, размерности витро- и кристаллокластов, степени спекаемости и др. параметрам. Арктические туфы характеризуются лавовидной матрицей и минимальным содержанием витрокластов (Ширинян, 1961; Карапетян К., 1992).

Большинство исследователей – Г. Макдоналд, Г. Горшков, Б. Пийп, Г. Тазиев, А. Заварицкий, К. Карапетян и др. указывают на связь игнимбритовых извержений со специфическими Р-Т условиями магматического расплава и пароксизмальными взрывными процессами при кальдерообразовании, хотя, в частности, А. Ритман (1964) и К. Ширинян (1961) относительно кальдерообразования придерживаются иного мнения и принимают связь игнимбритов с извержениями трещинного характера. Несмотря на долгие исследования, до настоящего времени нет однозначной концепции возраста, условий формирования и отложения туфо-игнимбритового комплекса Арагацкого региона. В последние годы на основе анализа и сопоставления многочисленных разрезов игнимбритовых покровов и переслаивающихся с ними других вулканических образований, а также озерно-речных отложений, в пределах региона разработана наиболее корректная стратиграфическая и возрастная схема для отдельных горизонтов игнимбритового комплекса (Гукасян, 1985; Connor et al., 2011). Согласно этой схеме, выделяются четыре стратиграфических горизонта туфов и игнимбритов, охватывающих промежуток времени от верхнего плиоцена до нижнего неоплейстоцена. Наиболее древние из этих образований, обнаруженные только в разрезах каньонов рр. Амберт и Касах, датируются верхним плиоценом (К-Аг возраст 1.8 Ма). Их геологический возраст установлен К. Шириняном (1961), В. Амаряном (1964), Ю. Гукасяном (1985) и подтвержден палеомагнитными исследованиями (Карапетян К., Солодовников, 1987). Второй горизонт известный, как “пемзовые туфы анийского типа”, развит на З периферии Арагацкого массива, в пределах Анийского плато на обоих берегах каньона р.Ахурян. Их стратиграфическое положение отвечает эоплейстоценовому возрасту. По генетическим признакам туфы данного типа вероятно связаны с разрывными трещинами в пределах Карсского плато, где они имеют наибольшее распространение, на что указывал также К.И. Карапетян (1992). Третий горизонт туфов и

игнимбрифов пользуется наибольшим развитием на склонах Арагацкого массива и в пределах окружающих его периферических плато, слагая сплошные поля и отдельные участки, суммарной площадью около 1500 км<sup>2</sup>. Данный горизонт относится к верхнему эоплейстоцену и сложен покровами игнимбрифов, известных, как “туфы ереван-ленинканского и бюракан-шамирамского типов”, формирование которых скорее всего отвечает этапу неоднократных пароксизмальных взрывов из центрального канала. Эти вулканические события сопоставляются с *пелейско-плинианскими* извержениями. Сформированные покровы игнимбрифов связаны между собой фаціальными переходами по простиранию, вкост простиранья отдельных потоков и по удаленности от центра извержений (Карпетян К., 1992). Наиболее молодые по возрасту (верхний эоплейстоцен-нижний неоплейстоцен) туфы и “туфолавы арктического типа” относятся к четвертому горизонту и распространены в пределах С-СЗ и, частично, СВ склонов и предгорий Арагацкого массива.

Наряду с разделением по геологическим параметрам залегания, стратиграфическому положению и взаимоотношениям в разрезах, арагацкие игнимбрифы классифицируются нами также по методу (Sparks and Walker, 1977; Walker, 1983), основанному на количественных соотношениях крупнообломочных (1-2 мм и выше) фрагментов – витрокластов, кристаллокластов, литокластов. Указанные авторы, используя коэффициент пропорциональности между мощностью и площадью покровов игнимбрифов, разделяют последние на два типа: 1) игнимбрифы типа “L.A.R.I.” (“low aspect ratio ignimbrite”), отличающиеся малыми мощностями и широким площадным распространением, высокой скоростью перемещения пепловых потоков и доминированием в их составе фрагментов витрокластики; 2) игнимбрифы типа “H.A.R.I.” (“high aspect ratio ignimbrite”), которые характеризуются меньшими скоростями перемещений, ограниченным распространением по площади и большими мощностями, а также и преобладанием кристаллокластов в обломках.

Выполненные на представительном количестве образцов подсчеты показали, что арагацкие игнимбрифы первых трех горизонтов по резкому преобладанию витрокластики сопоставляются с игнимбридами типа “L.A.R.I.” и обнаруживают высококомобильную природу пепловых потоков во время их отложения. Арктические туфы (четвертый горизонт) с их ведущей ролью кристаллокластов в составе крупных фрагментов и более значительными мощностями потоков и соответственно менее подвижным характером их перемещения, скорее, относятся к игнимбридам типа “H.A.R.I.”.

## Заключение

Проведенный анализ и реконструкции последовательности формирования позднеколлизионных плиоцен-четвертичных (голоценовых) вулканов СВ части Армянского нагорья выявили значительное многообразие типов наземных извержений, а также форм их проявления. Трещино-линейный тип извержений, близкий к гавайскому, свойственен Западной неовулканической зоне и отражает этап сквозной проницаемости земной коры вдоль региональных меридиональных разломов. В дальнейшем, в Западной и Восточной зонах возникают условия задержки магматических расплавов в коре, и формируются малоглубинные очаги, а также изменяется характер поступления расплавов к поверхности вдоль СЗ локальных раздвиговых структур типа “pull-apart basin”.

Наиболее распространенным типом извержений становится стромболианский, проявленный как при формировании крупных стратовулканов Арагац, Араилер, Ишхансар и Цхук, так и ареально-монокенных вулканов совмещенного и автономного типа. По феноменологическим особенностям стратовулканы относятся к категории сложных полигенных вулканов с протяженными дифференцированными сериями при непостоянных соотношениях стромболианских, вулканских, вулканско-пелейских и пелейско-плинианских (Арагац) типов извержений.

Классически выраженные ареально-монокенные вулканы основного – среднего состава характеризуются стромболианской активностью с переменными соотношениями лавовых и пирокластических фаций. Монокенные многовыходные вулканы риолит-риодацитов характеризуются смешанным стромболианско-вулканским типом извержений с широко проявленной завершающей экструзивной вулcano-купольной фазой.

Игнимбритовый вулканизм скорее всего обусловлен катастрофическими пелейско-плинианскими извержениями раскаленных пепловых потоков, связанных с наиболее глубокими горизонтами магматической колонны и с процессами кальдерообразования в привершинной зоне вулкана Арагац, а также с разрывными трещинами на его склонах и предгорьях. Игнимбриты по вариациям составов крупнообломочной фракции и по характеру матрицы относятся к известным “Н.А.Р.І.” и “L.А.Р.І.” типам, которые отвечают различной степени подвижности пепловых потоков и различным условиям их отложения.

Вопросам петрологии, геохимии и геодинамических условий развития плиоцен-четвертичного вулканизма будет посвящена отдельная статья.

## ЛИТЕРАТУРА

- Амарян В.М.** Вулкан Арагац, его строение и история формирования. Автореф. канд. дисс., Ереван, Изд. АН АрмССР, 1964, 24 с.
- Арутюнян Е.В., Лебедев В.А., Аракелянц М.М.** К-Аг геохронология некоторых вулканических центров Гегамского нагорья (Малый Кавказ, Армения). Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Сб. «Центр информационной культуры», 2003, с. 38-41.

- Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х.** Геохронология магматических, метаморфических и рудных формаций АрмССР, Ереван, Изд. АН АрмССР, 1985, 290 с.
- Габриелян А.А.** Основные вопросы тектоники Армении. Ереван, Изд. АН АрмССР, 1959, 185 с.
- Габриелян А.А., Харазян Э.Х.** К неотектонике Лорийского, Гукасянского и Цалкинского лавовых плато. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1967, №1-2, с. 168-172.
- Горшков Г.С.** О строении вулкана Арагац и его игнимбритах. "Туфолавы и игнимбриты". Тр. Лаборатории Вулканологии, вып. XX. Москва: Изд. АН СССР, 1961, с. 66-71.
- Горшков Г.С., Богоявленская Г.Е.** Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения в 1955-1963гг., Москва: Наука, 1965, 172 с.
- Гукасян Ю.Г., Ширинян К.Г.** Базальтовый вулканизм северного склона массива г. Арагац. Зап. Арм. отд. ВМО. вып. 9, Изд. АН АрмССР, Ереван, 1978, с. 44-55.
- Гукасян Ю.Г.** Петрография, минералого-геохимические особенности и история формирования Арагацкого вулканического комплекса. Автореф. канд. дисс., Тбилиси, 1985, 25 с.
- Гукасян Ю.Г.** К вопросу о геологических взаимоотношениях между долеритовыми базальтами Ахурянского каньона и Арагацкой вулканогенной толщей. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1976, № 2, с. 26-31.
- Гукасян Ю.Г.** Изотопная геохронология позднеколлизийного вулканизма Арагацкой неовулканической области: вопросы периодичности и возможной реактивизации вулканических событий. Материалы III Российской конференции по изотопной геохронологии. Москва, т.1, 2006, с. 216-221.
- Гукасян Ю.Г.** Долеритовые базальты бассейна среднего течения р. Ахурян (окрестности с. Ваграмаберд). Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1970, № 4, с. 44-52.
- Джрбашян Р.Т., Гукасян Ю. Г., Карапетян С.Г., Мнацаканян А.Х., Навасардян Г.Х.** Позднеколлизийный вулканизм северо-восточной части Армянского нагорья. Магматизм и рудообразование. Мат. конференции, Москва, ИГЕМ РАН, 2009. с. 39-42.
- Ջրբաշյան Ռ.Տ., Գաբրիելյան Ա.Ն., Դավթաշյան Յու.Գ., Խարազյան Է.Խ.** "Արագածի շրջանակախոսքը": Հայաստանի Ազգային Ատլաս, հատոր Ա; «Գեոդեզիայի և քարտեզագրության կենտրոն» ՊՈԱԿ; Երևան, 2007, էջ 32:
- Заварицкий А.Н.** Игнимбриты Армении. Изв. АН СССР, сер. геол., 1947, № 3, с. 3-18.
- Заварицкий А.Н.** Некоторые черты новейшего вулканизма Армении. Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 1, с. 28-39.
- Кваша Л. Г.** О строении вулканического центра Араилер. Тр. Лаб. Вулканологии АН СССР, вып. 7, Москва, 1953, с. 83-136.
- Карапетян С.Г., Джрбашян Р.Т., Навасардян Г.Х., Меликсетян Х.Б., Мнацаканян А.Х., Савов И., Гукасян Р.Х.** Верхнеплиоцен-голоценовый вулканизм Сюникского нагорья (Армения). Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2010, № 1, с. 3-20.
- Карапетян С.Г.** Особенности строения и состава новейших липаритовых вулканов АрмССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1972, 196 с.
- Карапетян К.И.** Новейший игнимбритовый вулканизм Республики Армения. Фонды ИГН АН АрмССР, Ереван, 1992, 550 с.
- Карапетян К.И., Солодовников Г.М.** Новые данные о возрасте и стратиграфии игнимбритов Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1987, № 2, с. 24-30.
- Карапетян К.И.** Верхнеплиоцен-четвертичные магматические формации и вулканизм Армении. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1969, № 3, с. 3-14.
- Карапетян К.И.** Ареальный вулканизм Армянской ССР. Фонды ИГН АН АрмССР, Ереван, 1984, 319с.
- Каталог** верхнеплиоцен-четвертичных вулканов Армянской ССР.// Гукасян Ю.Г., Карапетян К.И., Карапетян С.Г., Нагапетян Л.Б., Харазян Э.Х., Ширинян К.Г.//Фонды ИГН АН АрмССР, Ереван, 1978, т.1 - 263 с., т. 2-301 с., т. 3-283 с.
- Лебедев П.И.** "Вулкан Алагяз и его лавы. Алагяз - потухший вулкан Армянского нагорья". Т. - 1, Тр. СОПС, серия Закавказская, вып. 3, Ленинград, 1931, 379 с.
- Макдоналд Г.** Вулканы. Москва: "Мир", 1975, 430 с.
- Меликсетян Б.М., Карапетян С.Г., Гукасян Р.Х., Мнацаканян А.Х.** Рубидий-стронциевый изотопный состав и геохимические особенности новейших риолитовых вулканитов Армении. Изв. НАН РА, Науки о Земле. Т. LI, 1998, № 1-2, с. 40-59.
- Милановский Е.Е., Хаин В.Е.** Геологическое строение Кавказа. Москва: Изд. МГУ, 1963, 356 с.

- Милановский Е.Е., Короновский Н.В.** Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. Москва: "Недра", 1973, 277 с.
- Навасардян Г.Х.** Петрографические и петрохимические особенности позднеколлизийного вулканизма Гегамского нагорья. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2006, № 3, с. 10-19.
- Паффенгольц К.Н., Тер-Месропян Г.Т.** Арагац. Ереван, 1964, 80 с.
- Ритман А.** Вулканы и их деятельность. Москва: "Мир", 1964, 437 с.
- Харазян Э.Х.** Стратиграфическое положение долеритовых лав Лорийского плато в разрезе вулканического комплекса Джавахетского хребта. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1966, № 5, с. 38-46.
- Харазян Э.Х.** Геология и четвертичный вулканизм Армении. Ереван, "Геоид", 2012, 617 с.
- Чернышев И.В., Лебедев В.А., Аракелянц М.М., Джрбашян Р.Т., Гукасян Ю.Г.** Четвертичная геохронология Арагацкого вулканического центра (Армения) по данным К-Аг датирования. ДАН РФ, т. 384, 2002, № 1, с. 95-102.
- Ширинян К.Г., Нагапетян Л.Б.** О некоторых геолого-петрографических аспектах новейшего базальтового вулканизма Армении. Зап. Арм. отд. ВМО, вып. 6, 1974, с.44-57.
- Ширинян К.Г.** О связи петрофизических и петрохимических особенностей новейших вулканических серий Армении с блоковыми структурами. В кн. «Вулканизм и формирование минеральных месторождений в Альпийско-Гималайской геосинклинальной зоне». Москва: "Наука", 1973, с. 127-137.
- Ширинян К.Г.** К вопросу о новейших (верхнеплиоцен-четвертичных) вулканических формациях Армении. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1975, № 1, с. 3-15.
- Ширинян К.Г.** Вулканические туфы и туфолавы Армении. Ереван, Изд. АН АрмССР, 1961, 159 с.
- Ширинян К.Г.** Антропогенный вулканизм Армении. В кн. "Проблемы вулканизма", Ереван, изд. АН АрмССР, 1959, с. 117-120.
- Connor C., Connor L., Halama R., Meliksetian Kh., Savov I.** Volcanic Hazard Assessment of the Armenian Nuclear Power Plant Site. Final Report, 2011, p. 278.
- Karapetian S., Jrbashian R., Mnatsakanian A.** Late collision rhyolitic volcanism in the north-eastern part of the Armenian Highland. JVGR, 2001, 112, Elsevier, p. 189-220.
- Karakhanian A., Djrbashian R., Trifonov V., Philip H., Arakelian S., Avagian A.** Holocene-historical volcanism and active faults as natural risk factors for Armenia and adjacent countries. JVGR, №113, Elsevier, 2002, p. 319-344.
- Karakhanian A., Djrbashian R., Philip H., Arakelian S., Avagian A., Bagdasarian H., Davtian V., Ghukasyan Yu.** Volcanic hazard in the region of the Armenian Nuclear Power Plant. JVGR, 126/1-2, 2003, p. 34-62.
- Lebedev V., Chernyshev I., and Yakushev A.** Initial Time and Duration of Quaternary Magmatism in the Aragats Neo-volcanic Area. (Lesser Caucasus, Armenia). DAN, 2011, vol. 437, N6, p. 808-812.
- Sparks R. and Walker G.** The significance of vitric-enriched air-fall ashes associated with crystal-enriched ignimbrites. JVGR, 2: 1977, p. 329-341.
- Walker G.** Ignimbrite types and ignimbrite problems. JVGR, 17: 1983, p. 65-88.

**ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՈՒՇ ԿՈՒԻՉԻՈՆ ՆԵՐՑԱՄԱՔԱՅԻՆ  
ՀՐԱԲԽԱՅՆՈՒԹՅԱՆ ՀՐԱԲԽԱՅԻՆ ԺԱՅԹՔՈՒՄՆԵՐԻ ՏԻՊԵՐԸ ԵՎ  
ԱՐՏԱՀԱՅՏՄԱՆ ՁԵՎԵՐԸ**

**Ռ.Տ. Ջրբաշյան, Յու.Գ. Ղուկասյան, Ս.Հ. Կարապետյան, Ա.Խ.  
Մնացականյան, Գ.Խ. Նավասարդյան, Հ.Պ. Գևորգյան**

Ամփոփում

Հայկական լեռնաշխարհի հյուսիս-արևելյան հատվածում լայն տարածում գտած պլիոցեն-չորրորդական (հոլոցեն) հասակի հրաբխայնությունը համադրելի է համընդհանուր ճանաչում ունեցող հավայան, ստրոմբոլյան, վուլկանյան և պելեյան-պլինեյան հրա-

բխային ժայթքումների տիպերի հետ: Հայաստանի տարածքում գլխավորապես առանձնացվում է հրաբխային ժայթքման ստրոմբոլյան տիպը: Պոլիգեն ստրատոհրաբուխների ձևավորման մեջ նշված հրաբխային ժայթքման տիպերը հաճախ զուգորդվում են և դրսևորված են բարդ փոխհարաբերություններով:

Իրականացվել է ներգամաքային հրաբխականության ակտիվությամբ պայմանավորված արտահայտման ձևերի դասակարգում, համաձայն որի առանձնացվել են ճեղքվածքագծային, պոլիգեն ստրատոհրաբխային, արեալ-մոնոգենային, ինչպես նաև համեմատաբար հազվադեպ հանդիպող իգնիմբրիտային հրաբխականության երևույթները:

Քննարկվել են ժայթքման տիպերի և հրաբխականության դրսևորման ձևերի փոփոխման հաջորդականության առանձնահատկությունները:

#### **TYPES OF VOLCANIC ERUPTIONS AND FORMS OF MANIFESTATION OF THE LATE-COLLISION ON-LAND VOLCANISM IN ARMENIA**

**Jrbashyan, R. T., Ghukasyan, Yu. G., Karapetyan, S. G., Mnatsakanyan,  
A. Kh., Navasardyan, G. Kh., and Gevorgyan, H. P.**

#### **Abstract**

The large diversity of eruption types of the Pliocene-Quaternary (Holocene) volcanism, which is widely manifested in Armenia, is comparable with eruptions of the Hawaiian, Strombolian, Vulcanian and Pelean-Plinian types. The Strombolian type has been established as the leading one. In complex relationships, the mentioned eruption types were combined in the formation of polygenetic stratovolcanoes.

The forms of manifestation of the on-land volcanic activity were classified by identifying the fissure-linear, polygenetic stratovolcanoes, as well as of the areal-monogenetic and, relatively rare, ignimbrite volcanism. The issues of changes in the eruption types and forms of volcanic activity manifestation are considered with reference to the studied volcanic complexes of the late-collision stage.

## **СТРУКТУРНЫЙ КОНТРОЛЬ И УСЛОВИЯ РАЗМЕЩЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ АЙГЕДЗОРСКОГО МЕДНО-МОЛИБДЕН- ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЮЖНАЯ АРМЕНИЯ)**

**© 2012 г. Р. Н. Таян, С. Э. Овакимян, А. Е. Оганесян**

*Институт геологических наук НАН РА*

*E-mail: tayan@geology.am*

*0019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения*

*Поступила в редакцию 14.08.2012 г.*

В статье, на основе полевых исследований и данных опробования, полученных в процессе разведки месторождения, рассматриваются геолого-структурные условия формирования Айгедзорского медно-молибденового месторождения. С целью установления закономерностей распределения рудной минерализации и связи ее с рудоконтролирующими структурами составлены диаграммы тектонической и рудовмещающей трещиноватости участка месторождения, геолого-структурные разрезы и блок-диаграммы распределения меди и молибдена по результатам 45 разведочных скважин, а также данным опробования и документации тяжелых горных выработок.

Медно-молибден-порфиновые месторождения мира являются экономически наиболее важным типом месторождений по меди и молибдену. В настоящем Cu-Мо-порфиновые месторождения обеспечивают около трех четвертей потребности меди, половину потребления молибдена, и связанных с этими месторождениями золота, рения и других металлов – Ag, Pd, Te, Se, Bi, Zn, и Pb (Sillitoe, 2010). Для Cu-Мо-порфировых месторождений характерна их генетическая связь с гранитоидными интрузиями (Попов, 1977; Кривцов и др., 1986; Seedorff et al., 2005). Медно-молибден-порфиговое оруденение Мегринского плутона верхний эоцен-нижний миоценового возраста соответствует гранит-гранодиоритовой модели (Мелконян и др., 2011) и является профилирующим в регионе. Формировалось оно в коллизионных геодинамических обстановках (Меликсетян, 1989) и представлено многочисленными рудопроявлениями и месторождениями, в том числе Айгедзорским месторождением (Таян и др., 2003).

Данная статья является результатом изучения Айгедзорского месторождения. Основываясь на личных исследованиях и имеющемся аналитическом материале, полученном при проведении разведочных работ месторождения, установлены геолого-структурные особенности его формирования, обоснована структурная связь между участками штокового и жильного оруденения, а также выяснены условия распределения меди и молибдена и связи их с разрывными структурами различных порядков.

Айгедзорское медно-молибденовое месторождение Южной Армении

расположено в пределах Мегринского плутона, на юге Личк-Айгедзорского рудного поля, на участке слияния р. Мегри и правого его притока р. Бугакар (рис.1).

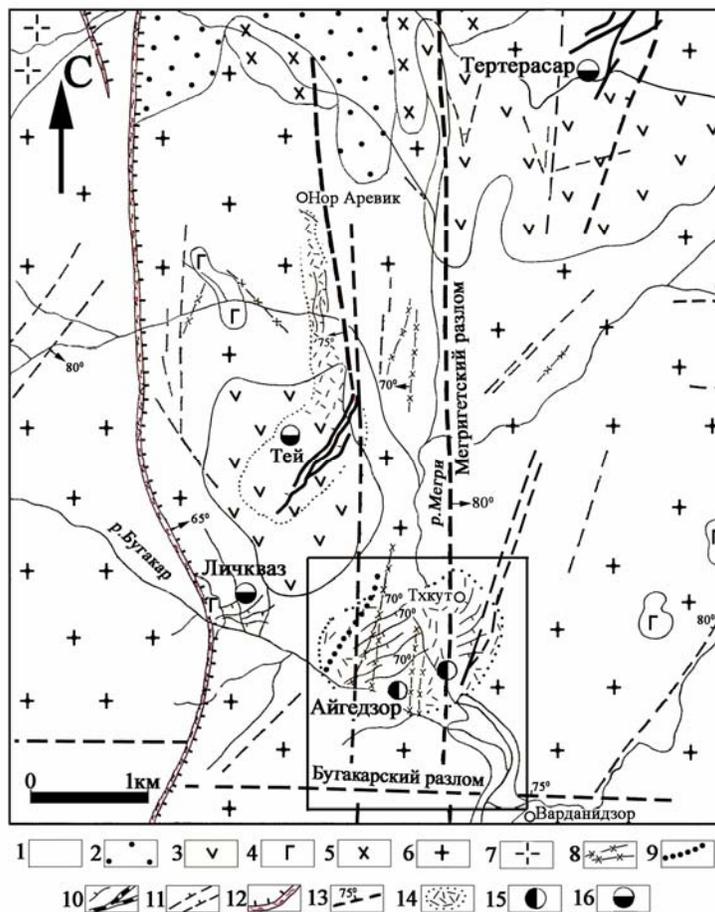


Рис. 1. Геолого-структурная схема Личк-Айгедзорского рудного поля Мегринского плутона.

Условные обозначения: 1. Аллювиально-делювиальные отложения (Q); 2. Терригенно-озерные отложения (N13- N21); 3. Базальты, андезиты (ø22); 4-6 Интрузивные комплексы (ø23- ø31); 4. Габбро ортоклазовые; 5. Монцониты, кв.монцониты; 6. Гранодиориты, сиенограниты; 7. Крупнозернистые порфиroidные гранодиориты (N11); Дайковый комплекс (8-9); 8. Диоритовые порфириты; 9. Гранодиорит-порфиры (крупнопорфировые); 10. Кварцевые жилы и жильные зоны; 11. Разрывные нарушения; 12. Зона Таштунского разлома; 13. Крупные разрывные нарушения; 14. Гидротермальные изменения (окварцевание, серицититизация, реже карбонатизация). Месторождения: 15. Медно-молибденовые; 16. Золото-сульфидные. В рамке выделена площадь Айгедзорского месторождения.

В прошедшие годы месторождение изучалось многими исследователями, в том числе Г.И. Гольденбергом, Г.Н. Туняном, К.А. Карамья-

ном, Г.О. Пиджяном, Ш.О. Амиряном, А.С. Фармазяном, П.Г. Алояном, Г.Г. Шамцяном и др.

Вмещающие породы Айгедзорского месторождения представлены сиеногранитами и гранодиоритами габбро-диорит-гранодиорит-сиеногранитового интрузивного комплекса Мегринского плутона (Карамян, 1978). По последним U-Pb определениям (Moritz et al., 2011) рудовмещающие сиенограниты и гранодиориты представляют возрастную группу с возрастом 40-45 Ма.

Среди дайковых образований установлены гранодиорит-порфиры, диорит-порфириты и лампрофиры (спессартиты). Дайки имеют преимущественно меридиональное и субмеридиональное простирание  $350-20^{\circ}$ ; кроме них, установлены мелкие тела аплитов, пегматитов и аплит-пегматитов.

Геолого-разведочные работы, как и подсчет запасов руд, проводились по участкам месторождения по мере их выявления. В 1954г. был установлен участок жильного оруденения, выделенный как “Центральный участок”, и позже в 0,6 км северо-восточнее, участок Ехникасар (ныне Тхкут), представленный штокверковыми рудами.

Жильный тип оруденения “Центрального участка” расположен на западном фланге месторождения, в висячем боку Тейского разлома (рис. 2), представлен кварц-халькопирит-молибденитовыми жилами.

Разведочные работы “Центрального участка” проводились в основном на горизонтах 1133 м и 1166 м. Выявлено более 20 кварцево-рудных жил, которые прослеживаются по простиранию от 80 до 370 м, при мощности от 0,1 до 1,6 м (Туян, 1971; Карамян, 1978; Пиджян, 1975; Амирян и др., 2000). Жилы падают, в основном, на юго-восток  $140-160^{\circ}$  под углом  $60-80^{\circ}$ . Они выступают в рельефе и прослеживаются на поверхности.

Рудовмещающие гранодиориты и сиенограниты в зальбандах жил гидротермально изменены: окварцованы, серицитизированы, пиритизированы и содержат вкрапленное оруденение халькопирита. Интенсивность гидротермального изменения зависит как от мощности жил, так и от наличия тектонических подвижек. По гидротермальным изменениям прослеживаются и протяженные, субпараллельные основным разломам и дайковым образованиям относительно мелкие тектонические разрывы. Пострудные тектонические нарушения проявились достаточно интенсивно. Отмечается наложение поздних разрывных структур на ранние с образованием брекчиевидных текстур руд, выражающееся в цементации ранних минеральных ассоциаций поздними. По ним же наблюдаются и пострудные смещения кварцево-рудных жил с выраженными зеркалами скольжения. Амплитуда смещений большей частью небольшая 0,2-2,0 м, лишь жилы 6 и 7 смещены на 33 м (Пиджян, 1975).

Из рудных минералов в жилах главная роль принадлежит молибдениту. Содержание меди в жилах колеблется в пределах 0,11-0,55%, молибдена 0,23-1,04%.

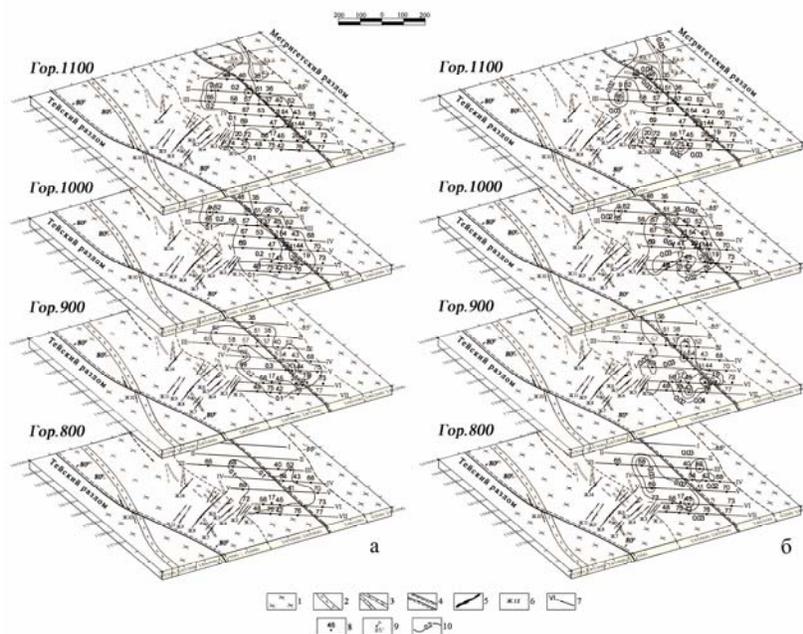


Рис.2. Блок-диаграммы Айгедзорского месторождения.

1 – гранодиориты, сиенограниты; 2 – гранодиорит-порфировая дайка; 3 – диорит-порфировые дайки; 4 – крупные разрывные нарушения; 5 – жилы западного фланга Айгедзорского месторождения; 6 – номера жил; 7 – разведочные разрезы; 8 – номера скважин; 9 – элементы залегания; 10 – контуры площадей, выделенных по классам содержания штокверковых руд: молибдена (а), меди (б).

Площади штокверковых руд Айгедзорского месторождения (участок Тхкут, рис. 2, 3 и 5) расположены как на правом, так и на левом бортах р. Мегри. Контролируются близмеридиональным Мегригетским разломом и опережающим его Егникасарским разломом, ориентированным на северо-восток  $30^{\circ}$ , на участке их пересечения с близширотной зоной повышенной трещиноватости Бугалярского разлома (Овакимян, Таян, 2008).

Штокверковые руды, как и на участке жильного оруденения, локализованы в измененных, окварцованных, частично хлоритизированных гранодиоритах и сиеногранитах. Среди дайковых образований наиболее часто отмечаются диоритовые порфириты, реже гранодиорит-порфиры.

Рудоносные площади штокверка правого и левого бережья р. Мегри отличаются по степени разведанности. Первый из них, расположенный в пойме отмеченных рек, разведан 45 разведочными скважинами по 7-и северо-восточным разрезам (рис. 2 и 3), участок левого бережья разведан двумя уровнями штолен (штольни №№ 1 и 2) на отметках соответственно 1134 и 1235 м (рис. 3 и 5).



Геолого-структурные условия формирования этого участка месторождения обусловлены ролью Мегригетского разлома и сформировавшемся в его висячем боку оперяющим Егникасарским разломом.

Мегригетский разлом хорошо проявлен на 25-ом метре квершлага 2 штольни № 1, швом мощностью до 8 м (аз. падения  $90-95^{\circ}$ , угол  $80-85^{\circ}$ ). В квершлага 5 (133 м) той же штольни проявлена мощная зона дробления разлома с аз.падения  $90^{\circ}$ , под углом  $80^{\circ}$ . Выход этого меридионального шва на поверхность отмечен у с. Тхкут. Несколько северней, на участке выходов мио-плиоценовых риодацитов Цак-кара, зона рассматриваемого разлома представлена рядом крупных швов субмеридионального простирания и оперяющих их разрывов (рис. 4а). Здесь падения основных швов до  $80^{\circ}$  в западные румбы. Мегригетский разлом на описываемом участке контролирует и выходы наиболее молодых в регионе экструзий риодацитов (рис. 4б).



Рис. 4. Субмеридиональные швы Мегригетского разлома (4а) и экструзивное тело риодацита на участке Цак-кар (4б) Личк-Айгедзорского рудного поля.

Ехникасарский разлом представляет собой разветвленную сеть протяженных зон дробления, сопровождающихся глиной трения. Прослеживается он на 1,2 км при мощности более 200 м в север-северо-восточном направлении ( $20-30^{\circ}$ ) с преимущественным падением на юго-восток под крутыми углами  $70-80^{\circ}$ . Штольня №1 проложена по оси штокверка, прослеживая его всего на 800 м, в связи с чем перспективы северо-восточного фланга участка месторождения не оценены.

Оруденение представлено жильно-прожилковой штокверковой зоной, мощностью до 200 м. Медно-молибденовые рудные прожилки приурочены к разноориентированным маломощным системам разрывов, детали

проявления которых устанавливались при статистическом анализе мелкой рудовмещающей трещиноватости.

В штольне сближенные крутопадающие зоны гидротермально измененных пород меридионального и север-северо-восточного простираний Ехникасарского разлома создают впечатление единой, сложнопроявленной структуры с раздувами в 10 и более метров на участках их пересечения и сочленения. Северо-восточные структуры несколько уступают в мощности меридиональным и формировались, возможно, как системы оперения последних. Оруденение представлено сетью кварц-халькопирит-молибденитовых и кварц-молибденитовых прожилков, сопровождающихся вкрапленностью пирита и других сульфидов. Мощность прожилков в основном 3-5 см в системах трещин северо-восточного и близширотного простираний. Менее проявлены мелкие рудовмещающие меридиональные разрывы. Наиболее крупные на месторождении кварц-молибденитовые жилы имеют северо-восточное простирание и мощность до 35-40 см. Молибденит сконцентрирован в основном в зальбандах жил, халькопирит – в центре.

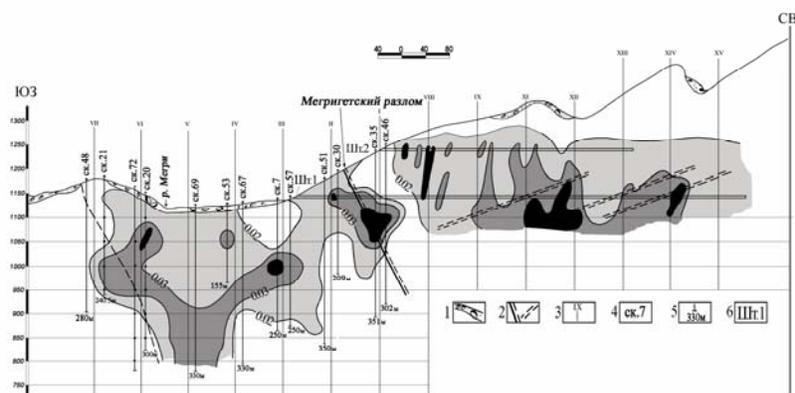


Рис. 5. Айгедзорское месторождение, Тхкютский участок. Разрез по профилю штолен № 1 и 2 (лево- и правобережье р. Мегри, по азимуту СВ-300), охарактеризованный по данным штолен и разведочных скважин.

Условные обозначения. 1 – аллювиально-делювиальные отложения, 2 – разрывные нарушения, 3 – разведочные разрезы, 4 – скважины; 5 – глубина скважин; 6 – штольни. На разрезе показаны площади, выделенные по классам одержаний молибдена. Вмещающие породы – гранодиориты, сиенограниты.

Оруденение охарактеризовано данными содержаний молибдена (рис. 3а и 5) и меди (рис. 3б) по стволу и 18 квершлагам, протяженность которых от 50 до 250 м.

Площади относительно высоких содержаний молибдена более 0,040% приходятся на интервал между XI–XI<sup>1</sup> и XIII–XIII<sup>1</sup> разрезами (ствол и первые метры квершлагов с 11 по 14) и тяготеют к участкам сочленения зон гидротермально измененных пород. Небольшие интервалы (до 1м) предель-

но высоких для месторождения содержания молибдена от 0,09 до 0,3% отмечаются на отдельных участках как по стволу штольни, так и квершлагов 3, 5, 7, 9, 10, 13.

В размещении медного оруденения определенные закономерности не установлены. Непротяженные интервалы опробования с содержанием меди 0,3-0,4% чаще отмечаются на участках устья штольни и квершлагов 16 и 17.

На горизонте штольни № 2 (1235 м), пересекающей разрез XIII–XIII<sup>1</sup> (протяженность 306 м), площадь разведанной минерализации значительно уже, уступает она и по интенсивности оруденения.

На рис. 5 приведен разрез с выделением молибденовой минерализации, составленный по профилю штолен № 1 и 2 Тхкутского участка месторождения через участок правобережья р. Мегри, охарактеризованный разведочными скважинами. На юго-западном его продолжении расположен участок жильного медно-молибденового оруденения, который как показано на рис. 2 (при падении жил на юго-восток), на нижних горизонтах смыкается с внешними контурами участков лево- и правобережья р. Мегри.

#### **Особенности проявления рудовмещающей трещиноватости.**

Структурные особенности Айгедзорского месторождения можно проанализировать на основе круговых структурных диаграмм (рис. 6а, б и 7), составленных на основе данных документации тяжелых горных выработок и замеров тектонической трещиноватости в процессе поверхностного картирования.

Статистическое изучение рудоносной трещиноватости по штольне 1 левобережного участка (рис. 6а) показывает, что медно-молибденовая минерализация локализована преимущественно в северо-восточных разрывах, с падением как на северо-запад, так и на юго-восток под углами 70-80°.

Наибольшие концентрации нормалей к плоскостям разрывов отмечаются в юго-восточной части диаграммы (максимум 1). Максимальной концентрации соответствуют системы разрывов падением 130° и крутым углом падения. Здесь же отмечаются изолинии нормалей до 6% от общего числа замеров, отражающих ориентировку более пологих систем трещин того же простирания. Системы трещин северо-восточного простирания, но с падением на северо-запад, согласно рассматриваемой сводной диаграмме, развиты слабее и имеют преимущественное падение 310-320° и угол 70-75°.

На участке менее проявлены мелкие рудовмещающие меридиональные разрывы с крутыми углами падения на восток.

Близшироотно ориентированные разрывные нарушения месторождения, имеющие южные падения, представлены разрывами, как с пологими, так и крутыми углами падения (рис. 6а).

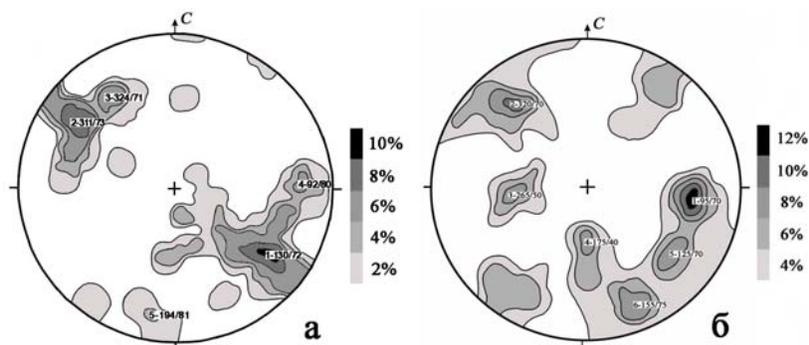


Рис.6. Айгедзорское медно-молибденовое месторождение: а) структурная диаграмма рудовмещающих разрывов по штольне № 1 (левобережье р. Мегри). 215 замеров, изолинии: 1-2-4-6-8-10%. б) сводная структурная диаграмма по замерам мелкой тектонической трещиноватости естественных обнажений Айгедзорского рудного поля. 185 замеров, изолинии: 1-2-4-6-8-10%. Здесь и далее - сетка Вульфа, проекция на верхнюю полусферу. Цифры на диаграммах – номера и элементы залегания полюсов систем трещин.

На рис. 6 б приведена структурная диаграмма по замерам мелкой тектонической трещиноватости естественных обнажений Айгедзорского рудного поля. Согласно диаграмме, наиболее выраженные системы трещин представлены субмеридиональными разрывами падением  $95^{\circ}$ , под углом  $70^{\circ}$ . Северо-восточные системы разрывов проявлены несколько слабее и имеют падения, как на северо-запад, так на юго-запад (максимумы – соответственно  $320^{\circ}$ , под углом  $70^{\circ}$  и  $155^{\circ}$ , под углом  $75^{\circ}$ ). На диаграмме также отразились субширотные системы трещин (падение  $175^{\circ}$ , угол  $40^{\circ}$ ) с пологим падением в южные румбы.

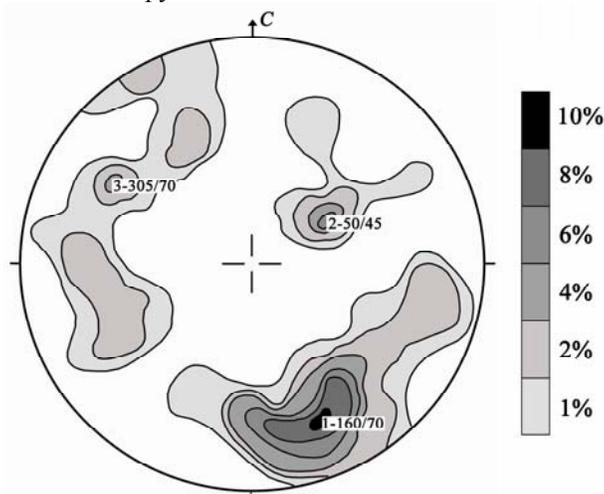


Рис.7. Айгедзорское рудное поле. Сводная структурная диаграмма мелкой тектонической трещиноватости зоны Бугакарского разлома. 200 замеров, изолинии: 1-2-4-6-8-10%.

Структурная диаграмма (рис. 7) составлена по замерам в пределах Бугакарской близширотной тектонической зоны повышенной трещиноватости, прослеживаемой на юге Айгедзорского рудного поля. Характеризуемая в структурном и морфологическом отношении впервые, эта тектоническая зона к западу от месторождения контролирует ряд рудопроявлений (Арцваберд и др.) южного экзоконтакта нижнемиоценовых порфиroidных гранитоидов Вохчинского массива, а также рудопроявления на территории Нахичевани (Алоян, 2001; Константинов, 2006).

Согласно статистической обработке данных (диаграмма рис. 7), наибольшее развитие в пределах рассматриваемой зоны имеют системы разрывных нарушений субширотного простирания падением на юго-запад  $160^{\circ}$  и углом падения до  $70^{\circ}$ . Слабо проявлены субмеридиональные и северо-восточные разрывные нарушения. Из пологопадающих разрывов выделяются северо-западные разрывы с падением  $50^{\circ}$  и углом  $50^{\circ}$ .

Выше, при рассмотрении рудовмещающих систем трещиноватости участков лево- и правобережья р. Мегри Айгедзорского месторождения отмечалось достаточно широкое проявление рудовмещающей трещиноватости субширотного простирания, что мы связывали с влиянием Бугакарской зоны, ограничивающей Айгедзорское месторождение с юга.

Преимущественное развитие на месторождении более пологих систем трещин (с углами падения  $40-45^{\circ}$ ), в сравнении с замерами в пределах самой зоны, мы склонны связывать с вертикальными перемещениями по зоне разлома с развитием в его лежащем боку оперяющих относительно пологих систем трещин.

### **Обсуждение и краткие выводы**

Айгедзорское месторождение сформировалось в тектоническом блоке, ограниченном с запада и востока близмеридиональными рудоконтролирующими разломами – Тейским и Мегригетским, а с юга субширотным Бугакарским разломом. Медно-молибденовые руды месторождения представлены двумя морфологическими типами – жильным и штокверковым. Участки их разобщены на поверхности и смыкаются на более глубоких горизонтах. Геолого-разведочные работы, изучение и подсчеты запасов осуществлялись по участкам месторождения, по мере их выявления и установления их практической значимости.

Ранее (Овакимян, Таян, 2008) было показано, что рудовмещающие разрывы Личк-Айгедзорского рудного поля в нижнемиоценовом рудном этапе формировались, как системы трещин оперения при сдвиговых перемещениях блоков, заключенных между рудоконтролирующими субмеридиональными разломами, в кинематических условиях правосторонних сдвиговых перемещений.

На западном фланге месторождения, висячем боку Тейского разлома, в динамических условиях, способствующих раскрытию северо-восточ-

но ориентированных оперяющих трещин, формировался жильный тип медно-молибденового оруденения.

В зоне Мегригетского разлома (в бортах лево- и правобережья р. Мегри) штокверковые медно-молибденовые руды месторождения формируются в более сложной структурно-тектонической обстановке. Здесь, помимо Мегригетского разлома и оперяющей его разветвленной структуры Егникасарского разлома, важная роль отводится и Бугакарской зоне повышенной трещиноватости.

Судя по приведенным структурным диаграммам, системы субширотной тектонической трещиноватости достаточно широко проявлены и на участке штокверкового оруденения Айгедзорского месторождения, где они, наряду с северо-восточными и меридиональными разрывами, формируют сеть мелкой рудовмещающей трещиноватости с редкими маломощными медно-молибденовыми жилами северо-восточного простирания.

Имеющиеся данные разведочных работ, однотипная минерализация и связь на ограниченной площади вышеотмеченных участков с рудоконтролирующими Тейским и Мегригетским разломами рудного поля, дают основание рассматривать участки жильного и штокверкового оруденения в контуре единого месторождения, представленного медно-молибденовыми рудами различных морфологических типов.

## ЛИТЕРАТУРА

- Алоян П.Г.** Геология горно-рудных регионов Армении. Горно-металлургический институт. Инженерная Академия Армении. Ереван, ГЕОИД, 2001, 245 с.
- Амирян Ш.О., Азизбемян М.С., Алтунян А.З., Таян Р.Н., Фарамазян А.С.** Характер оруденения, минералого-геохимические особенности руд, условия образования и локализации месторождений Айгедзорского рудного поля. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2000, № 1-2, с. 74-79.
- Константинов М.М.** Золоторудные провинции мира. М., Научный мир, 2006, с. 295-297.
- Карамян К.А.** Геологическое строение, структура и условия образования медно-молибденовых месторождений Зангезурского рудного района. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1978, 179 с.
- Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Попов В.С.** Медно-порфировые месторождения мира. М., Недра, 1986, 235 с.
- Меликсетян Б.М.** Петрология, геохимия и рудоносность палеогеновых вулканогенных интрузивных формаций Малого Кавказа (магматизм зон коллизии). – Автореф. дис. на соиск. док. геол.-мин. наук. Тбилиси, 1989, 54 с.
- Мелконян Р.Л., Таян Р.Н., Моритц Р., Селби Д., Гукасян Р.Х., Овакисян С.Э.** Медно-молибденовое оруденение Малого Кавказа – геодинамические и генетические особенности формирования. Материалы Всероссийской научной конференции, посвященной 100-летию С.Н. Иванова. “Тектоника, рудные месторождения и глубинное строение земной коры”. – Екатеринбург, 2011, с. 167-170.
- Овакисян С.Э., Таян Р.Н.** Разрывные нарушения Личк-Айгедзорского рудного поля и условия локализации оруденения. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 2008, № 3, с. 3-12.
- Пиджян Г.О.** Медно-молибденовая формация руд Армянской ССР. Изд. АН Армянской ССР, Ереван 1975, 311 с.
- Попов В.С.** Геология и генезис медно- и молибден-порфировых месторождений. Наука, 1977, 203 с.
- Таян Р.Н., Саркисян С.П., Арутюнян М.А.** Особенности локализации медно-молибденового оруденения месторождений Южного Зангезура. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2003, № 3, с. 24-29.

- Тунян Г.А. Взаимоотношение медно-молибденового и золото-сульфидного оруденения и стадии минерализации на Айгедзорском рудном поле. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1971, № 4, с. 28-37.
- Moritz R., Mederer J., Ovtcharova M., Selby D., Melkonyan R., Tayan R., Vardanyan A., Havokimyan S., 2011. Major Cu, Au and Mo deposits of the Lesser Caucasus: Products of a great diversity of geodynamic settings. 9th Swiss Geoscience Meeting, 11-13 November 2011, Zurich, abstract volume, p. 100-101.
- Seedorff, E., Dilles, J.H., Proffett, J.M., Jr., Einaudi, M.T., Zurcher, L., Stavast, W.J.A., Johnson, D.A., and Barton, M.D., 2005. Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features: Economic Geology 100th Anniversary Volume, p. 251–298.
- Sillitoe, R.H., 2010. Porphyry copper systems: Economic Geology, v. 105, p. 3–41.

*Рецензент С. А. Зограбян*

**ԱՅԳԵՁՈՐԻ ՊՂԻՆՁ-ՄՈՒԼԻԲԴԵՆ-ՊՈՐՖԻՐԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ  
ԿԱՌՈՒՑՎԱԾՔԱՅԻՆ ՎԵՐԱՀՄԿՈՂՈՒԹՅՈՒՆԸ ԵՎ  
ՀԱՆՔԱՅՆԱՑՄԱՆ ՏԵՂԱԲԱՇԽՄԱՆ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐԸ**

**Ռ.Ն.Տալան, Ս.Է. Հովակիմյան, Ա.Ե.Հովհաննիսյան**

Ամփոփում

Հոդվածում դիտարկվում են Այգեձորի պղինձ-մոլիբդեն-պորֆիրային հանքավայրի ձևավորման երկրաբանականությունը պայմանները՝ հիմնված դաշտային ուսումնասիրությունների և հանքավայրի հետախուզման պրոցեսում ստացված նմուշարկման տվյալների վրա: Հանքայնացման տեղաբաշխման օրինաչափությունների և հանքվերահսկող կառույցների հետ նրանց կապի պարզաբանման նպատակով կազմված են հանքավայրի տեղամասերի տեկտոնական և հանքներփակող ճեղքավորվածության դիագրամներ, երկրաբանականությունը կտրվածքներ և պղնձի ու մոլիբդենի տեղաբաշխման բլոկ-դիագրամներ:

Այգեձորի հանքավայրի տեղամասերը ներկայացված են տարբեր մորֆոլոգիական տիպի հանքայնացումներով: Կառուցվածքային գործոնով պայմանավորված՝ Այգեձորի հանքավայրի Կենտրոնական տեղամասը բարենպաստ է եղել երակային տիպի հանքայնացման առաջացման համար, իսկ Թղկուտի տեղամասը՝ շտոկվերկի: Այգեձորի երակային տեղամասը ձևավորվել է Թեյի և Մեղրիզետի բեկվածքների գործունեության արդյունքում: Թղկուտի տեղամասի ձևավորման պրոցեսում հիմնական հանքվերահսկող դերը պատկանում է Մեղրիզետի և նրա արևելյան կար հանդիսացող, հարող Եղնիկասարի բեկվածքներին: Պղնձի ու մոլիբդենի առավել բարձր պարունակությունները կապված են հենց այս մերձմիջօրեական բեկվածքների հետ: Այստեղ, բացի նշված մերձմիջօրեական բեկվածքներից, կարևոր դեր է տրվում նաև Բուղաքարի մերձլայնական առավելագույն ճեղքավորվածության գոտուն:

Հետախուզական աշխատանքների գոյություն ունեցող տվյալները, միանման հանքայնացումը և վերը նշված տեղամասերի կապը հանք-վերահսկող Թեյի ու Մեղրիզետի բեկվածքների հետ, հիմք են տալիս դիտարկել երակային ու շտոկվերկային հանքայնացման տեղամասերը որպես մեկ միասնական հանքավայրի տեղամաս՝ ներկայացված տարբեր մորֆոլոգիական տիպի հանքայնացումներով:

## **STRUCTURAL CONTROL AND THE CONDITIONS OF DISTRIBUTION OF MINERALIZATION WITHIN THE AYGEDZOR COPPER-MOLYBDENUM-PORPHYRY DEPOSIT**

**Tayan R.N., Hovakimyan S.E., Hovhannisyan A.E.**

Abstract

The article considers the geological and structural conditions of formation of the Aygedzor copper-molybdenum deposit, based on the field studies and on the sampling data, obtained during exploration of the deposit. For the purpose of establishing the regularities of distribution of the mineralization and its connection with the ore-controlling structures, diagrams of tectonic and ore-hosting fractures of the deposit, and geological and structural sections and block-diagrams for the distribution of copper and molybdenum have been made according to the data of the testing analysis of 45 exploratory geological boreholes, data of sampling and documentation of the complex adits.

The places of Aygedzor deposit are presented by different morphological types of mineralization. Due to the structural factor, the Central district and the Tkhkut district appeared in favorable settings for formation of vein-type and stock-work mineralization, respectively. The vein part was formed as a result of the activity of the Tey and Meghriget faults. During the formation of the Tkhkut district, the main ore-controlling role belonged to the Meghriget fault and its eastern suture of the Eghnikasar fault. The highest concentrations of copper and molybdenum are associated with these two, nearly meridian-oriented faults. Besides of these two near-meridian-oriented faults, an important role is assigned also to the WE- oriented Bughakyar fault zone.

The available exploration data, one-type mineralization and connection of the above mentioned districts with the ore-controlling Tey and Meghriget faults, give reason to consider the districts of vein and stockwork mineralization in the contour of a single deposit, represented by the copper-molybdenum ores of various morphological types.

## **ГЕОХИМИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СЕРИЙ АРАГАЦКОЙ ОБЛАСТИ**

**© 2012 г. Х. Б. Меликсетян**

*Институт Геологических наук Национальной Академии Наук Армении  
Армения, , Ереван 0019, пр. М. Баграмяна 24а.,  
E-mail km@geology.am  
Поступила в редакцию 16.09.2012 г.*

В статье обсуждаются геохимические и изотопные характеристики вулканизма Арагацкой вулканической области и возможные петрогенетические модели магмогенерации в пределах Армянского нагорья, находившегося в зоне коллизии. Обсуждаются некоторые специфические особенности коллизионного вулканизма, проявленные в сухом, высокотемпературном характере магмогенерации, имеющем некоторое сходство с внутриплитным петрогенезисом и наличием мантийного источника, обогащенного предыдущими субдукционными процессами, указывающим на определенную близость с островодужной моделью магмогенерации. На основе анализа новых геохимических и изотопных данных, а также обзора литературных моделей магмогенерации, предложена петрогенетическая модель формирования вулканизма Арагаца, выражающаяся в смешении основных мантийных и кислых адакитовых магм.

### **Введение**

Вулканизм и магматизм в зонах континентальной коллизии (таких как Армянское нагорье, Тибет) привлекают в последние десятилетия внимание многих исследователей, поскольку отличаются целым рядом специфических особенностей от вулканизма и магматизма субдукционных, внутриплитных и океанических рифтовых геодинамических обстановок, и представляют собой уникальный объект для понимания специфических особенностей магмогенерации в зонах коллизии.

Вулкан Арагац является крупнейшим вулканом в пределах Малого Кавказа (4090 м), который является также третьим на Армянском нагорье после Арарата (5165 м) и Сипана (4158 м). В то же время по площади овальная вулканическая постройка Арагацкого массива значительно превосходит вышеуказанные вулканы: диаметр овального щита Арагаца достигает 42 км.

Различные аспекты геологического строения, геоморфологии, вулканологии, петрографии, минералогии, петрологии и геохимии Арагаца освещены в многочисленных работах. Так, в 20-ом веке Арагац привлекал интерес многих исследователей геологии Армении и региона: П. Лебедева, Б. Личкова, К. Паффенгольца, С. Бальяна, А. Заварицкого, А. Асланяна, А. Месропяна, К. Шириняна. Некоторые специфические особенности вулканизма Арагацкой вулканической области освещены в работах С. Карапетяна и К. Карапетяна. В. Амарян (1964) выполнил первое детальное картирование и предложил стратиграфическую схему вулкана. Детальное исследование геологии, стратиграфии, петрологии и минералогии Арагаца

содержится в работе Ю. Гукасяна (1985). В середине 80-х и начале 90-ых годов Д. Джербашян проводил исследования по петрологии, минералогии и геохимии Арагаца, включая термобарометрические и геохимические исследования расплавных и газовой-жидких включений в минералах-вкрапленниках. Эти исследования были основой его незавершенной диссертационной работы, которая была опубликована в виде монографии в 2010 г. (Джербашян, 2010). Результаты радиометрического К-Аг датирования лав Арагаца содержатся в работах (Чернышев и др., 2002; Karakhanyan et al., 2003). В работе Джербашян и др. (1995) рассмотрены некоторые аспекты базальтоидного вулканизма Малого Кавказа Армении, в том числе Арагаца.

Одной из основных особенностей вулканизма Арагаца является сочетание полигенного и моногенного вулканизма, причем последний проявлен как на склонах вулкана, так и на периферических плато, что позволило К. Шириняну (1970) выделить понятие Арагацкой неовулканической области. Общая площадь последней около 5000 км<sup>2</sup>, что составляет 1/6 части территории Республики Армения.

Для Арагацкой области характерны как широкие вариации составов лав и пирокластического материала (от базальтов до риолитов), так и различные типы вулканических извержений, включая несколько эпизодов эксплозивных извержений плинианского типа и образование игнимбригов с низким коэффициентом пропорциональности (low aspect ratio ignimbrites)<sup>1</sup>.

Кратер вулкана Арагац представляет из себя ледниковый цирк глубиной около 400 м с четырьмя вершинами. Бальян (1962) рассматривает вершину вулкана как кальдеру взрыва (?), насаженную на полигенный стратовулкан.

В пределах кратера Арагаца установлены проявления минералов алунита  $KAl_3(SO_4)_2(OH)_6$  и пирита  $FeS_2$ , связанных с поствулканической гидротермальной и фумарольной активностью (Амарян, 1965; Гукасян, 1985). В настоящее время не наблюдается какой-либо гидротермальной и фумарольной активности в кратере Арагаца.

Несмотря на достаточно детальную изученность вулкана Арагац, целый ряд как геологических, вулканологических, так и петролого-геохимических вопросов остается открытым, а многие более ранние выводы и петрогенетические модели не подтверждаются новейшими исследованиями. В настоящей работе приведены новые геохимические и изотопные данные и их интерпретация, проливающие свет на некоторые своеобразные аспекты вулканизма Арагаца.

Важно отметить, что немногочисленные геохимические и изотопные данные по продуктам извержений публиковались также и ранее (Попов,

---

<sup>1</sup> Термин Коэффициент пропорциональности (aspect ratio) для игнимбригов, предложенный (Walker, 1983), представляет собой отношение мощности туфов к их площади и, помимо физического и классификационного параметра, несет также генетическую нагрузку.

1987; Джербашян, 2010), однако данные по геохимии 189 образцов, обсуждаемые в настоящей работе, проанализированы в из ведущих лабораториях Великобритании (университеты Лидса и Дархема) более современным и высокоточным методом ICP-MS (масс-спектрометрия индуктивно-связанной плазмы) и отражают практически полную геохимическую картину как по составам, так и по географии, одновременно покрывая полный возрастной диапазон вулканической активности в пределах Арагаца, периферических вулканических плато и вулкана Араилер. Используются также 20 нейтронно-активационных анализов риолитов вулкана Артени, проведенных в Институте Археометрии Мангейма, Германия (Meliksetian et al., 2010). Большинство анализов выполнено в рамках проекта по вулканической опасности площадки Армянской атомной станции, выполненного совместно с Университетом Южной Флориды, США и Университетом Лидса, Великобритания, а также в рамках проекта по изучению вулканизма северной Армении, совместно с университетом Дархема, Великобритания.

#### **Данные по абсолютному возрасту вулканизма.**

Детальная вулcano-стратиграфия Арагаца выходит за рамки данной статьи и, с учетом большого объема стратиграфических и геологических данных, опубликованных K-Ar, а также новых Ar-Ar и K-Ar абсолютных датировок, полученных в 2010-2012 гг., будет темой отдельной статьи. Мы лишь вкратце остановимся на возрасте основных этапов вулканической активности в пределах Арагаца. Общепринято считать, что новейший, верхнеплиоцен-четвертичный этап вулканизма Арагацкой области начался трещинными извержениями верхнеплиоценовых «долеритов» обнажающихся в каньоне реки Ахурян, к западу и северо-западу от вулкана Арагац. Важно отметить, что термин «долериты» является весьма удачным полевым термином (field name в англоязычной литературе), который характеризует трещинный плато-вулканизм верхнеплиоценового времени, представленный базальтами, трахибазальтами и трахи-базальтовый андезит с долеритовой структурой. Все имеющиеся абсолютные датировки различных генераций «долеритов» как на территории Армении (Чернышев и др., 2002), так и Грузии, в каньонах рек Храми, Кура и Машавера, (Лебедев и др., 2008) находятся в пределах 3,26-2,1 Ма и подтверждают высказанный ранее по геологическим данным верхнеплиоценовый их возраст (Асланян, 1958; Схиртладзе, 1958).

Согласно данным (Гукасян, 1985; Чернышев и др., 2002), выделяются 4 этапа вулканизма собственно вулкана Арагац, с интервалами 0,97-0,89 Ма для I-II этапа, 0,74-0,68 Ма для III этапа и 0,56-0,45 Ма для IV этапа (Чернышев и др., 2002). Из имеющихся новых Ar-Ar датировок, выполненных в рамках проекта по вулканической опасности Арм. АЭС (2009-2011) в изотопной лаборатории Геологической службы Японии, важно отметить впервые полученный по фьямме достоверный возраст игнимбри-

товых туфов  $0,65 \pm 0,038$  Ма, а также возраст трахидацитового некка в кратере вулкана Иринд  $0,49 \pm 0,028$  Ма. Залегающий непосредственно на миоценовой осадочной толще базальтовый поток на глубине ок. 400 м из скважины на Шамирамском плато имеет возраст  $1,543 \pm 0,024$  Ма (K-Ar). Таким образом, имеющиеся радиометрические данные свидетельствуют о том, что длительность вулканической активности собственно Арагаца (включая лавы моногенных вулканов на склонах) составляет около 1 млн. лет, а в пределах Арагацкой неовулканической области достигает 2-2,5 млн. лет.

### **Геологическое строение и особенности геодинамического развития региона.**

Четвертичная геодинамика Армянского Нагорья и Малого Кавказа обусловлена продолжающимся движением Аравийской плиты на север, с выклиниванием в стороны Анатолийского и Иранского блоков, с Армянским Нагорьем в центре (Phillip et al., 1989; Karakhanian et al., 2003; Zor, 2008), что обусловило формирование аккреционного комплекса (Zor, 2008).

В целом, большинством исследователей признается, что регион Малого Кавказа в конце позднего мела–начале палеогена, в результате конвергенции Афро-Аравийского континента и Евразии и коллизии небольших плит и блоков (таких как Армянский блок) с островными дугами и их фрагментами, привел к замыканию северной части Нео-Тетиса (История океана Тетис 1987; Лордкипанидзе, 1980; Джрбашян, 1990). Такая точка зрения находится в соответствии с датируемой поздним кампаном коллизией Понтийской палеоостровной дуги и Киршехирского континентального блока в северной Турции (Keskin et al., 2008). В то же время (Sosson et al., 2005) полагают, что коллизия Южно-Армянского блока с Евразийской окраиной произошла в течение палеоцена–раннего эоцена и привела к смятию островной дуги и обдукции офиолитов на Армянской континентальный блок; возможно, это событие аналогично вышеуказанной коллизии в северной Турции, но произошло несколько позднее.

По (Hafkenscheid et al., 2006) Индийский континентальный блок столкнулся с южной окраиной Евразии в раннем эоцене, а коллизия Аравии и Евразии произошла в промежутке от позднего эоцена до раннего миоцена.

Продолжающееся сближение Афро-Аравии и Евразии привело также к коллизии Аравийской плиты и юга Армянского нагорья и Иранской плиты вдоль сутуры Битлис-Загрос в миоцене и полному замыканию Нео-Тетиса (Sengör, Natal'in, 1996; Mohajjel et al., 2003). Современные расчетные данные по ретродеформации коллизийной зоны (McQuarrie & van Hinsbergen, 2012) подтверждают возраст коллизии на рубеже  $\sim 25$  Ма, что соответствует концу олигоцена–началу миоцена. На

основании геохимии, изотопии и К-Аг абсолютных датировках интрузивов Малого Кавказа установлено, что данное коллизионное событие в пределах Малого Кавказа маркируется в позднем олигоцене–раннем миоцене внедрением специфичных синколлизионных гранитных интрузий (Меликсетян, 1989) с последующим коллизионным орогенезом и формированием характерной орогенной молассовой формации, датированной миоценом (Асланян, 1958). Причем синколлизионные гранит-лейкогранитные интрузии S-типа датируются 27,2 Ма на севере и 23 Ма на юге Малого Кавказа (Меликсетян, 1989). Эти данные хорошо соотносятся с вышеуказанным мнением (McQuarrie & van Hinsbergen, 2012) о возрасте коллизии на рубеже ~25 Ма.

Таким образом, несмотря на наличие различных суждений о возрасте и характере коллизионных событий в регионе, очевидно, что общепринятым является факт наличия в регионе многочисленных одновременных коллизионных событий, связанных с замыканием северной ветви Нео-Тетиса (маркируемым по офиолитам Турции и Малого Кавказа (История Океана Тетис, 1987, Sosson, et al., 2005, Keskin, 2008), а более поздние коллизионные события связаны с полным замыканием южной части Нео-Тетиса, маркируемым Ассирийской (Битлис) и Загросской сутурами. Таким образом, очевидно, что континентальная коллизия, как продолжающийся процесс (Keskin, 2008) является геодинамической характеристикой всего региона в промежутке времени от конца верхнего мела до четвертичного периода включительно.

Вулкан Арагац заложен на Армянском блоке, - континентальном микроблоке Гондванского типа (Knipper and Khain, 1980) с докембрийским метаморфическим фундаментом, обнажающимся к северу от Арагаца, в пределах Цахкуняцкого выступа и палеозойским–нижне-мезозойским платформенным чехлом (Геология Армянской ССР, 1964, т. II).

### **Петрохимические особенности вулканизма Арагаца.**

Касаясь петрохимических особенностей вулканических серий Арагаца отметим, что в различные годы в литературе публиковались многочисленные анализы пород Арагаца, которые выявляют значительный разброс в составах, а в ряде случаев образцы не содержат детальной локализации, что значительно затрудняет использование старых данных. Исключение составляют данные исследований Д. Джербашяна, проведенные в 1980-х годах. Д. Джербашяном на основе собственных и образцов, предоставленных Ю. Гукасяном, была составлена база данных по 40 образцам III этапа вулканической активности Арагаца, из которых многие анализы были отбракованы, а данные по 21-у анализу были собраны и использованы (Джербашян, 2010). Данные по главным элементам этих образцов сопоставимы по точности с новыми анализами, обсуждаемыми в данной статье. В данной работе мы используем 189 анализов на главные и редкие

элементы, проведенных рентгено-флюоресцентным методом (XRF) в лаборатории университета Лидса, Великобритания.

Исходя из того, что большинство исследователей рассматривают Арагац как долгоживущую магматическую систему, а образование вулканических серий связывают в основном с дифференциацией (Гукасян, 1985) или с более сложной моделью, выраженной дифференциацией и смешением магм (Джербашян, 2010), представляется, что для удобства построения диаграмм и их интерпретации целесообразнее разделить составы Арагаца не на возрастные группы соответствующие этапам вулканизма, а на следующие геолого-географические группы:

1. Долеритовые базальты ущелья реки Ахурян
2. Привершинные вулканические серии и лавы, извергавшиеся из центрального кратера
3. Вулканические серии моногенных вулканов на склонах вулкана
4. Северный склон Арагаца и Манташское плато
5. Периферические плато и моногенные центры (включая Шамирамское плато)
6. Вулкан Араилер
7. Вулкан Артени
8. Игнимбритовые туфы и включения фьямме в них, пемзы и пирокластика.

В то же время по ходу обсуждения данных будут рассмотрены также возрастные аспекты эволюции вулканизма Арагаца и возрастные геохимические вариации; в связи с большим объемом анализов, чтобы избежать перекрытия фигуративных точек, петро- и геохимия туфов и пирокластики Арагаца будет рассмотрена в отдельной статье.

Исходя из требований данного журнала к объему статьи не представляется возможным опубликование всех 189 анализов, поэтому в таблице 1 представлены 11 представительных составов изученных пород, а в таблице 2 – изотопы  $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ .

Петрохимические особенности Арагаца изучены достаточно детально в работах предыдущих исследователей и, в связи с ограниченным объемом данной статьи, не считаем целесообразным подробное обсуждение и дискуссию этих данных, лишь отметим, что для новых анализов характерны, в целом, несколько повышенные содержания щелочей. В данном разделе мы вкратце обсудим петрохимические особенности вулканических пород Арагацкой вулканической области на основании новых анализов и современной систематики пород.

Диаграмма сумма щелочей–кремнезем TAS (рис. 1) по (Le Bas & Streckeisen, 1991) для вышеуказанных групп наглядно демонстрируют особенности химизма лав Арагаца, а также долеритов бассейна реки Ахурян, лав вулкана Араилер и риолитов Артени. На той же диаграмме показано разделение щелочных (alkaline) и субщелочных (subalkaline) серий пересчитанных по наличию/отсутствию нормативного нефелина (Igneous Petrology, 2001). Исходя из некоторых различий в интерпретации терминов

субщелочной и subalkaline в англо- и русско-язычной петрологической литературе, мы в дальнейшем подразумеваем под термином «субщелочной» аналог англоязычного термина subalkaline.

Таблица 1

Составы представительных образцов вулканических серий Арагаца и долеритов р. Ахурян (главные элементы в весовых процентах, редкие элементы в ppm).

Образец	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	NPP-166	Ar-21	NPP-198	NPP-213	NPP-146	NPP-243	1--4-02	NPP-50	NPP-39	S14.3	11-35-04
	Привершинное плато	Ул. р. Казах	Ириид	Тирин-кагар	Шарайлер	Метц Мангаш	Греако	Дашга-кар	Арайлер	Долерит, р. Ахурян	Риолит, Аргени
SiO <sub>2</sub>	66.44	52.10	56.75	53.81	48.81	49.19	54.08	51.24	57.10	50.94	74.10
TiO <sub>2</sub>	0.92	1.22	1.02	0.89	1.56	1.47	1.14	1.47	0.81	1.55	0.07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.91	17.38	16.56	16.42	16.79	16.79	18.71	16.26	15.83	16.62	12.92
FeO общ.	3.99	7.30	6.97	7.17	8.94	9.44	6.87	8.44	6.38	9.31	0.25
MnO	0.09	0.13	0.11	0.12	0.15	0.14	0.12	0.14	0.11	0.16	0.28
MgO	1.15	5.29	4.90	5.35	6.00	7.35	4.95	4.32	5.38	6.45	0.10
CaO	2.79	8.25	6.94	8.97	10.66	9.72	7.89	8.99	6.97	9.04	0.10
Na <sub>2</sub> O	5.25	4.08	3.95	3.76	3.63	3.75	3.82	4.20	3.47	3.98	0.51
K <sub>2</sub> O	3.69	1.80	2.37	1.83	1.34	1.33	1.64	1.94	2.16	1.07	4.13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.21	0.53	0.38	0.38	0.62	0.57	-	0.66	0.32	0.44	4.39
LOI	-	-	-	0.37	0.47	0.30	0.94	0.53	-	0.44	3.40
<b>Сумма</b>	<b>100.42</b>	<b>98.09</b>	<b>99.96</b>	<b>99.06</b>	<b>98.97</b>	<b>100.07</b>	<b>100.17</b>	<b>98.19</b>	<b>98.52</b>	<b>99.99</b>	<b>100.25</b>
Li	23.2		14.6	13.6	-	10.6	10.4	10.3	12.8	-	-
Rb	87.3	29.1	47.2	33.2	14.8	16.0	24.2	33.8	48.5	17.2	138.0
Cs	2.3	0.4	1.2	0.4	0.5	0.5	0.4	0.3	1.1	0.2	4.2
Be	2.6		1.6	1.3	1.4	1.4	1.6	1.6	1.5	-	-
Sr	307.6	899.3	712.2	677.3	1203.1	1389.0	508.4	937.9	553.3	609.5	8.0
Ba	751.8	585.8	621.8	571.3	511.3	519.5	443.1	614.9	551.6	303.8	49.0
Th	15.8	4.3	5.7	6.9	2.3	1.9	3.9	5.4	7.4	2.2	-
U	4.1	1.1	2.0	1.6	0.7	0.8	1.0	1.6	1.8	0.7	-
Co	9.2	28.7	22.2	22.1	30.8	33.3	28.4	26.1	20.1	39.0	1.0
Cr	4.9	88.9	137.8	138.5	96.0	164.1	113.4	53.6	175.0	157.0	21.0
Ni	0.0	69.1	89.2	91.6	55.1	103.1	64.7	36.5	116.2	115.2	4.0
V	50.7	164.3	131.9	137.2	206.7	192.9	151.0	166.2	112.6	178.7	5.0
Sc	7.5	17.2	15.8	17.6	26.4	26.3	22.4	18.9	16.4	16.0	3.3
Ta	1.8	0.8	0.9	0.7	1.9	0.6	0.8	0.9	0.9	0.9	3.0
Nb	24.6	17.8	15.7	14.8	14.0	12.0	13.1	17.7	16.9	14.5	36.0
Hf	8.1	3.7	3.1	3.8	3.6	1.8	3.9	4.2	4.3	3.9	3.1
Zr	347.8	191.9	209.6	171.6	142.8	156.4	177.6	201.6	160.0	195.9	77.0
Y	35.7	24.2	23.8	20.3	27.4	24.6	15.6	27.8	22.7	32.0	30.0
La	49.8	42.1	46.9	42.2	41.4	42.2	11.9	47.9	35.6	23.0	11.6
Ce	85.7	80.9	80.6	70.7	82.2	82.7	21.7	85.0	58.9	46.4	24.9
Pr	9.2	9.2	9.0	7.9	10.0	9.8	2.5	9.5	6.4	5.3	2.8
Nd	35.1	33.8	34.6	30.0	41.6	40.2	9.5	37.4	24.7	25.3	9.8
Sm	6.7	5.9	6.2	5.5	7.4	7.1	2.1	7.0	4.7	5.3	3.3
Eu	1.4	1.8	1.7	1.5	1.9	2.1	1.3	2.0	1.3	1.7	0.3
Gd	5.5	5.0	4.8	4.3	5.7	5.7	2.4	5.4	3.9	5.7	3.7
Tb	1.0	0.7	0.9	0.8	0.9	0.9	0.4	1.0	0.7	0.9	0.8
Dy	4.9	4.2	4.0	3.6	4.3	4.3	2.7	4.4	3.4	5.0	5.4

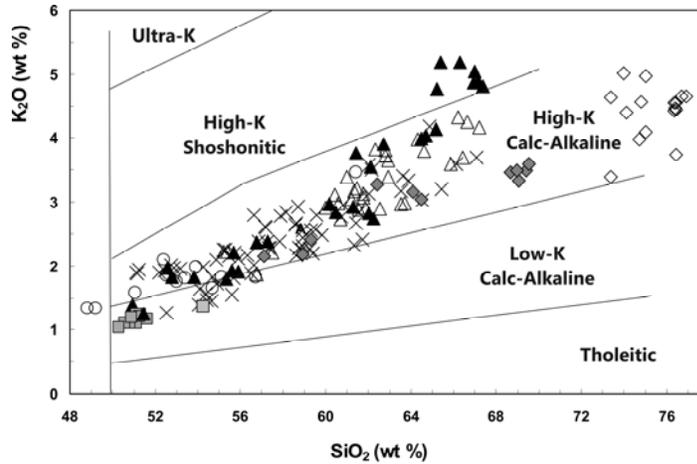
Ho	1.0	0.8	0.8	0.7	0.8	0.8	0.6	0.8	0.6	1.0	1.1
Er	2.8	2.3	2.2	2.0	2.2	2.2	1.7	2.6	2.0	2.8	3.2
Tm	0.5	0.3	0.4	0.3	0.4	0.4	-	0.3	0.3	0.5	-
Yb	3.2	2.1	2.2	2.0	2.1	2.1	1.8	2.5	2.1	2.8	3.2
Lu	0.5	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3	0.4	0.3	0.5	0.5
Cu	8.4	56.6	37.5	22.1	59.9	33.3	46.6	42.4	44.2	40.0	10.0
Mo	4.4	0.5	2.9	1.8	0.8	1.5		0.4	2.0	-	-
Pb	16.5	8.5	-	-	18.7	-	5.9	7.3	10.6	5.5	20.0
Zn	64.0	91.1	75.6	76.5	96.4	86.7	72.8	87.0	65.1	96.2	41.0

Таблица 2

Изотопы стронция и неодимия в представительных образцах Арагаца и долеритов северной Армении

Образец	SiO <sub>2</sub> (wt %)	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	Rb (ppm)	Sr (ppm)
<b>Арагац</b>					
1-1--02	54.68	0.704212		25.9	667.8
1--4	54.08	0.704106	0.51278	24.0	508.0
1-8b--02	55.45	0.704247		51.8	759.8
1-26c--02	55.28	0.704178	0.512795	33.2	744.3
1-15--02	54.92	0.704103	0.512799	30.1	450.6
1-14--02	57.21	0.704207	0.51276	47.9	566.0
1-19--02	56.62	0.704192	0.512792	52.8	473.3
1-13--02B	56.84	0.704302	0.512802	44.9	637.0
1-6--02	55.70	0.704273	0.512812	34.1	657.6
1-3--02	57.85	0.704212	0.512863	53.8	619.0
1-9--02B	58.90	0.704220	0.512839	52.9	528.4
1-10c--02	59.81	0.704176	0.512816	54.4	519.4
1-11--02	61.42	0.704208	0.512816	59.6	524.6
1-16--02.	60.83	0.704196		65.6	460.3
NPP-47	55.58	0.704035		35.2	551.9
NPP-34	69.41	0.704245		97.9	262.4
NPP-30	58.74	0.704194		54.8	633.8
NPP-51	51.14	0.704293		30.6	934.3
NPP-54	52.84	0.704256		34.1	905.8
NPP-55	53.18	0.704225		35.4	904.2
NPP-50	51.24	0.704345		33.8	937.9
NPP-46	54.64	0.704112		33.2	527.9
NPP-45	54.42	0.704111		34.3	524.7
NPP-25	64.69	0.704237		85.0	410.7
NPP-21	66.67	0.704239		123.5	252.5
NPP-11	50.92	0.704287		27.6	852.4
NPP-2	57.29	0.704242		61.4	694.4
NPP-14	56.64	0.704385		58.0	735.3
NPP-49	52.51	0.704164		21.6	576.2
NPP-180	64.69	0.704155		87.4	373.9
NPP-175	56.52	0.704414		34.5	494.2
NPP-165	57.49	0.704283		44.6	748.5
NPP-24	65.16	0.704280		96.1	392.0
NPP-64	62.92	0.704335		89.2	407.3
NPP-48	54.38	0.70406		33.6	531.0
<b>Долериты северной Армении</b>					
S14.4	50.68	0.704798	0.512869	16.7	717.9

S14.5	53.21	0.704349	0.512831	22.5	671.4
S19.1	52.33	0.704188	0.512864	14.1	616.6
S26.2	52.24	0.704157	0.512862	17.9	555.2
S28.1	51.45	0.704229	0.512845	21.4	640.2
S29.1	51.03	0.704168	0.512857	21.0	565.7



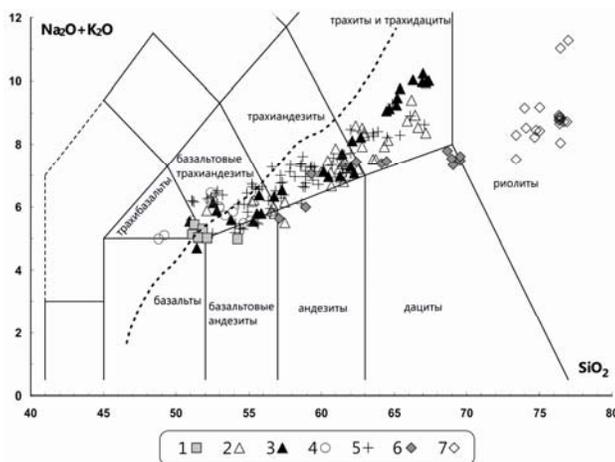
**Рис. 1.** Диаграмма сумма щелочей–кремнезем (TAS по Le Bas & Streckeisen, 1991). Условные обозначения: 1. Долеритовые базальты ущелья реки Ахурян; 2. Привершинные вулканические серии и лавы, извергавшиеся из центрального кратера; 3. Вулканические серии моногенных вулканов на южных склонах вулкана; 4. Лавы северного склона Арагаца и Манташского плато; 5. Лавы периферических плато (включая Шамирамское плато); 6. Лавы вулкана Араилер 7. Риолиты вулкана Артени.

Прежде всего важно отметить, что проанализированные образцы покрывают весь диапазон составов от базальтов до риолитов. Большинство образцов серий Арагаца попадают в поле пород повышенной щелочности (трахибазальты, базальтовые трахиандезиты, трахиандезиты, трахидациты, трахиты) и расположены ближе к нижней части полей вблизи разделительной линии. При этом за исключением трахибазальтов и базальтовых трахиандезитов, попадающих в поле щелочных пород, все породы соответствуют субщелочным (subalkaline) сериям. Исходя из постоянного (за единичными исключениями) преобладания  $\text{Na}_2\text{O}$  над  $\text{K}_2\text{O}$  ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1,1-3$ ) трахибазальты, базальтовые трахиандезиты, трахиандезиты могут быть отнесены к гавайитам, муджиеритам и беноморейтам соответственно.

Долериты бассейна реки Ахурян расположены на линии разделения базальтов и трахибазальтов, и один образец соответствует базальтовому андезиту. Некоторые образцы Арагаца «не дотягивают» до трахибазальтов и базальтовых трахиандезитов по сумме щелочей, находясь в поле базальтов нормальной щелочности, но они расположены вблизи или непо-

средственно на условной разделительной линии и не выбиваются из общего тренда. Касательно составов «дацитовых» составов (по  $\text{SiO}_2$ ) важно отметить, что трахиты и трахидациты в номенклатуре TAS находятся в одном поле, но в связи с тем, что в нормативных составах дацитовых по  $\text{SiO}_2$  кварц составляет обычно менее 20% от суммы светлых минералов, то пород арагацкие дацитовые лавы могут быть отнесены в основном к трахитам, включая лавы и пирокластику вулкана Иринд, содержащие калиевые полевые шпаты.

Несколько отличаются от Арагацких лав составы более древнего вулкана Араилер: во-первых, для базальт-андезитовых, андезитовых и дацитовых лав характерна в среднем несколько пониженная щелочность возле нижнего предела щелочности лав Арагаца, во-вторых, выделяется автономная дацит серия, представленная, в основном, высококремнеземистыми дацитами, которая характеризуется пониженной, по сравнению с дацитами Арагаца, щелочностью, располагаясь в поле нормальных дацитов, и смещением составов к границе поля риолитов.



**Рис. 2.** Систематика пород Арагаца по содержанию калия и кремнезема (по Pессерилло & Taylor, 1976). Условные обозначения см. рис. 1.

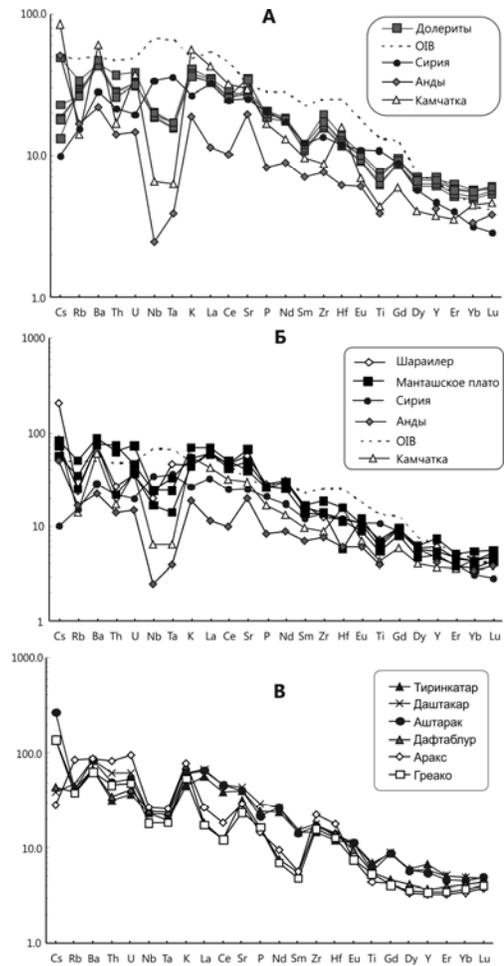
Относительно систематики пород по содержанию калия (рис. 2), большая часть лав Арагаца, Араилера и Артени относится к высоко-калиевым известково-щелочным (high-K calc-alkaline) сериям, а точки составов долеритов р. Ахурян находятся в пределах средне-калиевых известково-щелочных составов (medium-K calc-alkaline). Важно отметить увеличение темпа роста содержания калия в андезитах, дацитах и риолитах по сравнению с более основными породами; максимум содержания  $\text{K}_2\text{O}$  приходится на трахиты Иринда (до 5,19%), содержащие калиевые полевые шпаты и на некоторые риолиты Артени (7,32%).

Наиболее примитивными породами Арагацкой вулканической области являются базальты и трахибазальты северных склонов Арагаца: Манташского плато и вулкана Шараилер (Голгат), с содержанием  $\text{SiO}_2$  – 48,81-51,08%,  $\text{MgO}$  – 6,00-7,35% и  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  - 4,97-5,54%) и долериты бассейна реки Ахурян. ( $\text{SiO}_2$  – 50-51,5,  $\text{MgO}$  – 4,9-6,6%). Для долеритовых базальтов характерно наименьшее значение содержания  $\text{K}_2\text{O}$  (1-1,3%) и суммы щелочей в целом (4,8-5,6%). Базальтовый и трахибазальтовые составы помимо северных склонов Арагаца и долеритов характерны также для некоторых образцов вулканических серий южной периферии Арагаца, в пределах Шамирамского плато (группа вулканов Даштакар), а также вулканов Тиринкатар и Аштарак на южном склоне Арагаца относящихся моногенным сериям. Последние содержат предельные для базальтов концентрации  $\text{SiO}_2$  (50,9-51,24%) и являются менее примитивными составами, поскольку уступают «долеритам» Ахуряна и Манташским и Шараилерским базальтам в содержании  $\text{MgO}$  (5-6%), и содержат больше щелочей.

### Геохимические данные

В данной работе впервые обсуждаются данные по содержаниям редких элементов в 189 образцах Арагацкой вулканической области, а также 9 образцах долеритовых базальтов северной Армении, выполненных высокоточными методами ICP-MS анализа по методике подготовки образцов и калибровки приборов описанных (Garbe-Schönberg, 1993 and John et al., 2008).

Данные по геохимии, опубликованные ранее (Попов и др., 1987), выполнены методом полуколичественного спектрального анализа, а в работе Джербашяна (2010) приведены также 3 анализа РЗЭ, выполненных методом индуктивно-связанной плазмы в ИЛС АН СССР. Касаясь геохимической типизации четвертичных лав Армении, разные авторы указывали, что по некоторым геохимическим параметрам лавы могут быть отнесены к континентально внутриплитным образованиям, а по другим – к островодужным (Джербашян и др., 2007; Джербашян, 2010). Аналогичные геохимические характеристики свойственны также вулканизму восточной Турции (Pearce et al., 1990). Очевидно, что без учета геохимических данных, коллизионный вулканизм региона по своей сути является континентальным, но в то же время не связан с рифтингом, как континентальный вулканизм Аравии или Африки. Отличием же от островодужной обстановки является прежде всего отсутствие субдукции и сухой характер магмогенерации (сходный с внутриплитным), тогда как в зонах субдукции активную роль играют водные флюиды, формирующиеся за счет дегидратации водонасыщенной океанической коры (White & Patchett, 1984). Таким образом, можно говорить о специфическом типе вулканизма в зонах континентальной коллизии, который отражен в геохимических и изотопных особенностях вулканических серий.



**Рис. 3.** Спайдер диаграммы основных вулканических пород Арагаца нормированных к составу примитивной мантии по (Sun & McDonough, 1989). Долериты северной Армении (А), базальты и базальтовые андезиты Манташского плато, Шараилера (Б) и базальты и базальтовые андезиты южного склона Арагаца, Шамирамского плато и вулканов Араратской долины (В). Пояснения см. в тексте.

Рис. 3 представляет спайдер-диаграммы базальтов нормированных к составу примитивной мантии по (Sun & McDonough, 1989) для базальтов и базальтовых андезитов. Отдельно представлены долериты северной Армении (А), базальты и базальтовые андезиты Манташского плато, Шараилера (Б), а также базальты и базальтовые андезиты южного склона Арагаца, Шамирамского плато и вулканов Араратской долины (В). На эти диаграммы для сравнения нанесены также составы базальтов океанических островов (OIB, Sun & McDonough, 1989) континентально-внутри-

плитного базальта Аравийской плиты (Krienitz et al., 2007), а также островодужный базальт Камчатской островной дуги по (Колосков, 2003) и Андийской континентальной дуги по (Lopez-Escobar et al., 1995). Прежде всего бросается в глаза обогащение долеритов и базальтов Арагаца элементами в ряду от Cs до U на уровне континентально-внутриплитного базальта и выше для долеритов, до уровня ОІВ для Манташского плато, и значительно выше ОІВ для пород южного склона Арагаца и Шамирамского плато. Далее следуют минимумы Nb и Ta, однако эта особенность проявлена в значительно меньшей степени по сравнению с базальтами андийской и камчатской дуг. Содержания элементов от K до Lu в Арагацких базальтах значительно выше, чем в среднем для островодужных и Андийских базальтов, и находятся на уровне, или между континентально-внутриплитными и ОІВ базальтами, за исключением минимума Ti. При этом содержания других высокозарядных элементов индикаторов внутриплитного вулканизма (HFSE) как Zr, Hf, Ce, а также Р и Y находятся для долеритов и манташских серий на уровне сирийских базальтов, на уровне ОІВ и даже выше для базальтов и базальтовых андезитов южного склона и Шамирамского плато. Заслуживают внимания коренные различия спектров вулканов Араратской долины, в части распределении REE, и некоторых HFS элементов (рис 3. В).

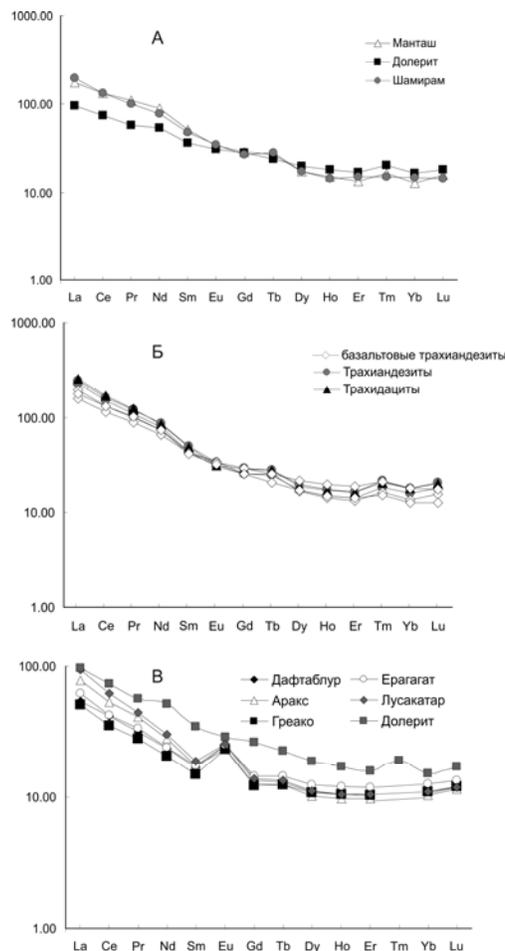
Обычно минимумы Nb, Ta и Ti относительно соседних элементов на расширенных редкоэлементных диаграммах являются характеристиками пород активных континентальных окраин и островных дуг (White & Patchett, 1984; Pearce, 1990). Обычно это связывают с малой подвижностью этих элементов в богатых флюидами расплавах, образованных при дегидратации субдуцируемой плиты, а LILE и LREE напротив подвижны в таких условиях и с легкостью переходят в магматический расплав. В сухих и высокотемпературных условиях магмогенерации во внутриплитно-континентальной обстановке такой особенности поведения Nb и Ta не наблюдается, и данные элементы показывают максимумы или равномерное распределение на редкоэлементных диаграммах. В целом, всеми авторами принимается, что минимумы Nb и Ta являются геохимическими характеристиками зон субдукции, и похожие выводы сделаны для вулканических серий сопредельных регионов (Pearce et al., 1990; Notsu et al., 1995; Keskin et al., 1998; Yilmaz et al., 1998; Джрбашян и др., 2007). В то же время очевидно, что речь может идти исключительно о плавлении мантийного источника, обогащенного прошлыми субдукциями, происходившими в регионе. При этом для долеритов и базальтов северного склона Арагаца абсолютный уровень содержания Ta и Nb повышен и близок к уровню содержаний этих элементов в континентально-внутриплитных базальтах, а базальты и базальтовые андезиты южного склона содержат Ta и Nb на уровне сирийских базальтов и почти достигают до уровня содержаний этих элементов в ОІВ, а минимум Ta и Nb больше связан с повышенными концентрациями соседних LIL элементов.

Анализ распределения некоторых элементов относительно  $\text{SiO}_2$  показывает уменьшение концентраций  $\text{MgO}$ ,  $\text{Ti}$ ,  $\text{Sr}$  с ростом  $\text{SiO}_2$  и накопление  $\text{Rb}$ ,  $\text{Ta}$ ,  $\text{Ba}$ ,  $\text{Hf}$ ,  $\text{Zr}$ . Содержания легких РЗЭ демонстрируют плавное увеличение концентраций с ростом  $\text{SiO}_2$ , при этом для образцов периферических плато характерны широкие вариации концентраций  $\text{La}$  с минимальными концентрациями  $\text{La}$  в лавах вулканов Араратской долины – Греако, Аракс, Давтаблур, Ерагагат, Лусакатар, понижены концентрации  $\text{La}$  также в риолитах Артени. Относительно тяжелых РЗЭ отметим, что наблюдаются повышенные концентрации  $\text{Yb}$  в долеритах и базальтах Манташского плато с последующим их убыванием до уровня 58-60%  $\text{SiO}_2$  (низко  $\text{Si}$ - андезиты), а в дальнейшем наблюдается рост  $\text{Yb}$  с максимальными концентрациями в трахитах Иринда, а для вулкана Араилер концентрации тяжелых РЗЭ плавно понижаются с ростом  $\text{SiO}_2$ .

Редкоземельные элементы или лантаноиды (Rare Earth Elements, REE) малоподвижны во флюидах и обычно отражают вариации в степени плавления магматических источников, и/или контаминацию континентальной корой и компонентами зоны субдукции (и в том и в другом случае наблюдается обогащение легкими REE относительно тяжелых REE). Содержания REE в арагацких породах всегда выше хондритового уровня, (Anders&Grevesse, 1989) (рис. 4 А, Б, В). Особенно сильно это проявлено в случае легких REE (LREE), достигающих трехсоткратного обогащения относительно хондритов. Усредненное обогащение наиболее легким лантаноидом –  $\text{La}$  относительно наиболее тяжелого из LREE элемента, -  $\text{Sm}$  выраженное в нормализованном к хондритовому отношению  $\text{La}/\text{Sm}$  в вулканических сериях Арагаца равно:  $(\text{La}/\text{Sm})_N=5,4$  для привершинных серий,  $(\text{La}/\text{Sm})_N=4,5$  для Шамирамского плато,  $(\text{La}/\text{Sm})_N=4,2-5,1$  для Манташского плато и вулканических серий из центров на склонах Арагаца и  $(\text{La}/\text{Sm})_N=6,3$  для Араилера, наиболее низкие  $(\text{La}/\text{Sm})_N=2,6$  характерны для долеритов, что отражает наиболее примитивное, происхождение последних, а в случае Арагацких серий мы имеем дело с более дифференцированными продвинутыми составами, что подтверждается также составом оливин-хромшпинелевого парагенезиса Арагацких лав (Джербашян, 2010). При этом указанные отношения и спектр распределения REE отражают незначительную степень или полное отсутствие ассимиляции вещества верхней коры и ксероморфных минералов или пород (с незначительным исключением для некоторых серий Шамирамского плато) по ходу подъема магмы от магматической камеры до поверхности.

Для всех изученных серий наблюдается достаточно высокая степень обогащения легкими лантаноидами относительно тяжелых, выражаемая в отношении  $\text{La}/\text{Yb}$  и степени наклона кривых распределения REE (рис. 4 А, Б, В). Минимальная степень обогащения LREE/HREE отмечается для долеритов  $(\text{La}/\text{Yb}=6-6.7)_N$ , риолитов Артени  $(\text{La}/\text{Yb}=2-9)_N$ , и лав вулканов Араратской долины  $(\text{La}/\text{Yb}=4.4-8)_N$  – максимальная для базальтов Манташского плато  $(\text{La}/\text{Yb}=13-18)_N$ , лав Араилера  $(\text{La}/\text{Yb}=12-16)_N$  и дацитов Арагаца  $(\text{La}/\text{Yb}=14-15)_N$ . Резкое различие спектра распределения REE для

долеритов и базальтов Манташа видно на рис. 4, где наиболее пологий спектр характерен для долеритов, а более крутой, с обогащением LREE и обеднением HREE относительно долеритов - для базальтов Манташского плато и вулкана Шараилер.



**Рис. 4.** Распределение содержания REE в Арагацких породах нормированное к хондриту (Anders&Grevesse, 1989). А. Долериты и базальтоиды Манташского плато. Б. Вулканические серии привершинного плато и излившиеся из центрального картера. В. Вулканические серии вулканов Арагатской долины в сравнении с долеритовым базальтом.

Важной особенностью вулканических серий Арагаца является субпараллельный, ровный спектр распределения тяжелых REE (HREE) и Y в долеритах и базальтах Манташа (рис. 3) с ~10-кратным обогащением HREE относительно хондритов, что практически идентично уровню и характеру распределения HREE в N-MORB. Эту особенность обычно связывают с тем, что гранат, который фракционирует HREE, не находился в оста-

точной фазе при плавлении или в равновесии с расплавом, то есть плавление происходило выше области равновесия гранатового лерцолита в области равновесия шпинели, на глубинах менее ~80 км. Одновременно, субпараллельный характер распределения HREE интерпретирован как результат фракционирования амфибола по ходу эволюции расплавов, не затрагивающего распределение HREE в расплаве (Pearce, 1990). Некоторые андезиты и базальтовые андезиты Шамирамского плато демонстрируют положительные европиевые аномалии. Возможно, это связано с начальным фракционированием и накоплением основных плагиоклазов, которые были обогащены двухвалентным европием в магматической камере, а в дальнейшем подверглись переработке новыми порциями магмы на более поздних стадиях эруптивной активности.

Наличие плагиоклазов с сильно проявленной обратной зональностью подтверждает правомерность подобной интерпретации. Отрицательные европиевые аномалии характерны для риолитов Артени, что связано с фракционированием (отделением) богатого  $\text{Eu}^{2+}$  плагиоклаза от расплава при эволюции магматических расплавов.

Интересные особенности распределения REE характерны для базальтов и базальтовых андезитов вулканов Араратской долины – Греако, Давтаблур, Аракс, Ерагагат, Лусакатар (рис. 4 В). Для них характерны наиболее низкие содержания лантаноидов и наиболее низкая степень обогащения LREE/HREE ( $\text{La/Yb}=4,4-8$ )<sub>N</sub>, а также четко выраженная позитивная Eu аномалия, что является довольно редким свойством для базальтов и базальтовых андезитов. Одновременно для них фиксируются наиболее низкие, сходные с E-MORB отношения ( $\text{Sm/Yb}=1,1-1,8$ )<sub>N</sub>. Поскольку речь идет о базальтах и базальтовых андезитах, указанные геохимические особенности могут быть результатом как накопления или ассимиляции плагиоклаза, так и вариаций  $f(\text{O}_2)$  по ходу кристаллизации (Mitjaviła et al., 1997) или даже характеристикой мантийного источника, как для некоторых OIB и MORB (King et al., 1993). Это требует более детальных исследований минералогии, петрологии и геохимии указанных лав, так как, исходя из геохимических особенностей, указанные вулканы Араратской долины представляют собой отличную от Арагаца и достаточно глубинную высокотемпературную магматическую систему.

Обсуждение температуры, давления и состава флюидной фазы (в том числе магматической воды) выходят за рамки данной работы, отметим лишь, что в работе (Джербашян, 2010) отмечено преобладание  $\text{CO}_2$  и низкое содержание воды во флюидных включениях (<10-20 мол%) в составе флюида, отделившегося от расплава на стадии кристаллизации оливина.

В работе (Отчет АЭС, 2011<sup>2</sup>) содержатся расчетные оценки температур по различным геотермометрам минерал-минерал и минерал-стекло (Putirka et al., 2005, 2008), находящиеся в тех же интервалах для тех же вулканических серий, что и в работе (Джербашян, 2010) на основании изу-

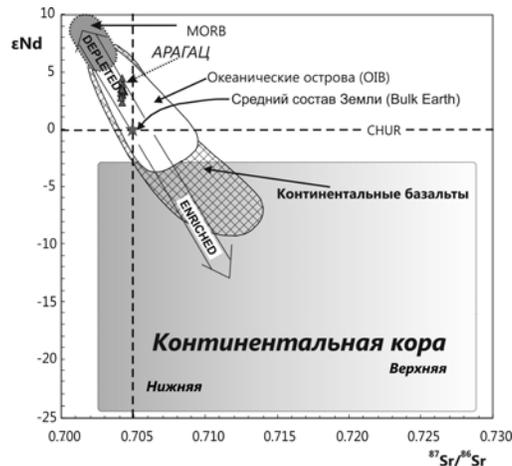
---

<sup>2</sup> C. Connor, L. Connor, R. Halama, Kh. Meliksetian, I. Savov, 2011 Volcanic Hazard Assessment of the Armenia Nuclear Power Plant Site, Final Report.

чения включений, но данные (Отчет АЭС, 2011<sup>3</sup>) охватывают более широкий возрастной и географический диапазон пород по SiO<sub>2</sub> и температурам. Содержания магматической воды, рассчитанные по равновесию плагиоклаз – основная масса (Putirka et al., 2008), укладываются в пределы 0,1-1,7%, при этом редко превышая 0,6%, в то время как содержание магматической воды в островодужных системах в разы и даже десятки раз выше (обычно 3-7% и более). Одновременно, расчетные магматические температуры Арагацкой вулканической системы в среднем на 100-120 С° выше чем для аналогичных по SiO<sub>2</sub> пород островных дуг (Отчет АЭС, 2011<sup>2</sup>), что естественно для сухих магм. Эти данные приводят нас к выводу, что Арагацкие лавы отличаются высокотемпературным и сухим характером исходных расплавов, с преобладанием CO<sub>2</sub> над H<sub>2</sub>O во флюидной фазе (Джербашян, 2010; отчет АЭС, 2011<sup>2</sup>; Гукасян, 1985), что в некотором роде ближе к петрогенезису ОИВ-типа, чем к островным дугам, в тоже время мантийный источник Арагацкой вулканической системы, обогащенный прошлыми субдукциями, несомненно ближе к островодужным, чем к мантийным источникам ОИВ-типа. Видимо именно этими особенностями объясняется сочетание некоторых как островодужных, так и внутриплитных геохимических характеристик Арагацких лав.

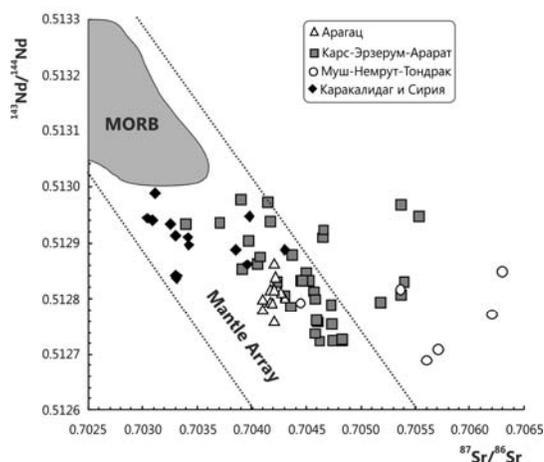
### Изотопные характеристики долеритов и Арагацких лав

Изотопные отношения <sup>86</sup>Sr/<sup>87</sup>Sr и <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd Арагацких пород и долеритов приведены в таблице 2. Обычно изотопы в вулканических породах интерпретируются как результат смешения различных резервуаров, участвующих в генерации магм. Диаграмма εNd – <sup>86</sup>Sr/<sup>87</sup>Sr рис. 5 демонст

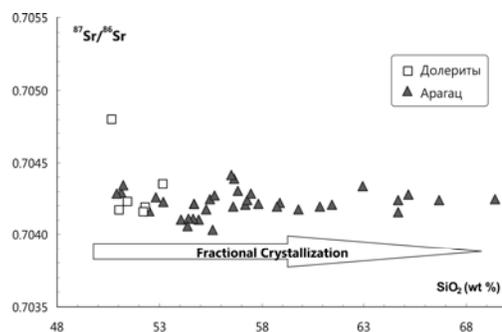


**Рис. 5.** Диаграмма εNd – <sup>86</sup>Sr/<sup>87</sup>Sr положение Арагацких пород и долеритов в сравнении с различными изотопными резервуарами Земли. Параметр εNd показывает относительное отклонение отношения <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd в образце от <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd в CHUR (chondritic uniform reservoir).

рирует положение Арагацких пород и долеритов в сравнении с различными изотопными резервуарами Земли. Из этой диаграммы становится очевидно, что точки составов Арагаца соответствуют деплетированному квадранту, разделенному по линиям CHUR (Chondritic uniform reservoir 3,5 Ga для изотопов Nd) и BABI (basaltic achondrite best initial для изотопов Sr 4.50 ± 0.07 Ga). Относительно MORB изотопный состав несколько обогащен и соответствует деплетированной части полей OIB и континентальных внутриплитных базальтов.



**Рис. 6.** Диаграмма зависимости  $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$  от  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  для долеритов и Арагацких пород. Показан тренд фракционной кристаллизации, и видно отсутствие корреляции изотопного отношения  $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$  в зависимости от роста  $\text{SiO}_2$ .

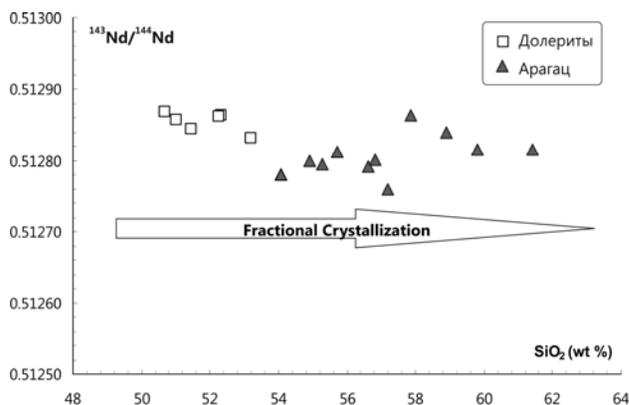


**Рис. 7.** Диаграмма зависимости  $\text{SiO}_2$  от  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  для долеритов и Арагацких пород. Показан тренд фракционной кристаллизации, и видно отсутствие корреляции изотопного отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  от роста  $\text{SiO}_2$ .

При этом не наблюдается какой-либо корреляции изотопного состава  $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  относительно  $\text{SiO}_2$  (рис. 6, 7), что безусловно сви-

детельствует о преобладании процессов фракционной кристаллизации, а не контаминации коровым веществом с изотопным составом «общепринятым» для континентальной коры, или осадочной порции океанической коры. Поля составов островодужных пород не показаны на данной диаграмме, так как демонстрируют обычно очень широкие вариации составов, и часто демонстрируют тренд обогащения изотопного состава по ходу роста SiO<sub>2</sub> от базальтов к дацитам, чего не наблюдается, как уже отмечалось для Арагаца.

Диаграмма зависимости  $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$  от  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (рис. 8) демонстрирует положение Арагацких пород в поле мантийных изотопных составов, и в сравнении с региональными вулканическими сериями Карс-Эрзерумского плато, Арарата, вулканов Муш-Немрут-Тондрак (Тендурек), базальтоидов на Арабской плите – Каракалидагских и Сирийских. Из этой диаграммы видно, что Арагацкие породы и долериты занимают сравнительно узкий ареал в левой (наиболее примитивной) части восточно-анатолийских изотопных составов, которые демонстрируют более широкие вариации. При этом вулканы на Арабской плите показывают два кластера составов, незначительно обогащенный (но в пределах мантийного ареала), близкий к Арагацким изотопным составам, и более примитивный с высокими  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  и низкими  $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$  отношениями, чем для Анатолии и Арагаца.



**Рис. 8.** Диаграмма зависимости  $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$  от  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  демонстрирует положение Арагацких пород в поле мантийных изотопных составов в сравнении с изотопными составами региональных вулканических серий Карс-Эрзерумского плато, Арарата, вулканов Муш-Немрут-Тондрак (Тендурек), базальтоидов на Арабской плите – Каракалидагских и Сирийских.

Суммируя изотопные характеристики Арагацких лав, подчеркнем, что изотопные отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  и  $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$  варьируют в относительно узких пределах и указывают на деплетированный мантийный источник, не демонстрируя при этом сколько-нибудь видимого обогащения из коровых

изотопных резервуаров с повышенными  $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$  и пониженными  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  изотопными отношениями.

Таким образом, если геохимические данные свидетельствуют об обогащенном субдукционным компонентом мантийном источнике и дальнейшей эволюции составов по системе AFC (ассимиляция, фракционная кристаллизация), то изотопные данные указывают на деплетированный мантийный источник (хотя и в несколько меньшей степени, чем для MORB), соответствующий примитивным магмам островных дуг, некоторым адакитам, внутриплитным магмам континентов и океанических островов (OIB) и указывают на дальнейшую эволюцию исключительно за счет фракционной кристаллизации, так как более кислые магмы (трахидациты, трахиандезиты) имеют тот же изотопный состав, что и наиболее примитивные, недифференцированные базальты и трахибазальтовые андезиты (рис. 6 и 7). Чтобы объяснить противоречие, которое вытекает из вышесказанного, нужно подчеркнуть, что в существующих изотопно-геохимических петрогенетических моделях обычно принимается метасоматическое обогащение мантии либо за счет флюидов, образованных из океанических осадков и морской воды при дегидратации океанической коры при субдукции, либо участие древней континентальной коры. Также и в случае с AFC – контаминирующим компонентом обычно принимается древняя континентальная кора с высокими Sr и пониженными Nd изотопными отношениями, как к примеру для внутриплитных вулканических серий восточной Африки (Pik et al., 1999; Kieffer et al., 2004; Rooney et al., 2012) или коллизионной зоны Италии (Nikogosian et al., 2010; Hawkesworth et al., 1979).

В случае же вулканизма в коллизионной зоне Армянского нагорья представляется, что коровый компонент в магмах может быть связан с нижней корой, имеющей базитовый состав и относительно молодой возраст, и соответственно изотопные характеристики отличные от таковых в стандартных изотопно-геохимических моделях, принятых для островных дуг и континентально-внутриплитного вулканизма. Очевидно, что если такое предположение верно, в данном случае наложение изотопных характеристик относительно молодой базитовой коры (предположительно базитовой части океанической коры Нео-Тетиса) на мантийные (смещение изотопных резервуаров) и может определить изотопный состав, свойственный коллизионным магм Арагаца и региона.

## Обсуждение

В качестве возможной модели петрогенезиса Арагаца наиболее близкой к реальности представляется модель смешения магм, для Малого Кавказа впервые предложенная в работе (Попов и др., 1987), в то же время в этой работе речь шла лишь о неравновесном близповерхностном смешении и якобы имеющихся геологических и петрографических свиде-

тельств таких процессов (?). Модель глубинного нижнекорового смешения выдвинута для Арагаца Д. Джербашьяном в 1990-ых годах. (Джербашьян, 2010). В этой работе обсуждаются также составы возможного корового источника и механизм смешения, и делается вывод о том, что древние метаморфические породы Цахкуняцкого выступа фундамента (верхняя кора Армянского блока) не могли быть контаминантом Арагацких лав, и генерация кислого компонента, предположительно, происходила в нижней коре (Джербашьян, 2010). Аналогичный вывод о нижнекоровом происхождении риолитов вулкана Артени содержится в работе (Меликсетян и Карапетян, 1981).

В то же время наличие новых обширных геохимических и изотопных данных, представленных в данной статье, показывает, что, возможно, происхождение лав Арагаца связано со смешением первичных мантийных магм, происходящих из обогащенного прошлыми субдукциями мантийного источника (типа первичных магм, из которых в дальнейшем образовались врехнеплиоценовые долеритовые базальты), а дальнейшая эволюция и происхождение колоссального объема андезитовых и дацитовых лав происходили в результате смешения мантийных магм с так называемым адакитовым компонентом (или адакитоподобным, *adakite-type*), то есть кислыми расплавами, образованными при плавлении базальтовых порций океанической коры, которая в коллизионной обстановке может происходить при деламинации, погружении слеба и коры (Chung et al, 2003; Guoa et al., 2007; Castillo, 2006). Очевидно, что процессы дифференциации также наложены на смешение магм.

Обычно адакитовые магмы демонстрируют большой разброс генетических и изотопно-геохимических типов и до недавнего времени считалось, что адакиты встречаются исключительно в пределах островных дуг (Defant and Drummond, 1990; Castillo, 2006), однако в последние годы достоверно показано также наличие различных адакитов в зоне континентальной коллизии в Тибете (Chung et al, 2003; Guoa et al., 2007). Петрогенезис идентичный адакитовому в зонах коллизии был предложен также и для некоторых интрузий Мегринского плутона на юге Малого Кавказа (Меликсетян, 1989). Так, еще до появления термина «адакит» и обсуждения первых петрогенетических моделей их образования (Defant and Drummond, 1990; Martin, 1999; Martin et al., 2005) петрогенезис комплекса ниже-миоценовых порфириовидных гранитов-гранодиоритов с современных позиций, соответствующих адакитам по своим изотопно-геохимическим параметрам (высокие отношения Sr/Y, La/Yb, низкие  $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ ), был объяснен плавлением молодого метабазитового субстрата в нижней коре (Меликсетян, 1989), что полностью соответствует петрогенетической модели образования адакитов по современным представлениям (Castillo, 2006).

Важно отметить, что вулканические серии вулкана Арагац не являются адакитами как таковыми, а отличаются от адакитов целым рядом геохимических параметров (рис. 9), и лишь небольшая их часть попадает в

классификационное поле адакитовых пород. Как уже отмечалось, вулканизм Арагаца является результатом комплексного наложения процессов кристаллизационной дифференциации наложенных на смешение мантийных магм, образованных из мантийных источников с более кислыми адакитовыми расплавами, образованными при плавлении базитовых частей относительно молодой поглощенной океанической коры Неотетиса.

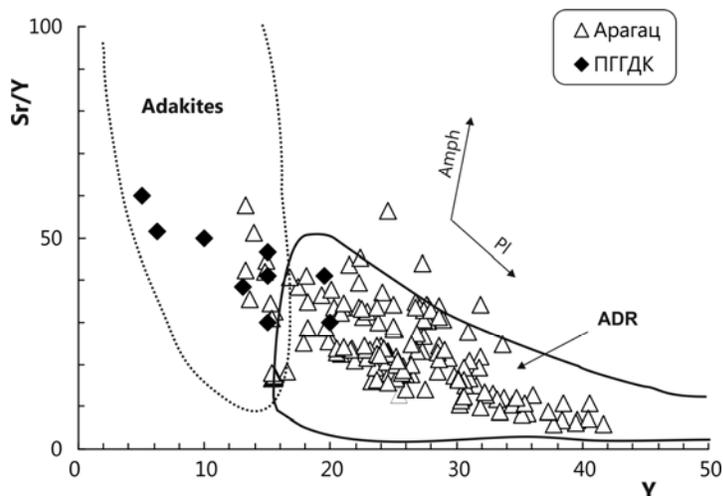


Рис. 9. Диаграмма зависимости Y от Sr/Y для дискриминации адакитовых пород от «нормальных» островодужных андезитов, дацитов, риолитов (ADR) по (Castillo, 2006). Показаны составы пород Арагаца и Миоценовых коллизионных адакитов Малого Кавказа в составе порфировидного гранит-гранодиоритового комплекса Мегринского плутона на юге Армении (ПГГДК) по (Меликсетян, 1989).

Адакитовые магмы, происходящие в результате плавления базитовой части поглощенной океанической коры, имеют изотопные Sr и Nd метки, сопоставимые с мантийными (Chung et al, 2003; Guo et al., 2007). Важно отметить, что  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  и  $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$  изотопный состав базитовых пород мезозойского возраста в офиолитах Малого Кавказа находится в пределах  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,51273-0,51291$   $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,70370-0,70565$  (Galoyan et al., 2007; Rolland et al., 2009), и изотопные метки лав вулкана Арагац не выходят за эти пределы, что не противоречит предложенной петрогенетической модели и является косвенным ее подтверждением.

Представляется, что только такая комплексная модель (наложение и совмещение процессов смешения мантийных и адакитовых магм, а также кристаллизационная дифференциация) может объяснить одновременное, противоречивое на первый взгляд, наличие изотопно-геохимических параметров, одновременно указывающих на коровую контаминацию и наличие деплетированных мантийных изотопных меток  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , а также извержения колоссального объема пород базальт-андезитового,

андезитового и дацитового состава (860км<sup>3</sup>, Гукасян, 1985) за относительно короткий промежуток времени, что не может быть результатом исключительно дифференциации мантийных базальтовых магм.

В то же время для развития предложенной петрогенетической модели необходимы исследования расплавных включений и расчетное моделирование смешения и дифференциации мантийных и адакитовых магм с разными по составу начальными расплавами и различными пропорциями смешения, а также расчеты глубины и температур магмогенерации и смешения.

### Благодарности

Автор выражает искреннюю благодарность д.г.-м.н. А.С. Караханяну за совместную работу в рамках проекта по оценке вулканической опасности Арм. АЭС, академику Р.Т. Джрбашяну за ценные консультации, коллегам по лаборатории вулканологии ИГН, Г.Х. Навасардяну, С.Г. Карапетяну за предоставленные материалы и помощь, а также И. Савову из Университета Лидса (Великобритания) за проведение колоссального объема аналитических работ и полезное обсуждение некоторых спорных аспектов коллизионного петрогенезиса, хотя эти обсуждения и не привели к формированию единого мнения.

### Литература

- Амарян В.М.** Вулкан Арагац, его строение и история формирования. Автореф. канд. дисс., Ереван, 1964, 24 с.
- Аслабян А.Т.** Региональная геология Армении. Ереван, 1958, изд-во «Айпетрат».
- Бальян С.П.** Массив Арагац. В кн. Геология Армянской ССР, т. I, Геоморфология, Ереван, 1962, изд. АН АрмССР.
- Гукасян Ю.Г.** Петрография, минералого-геохимические особенности и история формирования Арагацкого вулканического комплекса. Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. Тбилиси, 1985, 25 с.
- Джрбашян Д.С.** Петрология лав вулкана Арагац. Изд. НАН РА «Гитутюн», 2010, 131 с.
- Джрбашян Р.Т., Лур Дж., Савов И., Карапетян С.Г., Навасардян Г.Х.** Геохимические характеристики позднеколлизионного вулканизма Гегамского нагорья (Армения). Изв. АН Армении, Науки о Земле, 2007, т. LXII, № 1, с.16-31.
- Джрбашян Р.Т.** Палеогеновые вулканические пояса зоны замыкания океана Тетис (Малый Кавказ). Диссертация на соискание уч. степени доктора геол.-мин. наук. Тбилиси, 1990, 59 с.
- Джрбашян Р.Т., Г.А.Казарян, С.Г.Карапетян, Х.Б.Меликсетян, А.Х.Мнацаканян, К.Г.Ширинян.** Мезокайнозойский базальтовый вулканизм северо-восточной части Армянского нагорья. Изв. АН АрмССР, 1996, № 1-3, с. 19-32.
- История океана Тетис, отв. ред. А. С. Монин, Л. П. Зоненщайн. М. ИО АН СССР, 1987, 154 с.
- Ширинян К.Г.** К вопросу о новейших (верхнеплиоцен-четвертичных) вулканических формированиях Армении. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1975, № 1, с. 3-15.
- Колосков, А.В.** Проявление вулканизма внутриплитного геохимического типа в островодужной системе и его значение для понимания глубинных процессов геодинамики (на примере Камчатки). Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле, 2003, номер 2.
- Лебедев, В. А., С. Н. Бубнов, И. В.Чернышев, А. В. Чугаев, О. З. Дудаури, Г. Т. Ва- шакидзе.** Геохронология и особенности генезиса субщелочных базальтов лавовых рек

- Джавахетского нагорья, Малый Кавказ: К-Аг и Sr-Nd изотопные данные. *Геохимия*, 2007, М 3, с. 243-258.
- Лордкипанидзе М. Б.** Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса. Тбилиси, Мецниереба, 1980, 162 с.
- Меликсетян Б.М., Карапетян С.Г.** Геохимия редких и рудных элементов в новейших кислых вулканитах Армянской ССР Изв. АН АрмССР, серия Науки о Земле, 1981, т. XXXIV, № 4, с. 28-48.
- Меликсетян Б.М.** Петрология, геохимия и рудоносность палеоген-неогеновых вулканогенных интрузивных формаций Малого Кавказа. Автореферат диссертации на соискание уч. степени доктора геол.-мин. наук, Тбилиси, 1989, 54 с.
- Попов В. С., Семин В. А., Николаенко Ю. С.** Геохимия новейших вулканитов Кавказа и их происхождение, Геохимия континентального вулканизма. М. Наука, 1987, с.143-231.
- Схиртладзе Н.Н.** Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси, Изд-во АН Груз. ССР, 1958, 368 с.
- Чернышев И.В., В.А. Лебедев, М.М Аракелянц., Р.Т, Джрбашян, Ю.Г. Гукасян.** Четвертичная геохронология Арагацкого вулканического центра (Армения) по данным К-Аг датирования. ДАН. Т. 384, № 1, 2002, с. 95–102.
- Ширинян К.Г.** Главные черты плио-плейстоценового вулканизма Армении. В кн.: Геология Армянской ССР, т.IV. Петрография. Вулканические породы. Ереван. Изд. АН АрмССР, 1970, с. 477-494.
- Anders, E., Grevesse, N.** Abundances of elements: Meteoric and solar. *Cosmochim. Geochim. Acta.*, 1989, v. 53, p. 197-214.
- Best, M.G., E.H. Christiansen.** *Igneous petrology*, Blackwell science, 2001/
- Castillo P. R.** An overview of adakite petrogenesis, *Chinese Science Bulletin*, 2006, vol. 51 No. 3, p. 257—268.
- Chung, S. L., Liu, D.Y., Ji, J. Q.** Adakites from continental collision zones: Melting of thickened lower crust beneath southern Tibet, *Geology*, 2003 v. 31, p. 1021—1024.
- Defant, M. J. & Drummond, M. S.** Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 1990, v. 347, p. 662-665.
- 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). *Comptes Rendus Geoscience*, 2007, 339, p. 482–492.
- Garbe-Schönberg, C. D.** Simultaneous determination of thirty-seven trace elements in twenty-eight international rock standards by ICP-MS. *Geostandard Newsletter*, 1993, v. 17, p. 81–97.
- Zhengfu G., Wilson M., Liua J.** Post-collisional adakites in south Tibet: Products of partial melting of subduction-modified lower crust *Lithos*, 2007. v. 96, Issues 1–2, June, p. 205–224.
- Hafkenscheid, E., Wortel, M. and Spakman, W.** Subduction history of the Tethyan region derived from seismic tomography and tectonic reconstructions. *Journal of Geophysical Research*, 2006, v. 111, B08401, 26p.
- Hawkesworth, C.J., Vollmer, R.** Crustal contamination versus enriched mantle:  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  evidence from the Italian volcanics. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1979, v. 69, 151–165.
- John, T., R. Klemd, J. Gao, and C.-D. Garbe-Schönberg.** Trace-element mobilization in slabs due to non steady-state fluid-rock interaction: Constraints from an eclogite-facies transport vein in blueschist (Tianshan, China). *Lithos*, 2008. v. 103, 1–24.
- Karakhianian A., Jrbashyan R., Trifonov V., Philip, H. Arakelian, S., Avagyan A., Baghdassaryan H., Davtian V., Ghokassyan, Y.** Volcanic hazards in the region of the Armenian nuclear power plant. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2003, v. 126 (1–2), 31–62.
- Keskin, M., Pearce J. A., Mitchell J. G.** Volcano-stratigraphy and geochemistry of collision-related volcanism on the Erzurum-Kars Plateau, northeastern Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1998, 85, 355–404.
- Keskin, M., Genc, S. C., Tuysuz O.** Petrology and geochemistry of postcollisional Middle Eocene volcanic units in north-central Turkey: Evidence for magma generation by slab breakoff following the closure of the northern Neotethys Ocean. *Lithos*, 2008, 104(1–4), 267–305.
- Kieffer, B., Arndt, N., Lapierre, H., Bastien, F., Bosch, D., Pe-cher, A., Yirgu, G., Ayalew, D., Weis, D., Jerram, A.D., Keller, F. and Meugniot, C.** Flood and shield basalts from Ethiopia: magmas from the African superswell. *Journal of Petrology*, 2004, v. 45, 793-834.

- King, A.J., D. Waggoner G., and Garcia, M.O.** Geochemistry and petrology of basalts from leg 136, Central Pacific Ocean in Wilkens, R.H., Firth, J., Bender, J., et al., Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 1993, Vol. 136.
- Krienitz M. S., Haase K. M., Mezger K., Shaikh-Mashail M. A.** Magma genesis and mantle dynamics at the Harrat Ash Shamah volcanic field (Southern Syria). *Journal of Petrology*, 2007, 48, 8, p.1513-1542.
- Le Bas M.J. and A. Streckeisen.** The IUGS systematics of igneous rocks. *Journal of the Geological Society*, 1991, v. 148, p. 825-833.
- Lopez-Escobar L., Cembrano, J., Moreno, H.** Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic Quaternary volcanism (37-46°S). *Andean geology*, 1995, Vol. 22, No 2, p. 219-234
- Martin H.**, 1999. The adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos* 46, 411-429.
- Martin, H., Smithies, R. H., Rapp, R., Moyen, J.-F. & Champion, D.** An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 2005, v. 79, p. 1-24.
- McQuarrie N., van Hinsbergen D.J.J.** Retrodeforming the Arabia-Eurasia collision zone : Age of collision and magnitude of continental subduction, *Geophysical Research Abstracts*, 2012, vol. 14, EGU2012-11455, EGU General Assembly.
- Mitjavila J., Marti J., Soriano C.** Magmatic Evolution and Tectonic Setting of the Iberian Pyrite Belt Volcanism *Journal of Petrology*, 1997, v. 38, issue 6 p. 727-755.
- Nikogosian I.K, van Bergen M. J.** Heterogeneous mantle sources of potassium-rich magmas in central-southern Italy: Melt inclusion evidence from Roccamonfina and Ernici (Mid Latina Valley) *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2010, 197 (2010) 279–302.
- Notsu K., Fujitani T., Matsuda T. J. Ercan T.** Geochemical features of collision-related volcanic rocks in central and eastern Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1995 v. 64, 171–192.
- Peccerillo A., Taylor S.R.** Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1976, 58, 63–81.
- Phillip H., Cicontas A., Gvishiani, A. Gorshkuv, A.** The Caucasus: an actual example of the initial stages of continental collision. *Tectonophysics*, 1989, v. 161(1- 2), p. 1–21.
- Pik, R., Deniel C., Coulon C., Yirgu G. and Marty B.** Isotopic and trace element signatures of Ethiopian basalts: evidence for plume-lithospheric interactions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1999, 63, 2263-2279.
- Putirka, K. D.** Igneous thermometers and barometers based on plagioclase + liquid equilibria; tests of some existing models and new calibrations. *American Mineralogist*, 2005, v. 98, p. 336–346.
- Putirka, K. D.** Thermometers and barometers for volcanic systems. In K. Putirka and F. J. Tepley (Eds.), *Minerals, Inclusions and Volcanic Processes*, Number 69 in *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2008, p. 61–120.
- Rolland, Y., Galoyan, G., 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, v. 112, p. 163–187.
- Rooney T.T., Hanan B.B, Graham D.W., Furman T., Blichert-Toft J., Schilling J-G.** Upper mantle pollution during Afar plume-continental rift interaction, *Journal of Petrology*, 2012, volume 53, number 2, p. 365-389.
- Sengör, A.M.C., Natal'in, B.A.** Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis. In: Yin, A., Harrison, T.M. (Eds.), *The Tectonic Evolution of Asia*, Cambridge University Press, 1996, Cambridge, pp. 486–640.
- Sosson M., Rolland, Y., Corsini M., Danelian T., Stephan J-F., Avagyan, A., Melkonian R., Jrbashyan R. Melikian L., Galoian G.** Tectonic evolution of the Lesser Caucasus (Armenia) revisited in the light of new structural and stratigraphic results *Geophysical Research Abstracts*, 2005, v. 7, 06224.
- Walker. P.L.** Ignimbrite types and ignimbrite problems, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1983, v.17, Issues 1–4, p. 65–88.
- White W.M. Patchett J.** Hf-Nd-Sr isotopes and incompatible element abundances in island arcs: implications for magma origin and crust-mantle evolution, *Earth, and Planet. Sci. Lett.*, 1984, v. 67, N 2. p. 167-185.

- Yilmaz Y., Guner Y., Saroglu F.** Geology of the quaternary volcanic centers of the east Anatolia. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 1998, v.8 p. 173-210.
- Zor E.** Tomographic evidence of slab detachment beneath eastern Turkey and Caucasus. Geophysical Journal International, 2008, v. 175, p.1273–1282.

*Рецензент Ю.Г. Гукасян*

## ԱՐԱԳԱՏԻ ՇՐՋԱՆԻ ՀՐԱԲԽԱՅԻՆ ՄԵՐԻԱՆԵՐԻ ԵՐԿՐԱՔԻՄԻԱՆ

**Խ.Բ. Մելիքսեթյան**

Ամփոփում

Հոդվածում քննարկվում են Արագածի շրջանի հրաբխականության երկրաբանական և իզոտոպային բնութագիրը և Հայկական բարձրավանդակի կոլիզիոն գոտու մագմաառաջացման հնարավոր պետրոգենետիկ մոդելները: Ամփոփվում են նաև կոլիզիոն հրաբխականության որոշ յուրահատկություններ՝ դրսևորված մագմաառաջացման չոր, բարձրջերմաստիճանային բնույթով, որոնք ունեն որոշ նմանություն ներսալային պետրոգենեզի և նախկին սուբդուկցիաների հետևանքով հետ հարստացած մանթիական ադբյուրի առկայությամբ, մատնանշելով որոշ նմանություն մագմաառաջացման կղզադեղային մոդելի հետ: Նոր բազմակողմանի երկրաբանական և իզոտոպային տվյալները, ինչպես նաև գրականության մեջ հայտնի Արագածի մագմաառաջացման մոդելների հիման վրա առաջարկվել է Արագածի հրաբխականության ձևավորման պետրոգենետիկ նոր մոդելը՝ արտահայտված մանթիական հիմնային և ադակիտային թթու մագմաների խառնուրդով:

## GEOCHEMISTRY OF VOLCANIC SERIES OF ARAGATS PROVINCE

**Kh.B. Meliksetian**

Abstract

In this contribution we discuss geochemical and isotope characteristics of volcanism of the Aragats volcanic province and possible petrogenetical models of magma generation in collision zone of Armenian highland. We talk about combination of some specific features of collision related volcanism such as dry and high temperature conditions of magma generation, that demonstrate some similarities to intraplate-like petrogenesis and presence of mantle source enriched by earlier subductions, indicative to island-arc type magma generation models. Based on comprehensive analysis of isotope and geochemical data and some published models of magma generation beneath Aragats we lead to a petrogenetic model of origin of Aragats system to be a result of magma mixture between mantle originated mafic magma with felsic, adakite-type magmas.

## **ЭКОЛОГОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ОЦЕНКА СОСТОЯНИЯ НЕКОТОРЫХ УЧАСТКОВ АЛАВЕРДСКОГО РУДНОГО РАЙОНА**

**© 2012 г. Г. В. Шагинян**

*Институт геологических наук НАН РА,  
0019, Ереван, Пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения  
E-mail: hrshah@sci.am  
Поступила в редакцию 24.08.2012 г.*

В статье приводятся результаты геохимических исследований экологического состояния участков Алавердского и Шамлугского месторождений Алавердского рудного района. Установлены составы рудничных вод, которые в основном относятся к сульфатному классу, почв и донных осадков на этих участках, выведены коэффициенты и составлены ряды интенсивности миграции ведущих металлов в водной среде. Подсчитано количество выносимых рудничными водами металлов в годовом разрезе и дана оценка их влияния на окружающую среду.

Группа Алавердских месторождений (Алаверди, Ахтала, Шамлуг) расположена в северной части Армении, на южных отрогах Сомхетских гор, на левом берегу р. Дебет.

Алавердский рудный район сложен в основном мощной вулканогенной толщей (порфириты, туфы, туфобрекчии) юрского возраста, которая прорывается интрузивными породами гранитоидного состава (Геология..., 1974). Для района месторождений в целом характерны продукты вулканической деятельности. Лавовые потоки формируют спокойные, пологие формы рельефа, которые прорезаны глубокими ущельями с крутыми склонами. Такие формы рельефа определяют интенсивное перемещение выщелоченного материала поверхностным водным стоком.

Разработка месторождений в течение десятков лет привела к визуально хорошо наблюдаемым изменениям покрова на поверхности рельефа, характерных для зон окисления сульфидных месторождений. Промывающие эти образования воды как поверхностного, так и подземного стоков, также приобретают свойственные для местности характеристики и часто изменение состава (качества) вод достигает такой степени, что установление их генетически первоначального состава является невозможным. В этих случаях изучение состава вод становится необходимостью по некоторым весьма важным причинам. Из них для нас, на наш взгляд, наиболее интересными являются:

- Изучение влияния горнорудной промышленности на окружающую среду и оценка экологического состояния района риска.

- Изучение возможностей утилизации элементов из вод, т.к. содержания выносимых рудничными водами элементов иногда достигают таких значений, что в некоторых случаях создание и применение фильтров и устройств для их извлечения могут быть полностью оправданы.

Наши исследования охватили территорию рудника Лернаанк (Ленрудник) и участок Шамлугского месторождения. По литературным данным (Геология..., 1974), на Алавердском месторождении, среди поверхностных, не связанных с рудничными, встречаются воды кислые, что объясняется промыванием отвалов водами поверхностного стока. Поверхностные воды месторождения в основном сульфатные, но среди них выделяются воды кислые и нейтральные.

Проведены комплексные полевые и лабораторные исследования в 2011г. и 2012г. с целью изучения составов вод, почв и донных осадков водотоков, промывающих участки месторождений. Все аналитические исследования проводились в Гидрогеохимической лаборатории ИГН НАН РА химиками-аналитиками Ц.О. Экузьян, Ш.С. Закарян и Ш.А. Гюльнарзян. Были применены традиционные арбитражные (Резников, ..., 1963) и физико-химические (Салихджанова ..., 1988) методы исследований. Почвы и донные осадки исследовались методом водной вытяжки элементов по предложенной К.К. Гедройцем методике (Гедройц К.К. ..., 1932) с целью определения их водноподвижной части.

*Алавердское медноколчеданное месторождение* находится в 2-х км к СЗ от ж/д станции Алаверди. Оруденение представлено штоками, штокверковыми зонами и жилами колчеданных руд в вулканогенных породах среднеюрского возраста (Геология..., 1974).

Вдоль основного тектонического нарушения меридионального направления, проходящего через месторождение, протягивается зона перемятых, гидротермально сильно измененных и минерализованных пород. Оруденение приурочено к гидротермально измененной зоне. Зона окисления месторождения, в результате интенсивно протекающих процессов эрозии, развита слабо. Интенсивнее протекающие процессы окисления наблюдаются в районах накопленных в течение около 200 лет мощных отвалов.

Результаты аналитических исследований рудничных вод территории Лернаанк приводятся в табл. 1, донных осадков – в табл. 2 и почв – в табл. 3.

Как показывают выведенные формулы Курлова, в водах доминирует сульфат-ион, что и обуславливает сульфатный класс вод. В этих условиях обеспечивается интенсивное протекание процессов окисления, и их влияние определяет гидрохимическую обстановку территории. При этом все изученные элементы и соединения, представляющие интерес с геологической точки зрения, выступают значительными содержаниями. Особенно интересны значения рН, жесткости, содержания металлов, аммоний- и нитрат-ионов. Обнаружение почти во всех пробах указанных соеди-

нений азота свидетельствует об интенсивном антропогенном воздействии. По степени токсичности соединения азота составляют ряд:  $\text{NO}_2 > \text{NH}_4^+ > \text{NO}_3^-$  (Крайнов и др., 1987). Малые содержания или необнаружение  $\text{NO}_2$  в водах по всей вероятности связано с тем, что после загрязнения вод он в данной среде быстро осаждается, а остаток интенсивно окисляется до  $\text{NO}_3^-$ , который уже обнаруживается в значимых количествах. Для металлов рассчитаны значения коэффициентов интенсивности миграции в данной среде по предложенной схеме А.И. Перельмана (Перельман..., 1977). Полученные результаты приводятся в табл. 4.

По каждой точке опробования установлен ряд интенсивности миграции элементов:

1В - Fe>Zn>Cd>Cu>Pb; 2В - Cu>Zn>Cd>Fe>Pb; 3В - Cu>Zn>Cd>Pb;  
4В - Fe>Cu>Zn>Pb>Cd; 5В - Zn>Fe>Cu>Cd>Pb.

Таким образом, полученные ряды показывают, что в данной среде наиболее высокой миграционной способностью обладают Fe, Cu, Zn, т.е. они могут мигрировать на очень большие расстояния. Учитывая большую крутизну и расчлененность рельефа и благоприятные гидрогеохимические условия местности, можно сделать выводы о перемещении этих элементов на значительные расстояния и о их негативном влиянии на значительные территории.

Самые короткие пути транзита у Pb и Cd, т.е. они осаждаются в первую очередь, что подтверждается и их значительными содержаниями в донных осадках (табл. 2).

По классификации А.И. Перельмана (Перельман, 1966), для окислительной обстановки Fe, Cu, Zn обладают следующими характеристиками величин миграции: Fe – слабая миграция;  $K_{\text{Fe}}=0,001-0,1$ ; Cu – средняя миграция;  $K_{\text{Cu}}=0,1-10,0$ ; Zn – сильная миграция,  $K_{\text{Zn}}=1-100$ . Учитывая, что в данной классификации очень сильной миграционной способностью обладают элементы с  $K_x=100-1000$ , можем подчеркнуть весьма высокие миграционные способности в данной среде Fe, Cu и Zn.

Таблица 1

Содержание элементов и соединений в поверхностных водах (в мг/л) территории с.Лернаанк

N/ N	Элементы и соединения	1 В, Выше с.Лернаанк, под отвалами в западном ущелье	2 В, Выше с.Лернаанк, под отвалами в восточном ущелье	3 В, Ниже с.Лернаанк, под отвалами	4 В, Территория нижнего горизонта м-ия	5 В, Река, напротив штольни, нижний горизонт	6 В, Штольня, нижний горизонт
1	H <sup>+</sup>	4,48	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.
2	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	3,00	0,20	0,40	0,80	1,60	1,20
3	Na <sup>+</sup>	20,56	13,10	55,76	20,00	25,29	74,13
4	K <sup>+</sup>	1,20	1,20	1,00	2,20	2,00	1,40
5	Ca <sup>2+</sup>	313,50	81,70	211,42	137,75	133,00	211,85
6	Mg <sup>2+</sup>	69,12	23,04	77,17	54,72	52,99	122,69
7	Al <sup>3+</sup>	18,00	0,003	0,005	2,20	1,80	0,32
8	Fe <sub>общ.</sub>	12,75	0,02	не обн.	3,20	1,75	11,30
9	Mn <sup>2+</sup>	0,50	0,022	0,033	0,94	0,57	1,63
10	Cu <sup>2+</sup>	1,30	0,85	0,66	0,85	0,44	0,85
11	Zn <sup>2+</sup>	24,03	0,03	0,003	0,05	0,05	0,005
12	Pb <sup>2+</sup>	0,25	0,0006	0,00038	0,0018	0,0012	0,001
13	Cd <sup>2+</sup>	0,24	0,00048	0,00024	0,0016	0,0026	0,00036
14	F <sup>-</sup>	1,06	0,27	0,36	0,38	0,40	0,70
15	Cl <sup>-</sup>	7,81	12,78	8,52	8,52	8,52	8,52
16	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	1441,89	105,34	733,17	512,73	471,58	1077,33
17	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	кислая	231,08	231,87	109,80	146,40	122,00
18	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	3,00	16,00	4,00	4,00	5,00	2,00
19	NO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	не обн.	0,005	не обн.	0,005	0,003	0,01
20	PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup>	0,05	0,025	не обн.	не обн.	0,025	не обн.
21	H <sub>4</sub> SiO <sub>4</sub>	70,00	25,00	20,00	20,00	25,00	20,00
22	As	0,05	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.
23	Cr	0,015	0,017	0,015	0,01	0,02	0,005
24	Общ. мин.	1992,81	510,68	1344,39	878,16	876,44	1655,94
25	Общ. жесткость, мг-экв/л	21,33	5,98	16,90	11,37	11,00	20,67
26	pH	3,26	8,02	7,86	7,95	8,11	7,70

$$M_{1,99} \frac{SO_4^{99}}{Ca54 Mg35}$$

$$M_{0,51} \frac{HCO_3^{57} SO_4^{33}}{Ca62 Mg29}$$

$$M_{1,34} \frac{SO_4^{79} HCO_3^{20}}{Ca24 Mg33 Na13}$$

$$M_{0,88} \frac{SO_4^{83} HCO_3^{14}}{Ca54 Mg35}$$

$$M_{0,88} \frac{SO_4^{78} HCO_3^{19}}{Ca33 Mg35}$$

$$M_{1,66} \frac{SO_4^{91}}{Ca43 Mg41 Na13}$$

Таблица 2

Содержание элементов и соединений в донных осадках (в мг/кг)  
поверхностных водотоков территории м-ия Лернаанк

н/н	Место опробования					
	Элементы и соединения	1В, выше с.Лернаанк под отвалами в западном ущелье	2В, выше с.Лернаанк, под отвалами в восточном ущелье	3В, ниже с.Лернаанк, под отвалами	4В, территория нижнего горизонта м-ия	5В, река, напротив штольни, нижний горизонт
1	$\text{NH}_4^+$	8,00	5,00	10,00	12,00	8,00
2	$\text{Na}^+$	6,90	13,80	52,90	36,80	43,70
3	$\text{K}^+$	18,00	5,00	9,10	9,10	8,00
4	$\text{Ca}^{2+}$	124,80	82,60	211,20	336,00	268,80
5	$\text{Mg}^{2+}$	35,00	35,00	81,60	139,90	87,50
6	$\text{Fe}_{\text{общ}}$	0,2	0,2	не обн.	0,2	0,2
7	$\text{Cu}^{2+}$	10,40	0,4	0,05	0,3	0,09
8	$\text{Zn}^{2+}$	81,40	0,2	0,3	0,01	0,007
9	$\text{Pb}^{2+}$	5,80	0,14	0,05	0,1	0,04
10	$\text{Cd}^{2+}$	0,33	0,03	0,003	0,04	0,005
11	$\text{F}^-$	0,5	1,50	1,80	2,00	2,00
12	$\text{Cl}^-$	28,00	21,00	28,00	21,00	28,00
13	$\text{SO}_4^{2-}$	510,30	131,70	691,30	1296,80	850,20
14	$\text{HCO}_3^-$	85,40	268,50	305,00	183,00	268,40
15	$\text{NO}_3^-$	22,00	3,00	3,00	3,00	5,00
16	$\text{NO}_2^-$	не обн.	3,50	2,00	1,50	2,00
17	$\text{PO}_4^{3-}$	не обн.	не обн.	0,5	0,3	0,3
18	$\text{H}_4\text{SiO}_4$	100,00	100,00	50,00	25,00	10,00
19	Общ. мин.	1037,00	671,60	1446,80	2067,10	1582,20
20	Общ. жесткость, мг-экв/л	9,10	7,00	17,20	28,30	20,60
21	pH	7,77	6,97	7,74	6,93	7,35

Таблица 3

Содержание элементов и соединений в почвах (в мг/кг) территории с. Лернаанк

н/ н	Место опробования					
	Элементы и соединения	Выше с.Лернаанк, под отвалами в западном ущелье	Выше с.Лернаанк, под отвалами в восточном ущелье	Ниже с.Лернаанк, под отвалами	Территория нижнего горизонта м-ия	Напротив штольни, нижний горизонт, на берегу реки
1	$\text{NH}_4^+$	4,00	4,00	4,50	4,50	6,00
2	$\text{Na}^+$	23,00	27,60	9,20	4,60	6,90
3	$\text{K}^+$	20,20	5,00	7,50	22,20	22,20
4	$\text{Ca}^{2+}$	40,30	122,90	2400,00	21,10	652,80
5	$\text{Mg}^{2+}$	16,30	15,20	72,90	22,20	58,30
6	$\text{Fe}_{\text{пчлн}}$	1,20	0,2	0,4	0,8	0,2
7	$\text{Cu}^{2+}$	0,56	0,03	0,3	0,6	0,3
8	$\text{Zn}^{2+}$	1,50	0,04	0,022	0,01	0,01
9	$\text{Pb}^{2+}$	0,3	0,01	0,18	0,07	0,05
10	$\text{Cd}^{2+}$	0,015	0,003	0,007	0,007	0,007
11	$\text{F}^-$	2,50	3,20	3,20	4,00	5,50
12	$\text{Cl}^-$	28,00	28,00	17,70	28,00	21,00
13	$\text{SO}_4^{2-}$	123,50	65,80	5900,90	74,10	1654,20
14	$\text{HCO}_3^-$	97,60	390,40	183,00	85,40	183,00
15	$\text{NO}_3^-$	8,00	3,00	5,00	8,00	10,00
16	$\text{NO}_2^-$	0,08	1,00	0,5	0,3	3,00
17	$\text{PO}_4^{3-}$	0,3	не обн.	0,3	не обн.	не обн.
18	$\text{H}_4\text{SiO}_4$	200,00	80,00	100,00	200,00	100,00
19	Общ.мин.	567,40	746,40	8705,60	475,90	2723,50
20	Общ.жесткость, мг-экв/л	3,30	7,40	125,80	2,90	37,40
21	pH	5,46	7,20	6,71	5,73	6,80

Таблица 4

Коэффициенты интенсивности миграции (К) металлов в водах  
Лернаанкского участка

N/N	Номера проб					
	Элементы	1В	2В	3В	4В	5В
1.	Cu	533.91	19.61	-	4545.45	994.32
2.	Fe	116.54	5555.55	164.18	1609.84	166.66
3.	Pb	41.88	2.31	0.16	2.92	2.73
4.	Zn	805.02	63.83	10.18	568.18	5000.0
5.	Cd	804.02	31.37	2.56	2.59	42.21

**Шамлугское медноколчеданное месторождение** находится в бассейне левого притока р.Дебет – Учкилиса, к западу от ж/д станции Ахтала, на плато, прорезанном эрозионными ложбинами нескольких мелких притоков, которые впадают в р.Учкилиса. В геологическом строении Шамлугского месторождения в основном участвуют вулканогенные образования среднеюрского возраста и их пирокластические разности. Нижнюю часть разреза составляют порфириды среднего и основного составов. На порфиридах залегают туфы и туфобрекчии андезитового, андезито-дацитового и дацитового составов.

На участке месторождения породы интенсивно подвержены гидротермальному изменению. Они прорезаны базальтовыми, андезитовыми, дацитовыми порфиридами и кератофирами (Геология..., 1974).

Руды Шамлугского месторождения в основном медно-серноколчеданные. Местами встречаются медно-цинковые и полиметаллические проявления (Геология..., 1974).

Проведенные в районе Шамлугского месторождения исследования также в основном имели целью выяснить и оценить влияние участка месторождения на окружающую среду и показать хотя бы приблизительные количественные характеристики содержаний элементов при их возможной утилизации из рудничных вод.

На Шамлугском участке в летний сезон действуют в основном два водотока – рудничная вода капитальной шт. 2, расположенной на нижнем горизонте месторождения и дренирующей циркулирующие подземные воды участка, и водоток, дренирующий значительную часть циркулирующих на верхнем горизонте месторождения поверхностные воды. Дебит рудничной воды составляет примерно бл/сек, водотока - 3-4л/сек. Небольшое ущелье, в пределах которого проведено опробование указанных вод, полностью покрыто продуктами процессов окисления с характерным охристо-желтым цветом. Почвы и породы разрыхлены. Промывая сильно измененные почвы и породы, эти воды сливаются и впадают в речку, являющуюся одним из основных притоков р.Дебет – регионального базиса эрозии территории. Следовательно, учитывая большую крутизну склонов и высокую скорость течения, при благоприятных окислительно-восстанови-

тельных условиях можно предполагать о перемещении выносимых элементов на большие расстояния.

Результаты аналитических исследований этих вод приводятся в табл. 5. Как и ожидалось, воды относятся к сульфатному классу, имеют высокую минерализацию и низкое значение pH.

Проведены расчеты годового выноса металлов рудничными водами: шт. 1 Лернаанкского месторождения ( $Q \approx 4$  л/сек.), поверхностного водотока Шамлугского месторождения при дебите 3 л/сек. и шт. 2 Шамлугского м-ия - 6 л/сек. (табл. 6).

Исходя из полученных значений как по Алавердскому, так и Шамлугскому участкам, можно заключить, что содержания исследованных металлов, может быть, пока не имеют значимую ценность с точки зрения утилизации элементов, однако в экологическом отношении они свидетельствуют о неблагоприятном влиянии на окружающую среду.

Таблица 5

Содержание элементов и соединений (в мг/л) в поверхностных водах Шамлугского месторождения

N/N	Место опробования		
	Элементы и соединения	Шамлуг, водоток из м-ия	Шамлуг, шт. 2
1	$\text{NH}_4^+$	1,00	1,40
2	$\text{Na}^+$	39,31	48,00
3	$\text{K}^+$	9,23	2,58
4	$\text{Ca}^{2+}$	304,00	173,55
5	$\text{Mg}^{2+}$	172,80	208,90
6	$\text{Fe}_{\text{общ}}$	1,41	5,94
7	$\text{Al}^{3+}$	7,80	16,80
8	$\text{Cu}^{2+}$	8,00	13,76
9	$\text{Zn}^{2+}$	1,00	2,69
10	$\text{Pb}^{2+}$	0,07	0,12
11	$\text{Cd}^{2+}$	0,14	0,19
12	$\text{Mn}^{2+}$	1,27	2,44
13	$\text{F}^-$	1,80	2,00
14	$\text{Cl}^-$	24,14	12,78

15	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	1431,28	1438,60
16	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	12,20	12,20
17	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	40,00	16,00
18	NO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	0,08	0,02
19	PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup>	0,07	0,07
20	H <sub>4</sub> SiO <sub>4</sub>	15,00	30,00
21	Cr	0,01	0,07
22	As	не обн.	не обн.
23	Общ. мин.	2070,61	1988,05
24	Общ. жесткость, мг-экв/л	29,39	25,85
25	pH	5,05	4,29

Таблица 6

Годовой вынос элементов рудничными водами  
Лернаанкского и Шамлугского м-ий (в кг)

Элементы	Лернаанк, рудничная вода, шт.1	Водоток из м-ия, Шамлуг	Рудничная вода, шт.2, Шамлуг
Fe	1425	133	1124
Al	320	737	3178,8
Cu	850	756	2603,6
Zn	5,0	9,5	508,1
Pb	1,0	6,6	22,7
Cd	0,4	13,2	35,9
Mn	1630	12,0	461,6
Cr	5,0	0,09	13,2

## ЛИТЕРАТУРА

- Гедройц К.К.** Химический анализ почвы. Гос.изд. сельско-хозяйственной и колхозно-кооперативной литературы. М., Л., 1932, 535 с.
- Геология Армянской ССР. Т.VIII. Гидрогеология. Изд. АН АрмССР. Е., 1974. 392 с.
- Перельман А.И.** Геохимия ландшафта. М., Изд."Высшая школа", 1966. 392 с.
- Перельман А.И. Геохимия. М.,** Изд."Высшая школа", 1979, 423 с.
- Крайнов С.Р., Швец В.М.** Геохимия подземных вод хозяйственно-питьевого назначения. М., "Недра", 1987, 237 с.
- Резников А.А., Муликовская Е.П., Соколов И.Ю.** Методы анализа природных вод. Гос. научно-техническое изд. литературы по геологии и охране недр. М., 1963, 404 с.
- Салихджанова Р.М.-Ф., Гинзбург Г.И.** Полярографы и их эксплуатация в практическом анализе и исследованиях. М., "Химия", 1988, 160 с.

*Рецензент М. А. Налбандян*

**ԱԼԱՎԵՐԴԻ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՇՐՋԱՆԻ ՈՐՈՇ ՏԵՂԱՄԱՍԵՐԻ  
ԷԿՈԼՈԳԱԵՐԿՐԱՔԻՄԻԱԿԱՆ ԲՆՈՒԹՎԱԳԻՐԸ ԵՎ ՎԻՃԱԿԻ  
ԳՆԱՀԱՏՈՒՄԸ**

**Հ.Վ. Շահինյան**

Ամփոփում

Հոդվածում բերվում են Ալավերդու հանքային շրջանի Ալավերդի և Շամլուղ հանքավայրերի տեղամասերի երկրաբնապահպանական իրավիճակի երկրաքիմիական հետազոտությունների արդյունքները: Որոշվել են հանքավայրային ջրերի, որոնք հիմնականում պատկանում են սուլֆատային դասին, ջրհոսքերի հատակային նստվածքների ու հողերի կազմերը: Հաշվարկվել և դուրս են բերվել տեղանքին բնորոշ մետաղների միգրացիայի գործակիցները ջրային միջավայրում, կազմվել են միգրացիայի ինտենսիվության շարքերը: Հաշվարկվել են հանքավայրային ջրերով 1 տարվա ընթացքում լվացվող և դուրս բերվող մետաղների քանակները և տրվել է շրջակա միջավայրի վրա նրանց ազդեցության գնահատականը:

**THE ECOGEOCHEMICAL CHARACTERISTIC AND ASSESSMENT  
OF THE CONDITION OF SOME SITES OF THE  
ALAVERDI ORE DISTRICT**

**H.V. Shahinyan**

Abstract

The article presents the results of geochemical studies of the ecological condition of sites within the Alaverdi and Shamlough deposits, belonging to the Alaverdi ore district. Compositions of the mine waters, which are mainly related to the sulphate class, and also those of the soils and water flow bottom sediments at these sites were established. For the metals typical for this area, indices and series of intensities of migration in water medium were derived. Yearly quantities of metals washed out and transported with mine waters were calculated, and the influence of their environmental impacts was assessed.

## **ОСНОВНЫЕ МЕТОДЫ ПОВЫШЕНИЯ ТОЧНОСТИ РЕГИСТРАЦИИ И ОБРАБОТКИ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ**

**© 2012 г. А. М. Аветисян, В. Ю. Бурмин, А. Г. Манукян**

*Институт геофизики и инженерной сейсмологии им. А. Назарова НАН РА,  
Армения 3115, г. Гюмри, ул. В. Саргсяна 5,*

*E-mail: Avet.andrey@mail.ru*

*Институт Физики Земли, Российская Федерация, г. Москва, Б. Грузинская 6*

*E-mail: vburmin@yandex.ru*

*Гюмрийский государственный педагогический институт им. М. Налбандяна,*

*Армения 3126, г. Гюмри, ул. П. Севака 4*

*E-mail: pedinst@shte.am*

*Поступила в редакцию 28.09.2012 г.*

В работе исследуются основные общеметодологические принципы теории и практики интерпретации сейсмологической информации.

Исследуется математическая модель интерпретации сейсмического поля для анализа разрешающих способностей различных методов и алгоритмов, изучения закономерностей влияния среды и характерных особенностей сейсмического поля в конкретных случаях. Полученные результаты позволяют с большей объективностью и точностью провести количественный анализ параметров сейсмичности исследуемой территории и, следовательно, более эффективно решить многие актуальные задачи современной сейсмологии и правильно оценить сейсмическую опасность.

Основу интерпретации экспериментальных сейсмических данных, которые дают наиболее полные и достоверные представления о внутреннем строении Земли, сейсмичности и современных тектонических процессах, протекающих в ее недрах, составляют обратные кинематические задачи сейсмологии. Определение координат гипоцентров землетрясений относится к числу обратных кинематических задач и является одной из основных проблем экспериментальной и теоретической сейсмологии. Ее актуальность определяется потребностями экспериментальной сейсмологии, сейсморайонирования, сейсмотектоники, инженерной сейсмологии, предсказания землетрясений, глубинных сейсмических исследований и т. д. Определение координат гипоцентров землетрясений связано с двумя самостоятельными задачами: анализом исходной системы уравнений, который приводит к рассмотрению различных задач оптимального размещения сейсмических станций (задачи планирования сейсмологического эксперимента), и построением оптимальных алгоритмов определения координат гипоцентров землетрясений при различных исходных данных.

Определения параметров гипоцентров землетрясений разными службами, методами, по разным годографам и системам наблюдений дают различные результаты, как для отдельных землетрясений, так и в среднем для района (Аветисян и др., 1989; Аветисян и др., 2011).

Для преодоления вышеизложенных трудностей при определении координат гипоцентров землетрясений авторами статьи исследован ряд теоретических и практических задач, обеспечивающих эффективную обработку сейсмологической информации (Бурмин, 1986; 1995; 2012; Аветисян и др., 1982; Аветисян и др., 1999; Бурмин и др., 2004).

Основные общеметодологические принципы теории и практики интерпретации сейсмологической информации целесообразно разбить на следующие этапы:

1. параметризация модели интерпретации
2. теоретическое моделирование землетрясений
3. оценка методов определения координат гипоцентров на теоретических моделях при различных данных
4. анализ исходной системы наблюдений
5. разработка алгоритма определения координат гипоцентров близких землетрясений в неоднородных трехмерных средах (Бурмин и др., 2004).

### 1. Параметризация модели интерпретации

Экспериментальные данные и аналитические формулы, участвующие при построении модели интерпретации сейсмического поля, содержат ошибки разных видов и точности. Следовательно, параметризация исходных данных представляет собой один из принципиально важных аспектов и необходимых этапов для построения адекватной модели рассматриваемого сейсмологического процесса.

Уравнение, связывающее координаты гипоцентров землетрясения и наблюдательной системы, регистрирующей землетрясения сейсмологических станций, имеет вид

$$t_i \approx T_i(X, x_i) + t_0, i = 1, 2, 3, \dots$$

где  $X = (\chi, \lambda, h)$  - координаты очага землетрясений.

$x_i = (\varphi_i, \lambda_i, h_i)$  - координаты сейсмологических станций, регистрирующих землетрясения,

$t_0$  - время возникновения землетрясений,

$t_i$  - время вступления сейсмологической волны на  $i$ -ю станцию,

$T_i$  - теоретическое время пробега сейсмической волны от очага до  $i$ -ой станции.

В зависимости от постановки задач, геолого-геофизической изученности и особенностей исследуемой области рассматриваются следующие задачи: определение 1)  $x$ , 2)  $x$  и  $t_0$ , 3)  $x$  и  $v$ , 4)  $x$ ,  $v$  и  $t_0$ .

Решения поставленных задач сводятся к системе нелинейных уравнений с приближенными исходными данными.

Решение нелинейных уравнений обычно представляет трудности и во избежание нелинейного интерпретационного процесса в связи со сложностью вычислений, иногда приводит к естественному желанию пожертвовать точностью ради того, чтобы можно было использовать мощный аппарат линейной алгебры. Последний дает возможность оценить точность отдельных параметров, получить средние квадратичные ошибки

неизвестных, а также, в некоторых случаях, найти доверительные интервалы неизвестных, полученных в результате линеаризации.

Полученная таким образом система линейных уравнений  $Ax = b$  относится к числу плохо обусловленных систем. Следовательно, имеем дело с обычной некорректно поставленной задачей геофизики.

Из регуляризирующих итерационных процессов решения некорректно поставленных задач хорошими вычислительными свойствами обладает модифицированный метод Гаусса-Ньютона

$$x_{n+1}^{(\alpha)} = x_n^{(\alpha)} - (A^*A + \lambda_n \beta)^{-1} A^* (Ax_n^{(\alpha)} - b).$$

Для оценки точности решения системы вычисляем средние квадратичные ошибки на единицу веса по формулам:

$$P_\varphi = \frac{D}{D_\varphi}, P_\lambda = \frac{D}{D_\lambda}, P_h = \frac{D}{D_h}, P_v = \frac{D}{D_v}, P_t = \frac{D}{D_t},$$

где  $D$  является определителем матрицы  $A$ , а  $D_\varphi, D_\lambda, D_h, D_v, D_t$  - алгебраические дополнения элементов  $\chi, \varphi, h, v, t$  определителя  $D$ . Средние квадратичные ошибки параметров определяются по формулам:

$$\sigma_\varphi = \frac{\sigma_0}{\sqrt{P_\varphi}}, \sigma_\lambda = \frac{\sigma_0}{\sqrt{P_\lambda}}, \sigma_h = \frac{\sigma_0}{\sqrt{P_h}}, \sigma_v = \frac{\sigma_0}{\sqrt{P_v}}, \sigma_t = \frac{\sigma_0}{\sqrt{P_t}}.$$

$$\sigma_0 = \frac{\sum_{i=1}^n [T_i(x) + t_0 - t_1]^2}{n - N},$$

где  $N$  - число определяемых параметров.

При небольшом количестве станций, зарегистрировавших землетрясения, можно определить доверительные интервалы определяющих величин, основываясь на распределении Стьюдента для заданной доверительной вероятности.

Для полученных систем необходимо также исследовать корректность поставленной задачи, т. е. число обусловленности матрицы, так как величина  $\text{Cond}(K)$  играет весьма существенную роль в решении систем линейных алгебраических уравнений. Как показано в работе (Бурмин, 2012), ограниченность величины  $\text{Cond}(K)$  является необходимым и достаточным условием корректности задачи.

Доказано, что для того чтобы задача  $Ax = b$  - где  $A$  квадратная матрица, была корректна в смысле Адамара, необходимо и достаточно, чтобы величина

$$\text{Cond}(A) \leq M < \infty.$$

Таким образом, число обусловленности достаточно глубокой характеристики систем линейных алгебраических уравнений и требование мини-

мальности  $Cond(A)$  приводят к повышению устойчивости решения системы.

Данный алгоритм позволяет параметризовать исходные данные и построить адекватную модель интерпретации исследуемого сейсмического поля.

## **2. Теоретическое моделирование землетрясений и оценка методов определения координат гипоцентров на теоретических моделях при различных данных**

Для определения координат гипоцентров землетрясений известно много различных алгоритмов и методов. По существу, в основе всех известных методов определения координат гипоцентров землетрясений лежит стремление свести невязку времени (отклонение теоретических времен пробега сейсмических волн от наблюдаемого) к минимальному значению. Но так как теоретическое время вычисляется в большинстве случаев приближенно, то точное решение приближенной задачи не всегда сводится к точному решению исходной задачи, если не предполагать выполненным требование устойчивости вычислительного процесса.

Таким образом, даже для корректно поставленных задач при их приближенном решении стремление к максимальному уменьшению невязки может оказаться ошибочным.

В этих условиях становится важной задача выбора оптимального алгоритма.

Классический способ сравнения с точным решением, т.е. для нашего случая, - анализ ситуаций, когда положение гипоцентра заведомо точно известно.

Такая ситуация может иметь место в двух случаях:

- в полевых экспериментах с взрывами,
- при численном моделировании.

Численное моделирование, хотя и уступает в известной степени физическому эксперименту, тем не менее, обладает рядом неоспоримых достоинств.

В работе (Аветисян и др., 1989) рассматривается простейшая модель землетрясений с точечным источником, где можно исследовать изменение времен пробега сейсмических волн в лучевом приближении в зависимости от геометрических и механических характеристик среды.

Оно экономически целесообразно, менее трудоемко, дешевле и позволяет изучить по единой методике много различных вариантов.

Мы рассматриваем кинематическую задачу распространения волны, т.е. будем исходить из основных уравнений геометрической сейсмологии.

Лучевая задача распространения волн в среде с заданным полем скоростей сводится к решению следующей системы дифференциальных уравнений

$$\dot{X}_i = v(x)d_i(x),$$
$$\alpha = -\frac{1}{v(x)} \frac{\partial v(x)}{\partial x}$$

с начальными условиями

$$x_i(0) = x_{0i}, \quad \alpha_{0i} = \frac{n_0}{V(x_{0i})} = \left( \frac{\cos \varphi_0}{V_0}, \frac{\sin \varphi_0}{V_0} \right),$$

где  $x_i$  - декартовы координаты точек сейсмического луча,  $V_0$  - скорость в точке  $x_{0i}$ ,  $n_i$  - единичный касательный вектор к лучу,

$\alpha_i = \frac{n_i}{V}$ ,  $\frac{n_i}{V}, \varphi_0$  - угол между осью  $x_3$  и направлением луча, точка означает дифференцирование по времени.

Для полупространства  $x > 0$ ,  $V = b + ax$  вышеприведенное дифференциальное уравнение имеет точное решение в элементарных функциях.

Решая систему, получим функциональную зависимость расстояния от времени, т.е. уравнение годографа

$$A = \frac{b}{\alpha} \sqrt{2 \left( 1 - \frac{a}{b} z_0 \right) \operatorname{ch} at - \left( 1 + \frac{a}{b} z_0 \right)^2}$$

По предложенной методике с помощью различных алгоритмов определяется положение гипоцентра землетрясения и сравнивается с точными значениями.

Предложенная методика позволяет:

1) при определенных условиях выбрать конкретный способ или алгоритм, который при определении координат гипоцентра более надежен. Оценить влияние случайных ошибок наблюдений на окончательный результат;

2) найти границу отношения глубины гипоцентра к эпицентральному расстоянию, до которой алгоритм достаточно эффективно вычисляет глубину гипоцентра;

3) оценивать методы вычисления распределения скоростных разрезов;

4) проверить надежность современных площадных годографов и трехмерных скоростных моделей.

### 3. Анализ исходной системы наблюдений

Методика оптимизации систем сейсмических наблюдений опубликована в работах (Аветисян и др., 1982; Бурмин, 2012). По этой методике построена оптимальная система наблюдений Таджикской Республики, Вьетнама, Республики Армения и Кавказа. Очевидно, что эффективность сети наблюдений зависит не только от числа станций и взаимного расположения их между собой и всей сети относительно гипоцентра, но и от силы землетрясений.

С помощью разработанных методов приводится оценка эффективности систем сейсмологических наблюдений, даются рекомендации по повышению эффективности систем наблюдений. В итоге проведенных исследований получено распределение ошибок в определении эпицент-

ральных расстояний, глубины и времени в очаге при  $k=8$  и  $k=10$  для существующей сети РА, получены отдельные области, где точность определения координат гипоцентра выше, чем в остальных.

Дана оценка по всей территории республики, которая позволяет при решении многих задач сейсмологии оценить точность исходных данных.

Оценена также представительность сети сейсмологических наблюдений республики. Показано, что рассматриваемая в работе сеть без пропусков регистрирует землетрясения 10 классов или магнитуды 3,5 и более.

#### 4. Алгоритм определения координат гипоцентров землетрясений в неоднородных средах

Разработан алгоритм определения координат гипоцентров близких землетрясений в неоднородных трехмерных средах (Бурмин др., 2004).

В сейсмологической практике при определении координат гипоцентра в качестве последнего принимается точка из некоторой области  $S$ , которая реализует минимум функционала невязки времен:

$$S_t = \sum_{i=1}^n (t_i - \tilde{t}_i)^2,$$

где  $t_i$  и  $\tilde{t}_i$  - теоретические и наблюдаемые времена пробега сейсмических волн от очага до регистрирующих станций. Если задаться уровнем погрешности  $\delta t$ , то тем значениям функционала  $S_t$ , для которых,

например  $\sqrt{\frac{S}{n}} \leq \delta t$ , будет соответствовать некоторая область  $\theta$  в пространстве координат  $x, y, z$ , точками которой являются координаты гипоцентров, соответствующие теоретическим временам  $t_i$ . Далее, если для каждой точки из области  $S$  определить значения  $v_i$ , подставить их в правую часть исходной системы уравнений и решить систему, то получим значения  $X, Y, H$ , которые в общем случае будут отличаться от координат соответствующих точек из  $S$ ; для некоторых точек это отличие может быть значительным.

Пусть  $R_i, D_i$  и  $H$  соответствуют теоретическим временам  $t_i$  пробега сейсмических волн от очага до  $i$ -й станции, где  $R_i = v_i t_i$  - гипоцентральные расстояния;  $D_i = \sqrt{R_i^2 - H^2}$  - эпицентральные расстояния и  $H$  - глубина очага землетрясения;  $r_i = v_i \hat{t}_i$ ,  $d_i$  и  $h$  - те же величины, но соответствующие истинному положению гипоцентра ( $u_i = v_i \delta v_i$ ). Тогда для функционала  $S_t$  можно записать

$$\begin{aligned} S_t &= \sum_{i=1}^n (t_i - \hat{t}_i - \delta \tau_i)^2 = \sum_{i=1}^n v_i^{-2} (v_i t_i - v_i \hat{t}_i - v_i \delta \tau_i)^2 = \sum_{i=1}^n v_i^{-2} (R_i - r_i - \delta r_i)^2 \\ &= \sum_{i=1}^n v_i^{-2} [(D_i - d_i)^2 + (H - h)^2 - \sigma_i] \leq \sum_{i=1}^n \gamma_i (D_i - d_i)^2 + Y (H - h)^2 = S \end{aligned}$$

где  $D_i, H$  и  $d_i, h$  - эпицентральные расстояния и глубины, соответствующие

теоретическим и наблюдаемым временам пробега сейсмических волн;

$\gamma_i = v_i^{-2}$  и  $\rho = \sum_{i=1}^n \nu_i$  - весовые множители, характеризующие неоднород-

ность среды. Из полученного соотношения следует, что малость значения функционала  $S_t$  не гарантирует малости значений функционалов невязок при определении глубины гипоцентра землетрясения и эпицентральных расстояний, но малость значения функционала  $S$  влечет за собой малость значения функционала невязки времен. Это утверждение - следствие того факта, что квадрат разности  $(R_i - r_i)^2$  суть квадрата разностей модулей векторов  $R_i$  и  $r_i$  и не зависит от их направлений, в то время как сумма квадратов разностей  $(D_i - d_i)^2 + (H - h)^2$  есть квадрат модуля разности  $R_i - r_i$  соответствующих векторов.

С помощью полученных результатов мы можем не только проанализировать существующие алгоритмы и способы решения обратных задач геометрической сейсмологии, но и рассмотреть общие вопросы постановки задачи, формулировать условия существования решения с оценкой устойчивости полученных параметров и их единственности. Следовательно, они позволяют с большей объективностью провести количественный анализ параметров сейсмичности исследуемой территории, более эффективно решать многие актуальные задачи современной сейсмологии, в частности, оценки сейсмической опасности и риска, задачи структурной сейсмологии и ряда других, актуальных для РА прикладных задач геофизики.

## ЛИТЕРАТУРА

- Аветисян А. М., Добровольский И. П.** Об оценке эффективности методов определения координат гипоцентров землетрясений на теоретических моделях. Доклады АН АрмССР, 1982, N 2, с. 91-93.
- Аветисян А. М., Добровольский И. П., Оганесян Н. В.** Применение конкретных методов определения координат землетрясений на моделях. Известия АН, АрмССР, Науки о земле, 1984, N 4, с. 60-69.
- Аветисян А. М., Манукян А. Г.** Метод одновременного определения координат гипоцентров землетрясений, времени в очаге и скоростей сейсмических волн. Доклады АН АрмССР, 1989, т. 88, с. 208-211.
- Аветисян А. М., Манукян А. Г.** Особенности обработки сейсмологической информации и основные пути повышения их эффективности. Сборник научных трудов ИГИС НАН РА им. А.Назарова, 2011, с. 15-23.
- Бурмин В.Ю.** Оптимальное расположение сейсмических станций при регистрации близких землетрясений. Изв. АН СССР, Физика Земли, 1986, N 5, с. 34-42.
- Бурмин В. Ю.** Оптимизация сейсмических сетей и определение координат землетрясений. Российская АН, Объединенный институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта, Москва, 1995, с. 30-49.
- Бурмин В. Ю.** Планирование оптимальных сейсмических и акустических сетей наблюдений. Нестатистический подход. Palmarium Academic Publishing. Saarbrücken. Germany, 2012, p. 121-128.
- Бурмин В. Ю., Аветисян А. М., Геворкян К. В.** Определение координат гипоцентров близких землетрясений в неоднородных трехмерных средах. Сборник трудов восьмых геофизических чтений им. В.В. Фединского, Изд. «Герс», Москва 2004, с. 330-333.
- Бурмин В. Ю., Аветисян А. М., Геворкян К. В.** Анализ исходных данных региональной сейсмологической сети Кавказа и построение по ним осредненной скоростной кривой.

- Бурмин В. Ю.** Оптимизация сейсмических сетей и определение координат землетрясений. Российская АН, Объединенный институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта, Москва, 1995, с. 30-49.
- Бурмин В. Ю.** Планирование оптимальных сейсмических и акустических сетей наблюдений. Нестатистический подход. Palmarium Academic Publishing. Saarbrücken. Germany, 2012, p. 121-128.
- Бурмин В. Ю., Аветисян А. М., Геворкян К. В.** Определение координат гипоцентров близких землетрясений в неоднородных трехмерных средах. Сборник трудов восьмых геофизических чтений им. В.В. Фединского, Изд. «Герс», Москва 2004, с. 330-333.
- Бурмин В. Ю., Аветисян А. М., Геворкян К. В.** Анализ исходных данных региональной сейсмологической сети Кавказа и построение по ним осредненной скоростной кривой. Вулканология и сейсмология, Москва, 2006, с. 114-123.
- Джибладзе Э. А., Дарахвелидзе Л. К., Табуцадзе Ц. А.** Магнитуды и энергетическая классификация землетрясений. Москва, 1984, т. II, с. 125-132.
- Avetisyan A. M., Bourmin V. U., Fong N. N.** Optimal seismological network designing by the example of Armenia. Third International conference on seismology and earthquake engineering see - 3 Proceedings, volume I, May 17-19, 1999, Tehran, Iran, p. 175-182.

*Рецензенты А.Р. Аракелян, Р.Р. Дургарян*

**ՄԵՑՄՍՈՒՈՒԿԻԱԿԱՆ ՏԵՂԵԿԱՏՎՈՒԹՅԱՆ ԳՐԱՆՑՄԱՆ և ՄՇԱԿՄԱՆ ՃՇՏՈՒԹՅԱՆ ԲԱՐՁՐԱՑՄԱՆ ՀԻՄՆԱԿԱՆ ՄԵԹՈԴՆԵՐԸ**

**Ա. Մ. Ավետիսյան, Վ. Յու. Բուրմին, Ա. Գ. Մանուկյան**

Ամփոփում

Աշխատանքում քննարկվում է սեյսմիկ տեղեկատվության գրանցման և մշակման հիմնական էտապները, որոնք անհրաժեշտ են հուսալի տվյալներ ստանալու համար: Ստացված արդյունքները հնարավորության են տալիս օգտագործելով երկրաշարժների տարածության մեջ տեղաբաշխման մաթեմատիկական մոդելը, սեյսմիկ կայանների որոշակի դասավորվածության դեպքում, տեղեկատվության մշակման գոյություն ունեցող եղանակներից կամ ալգորիթմներից ընտրել այն, որը կապահովի ավելի մեծ ճշտություն: Տարբեր խնդիրների լուծման ժամանակ հաշվի առնել դիտարկվող միջավայրի բնութագրիչ հատկանիշները և տվյալ տեղեկատվության մշակման համար մշակել հատուկ ալգորիթմներ, որոնք տրված նախնական պայմաններում կարող են ապահովել ստացված լուծումների հուսալիությունը:

**GENERAL METHODS OF ACCURACY IMPROVEMENT OF REGISTRATION AND PROCESSING OF SEISMIC INFORMATION**

**Avetisyan A. M., Burmin V. U., Manukyan A. G.**

Abstract

In the article the general methodological principles of the theory and practice of seismic information interpretation are studied.

## **ПОСТРОЕНИЕ ГРАВИТАЦИОННО-ГЕОТЕРМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ НА ОСНОВЕ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ**

**© 2012 г. К. С. Варданян, А. О. Оганесян, Н. М. Погосян**

*Институт геофизики и инженерной сейсмологии НАН РА  
3115, Гюмри, ул. В.Саргсяна, 5, Республика Армения  
E-mail: iges\_kvardanyan@mail.ru  
Поступила в редакцию 21.08.2012 г.*

В статье представлена попытка построения гравитационно-геотермической модели земной коры по сейсмогеологическому разрезу Аспиндза–Армаш на основе значений скоростей прохождения продольных сейсмических волн в слоях земной коры. Расчеты глубинных температур и плотностей показали, что низкоскоростные области в коре и верхней мантии можно объяснить частичным плавлением вещества на соответствующих глубинах, создающим аномалии геофизических полей.

Актуальность создания комплексной геофизической модели Земной коры заключается, в первую очередь, в установлении приемлемого распределения физических свойств пород земной коры, отвечающих как изучаемым физическим полям, так и геологическим данным.

С целью построения комплексной геофизической модели Земной коры территории Армении использованы сейсмологические, гравиметрические и геотермические данные, причем все построения основаны на значениях скоростей прохождения продольных сейсмических волн в земной коре.

Из имеющегося экспериментального сейсмологического материала на территории Армении как наиболее информативные, объемные и относительно современные были выбраны данные глубинного сейсмического зондирования вдоль профиля Аспиндза–Армаш, выполненного в 1989 году с целью исследования очаговой зоны Спитакского землетрясения 1988 года (Геолого-геофизические условия..., 1990).

На сейсмогеологическом разрезе Аспиндза–Армаш проведены изолинии значений скоростей прохождения продольных сейсмических волн, проведены предполагаемые границы в земной коре; разрез пересекает все основные донеогеновые тектонические зоны территории, охватывает всю толщу земной коры. Именно значения скоростей прохождения продольных сейсмических волн -  $V_p$ , как экспериментальные данные, были использованы для перехода к расчетным плотностям и значениям радиоактивной теплогенерации в недрах земной коры.

С целью получения сопоставимых результатов, истолкование имеющейся геофизической информации выполнено в рамках единой тектогенетической гипотезы – в данном случае это адвекционно-полиморфная гипотеза глубинных процессов в тектоносфере, описывающая предполагаемые перемещения вещества мантии и коры в геологически активные

периоды развития, в результате чего появляются аномальные источники тепла в тектоносфере. Предполагаемое перемещение вещества тектоносферы происходит в виде подъема отдельных порций перегретого вещества астеносферы, сопровождающегося опусканием холодного из соответствующих глубин. Допускается возможность поступления флюидов из глубинных горизонтов. Постулаты принимаемой гипотезы подробно представлены в работах (Бурьянов и др., 1983; Гордиенко и др., 2003).

Для территории Армении эта методика была применена при построении обобщенной региональной тепловой модели земной коры и верхней мантии (Вартанян и др., 1985). Следует подчеркнуть, что из-за отсутствия профилей ГСЗ на территории Армении (кроме небольшого отрезка профиля ГСЗ Волгоград-Нахичеван) указанные построения были выполнены на основе данных, полученных методом обменных волн, вызванных землетрясениями (МОВЗ). Известно, что этот метод обеспечивает только выделение границ в земной коре без определения значений послонных скоростей прохождения сейсмических волн, а послонные скорости приписывались к отдельным слоям или областям земной коры с помощью скоростных разрезов ГСЗ соседних территорий.

В данном случае, как уже было отмечено, переход от значений скоростей прохождения продольных сейсмических волн ( $V_p$ ) к значениям радиоактивной теплогенерации ( $q$ ) и плотности ( $\sigma$ ) выполнен на основе скоростного разреза Аспиндза-Армаш (рис.1), а также результатов лабораторных исследований взаимосвязей между физическими свойствами пород (Бурьянов и др., 1983; Фиданян и др., 2004) без привлечения априорных предположений о составе пород земной коры.

Сейсмогеологический разрез Аспиндза-Армаш проходит через пункты Аспиндза, Ахалцихе, Бавра, Кучак, Армаш, пересекая при этом Аджаро-Триалетскую складчатую область, Ахалкалакское нагорье, Сомхетский прогиб, Ширакский синклиниорий, Апаранский массив, Цахкуняцкий массив, Гегамское нагорье, Нахичеванский массив, разделенные Локско-Акдамской, Красноселск-Леджанской, Амасийской, Зангезурской, Гарнийской и Вединской разломными зонами соответственно (Геолого-геофизические условия..., 1990).

На сейсмогеологическом разрезе Аспиндза-Армаш из многочисленных отражающих и преломляющих границ, предположительных границ разнохарактерных тектонических нарушений, наиболее уверенно проведены поверхность фундамента и граница Мохоровичича.

По характеру распределения скоростей в земной коре по линии профиля земную кору можно разделить на три части: две крайние с большими, четко выраженными волноводами в верхней части коры (9-12 км), и средний, с большим количеством чередований слоев с повышенными и пониженными скоростями, с протяженным волноводом на глубинах 30-40 км, с более глубоким залеганием границы Мохоровичича и др. В средней части профиля в пределах протяженного (более 100 км), низкоскоростного волновода, обнаруживаемого на глубине порядка 35-45 км,

скорости прохождения продольных волн снижаются от 7,0 до 6,4 км/сек. Здесь же, на интервале глубин 9-22 км, наблюдается довольно сложная картина распределения значений скоростей, имеют место резкие перепады, оконтуриваются разноразмерные объекты (рис. 1). Обнаруженные в земной коре высоко- и низкоскоростные объекты авторами интерпретировались как слои с измененными механическими и физическими свойствами (Геолого-геофизические условия..., 1990).

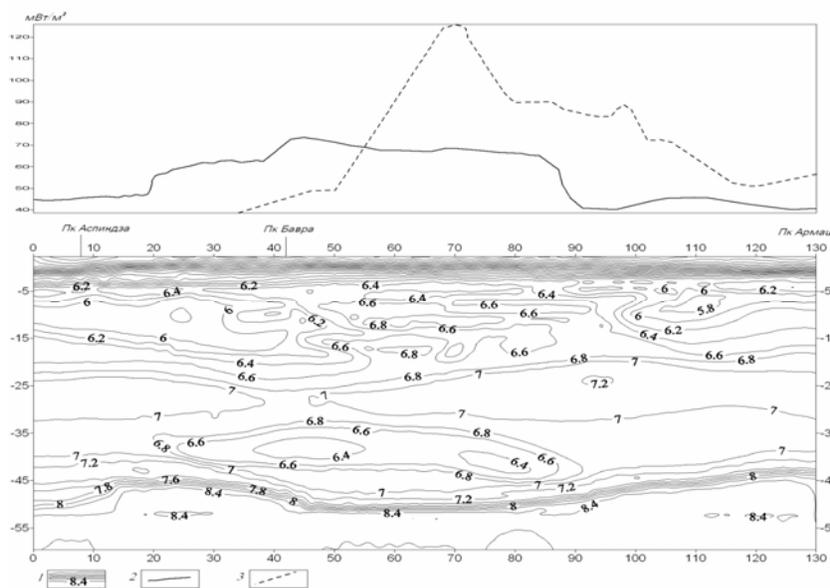


Рис.1 Сейсмический разрез Аспиндза-Армаш (оцифрованный): 1 - изолинии  $V_p$ ; 2 - кривая расчетного ТП, учитывающего стационарный фон и эффект частично расплавленной области в нижней мантии; 3 - кривая наблюдаемого ТП.

Переход от значений  $V_p$  к радиоактивной теплогенерации ( $q$ ) и к плотностям ( $\sigma$ ) для пород консолидированной коры выполнен с помощью эмпирических формул, полученных в результате лабораторного исследования численных взаимосоотношений физических свойств пород, под высокими температурой и давлением (Бурьянов и др., 1983). Зависимости между  $V_p$  и  $q$ , и  $V_p$  и  $\sigma$  представлены формулами (1) и (2)

$$q = 1,4 \exp 1,25(6 - V_p), \quad (1)$$

$$\sigma = 2,7 + 0,25(V_p - 6). \quad (2)$$

Для пород же вулканогенно-осадочного чехла ( $V_p < 6$ ) было принято значение теплогенерации  $q = 1,35$  мкВт/м<sup>3</sup>. После перехода от  $V_p$  к радиоактивной теплогенерации был рассчитан стационарный (фоновый) тепловой поток, образовавшийся за счет распада радиоактивных элементов,

содержащихся в породах коры, и теплового потока, поступающего из мантии -  $ТП_M$ , по формуле (3) (Бурьянов и др., 1983)

$$\theta = \sum_{i=1}^n q_i \cdot h_i + ТП_M. \quad (3)$$

где  $i$  - очередные номера слоев земной коры, а  $ТП_M=16$  мВт/м<sup>2</sup>.

По значениям  $\theta$  построена кривая стационарного ТП, рассчитаны послойные температуры по формуле

$$T_i = T_{i-1} + \frac{\theta_{i-1} - q_i \Delta z_i}{\lambda_i} \Delta z_i. \quad (4)$$

где  $\theta_{i-1}$  - тепловой поток из поверхности  $i-1$ -го слоя;  $q_i$  - коэффициент радиогенной теплогенерации;  $\Delta z_i$  - мощность и  $\lambda_i$  - коэффициент теплопроводности  $i$ -го слоя. В результате построена стационарная тепловая модель земной коры для сейсмогеологического разреза Аспиндза-Армаш (рис. 2).

Сопоставление кривых стационарного и наблюдаемого тепловых потоков по линии Аспиндза-Армаш выявляет значительную - до 60 мВт/м<sup>2</sup>, аномалию теплового потока (ТП) в центральной части профиля (пк50 до пк110) (рис. 2). Следует отметить, что приведенная кривая наблюдаемого ТП построена по осредненным значениям этого параметра - по точкам пересечения линии профиля с изолиниями ТП на карте (Варданыан и др., 2011), в том случае, когда максимальные значения наблюдаемого ТП на той же карте превышают фон в несколько раз.

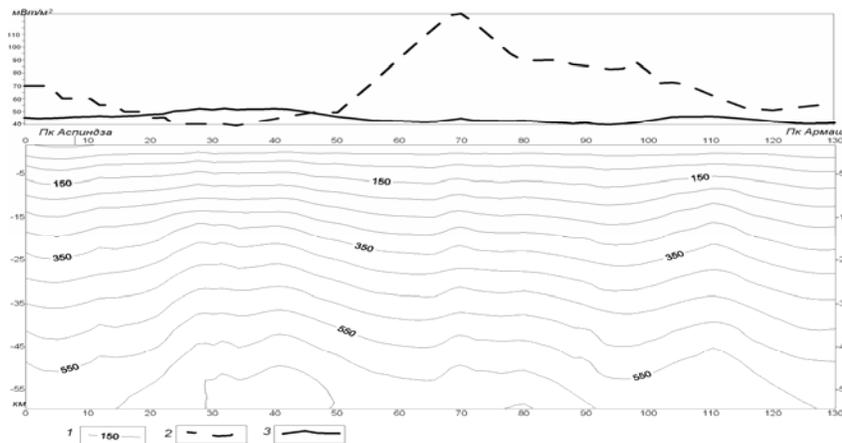


Рис. 2. Стационарная тепловая модель по разрезу Аспиндза-Армаш: 1 - изолинии глубинных температур; 2 - кривая  $ТП_{наб}$ ; 3 - кривая стационарного ТП.

Переход от  $V_p$  к плотностям ( $\sigma$ ) для пород консолидированной коры произведен по формуле (2), а для вулканогенно-осадочного чехла использована линейная зависимость между  $\sigma$  и  $V_p$ , выявленная в результате анализа и статистической обработки петрофизических (лабораторных и скважинных) исследований пород осадочного чехла, с учетом различных искажающих факторов и представленная в виде общего уравнения регрессии (Фиданян и др., 2004)

$$\sigma = 0,22V_p + 1,37 \quad (5)$$

По полученным значениям  $\sigma$  построен плотностной разрез по линии изучаемого профиля (рис. 3) и рассчитан эффект коры для средней плотности мантии  $\sigma=3,3$  г/см<sup>3</sup>, так как из двух возможных вариантов плотности мантии – 3,2 г/см<sup>3</sup> и 3,3 г/см<sup>3</sup>, наилучшее совпадение расчетной и наблюдаемой кривых  $\Delta g_b$  получено при средней плотности мантии 3,3 г/см<sup>3</sup>. За нулевой уровень расчетного поля силы тяжести принято значение -835мгал (Бурьянов и др., 1983).

Сопоставление расчетной и наблюдаемой кривых  $\Delta g$  выявляет значительные аномалии силы тяжести в разных отрезках профиля, среди которых можно выделить отрезок, ограниченный пикетами 54-130, где кривая  $\Delta g_b$  значительно ниже расчетной кривой  $\Delta g$ . Примерно на этой части профиля – пк 50-110 зафиксирована положительная аномалия ТП.

Учитывая историю геологического развития территории и основываясь на положениях адвекционно-полиморфной гипотезы, можно сделать предположение о наличии в земной коре и верхах мантии зон с частичным плавлением вещества, формировавшихся в результате активных геологических процессов (Альпийская складчатость возрастом 30 млн.лет и миоплиоценовый магматизм возрастом 6 млн.лет) в тектоносфере региона и обуславливающих положительную аномалию теплового потока и отрицательную аномалию силы тяжести. Небольшое пространственное смещение выявленных аномальных зон может быть связано с наличием тепловыводящих каналов и с их наклонным положением. Не исключено, что такими каналами могут послужить выделенные на исследуемом сейсмогеологическом разрезе разнохарактерные наклонные поверхности.

Более мелкие расхождения расчетной и наблюдаемой кривых  $\Delta g$ , возможность их взаимосоотношений с аномалиями теплового потока в данной работе не рассматриваются из-за отсутствия необходимой информации.

Предположению об обусловленности аномалий геофизических полей состоянием вещества в недрах земной коры и верхней мантии в пределах Центрально-Армянской складчатой зоны придерживаются многие исследователи (Мириджанян, 1979; Чернявский и др., 1980) и др.

О нестационарном состоянии вещества недр территории могут свидетельствовать исследования неприливных изменений силы тяжести на территории Армении, констатирующие в пределах активных разломов нестабильный характер изменения силы тяжести. Амплитуды неприлив-

ных изменений силы тяжести в зонах разломов в 3-5 раз превышают амплитуды неприливных изменений силы тяжести в пределах отдельных блоков. Некоторые локальные аномалии неприливных изменений силы тяжести связаны, по всей вероятности, с перемещением масс, особенно, флюидов (Оганесян, 1988).

На геоэлектрической модели земной коры Малого Кавказа на глубине примерно 30-45 км фиксируется субгоризонтальная проводящая зона, к которой примыкают флюидонасыщенные вертикальные разрывы. Возникновение флюидов в глубинных горизонтах земной коры связывается с высвобождением воды в результате высокотемпературного полиморфного перехода амфиболитов к более высоким фракциям метаморфизма. Надежность эквивалентной геоэлектрической модели земной коры Малого Кавказа определяется тем, что при ее построении использована внешняя информация, в том числе данные сейсмометрии (Бердичевский и др., 1998).

Таким образом, предположения о протекании в недрах территории Армении активных тектонических процессов не лишены основания.

Увеличение числа пунктов наблюдаемых значений теплового потока, повышение их точности и представительности могли бы значительно повысить уровень обоснованности высказанных предположений.

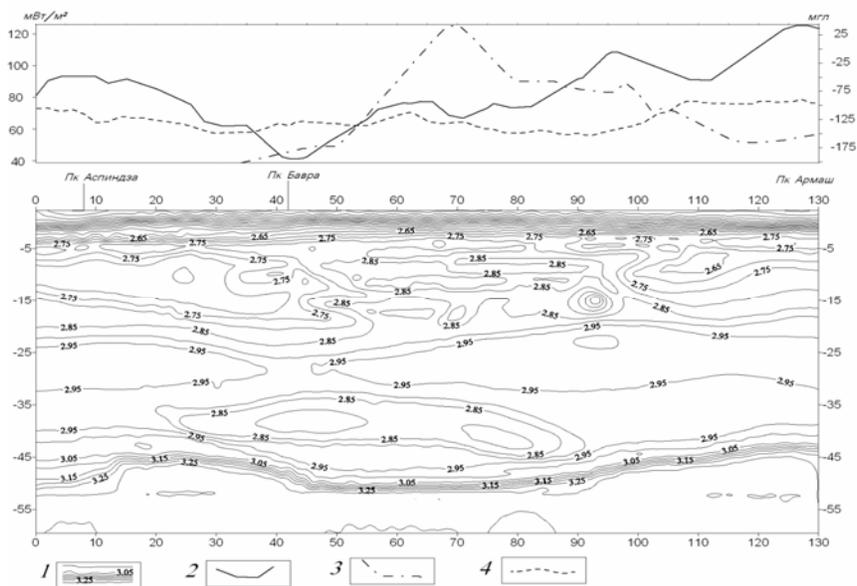


Рис. 3. Плотностная модель земной коры по разрезу Аспиндза-Армаш: 1-изолинии расчетных плотностей; 2-эффект коры для плотности мантии  $3,3 \text{ г/см}^3$ , 3-кривая наблюдаемого ТП, 4-кривая  $\Delta g_B$

### Вывод

Расчет температур и плотностей глубинных слоев земной коры по зна-

чениям послойных скоростей продольных сейсмических волн и построение на их основе температурного и плотностного моделей недр дают основание говорить наличии частично расплавленных областей в коре и верхней мантии.

### Литература

- Бурьянов В.Б., Гордиенко В.В., Кулик С.Н., Логвинов И.М.** Комплексное геофизическое изучение тектоносферы континентов. Киев, Наукова думка, 1983, 176 с.
- Вартанян К.С., Якоби Н.М.** Источники аномального теплового потока на территории Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1985, N 2, с. 48-53.
- Варданян К.С., Погосян Н.М.** Карта тепловых потоков территории Армении с учетом поправки за рельеф. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2011, N 1, с. 43-46.
- Научно-технический отчет по теме: «Геолого-геофизические условия очаговой зоны Спитакского землетрясения 1988г. МГ СССР, НПО «Нефтегеофизика», М., 1990, Армгеолфонд, 109 с.
- Бердичевский М.Н., Борисова В.П., Ваньян Л.Л., Голубцова Н.С., Чернявский Г.А.** Глубинные геоэлектрические исследования Малого Кавказа. В кн.: «Геоэлектрическая модель тектоносферы Евразийского складчатого пояса и сопредельных территорий.» Киев, изд. «Знання», 1998, с.152-168.
- Гордиенко В.В., Усенко О.В.** Глубинные процессы в тектоносфере Украины. К., 2003, 147 с.
- Мириджанян Р.Т.** Прогнозная оценка температуры глубинных слоев земной коры на территории АрмССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1979, N 5, с. 58-63.
- Оганесян А.О.** Изучение неприливных изменений силы тяжести на территории Армянской ССР. Автореф. дисс. на соискание ученой степени кандидата геол.мин.наук. Киев, ИГ АН УССР, 1988, 21 с.
- Фиданян Ф.М., Оганесян А.О.** Корреляционный анализ физических параметров горных пород по профилю ГСЗ Армаш-Бавра. Научные труды конференции, посвященной 60-летию основания НАН РА (октябрь 2003г., г.Гюмри), Изд. НАН РА, г. Гюмри, 2004, с. 143-148.
- Чернявский Г.А., Яникян В.О., Мириджанян Р.Т.** Некоторые результаты глубинных магнитотеллурических зондирований на территории Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1980, N 6, с. 43-49.
- Н.Новханисян, А.Аветисян, Ф.Фиданян, А.Манукян, Т.Погоссян.** The Methods and Some Results of Construction of the Earth's Crust Seismogravitational Model for the Territory of Armenia. Abstract Volume the Second International Conference on Earthquake Hazard and Seismic Risk Reduction Commemorating the 10<sup>th</sup> Anniversary of the Spitak Earthquake, Yerevan, 15-21 September, 1998, pp.114-115.

*Рецензент С. Н. Назаретян*

**ԵՐԿՐԱԿԵՂՆԻ ՀԱՄԱԼԻՐ ԵՐԿՐԱՏԻՉԻԿԱԿԱՆ ՄՈՂԵԼՆ ԸՍՏ  
ՄԵՑՄՍԱԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ՏՎՑԱԼՆԵՐԻ**

**Վարդանյան Կ.Ս., Հովհաննիսյան Հ.Հ., Պողոսյան Ն.Ս.**

Ա մ փ ո փ ու մ

Հոդվածում ներկայացված է սեյսմաերկրաբանական տվյալների հիման վրա երկրակեղևի և վերին թիկնոցի համալիր երկրաֆիզիկական մոդելի կառուցման փորձ: Հաշվարկների հիմքում ըն-

կած են Ասպինձա-Արմաշ կտրվածքով սեյսմիկ երկայնական ալիքների անցման արագությունների արժեքները, ինչպես նաև ապարների ֆիզիկական հատկությունների միջև բարձր ճնշման և ջերմաստիճանի պայմաններում, փոխադարձ կապերի լաբորատոր ուսումնասիրություններով բացահայտված էմպիրիկ կապերը:

Ստացված արդյունքները թույլ են տալիս պնդել, որ երկրակեղևում առկա ցածր արագությունների տիրույթները, հնարավոր է, պայմանավորված են նյութի կիսահալ վիճակով, ինչն էլ առաջ է բերում երկրաֆիզիկական դաշտերի անոմալիաներ:

## **THE COMPLEX GEOPHYSICAL MODEL OF THE EARTH'S CRUST BY SEISMOGEOLOGICAL DATA**

**Vardanyan K.S., Hovhannisyan H.H., Poghosyan N.M.**

### **Abstract**

The aim of the given work is to compile complex geophysical model of the Earth's crust and the upper mantle as a means of study of the constitution and process at the corresponding depths. In this case all calculations are based on experimental data on speed passage of seismic waves through the crust's rocks without the necessity of apriori suppositions on the constitution of the rock's crusts and also on the results of the laboratory investigations between physical properties of rocks.

With the aim of achievement of comparison of the obtained results a joint interpretation of the available geophysical information within the limits of tectogenic hypothesis has been carried out in this case according to postulates of advection – polymorphous hypothesis of tectonosphere development when geological processes having been fixed on the surface are considered as consequences of the deep-seated processes taking place in the tectonosphere. The calculations of heat and gravitational effects of the similar body give a base to suppose about the reasonable discrepancy of gravitational and heat anomaly with heat condensation in the lower parts of the Earth's crust.

ՀԻՇԱՐԺԱՆ ՏԱՐԵԹՎԵՐ

ԳԱԲՐԻԵԼՅԱՆ ԱՐՇԱԼՈՒՅՍ ՀԱՄԲԱՐՉՈՒՄԻ  
(ծննդյան 100-ամյակին)  
(1912-1993)



ՀՀ ԳԱԱ ակադեմիկոս, ՀԽՍՀ գիտության վաստակավոր գործիչ, երկրաբանահանքաբանական գիտությունների դոկտոր, պրոֆեսոր, Ա.Ն. Գաբրիելյանը ծնվել է 1912թ. հունիսի 14-ին, Կարսի նահանգի Նախիջևան գյուղում: 1918թ. ընտանիքը գաղթել և բնակություն է հաստատել Հայաստանի Թալինի շրջանի Արեգ (այժմ Թաթուլ) գյուղում: 1938թ. ավարտել է ԵՊՀ երկրաբանաաշխարհագրական ֆակուլտետը և ընդունվել Մոսկվայի Երկրաբանա-հետախուզական ինստիտուտի ասպիրանտուրան: 1943թ. Ա.Գաբրիելյանը

պաշտպանել է թեկնածուական և 1953թ. դոկտորական ատենախոսությունները: 1954թ. նրան շնորհվել է պրոֆեսորի կոչում: 1956թ. ընտրվել է ՀԽՍՀ ԳԱ թղթակից անդամ, 1982թ.-ին՝ ՀՀ ԳԱԱ ակադեմիկոս: Ա.Գաբրիելյանը վախճանվել է 1993թ. մայիսի 5-ին:

1941-1983թթ. Ա.Գաբրիելյանն աշխատել է ԵՊՀ երկրաբանական ֆակուլտետում որպես դոցենտ, այնուհետև՝ պրոֆեսոր և ամբիոնի վարիչ: Մինչև 1940-ական թվականների կեսերը միաժամանակ աշխատել է Հայաստանի ԳԱ Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտում, որպես ավագ գիտաշխատող և ապա՝ ռեզիդենտ երկրաբանության բաժնի վարիչ: 1959-1966թթ. և 1990-1993թթ. Ա.Գաբրիելյանն եղել է ՀՀ ԳԱԱ «Գիտություններ երկրի մասին» տեղեկագրի պատասխանատու խմբագիրը, իսկ 1983-1993թթ.՝ ՀՀ ԳԱԱ Երկրի մասին գիտությունների բաժանմունքի ակադեմիկոս-քարտուղարը:

1940թ.-ից սկսած մինչև իր կյանքի վերջին տարիները Ա.Գաբրիելյանը զբաղվել է Հայաստանի երկրաբանական կառուցվածքում առաջատար տեղ գրավող պալեոգենի ու նեոգենի նստվածքների շերտագրության բազմակողմանի ու մանրակրկիտ ուսումնասիրությամբ: Իր բազմամյա հետազոտությունների ընթացքում նա հավաքեց ու մշակեց հսկայական ծավալի փաստացի նյութ, որոշեց իր իսկ կողմից հավաքած հարուստ բրածո ֆաունայի տեսականին: Արդյունքում նրան հաջողվեց մշակել Հայաստանի պալեոգենի ու նեոգենի մանրակրկիտ և հիմնավորված շերտագրական սխեմաներ, առանձնացրեց հարկերը, կենսազոնաները և շերտախմբերը: Դրանք հետագայում և առ այսօր ընկած են շերտագրական աշ-

խատանքների հիմքում և կարևոր դեր խաղացին ՀՀ տարածքի քարտեզագրական, որոնողահետախուզական աշխատանքների իրականացման, երկրաբանական, տեկտոնական և մի շարք այլ մասնագիտացված քարտեզների կազմման գործում:

Ա.Գաբրիելյանը համարվում էր Ալպ-Հիմալայան գոտու Կովկաս-Անատոլիական հատվածի պալեոգենի ու նեոգենի, հատկապես նուսուլիթային ֆաունայի, ինչպես նաև ռեգիոնալ երկրաբանության բնագավառներում ԽՍՀՄ-ում հայտնի մասնագետներից մեկը: Նրա բազմամյա ուսումնասիրությունների արդյունքներն ամփոփվեցին ,Հայկական ԽՍՀ պալեոգենը և նեոգենը և հիմնարար մենագրության մեջ (1964), որը շերտագրության ասպարեզի աշխատությունների մի դասական օրինակ է: Մենագրությունում հանգամանորեն լուսաբանված են նաև շերտագրության մի շարք ընդհանուր հարցեր, մասնավորապես պալեոգենի ստորին սահմանի, միջին ու վերին էոցենի, օլիգոցենի ու միոցենի սահմանների հարցերը:

ՀՀ տարածքի հնաերկրաբանական և հնաշխարհագրական ուսումնասիրությունների սկիզբը, նույնպես կապված է Ա.Գաբրիելյանի՝ աշխատանքների հետ: Նշանակալից են նրա աշխատանքները նվիրված Հարավային Կովկասի ու հարակից շրջանների տեկտոնիկայի և սեյսմատեկտոնիկայի հարցերին: 1959թ. լույս տեսավ Ա.Գաբրիելյանի ,Հայկական ԽՍՀ տեկտոնիկայի հիմնական հարցերը մենագրությունը: Մենագրությունում նորովի են լուսաբանվում տարածքի տեկտոնական կառուցվածքի բազմաթիվ հիմնարար հարցեր: Տեկտոնական շրջանացմանը և գլխավոր տեկտոնական կառույցների բնութագրմանը զուգընթաց, համոզիչ կերպով ցույց է տրված տարածաշրջանի կառուցվածքում խորքային բեկվածքների կարևորագույն դերը, Կովկասում լայնական բարձրացումների ու իջեցումների զոնաների առկայությունը, Մերձարաքսյան գոտու զարգացման ենթապլատֆորմային բնույթը: Հիշատակման է արժանի Ա.Գաբրիելյանի մեծ ավանդը՝ “Հայկական ԽՍՀ երկրաբանություն”, (Շերտագրություն) հատորի կազմման և խմբագրման աշխատանքներում:

1968թ. Ա.Գաբրիելյանի ղեկավարությամբ հրատարակվեց Հայաստանի 1:500000 մասշտաբի տեկտոնական քարտեզը: Քարտեզում, որը կազմված է ըստ ,ծալքավորության հասակիե սկզբունքի, իրենց ընդհանրացումը և հետագա զարգացումը ստացան Ա.Գաբրիելյանի գաղափարներն ու պատկերացումները հանրապետության բարդ տեկտոնական կառուցվածքի վերաբերյալ: Այն իր ժամանակի ամենաբարձր մակարդակով կազմված տեկտոնական քարտեզներից մեկն էր և լայն ճանաչում գտավ արտասահմանյան երկրաբանների մոտ: 1981թ. լույս տեսավ ,Հայկական ԽՍՀ սեյսմատեկտոնիկան սովորաձավալ մենագրությունը (համահեղինակներ Հ.Սարգսյան, Գ.Միմոնյան), որն ամփոփում է մինչև այդ ՀՀ տարածքում կատարված տեկտոնական, սեյսմատեկտոնական ուսումնասիրությունների արդյունքները:

Ա.Գաբրիելյանը զբաղվել է նաև Կովկաս-Անատոլիա-Իրանա-

կան ռեզիոնի տեկտոնական շրջանացման հարցերով: 1970թ. նրա կողմից առաջարկվեց այդ ռեզիոնի տեկտոնական շրջանացման նոր սխեմա, որում հետագայում առանձնացվեցին նաև երկրաշարժային գոտիները:

Հարկ է նշել, որ Ա.Գաբրիելյանը, իր շուրջը համախմբելով երկրաբանական տարբեր կազմակերպություններում գործող մի խումբ փորձառու մասնագետների, ստեղծեց Հայաստանի ռեզիոնալ երկրաբանության իր ,դպրոցը, որի դերը հանրապետության ռեզիոնալ երկրաբանության ուսումնասիրման գործում ակնհայտ է:

Ակադեմիկոս Ա.Գաբրիելյանի գիտական ժառանգությունը ընդգրկում է մոտ 150 հրատարակված աշխատություններ, այդ թվում՝ 12 մենագրություն: Նա միջազգային տեկտոնական և միութենական շերտագրական գիտահամակարգող խորհուրդների անդամ էր: Գործուն մասնակցություն է ունեցել մի շարք միջազգային ծրագրերի ու նախագծերի մշակմանը՝ հաճախ ղեկավարելով դրանց կովկասյան բաժինը: Դրանք են. ԽՍՀՄ տեկտոնական քարտեզը, ԽՍՀՄ հարավի նավթային շրջանների տեկտոնական քարտեզը, Կովկասի տեկտոնական քարտեզը, ԽՍՀՄ ֆացիալ-հնաշխարհագրական ատլասը, Ալպ-Հիմալայան մարզի էոցենի ու օլիգոցենի սահմանի միջազգային թիվ 141 նախագիծը, ԽՍՀՄ շերտագրական բառարանը: Նա զեկուցումներով բազմիցս հանդես է եկել շերտագրական, հնէաբանական և տեկտոնական հարցերին նվիրված միջազգային գիտաժողովներում՝ Ֆրանսիայում, Լեհաստանում, Հունգարիայում, Հնդկաստանում և այլուր:

Ա.Գաբրիելյանը մեծ ավանդ ունի ազգային երկրաբանական կադրերի պատրաստման գործում: Նա փայլուն և բարձր կարգի դասախոս էր, որի խորը մասնագիտական գիտելիքները զուգակցվում էին բնածին մանկավարժական տաղանդի հետ: Նրա նախաձեռնությամբ երկրաբանական ֆակուլտետում 1949թ. ստեղծվեց պատմական և ռեզիոնալ երկրաբանության ամբիոնը, որը նա ղեկավարեց մոտ 30 տարի: Արժանին մատուցելով անվանի գիտնականին, վաստակաշատ մանկավարժին և երկրաբանական ֆակուլտետի հիմնադիր դասախոսներից մեկին, ԵՊՀ գիտական խորհուրդը “Հայաստանի երկրաբանության” կաբինետը անվանակոչեց ակադեմիկոս Ա.Գաբրիելյանի անունով:

Արշալույս Գաբրիելյանի՝ վաստակաշատ գիտնականի, երկրաբան-մանկավարժի, արտակարգ համեստ ու բարեկիրթ անձնավորության հիշատակը միշտ վառ կմնա նրա բազում աշակերտների և նրան ճանաչողների սրտերում:

**ՀՀ ԳԱԱ Քիմիական և Երկրի մասին գիտությունների բաժանմունք**  
**ՀՀ ԳԱԱ Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտ**  
**Երևանի պետական համալսարանի աշխարհագրության և**  
**երկրաբանության ֆակուլտետ**  
**ՀՀ ԳԱԱ “Գիտություններ երկրի մասին” տեղեկագրի խմբագրություն**

**ՎԱՐԴԳԵՍ ԹՈՐԳՈՍԻ ՀԱԿՈՒՅԱՆ**  
(ծննդյան 80-ամյակին)  
(1932 – 1975)



Լրացավ հնէաբանության և շերտագրության բնագավառներում ճանաչված գիտնական, հայկական երկրաբանական դպրոցի փայլուն ներկայացուցիչ, ՀՀ ԳԱԱ Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտի բաժնի վարիչ, երկրաբանա-հանքաբանական գիտությունների դոկտոր **Վարդգես Թորգոսի Հակոբյանի** ծննդյան 80-ամյակը: Նա կյանքից հեռացավ ընդամենը 43 տարեկան հասակում թողնելով մի պատկառելի գիտական ժառանգություն:

Վ.Հակոբյանը ծնվել է 1932թ. օգոստոսի 15-ին Լճաշեն գյուղում: 1949թ. ավարտելով Սևանի միջնակարգ դպրոցը, նա ընդունվում է Երևանի պետական համալսարանի երկրաբանական ֆակուլտետ, որը գերազանցությամբ ավարտում է 1954թ. և շարունակում ուսումը Հայաստանի ԳԱ Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտի ասպիրանտուրայում: Երկարատև գործուղումների ընթացքում Լենինգրադ (Ս-Պետերբուրգ), նա մեծ դպրոց է անցնում ճանաչված մասնագետներ, ԽՍՀՄ ԳԱ թղթ.-անդամ Վ.Պ.Ռենգարտենի, պրոֆեսորներ Վ.Ֆ.Պչելինցևի, Ն.Պ.Լուպպովի, Ա.Ա.Աթաբեկյանի և այլոց մոտ: 1958թ. Լենինգրադի պետական համալսարանում փայլուն պաշտպանում է “Հարավարևելյան Չանգեզուրի յուրայի և կավճի նստվածքների շերտագրությունը” թեկնածուական ատենախոսությունը և ստանում երկրաբանա-հանքաբանական գիտությունների թեկնածուի գիտական աստիճան:

Վ.Հակոբյանի հետազոտությունները նվիրված էին յուրայի և կավճի ժամանակաշրջանների շերտագրության և հնէաբանության խնդիրներին: Աշխատանքում իր կողմից հայտնաբերված և նկարագրված ղեկավարող բրածո ֆաունայի հիման վրա մշակվել էր շերտագրական նոր սխեմա և կազմվել շրջանի 1:50000 մասշտաբի նոր երկրաբանական քարտեզ:

Վ.Հակոբյանի Հայաստանի տարածքում կատարված շուրջ 20 տարիների մանրակրկիտ հետազոտությունների արդյունքներն ամփոփվեցին “ՀՄՄՂ վերին կավճի նստվածքների կենսաշերտագրությունը և փորոտանիները” եռահատոր դոկտորական ատենախոսության մեջ, որը նա 1973թ. փայլուն պաշտպանեց Լենինգրադում,

Համամիութենական գիտահետազոտական երկրաբանական ինստիտուտի (БСГЕИ) գիտական խորհրդի նիստում: Նրա պաշտոնական ընդիմախոսները՝ Հայաստանի ԳԱ ակադեմիկոս Վ.Ն.Պաֆենհոլցը, Վրաստանի ԳԱ ակադեմիկոս Ա.Լ.Ցագարելին և պրոֆեսոր Ն.Պ.Լուպպովը, ընդգծելով աշխատանքի հիմնարար բնույթը, նշեցին նաև, որ ատենախոսության երեք հատորներից յուրաքանչյուրն իրենից ներկայացնում է ավարտուն աշխատություն և կարող է պաշտպանվել որպես ինքնուրույն դոկտորական ատենախոսություն:

Աներևակալի են Վ.Հակոբյանի կողմից կատարված հետազոտությունների ծավալները և ստացված արդյունքները: Ուսումնասիրվել են մոտ 11 հազար բրածո ֆաունայի նմուշներ, նկարագրվել են ուշ կավձի դարաշրջանի փորոտանիների 2387 տեսակ, 74 սեռ և 29 ընտանիք, որոնցից հնէաբանական գրականության մեջ առաջին անգամ առանձնացված և նկարագրված են 69 տեսակ, 30 սեռ և 5 ընտանիք: Իրականացված հիմնարար հետազոտությունները Վ.Հակոբյանին թույլ տվեցին մշակել փորոտանիների նոր դասակարգում, առանձնացնել նոր տաքսոններ, առաջարկել մի շարք ընտանիքների զարգացման ֆիլոգենետիկ սխեմաներ և հիմնավորել փորոտանիների 10 տարբեր հասակային համալիրների առկայությունը: Վ.Հակոբյանը մշակեց նաև Հայաստանի տարածքի վերին կավձի ժամանակաշրջանի ռեգիոնալ կենսաշերտագրական սխեման, կատարեց նրա համահարաբերակցությունն Անդրկովկասի հարակից շրջանների, ինչպես նաև Միջերկրածովային և Միջին Եվրոպական հնէակենսաշերտագրական մարզերի հետ:

Ուսումնասիրելով և վերլուծելով վերին կավձի հնէաբանությանը և շերտագրությանը վերաբերող համաշխարհին գրականությունը, Վ.Հակոբյանը ներկայացրեց ողջ Երկրագնդի ուշ կավձի դարաշրջանի ծովային ավազանների հնէակենսաաշխարհագրական շրջանացման սխեման, առաջին անգամ առանձնացնելով ինքնուրույն՝ Աֆրո-Հարավամերիկյան մարզ: Վ.Հակոբյանի աշխատանքը շերտագրության և հնէաբանության ասպարեզում նախադեպը չունեցող հիմնարար մի հետազոտություն էր, որը մասնագետների կողմից հիրավի համարվեց “հնէաբանական գիտության խոշոր ձեռքբերում”:

Վ.Հակոբյանը նաև գիտական աշխատանքների հմուտ կազմակերպիչ էր: Նրա նախաձեռնությամբ և ղեկավարությամբ 1974թ. լույս տեսավ “ՀՍՄՀ բրածո ֆաունայի ատլաս” ծավալուն (60տ.մ.) մենագրությունը, որի 31 հեղինակների թվում էին ոչ միայն Հայաստանի, այլ նաև Մոսկվայի և Լենինգրադի հնէաբանները, որոնք տարբեր տարիների համապատասխան աշխատանքներ էին կատարել Հայաստանի տարածքում: Դա բացառիկ մի աշխատություն է, որում բերված է Հայաստանի տարածքի վերջին 200մլն տարիների ժամանակաշրջանի բրածո ֆաունայի ղեկավարող շուրջ 800 ձևերի նկարագրությունը, ինչը հիմք է հանդիսանում համապա-

տասխան շերտերի հասակային ստորաբաժանման և երկրաբանական մասնագիտական քարտեզների կազմման համար:

Վ.Հակոբյանը Համամիութենական շերտագրական մշտական հանձնաժողովի անդամ էր, ուներ լայն ճանաչում և մեծ հեղինակություն էր վայելում ինչպես նախկին ԽՍՀՄ, այնպես էլ Լեհաստանի, Ֆրանսիայի, Գերմանիայի, ԱՄՆ, Ճապոնիայի, Չեխոսլովակիայի հնէաբանների շրջանում: Նա շուրջ 40 տպագիր գիտական աշխատությունների, այդ թվում՝ 7 մենագրությունների հեղինակ և համահեղինակ էր:

Վ.Հակոբյանը վախճանվեց ծանր հիվանդությունից հետո, 1975թ. ապրիլի 22-ին, իր ստեղծագործական կյանքի ամենածաղկուն շրջանում՝ թողնելով բազում անավարտ գիտական մտահղացումներ և ամենաջերմ հիշողություններ իրեն ճանաչողների սրտերում: Նա արտակարգ աշխատասեր, համեստ, ազնիվ, ընկերների նվիրված և միաժամանակ իր հանդեպ խստապահանջ անձնավորություն էր: Վ.Հակոբյանի կարճ, բայց չափազանց բեղմնավոր գործունեությունը գիտությանն անվերապահ նվիրումի փայլուն օրինակ է, իսկ նրա աշխատությունները դեռ երկար տարիներ իրենց պատվավոր տեղը կզբաղեցնեն երկրաբանական գիտության շտեմարանում:

**ՀՀ ԳԱԱ Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտ,  
ՀՀ ԳԱԱ “Գիտություններ Երկրի մասին” տեղեկագրի խմբագրություն**

**ՌԱՖԻԿ ՏԻԳՐԱՆԻ ՄԻՐԻՋԱՆՅԱՆ**  
(ծննդյան 80-ամյակին)



Լրացավ վաստակաշատ գիտնական, կիրառական երկրաֆիզիկայի ոլորտի ճանաչված մասնագետ, ՀՀ ԳԱԱ Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտի ավագ գիտաշխատող, երկրաբանա-հանքաբանական գիտությունների թեկնածու Ռաֆիկ Տիգրանի Միրիջանյանի ծննդյան 80 և աշխատանքային գործունեության 55-ամյակը:

Ռ.Միրիջանյանը ծնվել է 1932թ. նոյեմբերի 11-ին, Գյումրի (Լենինական) քաղաքում: 1956թ. ավարտել է Երևանի պետական համալսարանի երկրաբանական ֆակուլտետի երկրաֆիզիկայի բաժինը և իր աշխատանքային գործունեությունը սկսել Հայաստանի Երկրաբանական վարչության համակարգում: 1976թ. պաշտպանել է թեկնածուական ատենախոսությունը և ստացել երկրաբանա-հանքաբանական գիտությունների թեկնածուի գիտական աստիճան:

1956-89թթ. եղել է ՀՀ երկրաբանական վարչության երկրաբանաերկրաֆիզիկական արշավախմբի գլխավոր երկրաֆիզիկոս, 1989-94թթ. ՀՀ հանքային ռեսուրսների նախարարության ռեգիոնալ երկրաբանության, երկրաֆիզիկայի, նավթի ու գազի վարչության պետ, 1995-2000թթ. ՀՀ արտակարգ իրավիճակների վարչության ճգնաժամային կառավարման հարցերի ինստիտուտի դոցենտ: 2003թ.-ից առ այսօր աշխատում է ՀՀ ԳԱԱ ԵԳԻ-ում որպես ավագ գիտաշխատող: Բարձր պրոֆեսիոնալիզմ և բարեխիղճ աշխատանք, սրանք այն կարևոր գծերն են, որոնք մեծ հարգանք ու հեղինակություն են բերել Ռ.Միրիջանյանին:

Լայն են նրա գիտական հետազոտությունների շրջանակները՝ ընդհանուր երկրաֆիզիկա, հորատանցքային, միջուկային երկրաֆիզիկա, երկրաջերմություն, սեյսմաբանության որոշ հարցերի երկրաֆիզիկական մեկնաբանումներ և այլն:

Երկրաբանական հետազոտությունների շրջանակները՝ ընդերքի հետազոտման ու ուսումնասիրության ոլորտներում: Հանրապետության տարածքում հորատանցքերի երկրաբանական կտրվածքների երկրաֆիզիկական ուսումնասիրությունների հիմնադիրներից ու կազմակերպիչներից է: Անմիջական մասնակցություն է ցուցաբերել մետաղային օգտակար հանածոների, հանքային ու քաղցրահամ ջրերի, խորքային երկրաբանական կառույցների, նավթի ու գազի կուտակումների որոնողական և հետախուզական հորատանցքերի ուսումնասիրման երկ-

րաֆիզիկական մեթոդների ներդրման ու կիրառման, արդյունքների երկրաբանական մեկնաբանմանն առնչվող աշխատանքներում: Ակնհայտ է Ռ.Միրիջանյանի ավանդը Հայաստանում միջուկային երկրաֆիզիկայի ծավալման գործում, հատկապես կտրվածքներում նեյտրոնային մեթոդներով ածխաջրածինների հայտնաբերման, ինչպես նաև բնական վիճակում լեռնային փոքրվածքների պատերին ու առանձին նմուշներում փնտրվող օգտակար տարրերի առկայության ու պարունակության ճառագայթաչափային մեթոդներով որոշման ոլորտներում:

Լայն ճանաչում ունեն Ռ.Միրիջանյանի ընդերքի ջերմությանը վերաբերվող ուսումնասիրությունները. Հայաստանի երկրաջերմային պայմանների նկարագրություն, ջերմային դաշտերի բնութագրեր, չափորոշիչների բաշխման օրինաչափությունների բացահայտումներ, երկրաջերմային հանքավայրերի որոնման հեռանկարների գնահատումներ:

Ուշադրության է արժանի Ռ.Միրիջանյանի մասնակցությունը Մերձերևանյան շրջանի աղաբեր նստվածքների սահմաններում ստորգետնյա գազային շտեմարանների որոնման, ինչպես նաև շինարարության ու շահագործման ընթացքում տեխնոլոգիական վերահսկման երկրաֆիզիկական մեթոդների մշակման և իրականացման աշխատանքներում: Ցանկացած երկրի համար, իսկ հանածո վառելիքակենդանի ռեսուրսներից զուրկ Հայաստանի համար հատկապես, գազամբարների առկայությունը դժվար է գերազնահատել: Հայաստանի անկախացումից հետո Ռ.Միրիջանյանը մատուցել ու մատուցում է փորձագիտական ու խորհրդատվական ծառայություններ Համաշխարհային Բանկին, մի շարք արտերկրյա ընկերությունների, որոնք Հայաստանում նավթի ու գազի, երկրաջերմային էներգիայի ռեսուրսների գնահատմանն ու հանքավայրերի որոնմանն ուղղված գործունեություն են ծավալում:

Ռ.Միրիջանյանը ավելի քան 30 գիտական հոդվածների հեղինակ է, որոնցից շատերը ունեն ոչ միայն գիտական, այլ նաև կիրառական նշանակություն: 1979թ.-ից Ռ.Միրիջանյանը ՀՀ ԳԱԱ Գիտություններ Երկրի մասին տեղեկագրի խմբագրական կոլեգիայի անդամ է: Այս աշխատանքները նա կատարում է նվիրումով, բարեխղճությամբ և սկզբունքայնորեն:

Նա երկար տարիներ դասավանդել է Երևանի պետական համալսարանի երկրաբանական ֆակուլտետում և մեծ ավանդ ունի երկրաֆիզիկայի ոլորտի բարձրորակ կադրերի պատրաստման գործում: Այսօր նրա սաներից շատերը երկրաֆիզիկայի ոլորտի ճանաչված մասնագետներ են:

Կրկին ի սրտե շնորհավորում ենք Ռաֆիկ Միրիջանյանին ծննդյան 80-ամյակի կապակցությամբ՝ մաղթելով քաջառողջություն, երկար տարիների կյանք և բեղմնավոր աշխատանք:

**ՀՀ ԳԱԱ երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտ  
ՀՀ ԳԱԱ “Գիտություններ Երկրի մասին” տեղեկագրի խմբագրություն**