

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



2015

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

Գլխավոր խմբագիր՝
Ռ.Տ. ՋՐԲԱՇՅԱՆ

Պատասխանատու քարտուղար՝
Ռ.Ս. ՄՈՎՍԵՅԱՆ

Խմբագրական կոլեգիա՝
Ա.Վ. ԱՎԱԳՅԱՆ, Ա.Հ. ԱՂԻՆՅԱՆ, Հ.Ռ. ԲԱԴԴԱՍԱՐՅԱՆ,
Գ.Ա. ԳԱԲՐԻԵԼՅԱՆՑ, Ս.Վ. ԳՐԻԳՈՐՅԱՆ, Է.Ե. ԽԱՉԻՅԱՆ, Ա.Ս. ԿԱՐԱԽԱՆՅԱՆ,
Ս.Մ. ՀՈՎՀԱՆՆԻՍՅԱՆ, Խ.Բ. ՄԵԼԻՔՍԵԹՅԱՆ, Ռ.Լ. ՄԵԼԿՈՆՅԱՆ,
Ռ.Տ. ՄԻՐԻՋԱՆՅԱՆ, Ս.Ն. ՆԱԶԱՐԵԹՅԱՆ, Լ.Զ. ՀՈՎՀԱՆՆԻՍՅԱՆ

Главный редактор
Р.Т. ДЖРБАШЯН

Ответственный секретарь
Р.С. МОВСЕСЯН

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

Editor in Chief
R.T. JRBASHYAN

Senior Secretary
R.S. MOVSESYAN

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

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, 2015

**ՀՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԶԳԱՅԻՆ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ**

ԹԻՎ 1	ՀԱՏՈՐ 68	2015
--------------	-----------------	-------------

ԲՈՎԱՆԴԱԿՈՒԹՅՈՒՆ

Զրբաշյան Ռ.Տ., Մելիքսեթյան Խ.Բ., Ղուկասյան Յու.Գ., Գևորգյան Հ.Պ., Սավոլ Ի., Կարապետյան Ս.Հ., Նավասարդյան Գ.Խ., Մանուչարյան Դ.Ա. Իրինդ հրաբխի պլինիյան ժայթքումը (Արագածի հրաբխային մարզ, Հայաստան)	3
Մելիքսեթյան Խ.Բ. Պլատոբազալտային հրաբխականությունը կոլիզիայի գոտում. հյուսիսային և կենտրոնական Հայաստանի պլիոցեն-պլեյստոցենի բազալտոիդների երկրաքիմիան և պետրոլոգիան	22
Ավագյան Ա.Վ., Սահակյան Լ.Հ., Մոսոն Մ., Վարդանյան Ս.Ս., Մարտիրոսյան Մ.Պ. Արարատյան գոգավորության հարավ-արևելյան հատվածի տեկտոնիկան	47
Մովսեսյան Ռ.Ս., Մովսիսյան Հ.Ի., Մանուկյան Վ.Մ. Հանքավանի հանքային դաշտի պղինձ-պորֆիրային և ոսկու հանքայնացումներն ու նրանց տեղադրման երկրաբանական ուղղվածքային պայմանները	67
Ավագյան Թ.Ա., Մկրտչյան Ս.Վ. Որոտան-Գորիս դիատոմիտաբեր ավազանում կոնկրեցիոն տեսակի ֆոսֆորիտների առաջացման և հարստացման մասին	77
Արարատյան Լ.Ա., Մաֆրազբեկյան Է.Ա., Ավետիսյան Ս.Հ., Պողոսյան Տ.Է. Որոշ կարևորագույն սննդատարրերի միգրացիայի առանձնահատկությունները բարձր լեռնային էկոհամակարգերում	82

ՀԻՇԱՐԺԱՆ ՏԱՐԵԹՎԵՐ

Դեմյոսին Ալեքսանդր Պետրոսի (ծննդյան 115-ամյակին)	91
Ավագյան Լևոն Ավետիսի (ծննդյան 100-ամյակին)	93
Մելքոնյան Ռաֆայել Լևոնի (ծննդյան 80-ամյակին)	95
Խորենյան Ռիմա Հարությունի (ծննդյան 80-ամյակին)	98
Սայադյան Յուրի Վաչագանի (ծննդյան 80-ամյակին)	100

ԳԻՏՈՒԹՅԱՆ ԿՈՐՈՒՍՏՆԵՐ

Մնացականյան Ալլա Խաչատուրի (1936 - 2013)	102
---	-----

СОДЕРЖАНИЕ

Джрбашян Р.Т., Меликсетян Х.Б., Гукасян Ю.Г., Геворгян Р.П., Савов И., Карапетян С.Г., Навасардян Г.Х., Манучарян Д.А. Плинианское извержение вулкана Иринд (Арагацкая вулканическая область, Армения)	3
Меликсетян Х.Б. Плато-базальтовый вулканизм в зонах коллизии: петрология и геохимия плиоцен-плейстоценовых базальтоидов северной и центральной Армении	22
Авакян А.В., Саакян Л.Г., Соссон М., Варданян С.С., Мартиросян	

М.П. Тектоника юго-восточной части Араратской депрессии	47
Мовсисян Р.С., Мовсисян А.И., Манукян В.М. Медно-порфировая и золоторудная минерализации Анкаванского рудного поля и геолого-структурные условия их размещения	67
Авакян Т.А., Мкртчян С.В. Об образовании и обогащении конкреционного типа фосфоритовых пород Воротан – Горисского диатомитонного бассейна	77
Араратян Л.А., Сафразбекян Э.А., Аветисян М.Г., Погосян Т.Э. Особенности миграции некоторых важнейших питательных элементов в высокогорных экосистемах	82

ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ

Демехин Александр Петрович (к 115-летию)	91
Авакян Левон Аветисович (к 100-летию)	93
Мелконян Рафаел Леонович (к 80-летию)	95
Хоренян Римма Арутюновна (к 80-летию)	98
Саядян Юрий Вачаганович (к 80-летию)	100

ПОТЕРИ НАУКИ

Мнацаканян Алла Хачатуровна (1936 –2013)	102
---	-----

TABLE OF CONTENT

Jrbashyan R.T., Meliksetian Kh.B., Ghukasyan Y.G., Gevorgyan H.P., Savov I., Karapetyan S.H., Navasardyan G. Kh., Manucharyan D.A. The plinian eruption of Irind volcano (Aragats volcanic region, Armenia)	3
Meliksetian Kh.B. Plateau-basaltic volcanism in collision zones: petrology and geochemistry of pliocene-pleistocene basaltic rocks of northern and central Armenia	22
Avagyan A.V., Sahakyan L. H., Sosson M., Vardanyan S. S., Martirosyan M.P. Tectonic of the south-east Ararat depression	47
Movsesyan R.S., Movsisyan H. I., Manukyan V. M. The copper-porphyry and gold ore-mineralizations of the ore field of Hankavan and the geological and structural conditions of their placement	67
Avagyan T. A., Mkrtchyan S. V. About the emergence and enrichment of concretionary phosphorite types in Vorotan-Goris diatomite bearing basin	77
Araratyan L. A., Safrazbekyan E.A., Avetisyan M.H., Poghosyan T.E. The migration peculiarities of essential nutrients in the high-mountain ecosystems	82

MEMORABLE DATES

Demyokhin Alexander Petros (to the 115th anniversary)	91
Avagyan Levon Avetis (to the 100th anniversary)	93
Melkonyan Rafayel Levon (to the 80th anniversary)	95
Khorenyan Rimma Harutyun (to the 80th anniversary)	98
Sayadyan Yuri Vachagan (to the 80th anniversary)	100

LOSSES OF SCIENCE

Mnatsakanyan Alla Khachatur (1936 –2013)	102
---	-----

ПЛИНИАНСКОЕ ИЗВЕРЖЕНИЕ ВУЛКАНА ИРИНД (АРАГАЦКАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ОБЛАСТЬ, АРМЕНИЯ)

**© 2015 г. Р.Т. Джрбашян, Х.Б. Меликсетян, Ю.Г. Гукасян,
Р.П. Геворгян, И. Савов*, С.Г. Карапетян, Г.Х. Навасардян,
Д.А. Манучарян**

*Институт геологических наук НАН РА,
0019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна 24а, Республика Армения
E-mail: jrb_rub@sci.am*

**Институт Земли и окружающей среды, Университет Лидса, Великобритания.
Поступила в редакцию 13.02.2015г.*

Посвящается памяти А.Х. Мнацаканяна

В статье рассмотрены некоторые особенности сильно эксплозивных плинианских извержений и формирования пемзовых лапиллевых туфов и витрофиров вследствие обрушения эруптивной колонны на примере вулкана Иринд, расположенного в пределах юго-западных предгорий Арагацкого вулканического массива. С указанным вулканом связаны также объемные извержения лав трахит-трахидацитового состава протяжённостью до 18 км, что обычно нетипично для вязких лав дацитового состава. Показано, что трахит-трахидацитовые лавы Иринда обладали вязкостью близкой к андезитовым составам, что связано с повышенной температурой и химическим составом расплава.

Полученные петро-геохимические данные показывают, что магматические расплавы, участвующие в процессах извержения вулкана Иринд, отличаются от собственно арагацких, в частности, более щелочным высоко-калиевым составом, обогащенным Rb, Ba, La, Ce, Th, U и др., а также пересыщением водно-газовой фазой (H₂O, CO₂ и др). Показано, что обогащение K, Rb, Ba связано с привнесом этих элементов флюидами в магматическую камеру вулкана Иринд и этот процесс явился триггером возникновения эксплозивного плинианского извержения.

Введение

Типы вулканических извержений варьируют от эффузивных до сильно эксплозивных, последние, обычно называемые плинианскими, представляют собой значительную опасность и могут иметь интенсивное воздействие на окружающую среду и климат. Геологическая история региона Араратской долины показывает, что в четвертичное время в регионе неоднократно происходили подобные эксплозивные извержения с VEI 4-6*, в частности: извержения разных генераций игнимбригов вулкана Арагац, извержение вулкана Арарат, с которым связаны отложения тефры, обнаруженные в Араратской долине и Вайоцзорской области, а также извержения связанные с относительно небольшими вулканами на периферии

*VEI – volcano explosivity index, (индекс вулканической эксплозивности). Шкала введенная в 1982 г. (New hall & Self, 1982), исходя из объема изверженного эксплозивного материала.

Арагацкого массива, такими как Иринд и Пемзашен. Поскольку подъем магмы и процессы, которые приводят к сильным эксплозивным извержениям плинианского типа не доступны для непосредственного наблюдения, изучение продуктов извержения, таких как пирокластические продукты и разрезы отложений тефры, представляют собой исключительную возможность для понимания механизма возникновения сильных эксплозивных извержений. Вулкан Иринд (рис.1), расположенный на ЮЗ предгорьях вулкана Арагац, представляет собой исключительный объект для подобного рода исследований, прежде всего компактностью самого вулкана и сохранностью цельного разреза пирокластических отложений: пемзы, перекрытой пемзовыми лапиллиевыми туфами (pumice rich welded lapilli-tuff) и витрофирами.



Рис. 1 Вулкан Иринд с вершинным некком.

В настоящей работе предпринята попытка восстановить последовательность эксплозивного извержения вулкана Иринд, изучены петрографические особенности лав и пирокластов, состав породообразующих минералов и стекол, петро-геохимические характеристики высоко-калиевых трахит-трахидацитов, а также некоторые аспекты физической вулканологии Ириндского извержения. Показано, что образование пемзовых туфов и витрофиров вулкана Иринд, как следствие обрушения эруптивной колонны (eruption column collapse), может являться моделью образования игнимбритов при более масштабных плинианских извержениях.

Изученность вулкана. Вулкан Иринд и продукты его деятельности впервые были изучены сотрудниками Закавказской экспедиции лаборатории вулканологии АН СССР, в частности, П.И. Лебедевым в 1931г. Согласно его концепции Иринд (г.Берглю) представляет собой изолированный четвертичный вулкан двухярусной постройки, возникший в кальдере (типа Сомма-Везувий).

Далее специальные вулканологические исследования проводились армянскими вулканологами – К.Г. Ширияном (1954, 1971), В.М. Амаряном (1964), еще позже Ю.Г. Гукасяном (1978, 1983, 1985). Среди них наиболее

детальные и специальные вулканологические исследования выполнены К.Г.Ширинаном и С.Г.Карапетяном, результаты которых обобщены в публикациях и научных отчетах (1954, 1971, 1978). По мнению К.Шириняна активность вулкана Иринд можно отнести к сложному эксплозивно-эффузивному типу деятельности, который характеризуется неоднократными выбросами пемзово-лапиллевой пирокластики, чередующейся с небольшими излияниями лав дацитового состава. Вулканическая активность завершается выдавливанием жерловой пробки.

В данной работе обобщены исследования вулкана Иринд, проведенные нами в последние годы в связи с выполнением международного проекта по оценке вулканической опасности в р-не Армянской АЭС 2009-2011, а также в рамках исследований по созданию концептуальной модели вулканизма региона Араратской долины (2013-2015).

Геолого-стратиграфическое положение и возраст. Вулкан Иринд представляет собой автономное изолированное вулканическое сооружение средне-плейстоценового возраста, входящее в состав Арагацкой вулканической области (АВО). Он локализован в пределах Арагацкой вулканической области на стыке обширного Кармрашенского (включающее также Ашнакское) вулканического плато и ЮЗ предгорной части стратовулкана Арагац. Основание вулканического сооружения Иринд представлено разнофациальной толщей вулканических пород нижне-среднеплейстоценового зраста второго этапа активности Арагаца. Верхний горизонт толщи, непосредственно подстилающий продукты вулканических извержений Иринда, представлен туфо-игнимбритовыми образованиями Арагаца ($0,655 \pm 0,038 \text{ Ma}$, по Меликсетян, 2012) с подстилающими последние кислыми трахидацитовыми лавами второго этапа активности Арагаца (Гукасян, 1983).

Продукты вулканической деятельности Иринда непосредственно перекрываются потоками лав, стекающими со склонов вулкана Арагац, о чем свидетельствуют многочисленные обнажения в разрезах ущелий по обе стороны вулканической постройки Иринд. Таким образом, по геолого-стратиграфическим данным возраст начальной фазы вулканической активности вулкана Иринд может относиться к среднему плейстоцену (о чем свидетельствуют данные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопного датирования $0,490 \pm 0,028 \text{ Ma}$) (Connor et al., 2011). Для андезитов и дацитов привершинной части Арагаца имеются следующие изотопные датировки: трахидацитовые куполы - $0.540 \pm 0.06 \text{ Ma}$ (K-Ar, Чернышев и др. 2002), трахиандезиты вулкана Джрбажан $0.530 \pm 0.012 \text{ Ma}$, трахиандезиты вулкана Какавасар $0.520 \pm 0.009 \text{ Ma}$ (K-Ar, Connor et al., 2011). Кажущееся противоречие, что привершинные трахиандезитовые и трахидацитовые потоки моложе вулкана Иринд может быть объяснено погрешностями измерений вследствие различных ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и K-Ar) методов датирования в разных лабораториях, а также погрешностью $\pm 2\sigma$. Таким образом, полученные данные абсолютного возраста (с учетом погрешности $\pm 2\sigma$) свидетельствуют о большой интенсивности вулканических извержений стратовулкана Арагац

и вулканов на его периферии на рубеже $0.5 \pm 0.030 \text{ Ma}$, которые соответствуют IV стадии вулканической активности вулкана Арагац (Гукасян, 1985).

Морфоструктурная характеристика вулкана. Вулкан Иринд расположен в пределах нижней полосы ЮЗ предгорного склона массива г. Арагац. Расстояние вулкана от северной вершины г. Арагац – 22 км., абсолютная высота 2050.9 м., относительная (максимальная) с запада (над уровнем с. Иринд) 200 м., минимальная с востока – около 100 м. Максимальный диаметр основания вулканической постройки с запада на восток составляет порядка 1500 м, минимальный (с севера на юг) – около 1200 м. Вулкан имеет конусовидную форму с овальным основанием и асимметричными склонами.

С СЗ и СВ отдаленные периферии вулкана (сложенные из его продуктов) окружены и перекрыты более молодыми потоками лав кислого и среднего составов, генетически связанными с вулканом Арагац. К Ю и ЮЗ от вулкана простирается высокорельефное Ашнакское плато (площадью около 66 км^2), сложенное кислыми лавами трахитацитового состава.

Эруптивная деятельность вулкана Иринд. На основе анализа продуктов извержений Иринда нами выделены 2 стадии извержения: эксплозивная плинианская и эффузивная (вулканская?).

Эксплозивная плинианская фаза. Ряд естественных обнажений в эрозионных срезах ущелий двух рек, ограничивающих вулканическую постройку Иринд в СЗ и ЮВ-ом направлениях, а также многочисленные искусственные обнажения в карьерах предоставили возможность составления стратиграфической колонки, а также детального разреза пирокластической толщи вулкана Иринд (рис. 1). Изучение разреза пирокластической толщи свидетельствует о плавном увеличении граунлометрического состава пемзы снизу вверх (normal grading), без четких границ и инверсии гранулометрического состава (reverse grading). Характерно также отсутствие мелкозернистых прослоев внутри отложений тефры, обычно свидетельствующих о перерывах в извержении или разделяющих главные эруптивные фазы интервалов покоя. По аналогии с другими эксплозивными извержениями (к примеру, Rosi et al., 1999 и др.), это позволяет допустить, что исследованная пирокластическая толща является результатом однократного пароксизмального продолжительного (sustained) извержения плинианского типа (Houghton et al., 1999, in Sigurdsson ed., Encyclopedia of volcanoes, 1999). (По мнению одного из авторов, Ю. Гукасяна, указанная толща результат мультипараксизмальных выбросов пирокластики).

Вулканическая деятельность начальной фазы активности вулкана Иринд характеризовалась образованием высокой эруптивной колонны и т.н. пирокластической волны (pyroclastic surge), представляющей собой высоко-водо-газонасыщенные горячие турбулентные потоки с небольшой долей мелкозернистого обломочного материала, идентичные выделенным (Sigurdsson et al., in Sigurdsson ed., Encyclopedia of volcanoes, 1999). Обыч-

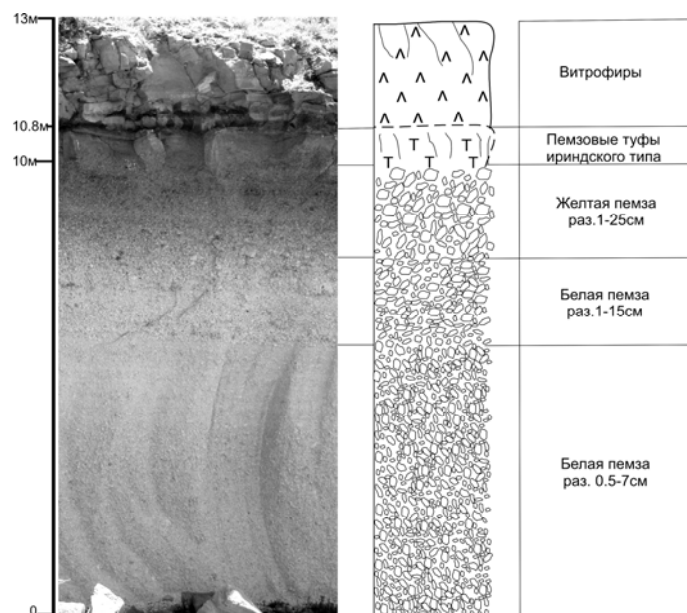


Рис. 2. Разрез обнажения пирокластической толщи вулкана Иринд, на С-СВ окраине с.Иринд (1300м к СЗ от вершины).

но пирокластическая волна соответствует непосредственно началу объемного эксплозивного извержения. Отложения пирокластической волны не обнаруживаются под пемзовыми пирокластическими отложениями (возможно карьеры не доходят до этих отложений, либо эти отложения не имеют широкого распространения), но классический разрез отложений пирокластической волны мощностью до 2,5м. обнаружен в небольшом карьере в западной части вулкана, что свойственно сильным и катастрофическим извержениям. Продукты Ириндского эксплозивного извержения (ИЭИ) представлены пемзой, отложившейся из эруптивной колонны или облаков (pyroclastic fall deposit); объем обнаженной части пирокластики Ириндского эксплозивного извержения достигает 46,8 млн.м.³ (площадь ~7.8 км.² при ср. мощности ~6м.) В то же время известно, что тефра подобных извержений, вследствие образования высокой эруптивной колонны достигающей десятков километров в высоту, часто распространяется на гораздо большие площади, но обычно не сохраняется, вследствие рыхлости отложений и быстрого их выветривания, либо тефра сохраняется исключительно во впадинах и при условии быстрого ее перекрытия лавами, игнимбритами или коллювиальными отложениями. Одно подобное обнажение пемзы Ириндского эксплозивного извержения обнаружено нами на расстоянии ~32км от вулкана в стенке карьера, расположенного в районе пересечения трассы Ереван - Гюмри и дороги к с. Бюракан, где туфы ереван-ленинканского типа перекрыты ириндскими пемзами, залегающими в верхней части туфовой толщи, а пемзовый слой в свою очередь перекрыт трахибазальтовыми андезитами Аштаракского потока. Мощность пемзовой толщи Ириндского извержения в указанном карьере

достигает 2.5м., принадлежность пемзы к ИЭИ подтверждается геохимическими данными, так как трахиты и трахидациты вулкана Иринд отличны от других трахидацитов Арагацкой вулканической области повышенными содержаниями калия, бария и рубидия (рис. 4, 5).

Фрагментарность обнажений тефры ИЭИ не позволяет построить карты изолиний равных мощностей отложений (tephra isopach maps) для большой территории с целью точного подсчета объема изверженного пирокластического материала, тем не менее если учесть, что выпадение тефры происходило на расстоянии 32 и более км. от вулкана, то можно предположить, что площадь отложений ИЭИ составляла не менее 135км.², при средней мощности не менее 2м., что соответствует объему 270 млн.м.³; хотя очевидно, что объем извержения мог быть значительно больше. Таким образом, даже самая осторожная оценка объема Ириндского эксплозивного извержения (270 млн.м.³) позволяет идентифицировать его с объемом, находящимся в интервале 0.1-1км.³, что соответствует индексу VEI = 4, а оценка высоты эруптивной колонны подобных извержений находится в диапазоне 20-25 км. (Newhall & Stephen, 1982).

Эффузивная фаза. Дальнейшая эруптивная деятельность вулкана Иринд проявлена в излияниях нескольких генераций лав трахидацитового состава, по всей видимости, извергавшихся как из вершинного кратера, так и из системы трещин и прорывов на склонах и возле южного основания вулкана. Основной объем лав изливался из центрального кратера, впоследствии закупоренного неком. Объем лав вулкана Иринд достигает 2.9-3.6км.³, а длина потока до 18км., (площадь потока около 66км.²) составляя Ашнакское плато. Мощность трахидацитовых лав Ашнакского плато в среднем 44-50м., но иногда достигает 120м. Более детально эффузивная стадия и особенности формирования лавовых потоков Иринда будут рассмотрены разделе “Обсуждение результатов” данной статьи.

Геохимия главных и редких элементов.

Петро-геохимические данные полученные в последние годы в лабораториях Университета Лидса (Великобритания) и химической лаборатории ИГН НАН Армении позволяют охарактеризовать продукты извержения вулкана Иринд, как высоко-калиевые трахиты и трахидациты (по классификации TAS), (рис. 3 и 4).

При этом, вместе с ростом калия в ириндских породах отмечено увеличение содержания Rb и Ba до 1.5-2 раза относительно привершинных трахидацитов Арагаца. Относительно Арагацких трахидацитов повышены также содержания других LIL элементов подвижных во флюидах, таких как La, Ce, Cs, Th и U. Поскольку сильно эксплозивные извержения связаны с насыщением магмы водно-газовой фазой (в основном H₂O, CO₂ и др.) мы связываем повышенные концентрации K, Rb, Ba (рис. 5), с привнесом этих компонентов в промежуточный магматический очаг вулкана Иринд флюидами.

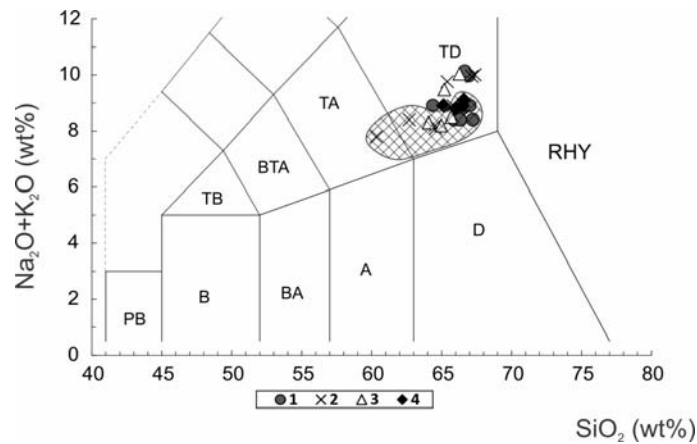


Рис. 3. Диаграмма TAS сумма щелочей – кремнезем (по LeBas & Streckeisen, 1991).

Условные обозначения:

1. Трахидациты (витрофиры) вулкана Иринд серого и черного цвета; 2. Пемзовые туфы вулкана Иринд; 3. Пемзы вулкана Иринд желтой и белой окраски; 4. Трахидациты Ашнакского плато светлосерого и черного цвета.

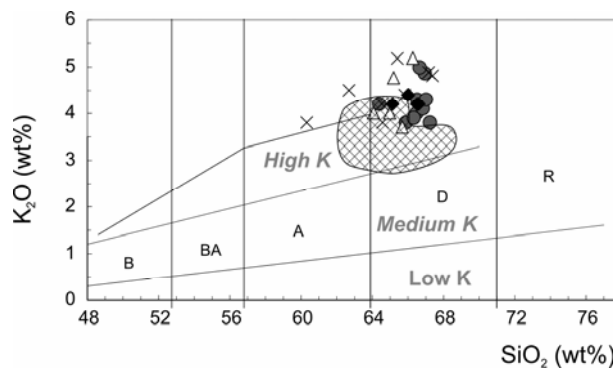


Рис. 4. Систематика пород вулкана Иринд по содержанию калия и кремнезема (по Pecerillo & Taylor, 1976). Условные обозначения см. рис. 3

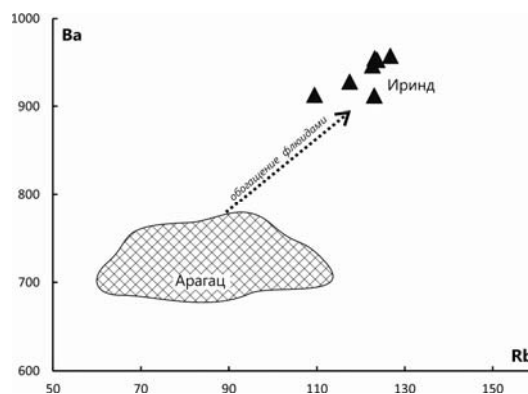


Рис 5. Диаграмма Rb-Ba, демонстрирующая флюидное обогащение ириндских трахитов и трахидацитов (черные треугольники) относительно Арагацких трахидацитов (заштрихованное поле).

При этом обогащение расплавов флюидами может являться триггером возникновения эксплозивных извержений, как было показано для Volcán de Colima в Мексике, где наиболее сильные плинианские извержения связаны с порциями магмы, обогащенными K, Rb, Ba и др. LIL элементами вследствие их привноса в магматическую камеру флюидами (Crummey et al., 2014). Представляется, что флюидное обогащение ириндских трахит-трахидацитов указанными элементами по сравнению с арагацкими трахидацитами, является механизмом, объясняющим возникновение эксплозивного извержения вулкана Иринд, отличающегося от близких по времени (около 500 Ка), но преимущественно эффузивных излияний трахиандезитовых и трахидацитовых лав Арагаца и центров привершинного плато.

Петрография и минералогия продуктов извержений вулкана Иринд

Петрография. Слагающие вулкан Иринд породы пирокластической и лавовой фаций относятся к узкой группе трахидацит-трахитов. Пирокластическая фация представлена разноокрашенными пемзами и пемзовыми лапиллевыми туфами (pumice rich welded lapilli-tuff). Пемзы характеризуются тонкой пористостью: от 0.2мм до 1.5см, местами в крупных обломках пемзы (10-30см) размеры пор достигают до 8см. По цвету пемзы разделяются на белые и кремово-желтые, связанные постепенными переходами: размеры обломков пемз от 0.5-10см. Пемзы вверх по разрезу постепенно сменяются пемзовыми туфами с крупными кристаллокластами Pl, и пемзовыми туфами с обильными включениями тонкослоистых фьямме (черный пехштейн) флюидальной текстуры, содержащими крупные включения Pl, вытянутые вдоль фьямме. Под микроскопом видны не литогенные обломки: пеплы, ляпилли, а также угловатые куски пемзы; обломочный материал в основном спекшийся, сваренный (преобладающий размер обломков 6-10см). Структура порфировая – фенокристаллы представлены резорбированными призмами и лейстами Pl (An_{20-30}), мелкими редкими призмами зеленого Cpx (Aug) и буроватого гиперстена (Orx), а также мелкими зернами Mgt: размеры фенокристаллов варьируют от 0,5 до 1-3мм. Основная масса состоит из различных по цвету прерывистых буровато-оранжевых полос и имеет волокнистую, пемзовую структуру и флюидальный облик.

Постепенно вверх по разрезу пемзовые туфы сменяются «витрофитами», имеющими облик гиалокластитов (Ширинян, 1971) – раздробленного стекла с крупными фенокристаллами плагиоклаза. Порода имеет витропорфировую структуру с обилием фенокристаллов Pl (An_{25-40}), присутствуют также редкие мелкие призмы зеленого Cpx (Aug) и буроватого гиперстена (Orx), а также мелкие зерна Mgt, размеры фенокристаллов варьируют от 0,3 до 3,5мм. Основная масса имеет стекловатую, витрофитовую структуру и местами флюидальный, реоморфический облик. Стекловатая масса, главным образом, состоит из прямых или изогнутых

волосовидных кристаллитов: т.н. трихитов, которые встречаются в виде радиально расходящихся пучков, образуя сферические выделения, а местами они встречаются в рассеянном виде.

Лавы вулкана Иринд отличаются крупнопорфировым сложением и по внешним признакам (цвету, плотности, текстуре) отчетливо разделяются на черные, темно-серые, плотные разности и светлоокрашенные, сероватые, розовато-серые разности тонкопористой, флюидальной текстуры.

Черные лавы по модальному составу фенокристаллов и повышенному содержанию ортопироксена относятся к трахидацитам с содержанием Q в норме от 16,0 до 21,0об.%. Они отличаются эвпорфировым обликом с крупными фенокристаллами плагиоклаза и пироксена на фоне черной плотной основной массы. Породы характеризуется высоким индексом порфировости (PI=25-56об.%) и наличием крупных (2,5-4мм.) гломеропорфировых сростков. Фенокристаллы представлены плагиоклаз-двупироксеновой ассоциацией; размеры фенокристаллов варьируют от 1 до 2,5-3,5мм. В количественном отношении постоянно преобладает плагиоклаз (24-40об.%), образующий длинно-призматические (до 3-4мм.) индивиды с нечеткими линиями пятнисто-блоковой зональности (An₅₃₋₃₈); очертания их нередко оплавленные с тонкой резорбционной каймой. Вкрапленники бледно-зеленоватого клинопироксена (9-3об.%) и буроватого, плеохроирующего ортопироксена (9-4об.%) имеют идиоморфный столбчатый облик со слабо выраженной зональностью в узкой краевой полосе. Постоянно встречаются также изометричные или квадратные вкрапленники магнетита (до 1,5-2об.%), изредка – микрофенокристаллы апатита. Микроструктура гломеропорфировых сростаний призматически-зернистая, офитовая или пойкилитовая с проявленным идиоморфизмом плагиоклаза относительно обоих пироксенов и магнетита. Ведущая роль в этих сростаниях принадлежит плагиоклазу; количественные соотношения в среднем составляют: Pl-56об.%, СРх-35об.%, ОРх-9об.%, Мт-до1об.%. Кроме того отмечаются более мелкие ортопироксен-магнетитовые и двупироксен-магнетитовые сростки, в которых ортопироксен представляет более раннюю фазу.

Основная масса описываемых лав микрокристаллическая, гиалопилитовая с переходом к пилотакситовой. Она сложена светло-буроватым вулканическим стеклом с многочисленными микролитами плагиоклаза и изометричными, игольчатыми или скелетными кристаллами магнетита. Реже отмечается флюидальная текстура с чередованием прозрачных светло-бурых полос пилотакситовой структуры и непрозрачных темноокрашенных полос. В некоторых образцах по стенкам мелких пор и в интерстициях отмечаются выделения водяно-прозрачного тридимита в характерных тонковолокнистых агрегатах; сравнительно крупные их индивиды имеют прямое погасание и отрицательное удлинение.

Светлоокрашенные лавы относятся к трахидацитам и трахитам (Q в норме 13,2-16,4об.%) с характерными призматически-зернистыми гломеросростками плагиоклаза, орто- и клинопироксена, магнетита. В этих ла-

вах суммарное содержание фенокристаллов сокращается (Pl = 11-18 об.%) и уменьшается роль пироксенов (Orx-5-6 об.%, Cpx-2-3 об.%, Mt-до 1 об.%). Но главное отличие пород данной группы состоит в структуре основной массы, которая имеет флюидальный, иногда такситовый облик и состоит из различных по цвету прерывистых стекловатых полос и струй течения: прозрачных, светло-буроватых с гиалопилитовой, пилотакситовой структурой и полупрозрачных, интенсивно замещенных гидрооксидами железа. В прозрачных участках нередко отмечаются кроме того округлые каплевидные обособления (до 1-1,5 мм.) бесцветного идиоморфного стекла в гиалопилитовой массе, позволяющие предполагать ликвационную природу базиса светлых лав. Наблюдаются также явления его раскристаллизации с образованием: 1) радиально-лучистых сферолитов или гексагональных пластинок тридимита и 2) криптофельзитового кварц-полевошпатового агрегата, распределенного отдельными пятнами, в которых обнаруживается переход к микропойкилитовому агрегату. Данной группе лав свойственна также вторичная карбонатизация, проявленная тонкими пленками на стенках пор и жилками криптокристаллического кальцита вдоль полос флюидальности.

Лавы вулкана Иринд отличаются высоким индексом порфировости, устойчивой плагиоклаз - двупироксеновой ассоциацией фенокристаллов, наличием характерных гломеропорфировых сростаний офитовой структуры с участием Pl – 56 об.%, Cpx – Orx – 43 об.%, Mt – до 1 об.%. Эти особенности могут указывать на предшествующую излияниям потоков многоэтапную внутрикамерную кристаллизацию и высокую роль кристаллизационной дифференциации в процессе формирования трахидацит-трахитовых лав. Микроструктурные соотношения и пропорции минералов в сростках выявляют, что самой ранней фазой является ортопироксен (и ортопироксен-магнетитовые сростки), за которой следует совместная кристаллизация плагиоклаза и обоих пироксенов, близкая к экспериментальной котектике Pl-Di.

Заметные различия между черными и светлыми лавами устанавливаются в количественном содержании фенокристаллов с максимумом в черных разностях и в облике их стекловатого базиса: в черных он имеет микрокристаллическую структуру, в светлых – неоднородную, флюидальную, местами ликвационную. Следует предполагать, большую степень насыщенности светлых лав газовой-флюидной фазой, способствующей расслоению, расщеплению стекловатого остатка и проявлению более поздних вторичных процессов. Черные лавы скорее отвечают дегазированной, высокотемпературной фракции расплава, испытавшей быстрое охлаждение при излиянии.

Состав, резорбированность и неравновесные соотношения кристаллических фаз и их сростков с основной массой в лавах вулкана Иринд могут служить аргументом в пользу того, что они унаследованы от более ранних, более основных андезитов-базальтовых магматических очагов, т.е. являются остаточными, реликтовыми от "кристаллической каши" фазами.

Минералогия. Вулканическое стекло. Мы располагаем одним анализом вулканического стекла, который характеризуется лейкократовым составом, содержанием полевошпатовых компонентов в пределах ($\text{Or}_{31,7} \text{Ab}_{41,9} \text{An}_{14}$), Q-16.4%, высоким Si/Al отношением (4.7) и низким коэффициентом $\text{Mg\#}=19.4$. *Ортопироксен* в фенокристаллах изученных пород отличается довольно устойчивым однообразным составом и в изоморфном ряду энстатит-ферросилит относится к гиперстену $\text{En}_{71,4-72,0} \text{Fs}_{26,2-25,6} \text{Wo}_{2,8-3,0}$. Зональность в кристаллах проявлена слабо, имеет прямой характер и выражена слабым увеличением $\text{Mg\#}$ от 0.73 до 0.74 (обр.21) и 0.74-0.75 (обр.18). Отмечается повышение содержание Mn (0.033-0.028 ф.ед), пониженная титанистость, низкая степень окисленности (0.0-0.026 Fe^{+3} ф.ед). *Клинопироксен* также обнаруживает узкие пределы вариаций состава и принадлежность к магнезиальному авгиту ($\text{Wo}_{43,7-42,0} \text{En}_{44,0-43,8} \text{Fs}_{12,7-14,0}$). Изученные составы характеризуются высокой степенью насыщенности Si^{+4} петрогенетической позиции и заметными вариациями чермакитового компонента: убыванием Al^{IV} , Al^{VI} в направлении от центра кристаллов к краевой кайме. В том же направлении возрастают содержания Ca (0.831-0.837 ф.ед.) и Na (0.035-0.044 ф.ед.); состав микрофенокристаллов второй генерации является промежуточным между крайними составами центральной зоны и периферии. Зональность выражена кроме того слабым возрастанием $\text{Mg\#}$ (0.81-0.82, обр.21) от центра к краю или не фиксируется (обр.18). Одновременно содержания Mg в позиции M1 и отношения MgM1/MgM2 заметно возрастают как в направлении от центров кристаллов к краевой кайме (от 0.740-0.733 до 0.744-0.738), так и от крупных фенокристаллов к микрофенокристаллам второй генерации (от 0.740- до 0.748), что объясняется T^0 фактором (Nimis, Ulmer, 1998). Обобщая подчеркнем, что изоморфные замещения в изученных клинопироксенах соответствуют четырех валентному авгитовому тренду [Si , Fe^{2+} , Ca, Na $\leftrightarrow$ Al^{IV} , Al^{VI} , Mg] и изовалентному замещению [Fe , Ca $\leftrightarrow$ Mg], которое контролируется T^0 фактором. Коэффициент распределения Mg между разными генерациями сосуществующих фенокристаллов орто- и клинопироксена [$K_{\text{Orx-Crx}}^{\text{DMg}}$] по (Nimis, Ulmer, 1998); в изученных составах его величина варьирует в пределах 0.64-0.75, подчеркивая относительно более низкую магнезиальность клинопироксенов, что указывает на высокотемпературный характер соответствующей обменной реакции (Перчук и др., 1976), характерной для магматических условий кристаллизации. Их совместная кристаллизация по геотермометру (Lindsley et al., 1983) отвечает интервалу 900-920 $^{\circ}\text{C}$. При этом, по геотермометру Cpx-Glass (Putirka, 2008) температура расплава достигает 970 $^{\circ}\text{C}$. *Плагиоклаз* представлен ограниченным количеством определений (обр. 18), состав его в центральной зоне, краевой кайме и микрофенокристаллах варьирует в узких пределах ($\text{Or}_{7,0-8,0} \text{Ab}_{62,2-66,1} \text{An}_{30,9-25,8}$), обнаруживая прямую зональность с уменьшением $\text{An}_{30,9-25,8}$ компонента и возрастанием $\text{Or}_{6,9-8,6}$ и Si/Al (2,1-2,2) отношения. Составы фенокристаллов Pl варьируют от битовнита ($\text{Ab}_{19-28} \text{An}_{71-81} \text{Or}_{0-1}$) до лабрадора ($\text{Ab}_{30-43} \text{An}_{55-69}$

Og₀₋₂). По геотермометру Pl-Glass (Putirka, 2004, 2008) температура расплава находится в диапазоне 925-930 °C.

Обсуждение результатов

Приведенные данные по геохимии, петрографии и составу породообразующих минералов иридинских трахит-трахидацитов свидетельствуют о привносе флюидного компонента в промежуточный магматический очаг, содержащий дифференцированный кислый расплав трахидацитового состава и остаточные фазы, содержащие орто- и клинопироксены. Привнос флюидов явился триггером возникновения эксплозивного извержения. Образование сильно эксплозивных извержений обычно связано с расплавами, насыщенными летучими компонентами (обычно H₂O, CO₂), которые растворены в магме в количестве нескольких %. Однако по ходу движения вверх по каналу и при падении давления растворимость летучих компонентов падает, и они высвобождаются в виде газовой фазы (пузырьков), многократно увеличиваясь в объеме по сравнению с растворенным их состоянием при больших давлениях. При этом по ходу движения магмы вверх по каналу количество и объем пузырьков растут в геометрической прогрессии и такой процесс приводит к фрагментации расплава и образованию смеси силикатного расплава и газов в виде «спрея» (Parfitt et al., 2008). Помимо высвобождения летучих в виде пузырьков, к их быстрому и неконтролируемому росту приводит также диффузия растворенного газа из расплава в уже появившиеся пузырьки (Hurwitz, Navon, 1994). Очевидно, что такой процесс сильно влияет на динамику и увеличивает скорость (ускоряет) движения магмы в канале, в десятки раз понижая ее плотность. В итоге, на выходе расплава из канала в атмосферу, подобный «спрей» может иметь скорость от нескольких десятков до сотен метров в секунду. При выходе подобного “спрея” из канала происходит вовлечение атмосферного газа в процесс (entrainment), что приводит к образованию турбулентности и еще большему увеличению скорости потока и объясняет образование эруптивных колонн плинианских извержений, достигающих высоты в десятки км. При остывании извергающегося расплава в атмосфере образуется сильно пористая пемза (тефра), которая может оседать на больших расстояниях от вулкана. В дальнейшем, обычно вследствие расширения канала (vent widening) высота эруптивной колонны уменьшается, при этом обычно уменьшается турбулентность и скорость выхода расплава из канала и увеличивается размер падающих кусков пемзы. Дальнейшее расширение канала может привести к обрушению эруптивной колонны и образованию пирокластических потоков в том числе и игнимбрито-образующих (Parfitt et al., 2008).

В свете изложенных выше принципов формирования сильно эксплозивных извержений и детального изучения полноценного разреза отложений пемзы (рис. 2), картина ИЭИ представляется следующим образом. Нижняя часть разреза, мощностью около 5,8 м., представлена белы-

ми пемзами и литокластами размером до 7мм., и плавным увеличением размеров пемзы снизу вверх (рис. 2). Данная стадия извержения характеризует максимальную высоту эруптивной колонны и скорости выбросов, а также выпадение полностью остывшей в воздухе пемзы с большой высоты. Вверх по разрезу отмечается плавный переход в слой слегка желтовато-кремовой пемзы с увеличением максимального размера кусков пемзы до 15см. В дальнейшем, указанная тенденция сохраняется и происходит изменение цвета пемзы от светло до темно желто-кремового с одновременным увеличением размеров кусков до 25см. Цвет пемзы обусловлен увеличением степени окисления в связи с более высокой температурой кусков пемзы, падающих с меньшей высоты из более нижних, насыщенных кислородом, слоев атмосферы.

Очевидно, что подобное изменение гранулометрического состава и цвета связано с постепенным уменьшением высоты эруптивной колонны (скорости на выходе), по всей видимости, вследствие расширения жерла (*vent widening*), что типично для плинианских извержений, обычно приводящих к разрушению и расширению жерла или образованию кальдер. Этот вывод может базироваться на допущении, что если объемная скорость поступления материала при эксплозивном извержении не меняется, то расширение эруптивного канала должно привести к уменьшению высоты эруптивной колонны, как следствие фундаментальных законов физики. А уменьшение высоты эруптивной колонны, в свою очередь уменьшает степень фрагментированности пемзы (увеличивает размер обломков) и увеличивает температуру тефры на момент формирования пирокластических отложений. Подтверждением именно подобной модели является обилие литокластов в пирокластических отложениях ИЭИ.

Дальнейшее эксплозивное извержение приводит к полному обрушению эруптивной колонны (*eruption column collapse*) и образованию пирокластического потока (по типу *pyroclastic fountaining* по Branney & Kokelaar, 2002) и формированию далее вверх по разрезу уже спекшихся пемзовых лапиллевых туфов (игнимбритоподобных), состоящих из пемзы и литокластов. В спекании пемзовых лапиллевых туфов сыграло роль также статическое давление перекрывших их витрофиров. Ириндские пемзовые туфы сменяются стекловатыми раскалёнными массами черных и красных витрофиров местами имеющих вид брекчиевидных плотных стекловатых игнимбритов, содержащих редкие литокласты. В верхней части разреза указанные «витрофиры» неотличимы по текстуре и структуре от лав и, по всей видимости представляют собой результат застывания фонтанирующей лавы (*fountain-fed lava* по Stevenson et al., 1993). Подобные потоки могут формироваться на заключительных стадиях извержения пирокластических потоков кислого щелочного состава, когда пирокластический поток вследствие высокой температуры демонстрирует свойства когерентного потока низкой вязкости и имеет облик лавы, как было показано для пантеллеритов острова Мэр в Новой Зеландии (Stevenson et al., 1993). Указанные пирокластические «витрофиры» накрыли отложения тефры и

лапиллевых туфов ИЭИ своеобразным “расплавленным витрофировым панцирем” мощностью от 1 до 17м. Пирокластическая (не лавовая) природа указанных «витрофиров» подтверждается наличием в них литокластов, в том числе достаточно купных (до 4-5 см).

Заслуживают также упоминания объемные протяженные потоки вулкана Иринд и особенности их формирования, (возможно сформировавшиеся в результате извержений вулканского типа), с учетом того, что обычно дацитовые лавы вследствие их высокой вязкости не образуют протяженных лавовых потоков.

Как было показано выше по геотермометрам плагиоклаз-стекло и клинопироксен-стекло (Putirka, 2008) температура магмы, извергавшейся из вулкана Иринд находится в пределах 925-970°C; такие значения для арагацких лав отмечались ранее (Гукасян, 1985), что является достаточной высокой температурой для расплавов дацитового состава. Поскольку кислые лавы риолитового и дацитового состава, в отличие от базальтовых отличаются повышенной вязкостью, обычно подобные лавы не образуют протяженных потоков, формируя купола, некки, экструзивные тела, или так называемые *coulée*, или купольные потоки (*dome flow*) - куполообразные потоки большой мощности. В то же время в пределах Арагацкой вулканической области имеются протяженные лавовые потоки трахидацитового состава достигающие 25км в длину (Цахкасарский поток), 18км (Ириндский или Ашнакский поток) и Арагацкий риолитовый поток вулкана Артени (7км.).

Вязкость кислых магм является сложной функцией зависящей от температуры, содержания воды, кремнезема, щелочей и объемной доли фенокристов. Увеличение содержания SiO_2 увеличивает вязкость, увеличение Na_2O , K_2O понижает вязкость, а увеличение содержания воды также приводит к деполимеризации алюмосиликатных расплавов и значительному уменьшению их вязкости (Giordano et al., 2008). Длина и объем лавовых потоков в свою очередь связаны со скоростью объемного излияния (*volumetric effusion rate*) и продолжительностью извержения. В настоящем разделе мы оценили степень вязкости расплава основываясь на модели оценки вязкости силикатных расплавов (Giordano et al., 2008), которая учитывает температуру, содержание воды в расплаве и химический состав. По расчетной модели (Giordano et al., 2008) вязкость расплава ириндского потока составляет 4,5-4,9 $\log \eta$ Pa·s, для диапазона температур 920-970°C, что ниже вязкости обычных дацитовых лав (обычно >5 $\log \eta$ Pa·s), находясь в верхнем диапазоне показателей вязкости андезитовых лав (к примеру Sato et al., 2013), образующих более протяженные потоки в сравнении с дацитовыми. В модели мы приняли содержание воды как $\text{H}_2\text{O}^+ + \text{LOI}$ (п.п.п)=1.63%, при этом в химическом анализе из LOI были вычтены отдельно определяемые CO_2 и H_2O^+ потому что LOI обычно включает в основном H_2O^- . При этом, незначительное до 2%, увеличение содержания воды в лаве при температуре 970 °C понижает вязкость до 4,2-4,5 $\log \eta$ Pa·s. С учетом того, что по ходу остывания лавовых потоков

происходит также их дегазация, вполне возможно, что содержание воды в лаве при ее извержении было больше измеренного значения, что могло привести к еще меньшему значению вязкости и, соответственно еще большей текучести трахит-трахидацитовых лав.

По различным эмпирическим, экспериментальным и измеренным данным, нами сделана попытка также оценить скорость объемного излияния лав. По результатам наблюдений за различными активными вулканами (Walker, 1973) установил эмпирическую зависимость длины потока от скорости объемного излияния лав, близкую к линейной $Q = 0.52L - 0.1497$, где L – десятичный логарифм длины потока в метрах, Q – десятичный логарифм величины объемного излияния в $\text{м}^3/\text{с}$. При длине ириндского потока в 18 км., величина объемного излияния лав по зависимости установленной (Walker, 1973) должна находиться в пределах не менее $115 \text{ м}^3/\text{сек}$. Существует также т.н. формула (Jefferey, 1925), представляющая связь вязкости и скорости потока в канале, адаптированная для оценки физических свойств лавовых потоков (Hiesinger et al., 2009). Однако наши исследования показали, что подобная модель пригодна только для базальтовых потоков и не применима для дацитовых лав. С учетом полученной выше приблизительной оценки величины объемного излияния лав, составляющей $115 \text{ м}^3/\text{с}$, длительность извержения, сформировавшего ириндский (ашнакский) поток объемом $2.9\text{--}3.6 \text{ км}^3$, составляет 290–360 дней, то есть около года. Для сравнения приведем данные по считающемуся самым объемным дацитовым потоком в мире – потоком Чао в Чили, представляющим собой так называемый “куле” или “купольный поток” (coulee or dome flow) (Silva et al., 1994). Длина указанного потока достигает 14 км., мощность до 500 м., а объем 25 км^3 . Механизм образования куле предполагает образование купола вязкой магмы, который выдавливается из центрального канала следующей порцией магмы и перемещается вниз по склону. В связи с высокой мощностью подобных куполов их остывание может длиться годы и, при большом и постоянном объеме извергающихся дацитовых лав, именно такие извержения и купола образуют подобные объемные и протяженные купольные потоки большой мощности. При этом, длительность извержения потока Чао оценивается в 100–150 лет при объемной скорости излияния $25 \text{ м}^3/\text{с}$ (Silva et al., 1994).

При детальном рассмотрении морфологии лавовых потоков вулкана Иринд обнаруживаются некоторые элементы потоков куле во фронтальной части потока, однако ириндский поток не является типичным “куле” и имеет значительно меньшую мощность. Очевидно, что вопросы образования протяженных дацитовых и риолитовых потоков в Армении требует отдельных исследований и построения новых моделей. Один из авторов (Ю. Гукасян) считает недостаточно обоснованным вывод о генетической связи формирования Ашнакского плато с активностью вулкана Иринд и считает, что указанное плато образовалось в результате извержений из трещин.

В процессе заключительной фазы эффузивного извержения вулкана Иринд в его жерле формируется купол – некк (типа иглы Mount Pelée).

Выводы

Привнос флюидов обогащенных K, Rb, Ba в промежуточную магматическую камеру вулкана Иринд явился триггером возникновения эксплозивного извержения.

Сильно эксплозивное извержение начальных фаз активности вулкана Иринд, исходя из характера извержения, его объема и образованных пирокластических отложений, может быть отнесено к плинианскому типу с VEI=4. Данное эксплозивное извержение имеет характер однократного постоянного извержения (sustained explosive eruption) и привело к образованию пемзовой толщи с четко выраженным увеличением гранулометрического состава тефры снизу - вверх.

На конечных этапах эксплозивной активности вулкана Иринд происходит обрушение эруптивной колонны, образование пирокластического потока и пемзовых лапиллевых туфов по типу (pyroclastic fountaining, по Branney & Kokelaar, 2002). В дальнейшем, вследствие застывания фонтанирующей лавы (fountain-fed lava по Stevenson et al., 1993), образуется «витрофировый панцырь», являющийся пирокластическим потоком, обладающим высокой температурой, формирующимся на заключительной стадии эксплозивного извержения щелочных лав и имеющим свойства когерентного лавового потока низкой вязкости (Stevenson et al., 1993). Пирокластическая толща, образованная в результате извержения вулкана Иринд, где хорошо сохранились и четко проявлены различные стадии плинианского извержения, может считаться моделью перехода плинианского извержения в игнимбритовое, вследствие обрушения эруптивной колонны.

Эффузивная деятельность вулкана Иринд привела к формированию большого Ашнакского плато (Ириндский поток), сложенного лавовыми потоками трахидацит-трахитового состава, имеющего объем порядка 2.9-3.6 км³, который мог быть сформирован вследствие большой скорости объемного излияния и относительно низкой - $4,5-4,9 \log \eta \text{ Pa}\cdot\text{s}$ вязкости лавы, близкой к вязкости андезитовых расплавов, что связано со специфическим составом магмы и ее температурой. При этом, большой Ашнакский лавовый поток имеет ряд текстурных черт потоков типа куле (купольных потоков), однако не является таковым, и требует проведения специальных исследований для выявления особенностей формирования протяженных потоков кислого состава.

Исследование выполнено при финансовой поддержке ГКН МОН РА в рамках научного проекта № SCS13-1E177.

Литература

- Амарян В.М.** Вулкан Арагац, его строение и история формирования. Автореф. канд. дисс., Ереван, Изд. АН АрмССР, 1964, 24 с.
- Гуксян Ю.Г.** Петрография, минералого-геохимические особенности и история формирования Арагацкого вулканического комплекса. Автореф. канд. дисс., Тбилиси, 1985, 25 с.
- Гуксян Ю.Г.** Минералого-геохимические особенности новейших вулканитов Арагацкого вулканического массива. Фонды ИГН АН АрмССР. Ереван, 1983, 355с.
- Гуксян Ю.Г., Карапетян К.И., Карапетян С.Г., Нагапетян А.Б., Харазян Э.Х., Ширинян К.Г.** Каталог верхнеплиоцен-четвертичных вулканов Армянской ССР. Фонды ИГН АН АрмССР., Ереван, 1978, т.1, 263 с.
- Джрбашян Р.Т. Гуксян Ю.Г., Карапетян С.Г., Мнацаканян А.Х., Навасардян Г.Х., Геворгян Р.П.** Типы вулканических извержений и формы проявления поздне-коллизийного наземного вулканизма Армении. НАН РА, Науки о Земле, 2012, № 3, с. 3-20.
- 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.
- Меликсетян Х.Б.** Геохимия вулканических серий Арагацкой области. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2012, N 3, с. 34-59.
- Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д.** Фазовое соответствие в минеральных системах. М., Недра, 1976, 286 с.
- Чернышев И.В., Лебедев В.А., Аракелянц М.М., Джрбашян Р.Т., Гуксян Ю.Г.,** Четвертичная геохронология Арагацкого вулканического центра (Армения) по данным К-Аг датирования. // ДАН. Т. 384. № 1. 2002., с. 95–102.
- Ширинян К.Г.** Вулкан Иринд и его продукты. Позднеорогенный кислый вулканизм Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1971, с. 64-78.
- Ширинян К.Г.** Материалы по четвертичному вулканизму в Армянской ССР (вулканы мал. Богутлу, Мусху и Берглу). Фонды ИГН АН АрмССР, Ереван, 1954, 155 с.
- Branney M. J., Kokelaar P.** Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. The Geological Society, London, № 27, 2002, p. 143.
- Connor C., Connor L., Halama R., Meliksetian Kh., Savov I.** Volcanic Hazard Assessment of the Armenia Nuclear Power Plant Site. Final Report, 2011, p. 278.
- Crummy J.M., Savov I.P., Navarro-Ochoa C., Morgan D.J. and Wilson M.** High-K Mafic Plinian Eruptions of Volcán de Colima, Mexico. Journal of Petrology, Volume 55, Issue 11, 2014, p. 2155-2192.
- de Silva S.L., Selfe S., Francis P.W., Drake R.E. and Ramirez C.** Effusive silicic volcanism in the Central Andes: The Chao dacite and other young lavas of the Altiplano-Puna Volcanic Complex. Journal of Geophysical Research, Vol. 99, No. B9, 1994, p. 17 805-17 825.
- Giordano D., Russell J.K., Dingwell D.B.** Viscosity of magmatic liquids: A model. Earth and Planetary Science Letters, vol. 271, Issue 1-4, 2008, p. 123–134.
- Hiesinger H., Pasckert J.H., Reiss D..** Rheology of Lava Flows on Elysium Mons, Mars. Abstract/poster contributed to the 40th Lunar and Planetary Science Conference, The Woodlands, Texas, 2009, p. 1983.
- Hurwitz S. and O. Navon.** Bubble nucleation in rhyolitic melts: experiments at high pressure, temperature, and water content. Earth and Planetary Science Letters 122, 1994, p. 267-280.
- Jeffreys H.** Flow of water in an inclined channel of rectangular section. Phil Mag J Sci 49, 1925, p. 793–807.
- Le Bas M.J. and Streckeisen A.** The IUGS systematics of igneous rocks. Journal of the Geological Society, v. 148, 1991, p. 825-833.
- Lindsley D. and Andersen D.J.** A two pyroxene thermometer. Proceedings of the Thirteenth Lunar and planetary Science Conference, Part 2, Journal of Geophysical Research, 88, Supplement, 1983, p. 887-906.
- Newhall C., Self S.** "The volcanic explosivity index (VEI): An estimate of explosive magnitude for historical volcanism". Journal of Geophysical Research, vol. 87, number C2, 1982, p. 1231–1238.
- Nimis P. and Ulmer P.** Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 1. An expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous basic and ultrabasic systems. Contributions to Mineralogy and Petrology, 133, 1998, p. 122-135.

- Parfitt L., Wilson L.**, Fundamentals of physical volcanology. Malden, Mass.: Blackwell, 2008, 252p.
- Peccerillo A., Taylor S.R.** Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area northern Turkey. Contrib. Mineral. Petrol. 58, 1976, p. 63–81.
- Putirka K.** Igneous thermometers and barometers based on plagioclase + liquid equilibria; tests of some existing models and new calibrations. American Mineralogist 98, 2005, p. 336–346.
- Putirka K.** Thermometers and barometers for volcanic systems. In K. Putirka and F. Tepley (Eds.), Minerals, Inclusions and Volcanic Processes, Number 69 in Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 2008, p. 61–120.
- Rosi M., Vezzoli L., Castelmennano A., Grieco G.** Plinian pumice fall deposit of the Campanian Ignimbrite eruption (Phlegraean Fields, Italy). Journal of Volcanology and Geothermal Research, 91, 1999, p. 179–198.
- Sato H., Suzuki-Kamata K., Sato E., Sano K., Wada K. and Imura R.** Viscosity of andesitic lava and its implications for possible drain-back processes in the 2011 eruption of the Shinmoedake volcano, Japan. Earth Planets Space, vol. 65, 2013, p. 623–631.
- Sigurdsson H., Houghton B., Rymer H., Stix J., McNutt S., ed.** Encyclopedia of Volcanoes. San Diego: Academic Press, 1999, 1417 p.
- Stevenson R., Briggs R. and Hodder A.** Emplacement history of a low-viscosity, fountain-fed pantelleritic lava flow. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 57, 1993, p. 39–56.
- Walker G.** Lengths of Lava Flows, R. Soc. London Philos. Trans., A274, 1973, p. 107–118.

ԻՐԻՆՂ ՀՐԱԲՈՒ ՊԼԻՆԻՅԱՆ ԺԱՅԹՔՈՒՄԸ (ԱՐԱԳԱԾԻ ՀՐԱԲՈՒՄՅԻՆ ՄԱՐԶ, ՀԱՅԱՍՏԱՆ)

**Ռ.Տ. Զրբաշյան, Խ.Մ. Մելիքսեթյան, Յու.Գ. Ղուկասյան, Հ.Պ. Գևորգյան,
Ի. Սավով, Ս.Հ. Կարապետյան, Գ.Խ. Նավասարդյան,
Դ.Ա. Մանուչարյան**

Ամփոփում

Հոդվածում դիտարկվել են Արագածի հրաբխային զանգվածի հա-
րավ-արևմտյան հասվածում գտնվող Իրինդ հրաբուխի օրինակով
ժայթքման սյունիփղուզման արդյունքում ուժեղ էքսպլոզիվ պլինիյան
ժայթքման և պենդա-լավային տուֆերի ու վիտրոֆիրների ձևավոր-
ման որոշ առանձնահատկություններ: Այս հրաբուխի հետ է կապված
նաև մինչև 18 կմ ձգվածություն ունեցող տրախիտ-տրախիդացիտային
կազմի մեծ ծավալի լավաների ժայթքումը, ինչը սովորաբար տիպիկ չէ
դացիտային կազմի մածուցիկ լավաների համար: Իրինդի տրախիտ-
տրախիդացիտային լավաներն ունեն անդեզիտային կազմին մոտ
մածուցիկություն, որը կապված է բարձր ջերմաստիճանի և հալոցքի
քիմիական կազմի հետ: Ստացված պետրո-երկրաքիմիական ուսում-
նասիրությունները ցույց են տվել, որ Իրինդ հրաբուխի ժայթքման
պրոցեսում գործող մագմայական հալոցքները տարբերվում են Արա-
գածի լավաներից, հիմնականում ավելի ալկալային, բարձր կալիու-
մային կազմով, Rb, Ba, La, Ce, Th, U հարստացմամբ, ինչպես նաև գեր-
հագեցած ջրազազային ֆազայով (H_2O , CO_2): Ապարներում K, Rb, Ba
հարստացումը կապված է այդ էլեմենտները ֆլուիդներով Իրինդ հրա-
բուխի մագմայական օջախներ բերման հետ և այդ պրոցեսը հան-

դիսացել է որպես ձգանի (տրիգեր) էքսպլոզիվ պլինիայան ժայթքման առաջացման համար:

THE PLINIAN ERUPTION OF IRIND VOLCANO (ARAGATS VOLCANIC REGION, ARMENIA)

**R.T. Jrbashyan, Kh.B. Meliksetian, Y.G. Ghukasyan, H.P. Gevorgyan,
I. Savov, S.H. Karapetyan, G. Kh. Navasardyan, D.A. Manucharyan**

Summary

This paper discusses some specific aspects of violent explosive plinian eruptions and formation of pumice lapilli tuffs and vitrophyres as result of collapse of eruption column using example of Irind volcano located on south-western foothills of Aragats volcanic complex. Voluminous lava flows of trachyte-trachydacite composition are also related to Irind volcano. Those flows are extended about 18 km from the vent, which is unusual for viscous dacitic lavas. Based on viscosity estimation of the melt it is demonstrated that trachyte-trachydacite lavas of Irind exhibit relatively low viscosity close to andesitic compositions. This feature is related to high temperature and specific chemical composition of the melt.

Petrological and geochemical studies show that magmas of Irind volcano are distinct from trachydacites of Aragats, particularly by more alkaline, high potassium compositions enriched also in Rb, Ba, La, Ce, Th, U and others elements and enrichment of fluid components (H_2O , CO_2 , etc.). It is demonstrated that high content of K, Rb, Ba in magmas of Irind is related to fluid enrichment in magmatic chamber of the volcano that triggered violent explosive plinian eruption.

ПЛАТО-БАЗАЛЬТОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ В ЗОНАХ КОЛЛИЗИИ: ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ПЛИОЦЕН-ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ СЕВЕРНОЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ АРМЕНИИ

© 2015 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 25.01.2015*

Возвышенное орогенное плато в пределах Армянского нагорья и СЗ Ирана сформировалось в пост-среднемиоценовое время вследствие коллизии Аравии и Евразии и последующим отрывом слэба Нео-Тетиса вдоль Битлис-Загросской сутуры в пределах ~15-10 Ма на фоне продолжающегося сближения плит и сжатия коры. Начиная с указанного времени в пределах Армянского нагорья, Ирана, Малого Кавказа и Анатолии наблюдается мантийный магматизм, часто проявляющийся в сотнях километрах от Битлис-Загросской сутуры. В данной работе обсуждаются новые геохимические и Sr-Nd-Pb-Hf изотопные данные для долеритовых трахибазальтов и базальтовых трахиандезитов плиоцен-плейстоценового возраста. Результаты исследования показывают, что указанные серии сформировались при <5% плавлении шпинелевых фаций литосферного мантийного источника модифицированного субдукцией. Отмечаются незначительные геохимические и изотопные свидетельства контаминации региональной Мезозойско-Палеогеновой островодужной корой или континентальной корой Южно-Армянского блока. Показано, что новейший плато-базальтовый («долеритовый») вулканизм северной и центральной Армении может быть связан не только с отрывом южного слэба Нео-Тетиса в миоцене, но и с возможным одновременным отрывом Понтийского слэба (северного фрагмента Нео-Тетиса), вследствие которого мог произойти подъем астеносферы на большей территории. Показано, что механизм локальной астеносферной конвекции может являться триггером плавления обогащенного субдукционным компонентом литосферного мантийного источника. Масштабное расслоение мантийной литосферы (delamination of mantle lithosphere) может быть исключено из возможных петрогенетических механизмов коллизионного магматизма вследствие малых и средних степеней плавления, отсутствия астеносферных компонентов в магмах и ограниченного взаимодействия базальтоидных магм с корой. В статье показано, что коллизионные магмы с резким обогащением несовместимыми элементами представляют собой довольно существенный и недооцененный ювенильный вклад в формирование континентальной коры.

Введение

Орогенные возвышенные плато, такие как Анатолийско-Армяно-Иранское, Тибетское в центральной и южной Азии и Альтиплано в Боливии в том числе, обычно формируются в зонах континентальной коллизии и в пределах активных континентальных окраин. Данная статья ставит цель показать, почему такие плато являются местом широкого распространения интенсивного базальтоидного вулканизма, проявляющегося вследствие плавления астеносферного или литосферного ман-

тийного источника. Такой магматизм в зонах коллизии назван пост-орогенным (Turner et al., 1992), поскольку имеет место после начальной коллизии и утолщения коры. Для простоты целесообразно называть такие магматические расплавы коллизионными магмами. При сравнении с срединно-океаническими хребтами, островными дугами и внутриплитными (океаническими и континентальными) обстановками, источники и причины вызывающие частичное плавление и формирующие коллизионные магмы основного состава являются во многом энигматичными и дискуссионными. Основными механизмами формирования коллизионного магматизма, описанными в последние годы, являются разрыв (break-off) субдуцированной океанической плиты (Davies and von Blanckenburg, 1995; Keskin, 2003), расслоение (delamination) и истончение (thinning) литосферной мантии под перекрывающей (over-riding) плитой (Pearce et al., 1990; Turner et al., 1992; Kay and Kay, 1993).

Оба указанных процесса приводят к подъему горячей астеносферы и декомпрессионному плавлению мантии и коры. Kaislaniemi et al. (2014) продемонстрировали, что мелкомасштабная конвекция (small-scale convection) в локальных ячейках астеносферы может привести к произвольному отслаиванию (деламинации) литосферной мантии в пределах десятков или сотен километров. Такого рода ячейки могут сохраняться настолько долго, пока верхняя мантия гидратирована в пределах нескольких сотен ppm. Такое количество воды может содержаться в мантии в зонах коллизии (Allen et al., 2013), где еще относительно недавно происходили субдукционные процессы. Показано, что подобная мелкомасштабная конвекция может быть триггером частичного плавления наиболее легкоплавких астеносферных и литосферных компонентов (Elkins-Tanton, 2007). Предполагается, что подобная модель может объяснить широкую пространственную распространенность, большой объем и продолжительность коллизионного магматизма во времени, особенно когда вулканизм проявлен в сотнях километров от шовной зоны и предполагаемой зоны разрыва слэба (slab break-off). Безусловно, подобные модели коллизионного вулканизма нуждаются в подтверждении и проверке посредством геофизических, геохимических и геохронологических исследований.

Исследованные образцы в своем большинстве относятся к т.н. «доле-ритовым базальтам», сформировавшим вулканические плато в южной Грузии, северной и центральной Армении, извержения которых отнесены большинством авторов к трещинному типу (Схиртладзе, 1958; Ширинян, 1985; Джрбашян и др. 1996). Выбор объекта исследования обусловлен, помимо близкого к первичному, основным составам указанных серий, также хорошей обнаженностью протяженных последовательных лавовых потоков в каньонах рек, прорезающих базальтовые плато, что позволяет опробовать и исследовать геохимию отдельных потоков в хронологическом порядке.

По характеру и механизму извержений (быстрый подъем и трещинные извержения) большого объема слабо-дифференцированных текучих магм

основного состава, заполнивших существовавшие речные долины, образование протяженных, параллельных лавовых потоков и больших лавовых плато, мощностью, до 350 м., «долеритовый» магматизм южного Кавказа имеет ряд параллелей с континентальными плато-базальтами (continental flood basalts, CFB) (Джрбашян и др., 1996; Sheth et al., 2015). При этом, безусловно, имеются кардинальные различия в механизме генерации магм и меньшем их объеме ($\sim 2250 \text{ км}^3$) по сравнению с типичными континентально-плато-базальтовыми провинциями Земли, такими как плато Декан, Колумбия Ривер и др. Образование «долеритов» может быть связано с генерацией большого объема мантийных магм, а подъем и извержение могло контролироваться тектоническими структурами типа pull-apart, или трансенционными разломами (transtentional faults, Sheth et al., 2015).

В данной статье приводится современный подход к проблеме генерации базальтоидных магм в зонах коллизии, обсуждаются геохимические и изотопные (Sr, Nd, Pb, Hf) данные по плиоцен-четвертичному базальтоидному вулканизму Армении. На основе этих данных сделана попытка выяснить, применимы ли такие модели коллизионного вулканизма, как отрыв слэба и полномасштабная литосферная деламинация, широко применяемые как модели для коллизионного вулканизма восточной Турции (Keskin et al., 2003) и Армении (Neill et al., 2013). Геохимические и изотопные данные используются для выявления мантийного источника, коровой контаминации и степени частичного плавления при образовании «долеритовых» магм. Эта информация служит ключом к пониманию геодинамических процессов, ответственных за частичное плавление и образование коллизионных магм территории Армении.

Геология региона и геодинамика

Анатолийско-Армянско-Иранское возвышенное плато сформировалось в результате коллизии Аравии и Евразии в позднем олигоцене-раннем миоцене и break-off слэба южного Тетиса (Keskin, 2003; Allen and Armstrong, 2008; Zor, 2008; van Hunen and Allen, 2011; Mc Quarrie and van Hinsbergen, 2013). Плато занимает около $1.5 \times 10^6 \text{ км}^2$ на территориях Анатолии, Армянского нагорья, Грузии и Иранского нагорья. В настоящее время сжатие вследствие продолжающегося движения Аравии на север сосредоточено на периферии орогенного плато в пределах Загроса, Большого Кавказа, Эльбурса и Копет-Дага, в то время как внутренняя часть Армяно-Иранского орогенного плато, возвышенная на $\sim 1\text{-}2 \text{ км}$ над уровнем моря, подвержена внутренним деформациям вдоль сдвиговых разломов с величинами $\leq 2 \text{ мм/год}$ (Karakhanian et al., 2013). Фундамент плато гетерогенный состоит из фрагментов до-мезозойских континентов, мезозойских и кайнозойских вулканических дуг океана Тетис, обдуцированных фрагментов офиолитов, а также отложений восточно-анатолийского аккреционного комплекса (East Anatolian Accretionary Complex (EAAC) (Şengör,

1990). Помимо отрыва слэба южного Нео-Тетиса в миоцене предполагается, что отрыв северного слэба Нео-Тетиса (Понтийского) произошел в эоцене (Keskin et al., 2008). В то же время по анализу сейсмических данных предполагается более молодой миоценовый возраст отрыва Понтийского слэба (Skolbeltsyn et al. 2014). Если подобная модель применима, то она может означать практически одновременный процесс отрыва слэба на юге (Битлис) и севере (Понтиды). Как будет показано в дальнейшем, возможно оба этих процесса могли оказать влияние на генерацию коллизионных магм в пределах Анатолийско-Армянско-Иранского плато.

Множество вулканических центров, варьирующих по составу от основных до кислых, сформировались в зоне коллизии Аравии и Евразии, при этом отмечается случайное временное и пространственное распространение кластеров вулканизма. Геохимические данные показывают, что для многих основных магм, за исключением таковых в южной части Армянского нагорья (Муш, Немрут), не обнаруживаются признаки масштабного взаимодействия магм с корой и допускается, что магмы происходят из литосферных, а не астеносферных мантийных источников (Allen et al., 2013; Neill et al., 2013).

Территория Армении представляет собой идеальный полигон для изучения коллизионного магматизма, не в последней степени потому, что имеется множество хорошо обнаженных вулканических центров с большим объемом мафических лав мантийного происхождения. Западная и юго-западная части Армении (Южно-Армянский блок) представляют собой фрагмент Гондванского континента, в то время как северо-восточная и восточная части – является частью региональной Мезозойской островодужной системы (Сомхето-Карабахская дуга или Малокавказская островная дуга, МОД), смыкающейся с Понтийской ОД в Турции (Лордкипанидзе, 1980, Lordkipanidze et al., 1989).

Появившиеся в литературе современные данные по изотопному датированию магматических комплексов Капанского сегмента МОД подтверждают более ранние данные об отнесении мезозойского магматизма к двум главным эпизодам: среднеюрскому (~165 Ma) и верхнеюрскому-нижнемеловому (Mederer et al., 2013). В верхнем мелу вулканизм проявлен в рифтогенных структурах и несет выраженные внутриплитные геохимические характеристики (Мнацаканян, 1981; Меликсетян, 2000; Джрбашян, 1996; Nikogosian et al., 2014).

Кайнозойская северо-направленная субдукция южного Нео-Тетиса продолжалась к югу от Армении до ранней коллизии Аравии и Евразии вдоль Загросской сутуры, при этом данные о возрасте первоначальной коллизии разнятся интервалом от позднего эоцена (Allen and Armstrong, 2008) – до раннего миоцена (McQuarrie & van Hinsbergen, 2013).

В пределах Армении основной объем поздне коллизионного вулканизма, покрывающего более 1/3 территории Армении, приходится на плиоцен-четвертичное время (<5.3 Ma). Проявлены различные типы извержений от трещинных излияний плато-базальтов и извержений централь-

ного типа из стратовулканов (Джрбашян и др., 1996), включая сильно-эксплозивные плинианские извержения и связанные с ними игнимбриты (Меликсетян, 2012), до стромболианских извержений сотен шлаковых конусов, которые образуют большие вулканические нагорья (Джрбашян и др., 2012). По составу лавы варьируют от базанитов, тефритов, щелочных базальтов до риолитов, при этом содержания щелочей также изменяются в довольно широких пределах (Меликсетян, 2012; Meliksetian, 2013; Карапетян и др. 2009; Neill et al., 2013).

Проявления плато-базальтового вулканизма (обычно в армянской и грузинской геологической литературе именуемыми «долеритовыми базальтами или долеритами», или «долинными потоками» (valley filling flows) по Neill et al., 2013; «базальтовыми реками», по Lebedev et al., (2008a, 2008b) известны в пределах Джавахетского плато в южной Грузии, в северной Армении (бассейны рек Ахурян, Дзорагет, Лорийское плато), в пределах центральной Армении: в бассейне оз. Севан и в пределах Котайкского плато, а также на Карсском плато в Турции (Гукасян, 1976; Meliksetian et al., 2014, Sheth et al., 2015). Длина потоков часто превышает несколько десятков километров, а мощности их достигают 350 м. (Харазян, 1983, Гукасян, 1976). Правомерность называть указанный магматизм плато-базальтовым исходит из следующих факторов: излияния лав имеют, по всей видимости, трещинный характер, (Схирладзе, 1958, Харазян, 1983, Гукасян, 1970, 1976; Джрбашян и др., 1996), огромный объем лав (не менее 2250 км³ в пределах Армении, Грузии, Карсского плато, Sheth et al., 2015), образующих параллельные последовательности десятков текучих лавовых потоков извергавшихся в относительно короткий промежуток времени (3.25-2.05 Ma, Lebedev et al., 2008a, 2008b), типичен именно для плато-базальтовых провинций (Колумбия Ривер, плато Декан, Алтос де Джалиско и др.). Текстурные особенности и строение лавовых потоков долеритовых базальтов также обнаруживают черты, сходные с таковым других плато-базальтовых провинций Земли (Sheth et al., 2015).

Исследованные образцы и их возраст

Для указанной работы были использованы геохимические и изотопные данные по 33-м новым образцам из каньонов рек Дебед и Раздан, Котайкского плато, а также долериты района с.Паракар; использованы также наши данные по плато-базальтам северной Армении опубликованные ранее (Neill et al., 2013). В университете Дархема (Великобритания), в рамках совместного исследовательского проекта эти образцы были проанализированы на главные и редкие элементы, а также изотопы Sr-Nd-Pb-Hf. Возраст указанных базальтов находится в диапазоне от верхнего плиоцена до нижнего плейстоцена согласно геологическим данным (Харазян, 1983) и данным K-Ar датирования долеритовых базальтов бассейна р.Ахурян равным 2.5 Ma (Chernishev et al., 2002), долеритов ущ. р.Раздан (2.47±0.17 Ma, Балог и др., 1990); долеритовый базальт района с.Паракар

был датирован методом Ar-Ar в университете Утрехта (Нидерланды) и получен возраст 2.37 ± 0.03 Ma (Neill et al., 2015 в печати). Для данной работы были проанализированы также образцы более молодого Разданского потока (ущ. р.Раздан, столбчатые базальты возле тоннеля у детской железной дороги в Ереване), возраст которого соответствует ~150-160 Ka (конец среднего плейстоцена по археологическим данным (Карапетян, 1978) и Гарнийский поток (ущ. реки Азат возле античного храма Гарни) по возрасту также соответствующий среднему плейстоцену (Харазян, 2005), а верхняя граница возраста ограничена возрастом перекрывающего андезитового потока для которого получены возраста 0.166 ± 0.037 и 0.171 ± 0.030 Ma (Балог и др., 1990). Как возможный коровый контаминант опробован и проанализирован на главные, редкие элементы и изотопы Sr, Nd, Pb, Hf также палеотипный дацит верхнеюрского-нижнемелового островодужного комплекса МОД возле с. Ахпат (обр. L 3.2).

Детальная петрография образцов выходит за рамки целей данной работы, лишь отметим, что для всех плато-базальтов характерна долеритовая или суб-офитовая структура с полнокристаллической основной массой и с фенокристами зонального плагиоклаза, клинопироксена и оливина.

Аналитические методики исследования

Анализ на главные элементы произведен рентгено-флюоресцентным методом на спектрометре PA Nalytical Axios Advanced X-ray Fluorescence в университете Лейчестера, (Великобритания). Редкие элементы проанализированы методом ICP-MS (масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой) в Центре геохимии университета Дархема. Качество аналитических определений контролировалось параллельными анализами сертифицированного стандарта W2 и многочисленными повторными анализами дубликатов образцов. Полученные стандартные отклонения по переходным металлам, элементам с большим ионным радиусом (LILE), высокозарядным элементам (HFSE) и редкоземельным элементам (REE) не превышают 10%, но для большинства элементов составляют 3-5%.

Изотопы стронция, неодимия, гафния и свинца были проанализированы при помощи мультколлекторного масс-спектрометра Thermo Neptune ICP-MS с использованием стандартов NBS987, J&M, JMC475 и NBS981 соответственно. Исходя из требований данного журнала к объему статьи не представляется возможным опубликование всех 33 новых анализов, поэтому в таблице 1 представлены 14 представительных составов изученных пород, а в таблице 2 изотопные отношения $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$.

Таблица 1

Представительные составы главных и редких элементов в
проанализированных образцах.

Образец	S14.5	S19.1	S26.2	S28.1	S29.1	L8.5	L8.7	L8.9	Y2.3	Y5.1	Y7.1	Y8.1	Y9.1	L3.2
Широта	41.0407	41.0658	40.9119	41.0802	41.0548	41.0947	41.0947	41.0944	40.1867	40.3066	40.2503	40.1873	40.1721	41.0870
Долгота	44.9481	43.6578	43.8614	44.3091	44.3395	44.6871	44.6862	44.6851	44.4980	44.5902	44.6457	44.6139	44.3858	44.7056
SiO ₂	53.21	52.33	52.24	51.45	51.03	51.02	50.58	51.05	50.27	51.77	51.04	51.69	50.63	67.15
TiO ₂	1.25	1.40	1.71	1.51	1.56	1.52	1.50	1.48	1.60	1.73	1.34	1.02	1.61	0.38
Al ₂ O ₃	16.59	16.96	16.96	16.92	16.91	16.56	16.86	16.42	17.25	17.01	16.55	14.55	17.31	10.67
Fe ₂ O ₃	9.03	9.27	10.43	10.16	10.52	9.68	9.80	9.54	10.13	9.35	9.41	8.04	10.14	4.49
MnO	0.147	0.148	0.159	0.176	0.169	0.148	0.153	0.152	0.15	0.15	0.16	0.13	0.15	0.07
MgO	5.94	5.98	4.72	5.83	5.75	6.33	6.75	6.55	6.08	3.70	6.06	8.80	6.01	0.84
CaO	8.37	8.75	8.40	8.87	9.00	8.89	9.07	8.68	8.98	7.33	9.10	9.20	8.87	1.85
Na ₂ O	3.96	4.18	4.34	4.06	4.01	4.10	3.97	4.11	4.15	5.04	3.88	3.64	4.09	2.92
K ₂ O	1.480	1.189	1.191	1.196	1.180	1.086	0.971	1.201	0.99	2.15	1.31	2.07	1.00	0.88
P ₂ O ₅	0.481	0.441	0.455	0.441	0.402	0.401	0.374	0.447	0.39	0.74	0.39	0.67	0.39	0.06
н.п.н.	-0.30	-0.14	-0.09	0.05	-0.14	-0.02	-0.31	0.14	-0.08	-0.13	0.60	0.08	-0.54	3.16
Total	100.16	100.52	100.56	100.67	100.40	99.75	99.76	99.77	100.03	98.83	99.84	99.88	99.66	92.46
Sc	23	19	22	22	22	20	22	21	22	19	19	19	21	-
V	179	164	188	185	184	154	159	158	164	213	161	159	158	-
Cr	162	161	131	153	129	129	137	142	132	11	155	401	119	-
Co	33	36	35	41	42	43	43	38	37	25	37	35	35	-
Ni	114	114	65	106	102	107	107	99	70	10	127	247	63	-
Cu	44	40	35	44	48	88	44	49	45	28	40	57	43	-
Rb	22.5	14.1	17.9	21.4	21.0	13.8	9.9	15.6	16.1	26.3	19.6	42.4	16.2	18.8
Sr	671	617	555	640	566	527	546	525	603	967	595	1205	603	77
Ba	452	356	288	334	312	288	279	319	295	787	509	1096	307	100
Y	27.1	27.6	31.7	30.3	30.4	29.2	28.8	29.7	29.9	32.5	26.2	22.1	31.0	45.9
Zr	181	182	209	195	198	169	178	174	186	211	164	137	190	137
Hf	4.0	3.9	4.2	3.8	3.9	3.9	4.0	3.9	4.0	4.7	3.6	3.1	4.1	4.0
Nb	15.6	14.0	12.7	14.2	13.4	12.9	11.8	15.4	12.2	21.6	14.7	19.0	12.5	5.2
Ta	0.8	0.8	0.7	0.7	0.7	0.7	0.6	0.8	0.6	1.0	0.7	0.8	0.7	0.3
La	35	28	21	24	20	24	22	26	24	58	30	53	24	12
Ce	66	51	43	47	42	47	44	51	48	109	57	99	48	27
Pr	8.5	6.9	6.3	6.6	6.0	6.2	5.9	6.7	6.5	13.9	7.4	12.9	6.7	4.1
Nd	31.3	26.8	25.1	26.0	23.9	25.0	23.9	26.5	26.0	51.3	27.7	46.7	27.4	18.6
Sm	5.9	5.3	5.4	5.4	5.2	5.3	5.1	5.4	5.6	8.6	5.4	7.6	5.8	5.1
Eu	1.7	1.7	1.7	1.7	1.7	1.7	1.7	1.7	1.8	2.5	1.7	2.0	1.9	1.1
Gd	5.7	5.6	5.9	5.7	5.7	5.4	5.3	5.6	6.1	8.3	5.7	6.8	6.3	5.8
Tb	0.9	0.8	0.9	0.8	0.9	0.8	0.8	0.8	0.9	1.1	0.8	0.8	0.9	1.1
Dy	4.9	4.9	5.3	5.0	5.1	5.0	4.9	5.0	5.4	5.9	4.7	4.2	5.4	7.1
Ho	1.0	1.0	1.1	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.1	1.1	0.9	0.8	1.1	1.6
Er	2.7	2.7	2.9	2.7	2.8	2.7	2.7	2.7	2.9	3.1	2.5	2.0	3.0	4.5
Tm	0.4	0.4	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.5	0.5	0.4	0.3	0.5	0.8
Yb	2.6	2.7	2.9	2.7	2.8	2.7	2.7	2.7	2.8	2.9	2.4	1.9	3.0	4.9
Lu	0.4	0.4	0.5	0.4	0.5	0.4	0.4	0.4	0.5	0.5	0.4	0.3	0.5	0.8
Pb	6.6	5.4	4.3	4.6	4.7	4.9	4.1	5.9	4.0	9.0	5.0	8.6	4.1	1.9
Th	3.8	3.0	2.8	2.6	2.6	2.6	2.3	2.8	2.3	4.3	3.5	6.7	2.4	2.6
U	0.9	0.3	0.3	0.8	0.6	0.5	0.6	1.0	0.7	0.6	0.6	1.4	0.5	0.9

Примечания к таблице 1

Образцы: S14.5 - поток долеритовых базальтов в ущелье р.Дзорагет, (Ширак); S19.1-поток долеритовых базальтов возле с.Пагакн, к С от с.Амасия, (Ширак); S26.2 - 3-ий снизу поток долеритовых базальтов в ущ. р.Ахурян, к югу от с. Амасия, (Ширак); S28.1 - верхний поток долеритовых базальтов в ущ. р.Ташир, (Лори). S29 - Нижний поток долеритовых базальтов в ущ. р.Ташир, (Лори); L8.5 ущ. р. Дебед, 5-ый снизу поток долеритовых базальтов, (Лори); L8.7 ущ. р. Дебед, 7-ый снизу поток долеритовых базальтов, (Лори); L8.9 нижний поток долеритовых базальтов в ущ. р.Дебед, к востоку от г.Алаверди, (Лори); Y2.3. Разрез долеритовых базальтов на склоне холма Цицернакаберд, ущ. р.Раздан, (Ереван); Y5.1 трахибазальтовый андезит, ущелье р. Раздан в районе с.Нор Ачн (Котайк); Y7.1 долеритовый базальт у вулкана Атис, Котайкское плато возле с. Маяковское (Котайк); Y8.1 трахибазальт-андезитовый поток возле дороги, между селами Джрвеж и Дзорахпюр (Котайк); Y9.1 долеритовый базальт, возле села Паракар (юз от Еревана); L3.2 палеотипный дацит из суб-вулканического тела верхнеюрского-нижнемелового возраста возле с. Ахпат (Лори).

Таблица 2

Изотопы стронция, неодимия, гафния и свинца некоторых
проанализированных образцов

	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	εNd	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	εHf	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
Ширак, СЗ Армения (в.плиоцен-н.плейстоцен)								
S14.5	0.704326	0.512831	+3.76	0.283043	+9.58	18.9922	15.6272	38.9939
S19.1	0.704165	0.512864	+4.41	0.283054	+9.97	18.9175	15.6225	38.903
S26.2	0.704134	0.512862	+4.37	0.283041	+9.51	18.9696	15.6246	38.9549
S28.1	0.704206	0.512845	+4.04	0.28304	+9.47	19.0135	15.6287	38.985
S29.1	0.704145	0.512857	+4.27	0.283035	+9.29	19.0476	15.6311	39.0087
Лори, СВ Армения (в.плиоцен-н.плейстоцен)								
L8.5	0.704136	0.512877	+4.66	0.283041	+9.52	18.9354	15.6251	38.9136
L8.7	0.704163	0.512884	+4.8	0.283051	+9.86	19.0079	15.6302	38.9842
L8.9	0.704197	0.512874	+4.6	0.283055	+10	18.9484	15.6248	38.9213
Ереван, Котайкское плато (в.плиоцен- плейстоцен)								
Y2.3	0.70408	0.512882	+4.76	0.283052	+9.9	19.0247	15.6172	38.9854
Y5.1	0.704246	0.512845	+4.03	0.28303	+9.12	18.9248	15.6126	38.9288
Y7.1	0.704346	0.512864	+4.41	0.283046	+9.68	19.1182	15.6325	39.0875
Y8.1	0.704768	0.512807	+3.29	0.283018	+8.69	19.1137	15.6521	39.1446
Y9.1	0.704044	0.512886	+4.83	0.28305	+9.82	19.0396	15.618	39.0046
Палеотипный дацит, Ахпат, Мезозойская ОД (в.юра-н.мел)								
L3.2	0.708058	0.512869	+4.5	0.283084	+11.03	19.1633	15.6516	39.1716

Геохимия и изотопия плато-базальтов Армении

Главные элементы. Большинство образцов «долеритов» из северной Армении, из разреза у детской железной дороги в г. Ереване, из ущелья р.Раздан, а также из окрестностей с. Паракар соответствуют трахибазальтами и трахибазальтовым андезитами с 49-54 wt.% SiO₂. (рис. 1а). Магнезиальность пород -7-4 wt.% MgO. Другие лавы из пределов Котайкского плато и ущ. р.Азат демонстрируют большие вариации магнезиальности – 5-9 wt.% MgO. Все породы обогащены натрием относительно калия, хотя Na₂O/K₂O варьирует в широких пределах - 1.8-4.5. Лавы северной Армении по содержанию калия классифицируются как средне-калиевые

(medium-K), при этом часть приереванских плейстоценовых лав имеют повышенные, близкие к шошонитовым, содержания калия (рис.1б).

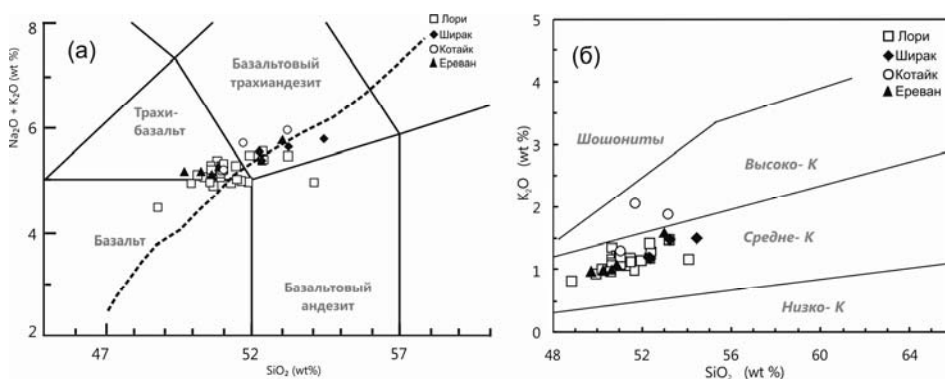


Рис.1. а) Диаграмма $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (TAS по Le Bas et al., 1986). Условные обозначения: Разделение alkaline/sub-alkaline по (Igneous Petrology, 2001). б) диаграмма $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (по Peccerillo & Taylor, 1976).

Редкие элементы. Для удобства плато-базальты северной Армении и долерит-базальтовые потоки ущ. р.Раздан будут называться долеритовыми базальтами, в понимании собственно плато-базальтов, а более молодые, Разданский и Гарнийский потоки и лавы Котайкского плато – лавами группы ЕГК.

Содержания переходных металлов в исследуемых породах в целом ниже, чем в наиболее примитивных базальтах. Содержания Sc – 13-23 г/т, Ni 10-250 г/т (обычно ~100 г/т), Cr 12 - 400 г/т (обычно ~140 г/т). Наибольшие вариации характерны для образцов Котайкского плато, долериты северной Армении и каньона р. Раздан демонстрируют меньший разброс содержаний переходных металлов по сравнению с лавами группы ЕГК. Содержания LILE элементов в долеритовых базальтах следующие: Sr – около 500-600 г/т, и Ba 300-400 г/т, а в лавах ЕГК: Sr – от 600-1200 г/т, Ba 300-1100 г/т. Долеритовые базальты демонстрируют практически идентичные спектры распределения РЗЭ (рис. 2а-в), для них характерен средний уровень обогащения РЗЭ, $\text{La/Yb}_N = 4-9$. Образцы лав группы ЕГК (рис. 2г), имеют более широкий диапазон составов РЗЭ – и более крутой наклон спектров по сравнению с долеритовыми лавами. Концентрации La превышают хондритовые в 100-280 раз, $(\text{La/Yb})_N = 6-21$. На спайдер диаграммах нормализованных к примитивной мантии (рис. 3а-г) все образцы показывают обогащение LILE– Ba, Sr и Th и легкими РЗЭ, но для долеритовых лав эти особенности проявлены в меньшей степени. Касаясь HFS элементов - Nb, Ta и Ti демонстрируют отрицательные, а Zr - положительные аномалии. Отношения Zr/Hf - 43-51 значительно выше, чем хондритовое значение ~34.3 (Anders, Grevesse, 1989).

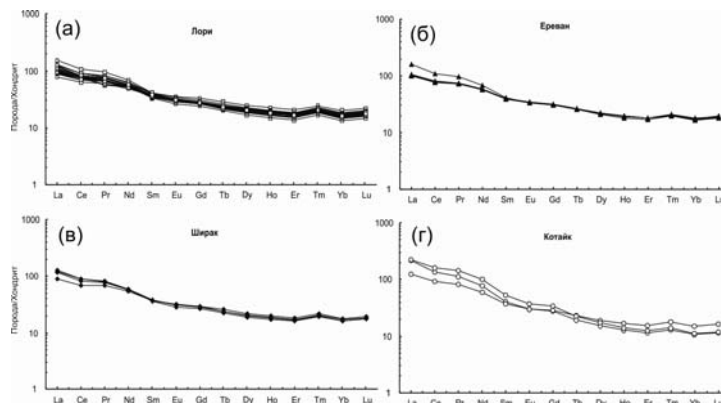


Рис. 2. Диаграммы распределения содержаний РЗЭ в исследованных мафических лавах нормированное к хондриту (Anders & Grevesse, 1989) для долеритов Лори (а); Ширика (б); Еревана (в) и (г) базальтовых-трахиандезитов Котайка и Гарни.

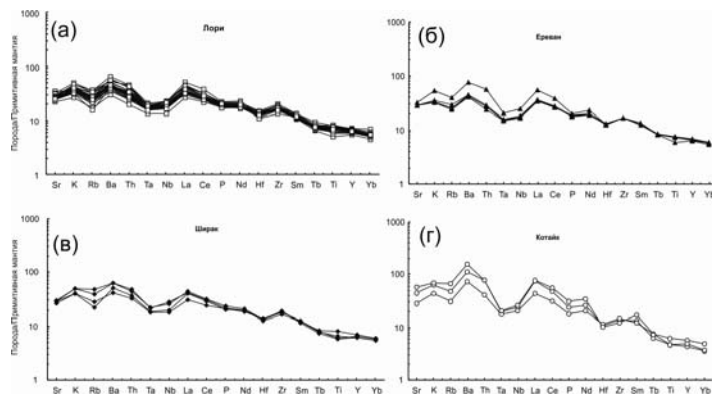


Рис. 3. Спайдер диаграммы для исследованных мафических лавах по регионам, нормированные к составу примитивной мантии по (Sun & McDonough, 1989). Обсуждение см. в тексте.

Радиогенные изотопы. Изученные мафические лавы показывают ограниченный диапазон вариаций (рис. 4а-е), средние значения следующие: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7042 \pm 0.0003$; $\epsilon\text{Nd} = +4.40 \pm 0.95$; $\epsilon\text{Hf} = 9.57 \pm 0.75$; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.98 \pm 0.20$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.63 \pm 0.02$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.97 \pm 0.19$.

По Sr-Nd изотопии образцы находятся в пределах мантийного поля (рис. 4а) и деплетированы по сравнению с средним составом Земли (Bulk Earth). Аналогично другим мафическим лавам Карсского плато, вулкана Арарат и южной Грузии. Некоторые изученные образцы показывают незначительно повышенные $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и пониженные $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в сравнении с остальными и демонстрируют сходство с породами палеогеновых и мезозойских дуг региона. Nd-Hf изотопная систематика показывает, что точки составов образцов расположены выше Земного диапазона составов (Terrestrial Array), (рис. 4б). В литературе имеются данные по изотопам Hf из других регионов Анатолийско-Армянско-Иранского плато, в сравнении с которыми изученные образцы демонстрируют большую радиогенность.

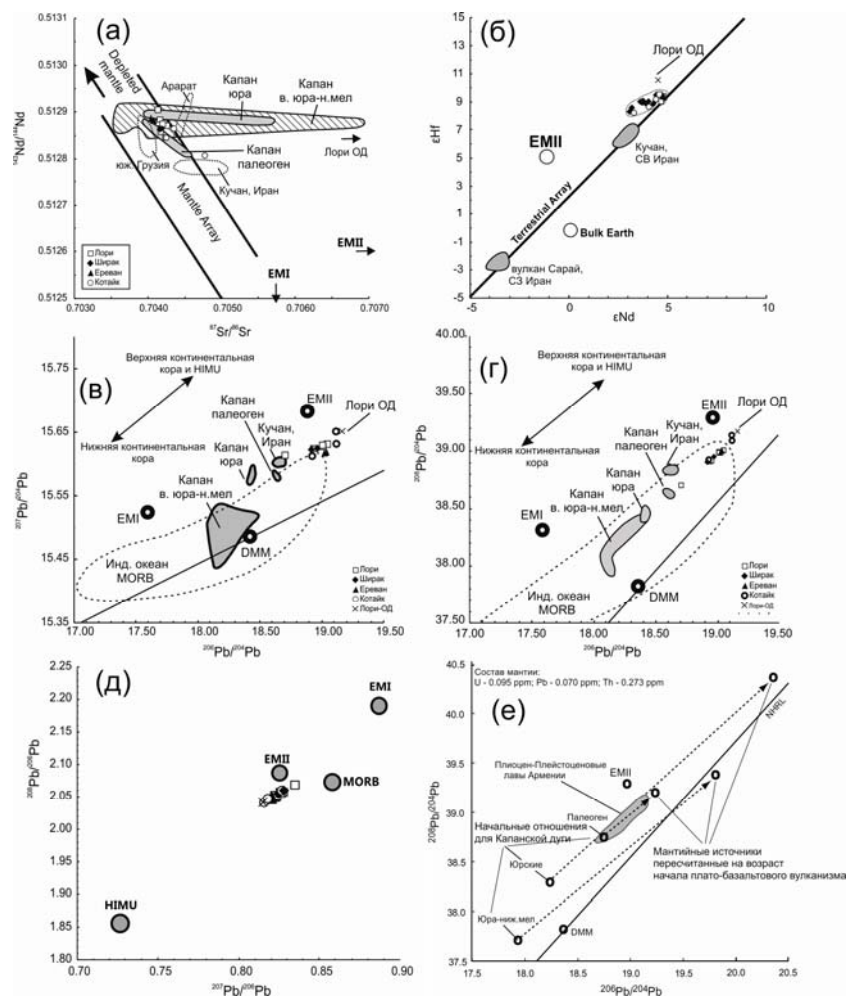


Рис. 4. Диаграммы зависимости радиогенных изотопов в исследованных мафических лавах Армении. В приведенных на диаграммах для до-плиоценовых образцов приводятся измеренные изотопные отношения, поскольку они рассматриваются как потенциальные контаминанты молодых коллизионных магм; а) диаграмма $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, мезозойские-палеогеновые изотопные отношения Капанского субдукционного магматизма даны по Mederer et al. (2013). Поле мантийных составов (Mantle Array) и (Bulk Earth) даны по Workman & Hart, (2005); б) диаграмма ϵNd - ϵHf . EMI по Nowell et al. (1998). Земной диапазон составов (Terrestrial Array) и средний состав Земли (Bulk Earth) по Chauv et al. (2008). Образцы вулкана Сарай (оз. Урмия) по Pang et al. (2013), лавы региона Кучан в СВ Иране по Kheirkhah et al. (2015); в-г) диаграммы $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ состав MORB Индийского океана и реперной линии северного полушария (Northern Hemisphere Reference Line, NHRL) по Ingle et al. (2002); д) диаграмма $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, с указанием компонента HIMU, мантийные компоненты (endmembers) на диаграммах в-д, даны по Saal et al. (2005); е) начальные изотопные отношения свинца юрских, меловых и палеогеновых островодужных образцов Капанского блока по (Mederer et al., 2013), использованные для оценки изотопного состава Армянской литосферной мантии во время островодужного магматизма. Изотопный состав островодужной мантии был пересчитан на время формирования плато-базальтового вулканизма с использованием концентраций U-Pb-Th в метасоматизированной мантии по (Ionov et al., 2002) и констант скорости радиоактивного распада урана и тория по Steiger & Jager, 1977.

По изотопии свинца на соответствующих диаграммах (рис. 4в, г, д) изученные образцы расположены выше реперной линии северного полушария (Northern Hemisphere Reference Line, NHRL) вблизи компонента ЕМII в верхней части составов индийских MORB. В то же время образцы имеют повышенные $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, чем компонент ЕМII и значительно более низкие $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения и не образуют тренда в сторону указанного мантийного компонента (рис. 4а). В целом, изученные лавы показывают вариации изотопов свинца субпараллельные NHRL.

Многие образцы Мезозойской и Палеогеновой вулканических дуг Капанского блока проанализированные (Mederer et al., 2013; рис. 4а) показывают близкие с плиоцен-четвертичными плато-базальтами Nd-Sr изотопные характеристики, но юрско-нижнемеловые серии имеют тренд в сторону повышения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, при этом $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ отношения, которые менее мобильны во флюидах, не показывают значимых вариаций. Можно предположить, что мезозойские лавы были подвержены изменению в результате взаимодействия лав с морской водой. Юрско-нижнемеловой палеотипный дацит (образец L3.2), демонстрирует незначительно более высокие ϵHf и сходные ϵNd в сравнении с долеритовыми базальтами (рис. 4б).

Обсуждение результатов

Коровая контаминация Армянских коллизионных лав. Идентификация коровой контаминации в проанализированных мафических лавах по изотопии Sr and Nd несколько затруднена, поскольку большая часть континентальной коры территории северной Армении содержит мезозойские и палеогеновые островодужные породы, с обедненными Nd-Sr изотопными характеристиками. Изотопная характеристика Nd, Pb, Hf для пород Южно-Армянского блока отсутствует; в литературе известны только повышенные Sr изотопные отношения (Меликсетян и др., 1992; Агамалян, 2000). Наши данные показывают незначительные вариации изотопов Sr-Nd (рис. 4а), Nd-Hf (рис. 4б) или Pb (рис. 7с-е) и позволяют заключить, что коровая контаминация не является существенным процессом при формировании коллизионных плато-базальтов Армении. Исключение составляет образец Y8.1 с повышенными $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, Th/Yb, что возможно связано с процессами контаминации протерозойской радиогенной корой Южно-Армянского блока. В нашей предыдущей работе, Neill et al. (2013) было продемонстрировано, что андезиты и дациты Джавахетского хребта и периферических центров сформировались как результат фракционной кристаллизации и смешения магм. Новые данные по изотопам свинца в этих породах позволяют обсудить возможные процессы контаминации более детально, поскольку изотопы свинца юрских-палеогеновых пород отличны от таковых плиоцен-плейстоценовых долеритовых магм. Наблюдается умеренная корреляция между изотопными отношениями свинца и отношением Th/Yb, обычно повышающимися при коровой контаминации лав (рис. 5б)

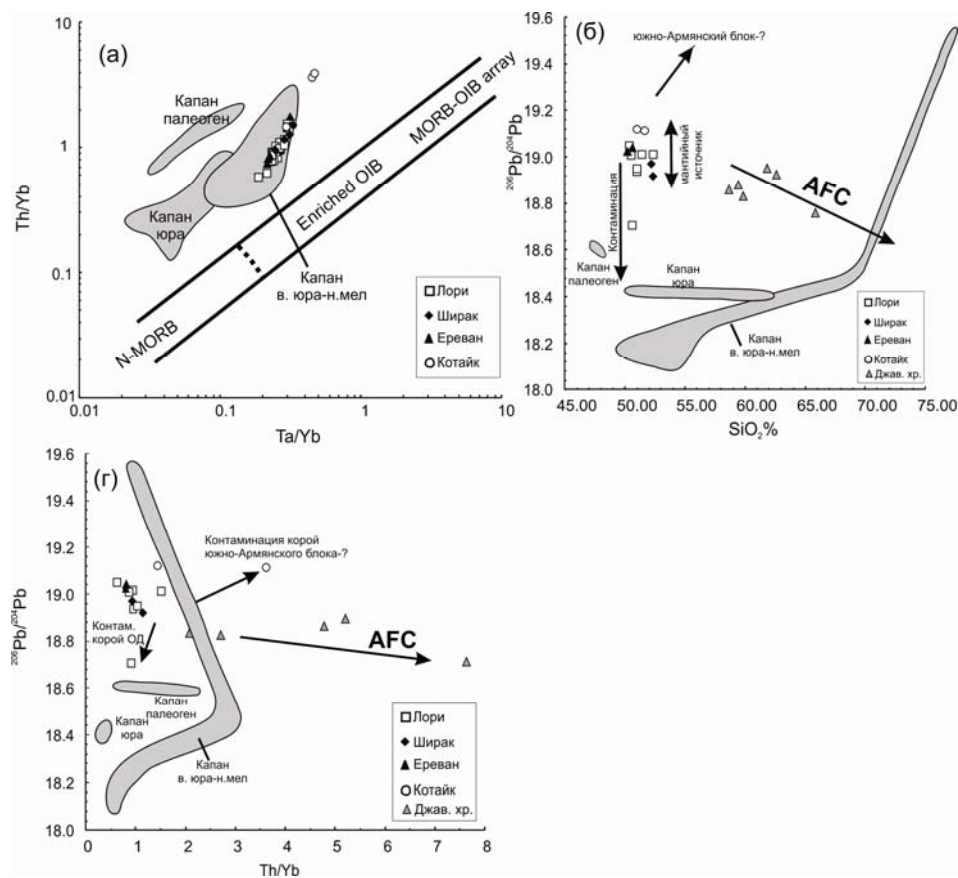


Рис. 5. Геохимические и изотопные данные демонстрирующие эффекты коровой контаминации и кристаллизационной дифференциации. Данные по юре и палеогену по Mederer et al. (2013). (а) Th/Yb - Ta/Yb диаграмма по Pearce (1983); (б) $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - SiO_2 , (в) $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. Th/Yb показывающие влияние контаминации и дифференциации на изотопный состав магм извергавшихся через кору мезозойской островной дуги и Южно-Армянского блока. На диаграммах (б) и (в) серые треугольники показывают составы дифференцированных серий Джавахетского хребта по Neill et al. (2013), показывающие незначительно большие свидетельства контаминации корой по сравнению с плато-базальтами.

и SiO_2 (рис. 5в). Для большинства образцов не наблюдается существенных свидетельств наличия AFC (ассимиляции и фракционной кристаллизации) процессов по ходу магматической эволюции.

Геохимические и изотопные характеристики мантийного очага коллизионных лав. Все проанализированные образцы имеют ровное распределение тяжелых РЗЭ (рис. 2а-г). Исходя из того, что коэффициент распределения $D_{\text{Dy}} < D_{\text{Lu}}$ в гранатах, можно сделать вывод, что при частичном плавлении гранат не являлся существенной остаточной фазой. Это свидетельствует об относительно небольшой глубине плавления верхней мантии, менее ~75 км (Robinson and Wood, 1998). Эти данные согласуются с геофизическими данными (Koulakov et al., 2012; Maggiand, Priestley, 2005;

Piromallo and Morelli, 2003; Zor, 2008), которые показывают пониженные скорости распространения волн Р- и S в верхней мантии, на глубинах начиная с ~50 км. Обогащенность мантийного источника несовместимыми элементами отчетливо проявлена на диаграмме Th/Yb-Ta/Yb (рис. 5a). Исходя из того, что контаминация не играла существенной роли в формировании мафических расплавов, как это было показано выше, можно предположить, что такие характеристики связаны с наличием мантийного источника обогащенного предыдущими субдукциями. Это подтверждается наличием негативных аномалий Nb-Ta на расширенных нормализованных диаграммах (рис. 3а-г), что связано с малой подвижностью указанных элементов в мантии при процессах связанных с субдукцией и аккумуляцией этих фаз в тугоплавком рутиле (McCulloch and Gamble, 1991; Foley et al., 2000). Кажется маловероятным, чтобы такая субдукционная сигнатура (subduction signature) могла быть связана с астеносферной конвекцией спустя >10 Ма после отрыва слэба и 25-35 Ма после окончания субдукции в регионе. Следовательно, субдукционная сигнатура связана с субдукционно-модифицированным источником в литосферной мантии. Neill et al. (2013) показали, что в исследованных долеритовых базальтах даже наиболее основного состава, наблюдаются отрицательные Nb-Ta аномалии, причем с увеличением Mg# в породах аномалия не уменьшается, что свидетельствует об отсутствии в источнике астеносферного компонента.

Касательно изотопных характеристик мантийного источника следует отметить, что четвертичные долеритовые базальты северной и центральной Армении имеют более радиогенный состав изотопов Pb по сравнению с юрско-нижнемеловыми островодужными сериями Малого Кавказа (рис. 4 в, г, д). Если предположить, что литосферная мантия в регионе стабилизировалась после окончания мезозойской и палеогеновой магматической активности, эта мантия изначально должна была иметь изотопный состав идентичный островодужным лавами. После этого изотопный источник эволюционировал вплоть до возраста <3 Ма – соответствующего выплавлению из него изучаемых плато-базальтов.

Изотопно-свинцовая эволюция мантийного источника во времени связана помимо начальных отношений изотопов свинца, также с концентрациями U, Pb и Th в мантийном источнике. Поскольку в регионе отсутствуют мантийные ксенолиты, позволяющие оценить концентрации U, Pb и Th в мантии, для моделирования изотопно-свинцовой эволюции мантийного источника использованы концентрации этих элементов в метасоматизированных мантийных ксенолитах о. Шпицберген (Ionov et al., 2002), а изотопы свинца островодужных пород Капанского блока и палеотипного дацита из района Ахпата были приняты за «типичные» мантийные метки свинца на момент вулканической активности региональной Мезозойской ОД.

Результаты моделирования показанные на рис. 4е, демонстрируют, что мантийные источники имеют сходные или повышенные изотопные отношения свинца в сравнении с проанализированными долеритовыми базаль-

тами. В то же время, ограниченное количество данных по изотопии свинца мезозойского островодужного вулканизма Малого Кавказа, недостаточные данные по составу мантии, а также возможный эффект коровой контаминации как в островодужных, так и в коллизионных магмах не допускают однозначных выводов относительно изотопных меток мантийного источника плато-базальтового магматизма Армении. В то же время нельзя исключать, что молодые долеритовые магмы возможно могли происходить из эволюционировавшего мантийного источника юрско-нижнемелового или скорее палеогенового возраста, исходя из геохимических и изотопных характеристик палеогеновых магм (Джрбашян, 1990, Меликсетян, 1989). Другие возможные модели предполагают, что Армянская суб-литосфера могла быть в небольшой степени метасоматизирована небольшим количеством астеносферных расплавов в пост-палеогеновое время; подобные расплавы не могли изменить субдукционную геохимическую сигнатуру литосферной мантии, но могли изменить ее изотопные метки. В тоже время для рассмотрения подобной модели не существует оценок состава астеносферы региона. Другой возможной моделью изменения мантийных изотопных меток в коллизионных магмах относительно более древних островодужных является субдукция и дегидратация Ассирийского (Битлисского) слэба, которая могла включать утоненную пассивную окраину Аравии (Allen et al., 2013). Флюиды происходящие из платформенных отложений Аравийской плиты могли привести к обогащению мантийного источника Армянской суб-литосферной мантии более радиогенным свинцом. Но и детальные данные об изотопии отложений Аравии отсутствуют и в этом случае не позволяют проверить высказанные предположения.

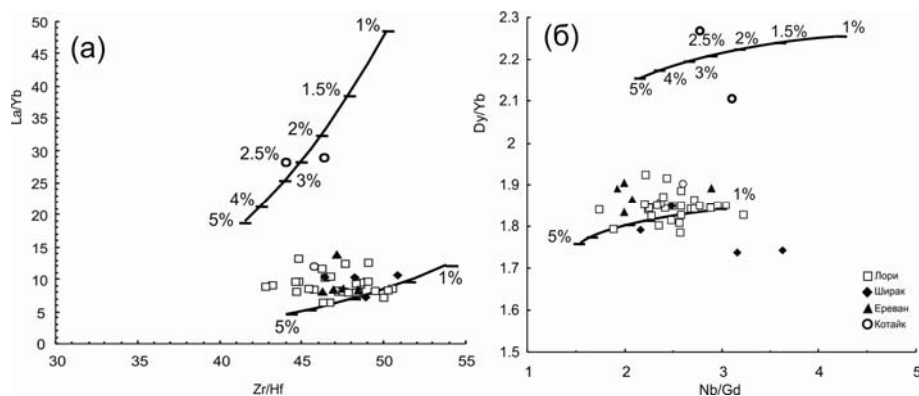


Рис. 6. Моделирование частичного плавления наименее дифференцированных образцов плато-базальтов различных исследованных регионов Армении на диаграммах: (а) $\text{La/Yb} - \text{Zr/Hf}$; (б) $\text{Dy/Yb} - \text{Nb/Gd}$.

Для моделирования модели парциального плавления (рис. 6 а, б) мы использовали состав хорошо охарактеризованных метасоматизированных амфиболсодержащих гарцубургитовых ксенолитов о. Шпицберген (Ionov et al., 2002).

С использованием минеральных пропорций указанных ксенолитов и помодели (Shaw, 2005) мы построили модель частичного плавления. Устанавливается, что образование плато-базальтов северной и центральной Армении может быть объяснено ~1.5-5% степенью частичного плавления гетерогенного метасоматизированного амфибол содержащего перидотита.

Геодинамические аспекты проявления вулканизма.

В данном разделе сделана попытка связать результаты геохимических и изотопных исследований с геодинамическими моделями региона.

Точное время процессов отрыва слэба под территорией Армянского нагорья неизвестно. Большинство исследователей делают вывод об эоценовом времени отрыва Потнийского слэба на севере (Keskin et al., 2008; Sosson et al., 2010), что соответственно означает, что «северный» слэб не мог играть роль в возникновении плиоцен-четвертичного магматизма. С другой стороны, в работе (Skolbeltsyn et al., 2014) на основании данных по сейсмической томографии выдвигается заключение о миоценовом времени отрыва слэба под Понтийским хребтом (и Малым Кавказом ?), вблизи Амасия-Севано-Акеринской офиолитовой сутуры. Если это предположение верно, то можно говорить об одновременном отрыве слэба на юге (Битлис) и на севере (Понт), а это соответственно должно было привести к подъему астеносферы на значительно большей территории, чем это было показано в модели (Keskin et al., 2003). Такая модель дает более приемлемое объяснение коллизионному магматизму в пределах северо - северо-восточной части Армянского нагорья, включая Карсское и Джавахетское плато. Подъем астеносферы как модель эоценового вулканизма региона была высказана и ранее (Джрбашян, 1990), без обсуждения причин, которые могли вызвать указанный процесс.

Тем не менее, исследуемые лавы извергались не менее 10-15 Ма после обсуждаемого миоценового времени отрыва Битлисского слэба на юге (Keskin, 2003; Pang et al., 2013; Skolbeltsyn et al., 2014), и связь плиоцен-плейстоценового плато-базальтового вулканизма северной части Армянского нагорья с указанным процессом неочевидна. В моделях, где коллизионный магматизм объясняется исключительно отрывом слэба, предполагается подъем астеносферы в относительно узкую зону открываемую оторвавшимся слэбом (Davies and von Blanckenburg, 1995, Keskin et al., 2003). Представляется, что такая модель идеально объясняет магматизм на юге Армянского нагорья (вулкан Немрут и др.), но не существует прямых доказательств связи плато-базальтового вулканизма Армении с отрывом слэба южного Нео-Тетиса (Битлис-Загрос), поскольку неясно подъем какого объема астеносферы происходил и, насколько подобная модель может объяснить длительность и интенсивность магматизма на значительном удалении к северу.

В любом случае, событие отрыва слэба может быть существенным с геохимической точки зрения. В промежутке времени до отрыва слэба

(средний-начало верхнего миоцена) на большей части орогенного плато не отмечено значительных объемов магматической активности (Chiu et al., 2013), что указывает, что не происходило сколько либо существенного плавления мантии несмотря на наличие одной (Битлисской) или двух (Битлисской и Понтийской) поглощенных плит под регионом. С погружением плит в астеносферу происходила дегидратация слэба, и соответственно повышение гидратированности связанное с этим снижение вязкости мантии (Hirth and Kohlstedt, 2003), а такая мантия непосредственно перед отрывом слэба может быть подвержена деламинации (Kaislaniemi et al. (2014). Как уже отмечалось магматизм в пределах Армянского нагорья продолжался и даже увеличился в объеме после отрыва слэба. Kaislaniemi et al. (2014) предложили модель, согласно которой локальная литосферная деламинация может быть вызвана возникновением изолированных конвективных ячеек в верхней астеносфере. Такой процесс может длиться миллионы лет в зависимости от степени гидратации мантии и вызывать возникновение отслоенных (деламинированных) участков литосферы с произвольным их распределением в пространстве.

Анализ геохимических и изотопных данных представленных в данной статье указывает на плавление литосферного мантийного источника в СВ части орогенного плато с учетом того, что континентальная кора в пределах Армянского нагорья имеет мощность порядка ~45 км. (Zor, 2008; Koulakov et al., 2012) и подстилается слоем литосферной мантии, то плавление астеносферы не должно происходить. Наиболее вероятно также, что плавкие фазы лежат в литосферной мантии в форме модифицированных субдукцией гидратированных амфиболсодержащих пироксенитов и пироксеновых перидотитов (Lambart et al., 2009).

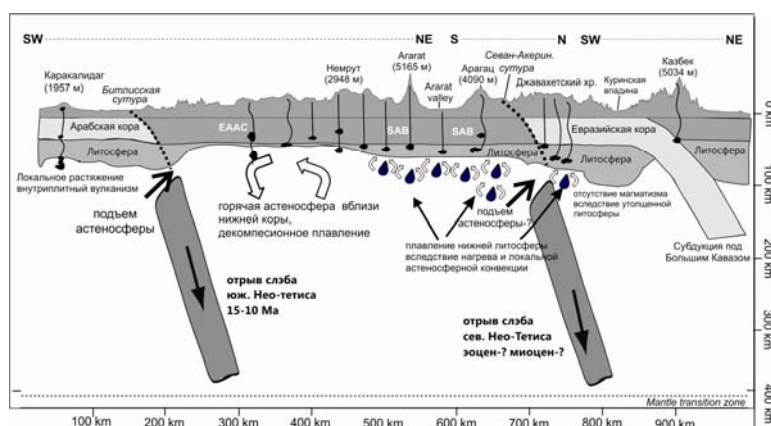


Рис. 7. Геодинамическая модель, показывающая литосферу и верхнюю мантию зоны коллизии Евразии и Аравии в пределах от северного выступа Аравии (внутриплитный вулкан Каркалидаг) через Армянское нагорье до Предкавказья. Используются данные: наши данные, Neill et al., (2013), Keskin et al., (2003); Zoretal., (2008); Skolbeltsyn et al. (2014); по новым данным Mumladze et al, (2015), позволившим установить наличие северо-направленной субдукции под Большим Кавказом по данным сейсмической томографии.

Экспериментальные данные (Presnall et al., 2002; Lambart et al., 2009) показывают, что температура солидуса пироксенитов при давлениях 1-3 GPa на ~50-200 °C ниже, чем для перидотитов, что в свою очередь подтверждает предположение, что температура плавления субдукционно модифицированной, гидратированной литосферной мантии будет существенно ниже, чем в случае номинально безводной астеносферы. Соответственно, модель сублитосферной изолированной конвекции, модифицированная для учета плавления гидратированного пироксенитового источника в литосфере, может объяснить интенсивный вулканизм в северной-северо-восточной части Армянского нагорья. Подобная модель для механизма формирования магматизма в зонах коллизии представлена на рис. 7. Разрез через зону коллизии от вулкана Каракалидаг (OIB тип) на Арабской плите до Предкавказья (Русская платформа) показывает условное положение оторвавшихся слэбов и последующего астеносферного подъема (upwelling), а также десятки мелкомасштабных (изолированных) конвекционных ячеек под зоной коллизии Армянского нагорья. Указанные процессы (отрывы слэбов и конвекция) могут являться триггерами частичного плавления в нижней части литосферы. Эта модель показывает также механизмы плавления предложенные для других частей регионального орогенного плато согласно Neill et al. (2013), а также включает геофизических данные о мощной литосфере (≤ 100 км) под Куринской депрессией (Skolbeltsyn et al., 2014), и активную северонаправленную субдукцию под Большим Кавказом (Mumladze et al., 2015).

О коллизионном магматизме и континентальной коре.

Обычно считается, что формирование континентальной коры связано с магматизмом зон субдукции (Taylor, 1977). В то же время коллизионные лавы и плутонические породы имеют широкое распространение на Земле. Типичными примерами являются поздне-кайнозойское Тибетское плато (Niu et al., 2013), пермские-раннеюрские Алтаиды центральной Азии и Китая (Wu et al., 2002), палеозойские Каледониды Шотландии и, возможно, архейские санукитоидные террейны, относимые к древним коллизионным орогенам (Fowler and Rollinson, 2012). Эти факты показывают, что модель (Taylor, 1977) имеет ряд проблем которые указаны (Niu et al., 2013), а коллизионные магмы имеют большой и недооцененный вклад в формирование континентальной коры в целом (Niu et al., 2013; Savov et al., 2014; Neill et al., 2015). Поскольку в настоящее время мы располагаем большим объемом новых геохимических и изотопных данных по магматизму зоны Аравийской коллизии (Pearce et al., 1990; Keskin et al., 2003; Меликсетян, 2012; Neill et al., 2013; Keirkhah 2009, 2013; Allen et al., 2013 и др.), появилась возможность геохимически охарактеризовать и оценить вклад коллизионного магматизма в формирование континентальной коры. Прежде всего вклад коллизионных магм в континентальную кору имеет более щелочные характеристики, по сравнению с островодужным, средний сос-

тав коллизионных магм соответствует трахиандезиту. Коллизионные магмы в 1.5-3 раза обогащены несовместимыми элементами по сравнению со средним составом континентальной коры (bulk continental crust). Коллизионные магмы в сравнении с континентальной корой показывают повышенные Zr/Hf, Nb/Ta и La/Nb, и пониженные в 2-3 раза Th/La отношения = ~ 0.1 в коллизионных лавах Армении основного состава против (~ 0.25 - >0.3) в континентальной коре по Taylor & Mc Lennan, (1985). Вклад коллизионного магматизма в формирование континентальной коры характеризуется, по сравнению с островодужным, также повышенными Sr/Nd, Th/Yb отношениями и постоянными Sr-Nd изотопными характеристиками, существенно не меняющимися от основных к кислым породам. Усредненные трахиандезиты зоны Аравийской коллизии, играющие значительную роль в формировании континентальной коры региона, являются производными ювенильного материала, образованного в основном в результате фракционной кристаллизации без значительной ассимиляции более древней островодужной или континентальной коры.

Выводы:

Коллизионный магматизм является продолжительным и широко распространённым явлением в пределах Анатолийско-Армянско-Иранского возвышенного плато, при этом точные причины его возникновения остаются дискуссионными. Однако изложенные в данной статье данные свидетельствуют, что модель, объясняющая магматизм региона отрывом южного слэба Нео-Тетиса не может считаться достаточно однозначной, особенно для объяснения интенсивного и продолжительного магматизма в пределах Армении на большом удалении от Битлисской (Ассирийской) сутуры на север.

Некоторые плейстоценовые лавы Армении показывают наличие геохимических и изотопных свидетельств их незначительной контаминации мезозойско-палеогеновой островодужной корой. Тем не менее, большинство плиоцен-плейстоценовых плато-базальтов северной и центральной Армении не испытывали значительной контаминации и могут быть использованы для построения петрогенетических моделей, а также для исследования характеристик их мантийного источника Армянской сублитосферы после прекращения Тетической субдукции.

Геохимические данные свидетельствуют о малой-средней степени плавления субдукционно-модифицированной литосферной мантии в пределах поля стабильности шпинели.

Представляется, что причиной возникновения плато-базальтового магматизма к северу от Амасия-Севано-Акеринской сутуры может быть помимо отрыва южного слэба, также отрыв северного, Понтийского слэба в позднем миоцене, вследствие которого мог произойти подъем горячей астеносферы в пределах Армении и всей северной части Армянского нагорья.

Нет оснований считать, возможной широкомасштабную литосферную деляминацию в регионе. Напротив имеются данные подтверждающие связь магматизма с локальной астеносферной конвекцией и деляминацией литосферы по модели (Kaislaniemi et al., 2014), вследствие которой создается механизм длительного нагрева и плавления гидратированной субдукционно-модифицированной литосферной мантии, продолжающийся миллионы лет после отрыва слэба.

Коллизионный магматизм является важным компонентом формирования континентальной коры, при этом отличается по ряду геохимических характеристик от среднего состава континентальной коры. К таким характеристикам относятся повышенная щелочность, обогащенность РЗЭ и HFS элементами, а также пониженные Th/La отношения. Даже с учетом меньшего объема коллизионного вулканизма в сравнении с островодужным или рифтовым, тем не менее, геохимически отличный вклад коллизионного магматизма является существенным и должен приниматься во внимание при построении моделей формирования и эволюции состава континентальной коры.

Благодарности

Автор выражает искреннюю благодарность коллегам из университета Дархема (Великобритания) Марку Аллену и Йену Нейлу за проведение геохимических и изотопных исследований в рамках проекта “Orogenic Plateau Magmatism” Британского национального исследовательского совета и обсуждение результатов. Исключительная помощь в проведении полевых работ была оказана автору коллегами по лаборатории вулканологии к.г.н. Г. Навасардяном, С. Карапетяном, Д. Манучаряном. Автор благодарен коллегам Ю. Гукасяну и Р. Геворгян за полезное обсуждение результатов работы. Часть исследований была выполнена в рамках тематического финансирования Государственного Комитета по науке Республики Армения № 13-1E17.

Литература

- Агамалян В. А. Докембрийская гранитоидная формация Армении. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1-2, 2000, с. 44-54.
- Гукасян Ю.Г. Долеритовые базальты бассейна среднего течения р. Ахуран (окрестности с. Ваграмаберт). Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 4, 1970, с. 44-52
- Гукасян Ю.Г. К вопросу о геологических взаимоотношениях между долеритовыми базальтами Ахуранского каньона и Арагацской вулканогенной толщей. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 2, 1976, с. 26-31.
- Балог К., Багдасарян Г. П., Карапетян К. И., Печкай З., Арва-Шош Е., Гукасян, Р. Х. Первые К/Аг изотопные датировки верхнеплиоцен-четвертичных вулканических пород республики Армении. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1990, 2, с. 25-38.
- Джрбашян Р.Т. Палеогеновые вулканические пояса зоны замыкания океана Тетис (Малый Кавказ). Автореф. диссертации на соискание уч. степени доктора геол.-мин. наук, Тбилиси, 1990, 59 с.

- Джрбашян Р.Т., Казарян Г.А., Карапетян С.Г., Меликсетян Х.Б., Мнацаканян А.Х., Ширинян К.Г.** Мезокайнозойский базальтовый вулканизм северо-восточной части Армянского нагорья. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1996, XLIX, № 1-3, с.19-31.
- Джрбашян Р.Т., Гукасян Ю.Г., Карапетян С. Г., Мнацаканян А. Х., Навасардян Г. Х., Геворгян Р. П.** Типы вулканических извержений и формы проявления позднеколлизийного наземного вулканизма Армении. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2012, 3, с.3-20.
- Карапетян С.Г., Джрбашян Р.Т., Навасардян Г.Х., Меликсетян Х.Б., Мнацаканян А.Х., Савов И., Гукасян Р.Х.** Верхне-плиоцен-голоценовый вулканизм Сюникского нагорья. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1, 2010, с.3-21.
- Карапетян К.И.** Условия формирования пещерных отложений нижнепалеолитической стоянки Ереван-1. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 4, 1978, с.52-60.
- Лордкипанидзе М.Б.** Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса. Тбилиси, Мецниереба, 1980, 162 с.
- Меликсетян Х.Б.** Петрология и геохимия базальтоидного вулканизма верхнемеловых рифтогенных структур Малокавказской островной дуги. Автореферат дисс., Ереван, 2000, 18 с.
- Меликсетян Б.М., Баста М.С., Гукасян Р.Х.** Изотопные рубидий-стронциевые исследования и возраст гранитоидов Аравийско-Нубийского щита и Армяно-Иранского мезоконтинента. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1, 1993, с.8-22.
- Меликсетян Х. Б.** Геохимия вулканических серий Арагацкой области. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 3, 2012, с.34-59.
- Мнацаканян А. Х.** Петрология верхнемеловой вулканической серии Северной Армении. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1981, 240с.
- Схиртладзе Н.Л.** Постпалеогеновый вулканизм Грузии. Изд. АН Груз ССР., Тбилиси, 1958, 335 с.
- Харазян Э.Х.** Геология новейшего вулканизма северо-восточной части Армянско ССР (бассейны рек Ахуран и Дзорагет). Автореф. дисс., Ереван, 1983, с.55
- Ширинян К.Г.** К вопросу о новейших (верхнеплиоцен-четвертичных) вулканических формациях Армении. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1, 1975, с.3-15.
- Allen M., Armstrong H.** Arabia-Eurasia collision and the forcing of mid Cenozoic global cooling. *Palaeontology Palaeoclimatology Palaeoecology* 265, 2008, p.52-58.
- Allen M., Kheirikhah M., Neill I., Emami M., McLeod C.** Generation of arc and within-plate chemical signatures in collision zone magmatism: Quaternary lavas from Kurdistan, Iran, *J. Petrology*, 54 (5), 2013, p.887-911.
- Anders E., Grevesse N.** Abundances of elements: Meteoric and solar. *Cosmochim. Geochim. Acta.*, 1989, v. 53, p.197-214.
- Chauvel C., Lewin E., Carpentier M., Arndt N., Marini J.-C.** Role of recycled oceanic basalt and sediment in generating the Hf-Nd mantle array. *Nature Geoscience* 1, 2008, p.64-67.
- Chernyshev I., Lebedev V., Arakelyants M., Jrbashyan R., Ghukasyan Y.** Geochronology of the Aragats volcanic centre, Armenia: evidence from K/Ar dating. *Doklady Earth Sciences*, 384, 2002, p.393-398.
- Chiu H., Chung S., Zarrinkoub M., Mohammadi S., Khatib M., Iizuka Y.** Zircon U-Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny. *Lithos* 162-163, 2013, p.70-87
- Davies J., von Blanckenburg F.** Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. *Earth and Planetary Science Letters* 129, 1995, p.85-102.
- Elkins-Tanton L.** Continental magmatism, volatile recycling, and a heterogeneous mantle caused by lithospheric gravitational instabilities. *Journal of Geophysical Research*, 112, 2007, B03405.
- Foley S., Barth M., Jenner G.** Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assessment of the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64, 2000, p.933-938.
- Hirth G., Kohlstedt D.** Rheology of the upper mantle and the mantle wedge: A view from the experimentalists. In: Eiler, J. (Ed.) *Inside the subduction factory*. American Geophysical Union Geophysical Monograph 183, 2003, p.83-105.
- Igneous petrology.** Best M., Christiansen E. Blackwell science, 2001, 458 p.
- Ionov D., Bodinier J.-L., Mukasa S., Zanetti A.** Mechanisms and sources of mantle metasomatism: major and trace element compositions of peridotite xenoliths from Spitsbergen

- in the context of numerical modelling. *Journal of Petrology* 43, 2002, p.2219-2259.
- Kaislaniemi L., van Hunen J., Allen M., Neill I.** Sublithospheric small-scale convection - A mechanism for collision zone magmatism. *Geology*, 42, 2014, p.291-294.
- Karakhanian A., Vernant P., Doerflinger E., Avagyan A., Philip H., Aslanyan R., Champollion C., Arakelyan S., Collard P., Baghdasaryan H., Peyret M., Davtyan V., Calais E., Masson F.** GPS constraints on continental deformation in the Armenian region and Lesser Caucasus. *Tectonophysics*, 92, 2013, p.39-45.
- Kay R., Kay S.** Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics* 219, 1993, p.177-189.
- Keskin M.** Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction-accretion complex: an alternative model for collision-related volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. *Geophysical Research Letters*, 30, 2003, p.1-4.
- Keskin M., Can Genç Ş., Tüysüz O.** Petrology and geochemistry of post-collisional Middle Eocene volcanic units in North-Central Turkey: Evidence for magma generation by slab breakoff following the closure of the Northern Neotethys Ocean. *Lithos*, 104, 2008, p.267-305.
- Kharazyan E.et.al,** Geological Map of Armenia. Ministry of Nature Protection of Republic of Armenia, Yerevan, 2005.
- Kheirkhah M., Allen M., Emami M.** Quaternary syn-collision magmatism from the Iran/Turkey borderlands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 182, 2009, p.1-12.
- Kheirkhah M., Neill I., Allen M., Ajdari, K.** Small-volume melts of lithospheric mantle during continental collision: Late Cenozoic lavas of Mahabad, NW Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 74, 2013, p.37-49.
- Kheirkhah M., Neill I., Allen M.** (in press). Petrogenesis of OIB-like basaltic volcanic rocks in a continental collision zone: Late Cenozoic magmatism of Eastern Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2015.
- Koulakov I., Zabelina I., Amanatashvili, I., Meskhia V.** Nature of orogenesis and volcanism in the Caucasus region based on results of regional tomography. *Solid Earth* 3, 2012, p.327-337.
- Lambart S., Laporte D., Schiano P.** An experimental study of pyroxenite partial melts at 1 and 1.5 GPa: Implications for the major element composition of Mid-Ocean Ridge Basalts. *Earth and Planetary Science Letters* 288, 2009, p.335-347.
- Le Bas M., Le Maitre R., Streckeisen A., Zanettin B.** A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27, 1986, p.745-750.
- Lebedev V., Bubnov S., Dudauroi O., Vashakidze G.** 2008a. Geochronology of Pliocene volcanism in the Dzhavakheti Highland (the Lesser Caucasus). Part 1: Western part of the Dzhavakheti Highland. *Stratigraphy and Geological Correlation*, 16, p.204-224.
- Lebedev V., Bubnov S., Dudauroi O., Vashakidze G.** 2008b. Geochronology of Pliocene volcanism in the Dzhavakheti Highland (the Lesser Caucasus). Part 2: Eastern part of the Dzhavakheti Highland. *Regional geological correlation. Stratigraphy and Geological Correlation* 16, p.553-574.
- Lordkipanidze M., Meliksetian B., Djrbashyan R.** Mesozoic-Cenozoic Magmatic Evolution of the Pontian-Crimean-Caucasian Region; In: *Evolution of the northern margin of Tethys* (eds) Rakus M, Dercourt J. and Nairn A. IGCP Project No.198; *Mémoire Société Géologique France*, Paris, Nouvelle Série, 154(II), 1989, p.103-124.
- Maggi A., Priestley K.** Surface waveform tomography of the Turkish-Iranian plateau. *Geophysical Journal International*, 160, 2005, p.1068-1080.
- McCulloch M., Gamble J.** Geochemical and geodynamic constraints on subduction zone magmatism. *Earth and Planetary Science Letters* 102, 1991, p.358-374.
- McQuarrie N., van Hinsbergen D.** Retrodeforming the Arabia-Eurasia collision zone: Age of collision versus magnitude of continental subduction. *Geology* 41, 2013, p.315-318.
- Mederer J., Moritz R., Ulianov A., Chiaradia M.** Middle Jurassic to Cenozoic evolution of arc magmatism during Neotethys subduction and arc-continent collision in the Kapan zone, southern Armenia. *Lithos*, 177, 2013, p.61-78.
- Meliksetian Kh.** Pliocene-Quaternary volcanism of the Syunik upland. *Veröffentlichungen des Landesamtes für Denkmalpflege und Archäologie Sachsen-Anhalt*, 67, 2013, p.247-258.
- Mumladze T., Forte A., Cowgill E., Trexler C., Niemi N., Yikilmaz M., Kellogg L.** Subducted, detached, and torn slabs beneath the Greater Caucasus. *Geo.Res.J.*, 5, 2015, p.36-46.

- Neill I., Meliksetian Kh., Allen M., Navasardyan G., Karapetyan S. Pliocene-Quaternary volcanic rocks of NW Armenia: Magmatism and lithospheric dynamics within an active orogenic plateau. *Lithos*, 180-181, 2013, p.200-215.
- Nikogosian I., Meliksetian Kh., van Bergen M., Mason P., Jrbashyan R., Navasardyan G., Ghukasyan Y., Melkonyan R., Karapetyan S. Characteristics of mantle sources in Jurassic to Quaternary magmatic history of the territory of Armenia, as a guide to diverse geodynamic settings. *Geophysical Research, Abstracts*, 16, 2014, EGU 2014-2262.
- Niu Y., Zhao, Z., Zhu D., Mo X. Continental collision zones are primary sites for net continental crust growth. *Earth-Science Reviews*, 127, 2013, p.96-110.
- Nowell G., Kempton P., Noble S., Fitton J., Saunders A., Mahoney J., Taylor R. High precision Hf isotope measurements of MORB and OIB by thermal ionisation mass spectrometry: insights into the depleted mantle. *Chemical Geology*, 149, 1998, p.211-233.
- Pang K., Chung S., Zarrinkoub M., Lin Y., Lee H., Lo C., Khatib M. Iranian ultrapotassic volcanism at ~11 Ma signifies the initiation of post-collision magmatism in the Arabia-Eurasia collision zone. *Terra Nova*, 25, 2013, p.405-413.
- Pearce J. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (Eds.). *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva, Natwich, 1983, p. 230-249.
- Pearce J., Bender J., Delong S., Kidd W., Low P., Guner Y., Sargolu F., Yilmaz Y., Moorbath S., Mitchell J. Genesis of collision volcanism in eastern Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44, 1990, p.189-229.
- Peccherillo R., Taylor S. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 1976, p.63-81.
- Piomallo C., Morelli A. P-wave tomography of the mantle under the Alpine-Mediterranean area. *Journal of Geophysical Research*, 108, 2003, B2.
- Presnall D., Gudfinnsson G., Walter M. Generation of mid-ocean ridge basalts at pressures from 1 to 7 GPa. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66, 2002, p.2073-2090.
- Robinson J., Wood B. The depth of the spinel to garnet transition at the peridotite solidus. *Earth and Planetary Science Letters*, 164, 1998, p.277-284.
- Rudnick R., Gao S. Composition of the continental crust. In: Holland H., Turkekian H. (Eds.), *Treatise on Geochemistry*, 3, "The Crust", Elsevier, Amsterdam., 2003, p.1-56
- Saal A., Hart S., Shimizu N., Hauri E., Layne G., Eiler J. Pb isotopic variability in melt inclusions from the EMI-EMII-HIMU mantle end-members and the role of the oceanic lithosphere. *Earth and Planetary Science, Letters*, 240, 2005, p.605-620.
- Savov I., Meliksetian Kh., Halama R., Navasardian G., Connor C., D'Antonio M., Agostini S., Ishizuka O., Karapetyan S., Karakhanian A. Collision zone magmatism aids continental crustal growth., *Geophysical Research Abstracts*. Vol. 16, EGU 2014-2235, European Geological Union General assembly, EGU 2014, Austria, Vienna, 27 April – 02 May, 2014.
- Şengör A. A new model for the late Palaeozoic-Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman. In: Robertson, A.H.P., Searle, M.P., Ries, A.C. (Eds.) *The Geology and Tectonics of the Oman Region*. Geological Society of London, Special Publications, 49, 1990, p.797-831.
- Şengör A., Özeren M., Keskin M., Sakntç M., Özbaktr A., Kayan I. Eastern Turkish high plateau as a small Turkic-type orogen: Implications for post-collisional crust-forming processes in Turkic-type orogens. *Earth Science Reviews*, 90, 2008, p.1-48.
- Shaw D. Trace elements in magmas, a theoretical treatment. Cambridge University Press, 17, Cambridge, 2005, 243 p.
- Sheth H., Meliksetian Kh., Gevorgyan H., Israyelyan A., Navasardyan G. Intracanyon basalt lavas of the Debed River (northern Armenia), part of a Pliocene-Pleistocene continental flood basalt province in the South Caucasus, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2015, (accepted)
- Skolbeltsyn G., Mellors R., Gök R., Türkelli N., Yetirmishli G., Sandvol E. Upper mantle S wave velocity structure of the East Anatolian-Caucasus region. *Tectonics*, 33, 2014, p.207-221.
- Sosson M., Rolland Y., Müller C., Danelian T., Melkonyan R., Kekelia S., Adamia A., Babazadeh V., Kangarli T., Avagyan A., Galoyan G., Mosar J. Subductions, obduction and collision in the Lesser Caucasus (Armenia, Azerbaijan, Georgia), new insights. In: Sosson

- M., Kaymakci N., Stephenson R., Bergerat F., Starostenko V. (Eds.). Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform, Geological Society of London, Special Publications, 340, 2010, p.329-352.
- Steiger R., Jager E.** Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. Earth and Planetary Science, Letters, 36, 1977, p.359-362.
- Sun S.-S., McDonough W.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A., Norry M. (Eds.). Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society of London, Special Publication, vol.42, 1989, p.313-345.
- Taylor S., McLennan S.** The continental crust: Its composition and evolution: Oxford, Blackwell, 1985, 312 p.
- Taylor S.** Island arc models and the composition of the continental crust. Amer. Geophys. Union, Maurice Ewing Ser., 1, 1977, p.325-35.
- Turner S., Sandiford M., Foden J.** Some geodynamic and compositional constraints on 'postorogenic' magmatism. Geology, 20, 1992, p.931-934.
- van Hunen J., Allen M.** Continental collision and slab break-off: A comparison of 3-D numerical models with observations. Earth and Planetary Science, Letters, 302, 2011, p.27-37.
- von Blanckenburg F., Davies J.** Slab breakoff: A model of lithospheric detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. Earth and Planetary Science, Letters, 129, 1995, p.85-102.
- Workman R.K., Hart S.** Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). Earth and Planetary Science, Letters, 231, 2005 p.53-72.
- Zor E.** Tomographic evidence of slab detachment beneath eastern Turkey and the Caucasus. Geophysical Journal International, 175, 2008, p.1273-1282.

Рецензент Р.Т. Джрбашиян

**ՊԼԱՏՈՒԹԱՆՏԱՅԻՆ ՀՐԱԲԽԱԿԱՆՈՒԹՅՈՒՆԸ ԿՈՒԼՏՈՒՄԻ
ԳՈՏՈՒՄ. ՀՅՈՒՄԻՄԱՅԻՆ ԵՎ ԿԵՆՏՐՈՆԱԿԱՆ ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ
ՊԼԻՌՑԵՆ-ՊԼԵՑՍՈՑԵՆՅԱՆ ԲԱԶԱՆՈՒԴՆԵՐԻ ԵՐԿՐԱՔԻՄԻԱՆ
ԵՎ ՊԵՏՐՈԼՈԳԻԱՆ**

Խ. Մելիքսեթյան

Ամփոփում

Հոդվածում քննարկվում է պլիոցեն-պլեյստոցեն հասակի դոլերիտային բազալտների և բազալտային անդեզիտների նոր երկրաքիմիական և իզոտոպային տվյալները: Ուսումնասիրության արդյունքները ցույց են տալիս, որ նշված սերիաները ձևավորվել են սուբդուկցիայի հետևանքով փոփոխված լիթոսֆերային մանթիական աղբյուրի շպինելային ֆազիայի ցածր և չափավոր աստիճանի <5% մասնակի հալման արդյունքում: Որոշ ապարներում նկատվել է աննշան կոնտամինացիայի երևույթներ՝ կապված Մեզոզոյան և Պալեոգենյան կղզադեղային կեղևի կամ Հարավ-Հայկական բլուրի մայրցամաքային կեղևի հետ: Հոդվածում պարզաբանվում է, որ պլատո-բազալտային (դոլերիտային) հրաբխականությունը հյուսիսային և կենտրոնական Հայաստանում կարող է բացատրվել ոչ միայն Միոցենում Նեո-Թետիսի հարավային սալի պոկմամբ, այլ նաև նույն ժամանակահատվածում Պոնտիդյան

սալի պոկմամբ (հյուսիսային Նեո-Թետիս), որի արդյունքում մեծ տարածությունների վրա կարող է առաջանալ աստենոսֆերայի բարձրացում: Փոքր մասշտաբի աստենոսֆերայի կոնվեկցիայի մեխանիզմը կարող է դիտարկվել որպես տրիգեր սուբդուկցիայի հետևանքով մոդիֆիկացված (փոփոխված) լիթոսֆերային մանթիական աղբյուրի հալման համար: Ցույց է տված, որ կոլիզիոն մագմաները կտրուկ հարստացված անհամատեղելի տարրերով իրենցից ներկայացնում են բավականին զգալի և մինչ օրս չպարզաբանված հավելում մայրցամաքային կեղևի ձևավորման պրոցեսներում:

**PLATEAU-BASALTIC VOLCANISM IN COLLISION ZONES:
PETROLOGY AND GEOCHEMISTRY OF PLIOCENE-PLEISTOCENE
BASALTIC ROCKS OF NORTHERN AND CENTRAL ARMENIA**

Kh. Meliksetian

Abstract

In this contribution new geochemical and isotope data for doleritic trachybasalts and trachybasaltic andesites of Pliocene-Pleistocene age is discussed. These flows were formed by low and moderate degrees <5% of partial melting of spinel-facies of subduction modified lithospheric mantle source. Some samples demonstrate little evidence of contamination with Mesozoic and Paleogene arc crust or continental crust of south Armenian block. It is demonstrated that plateau-basaltic (doleritic) volcanism of northern and central Armenia could be explained not only by Miocene slab breakoff of southern Neo-Tethys, but also by contemporary Pontides slab breakoff (northern Neo-Tethys), that may result asthenospheric uplift on wider territory. Small scale asthenospheric convection is proposed as trigger of melting of subduction modified lithospheric mantle source. It is revealed, that collision magmas with well pronounced enrichment with incompatible elements represent considerable and underestimated juvenile addition to formation of continental crust.

ԱՐԱՐԱՏՑԱՆ ԳՈԳԱՎՈՐՈՒԹՅԱՆ ՀԱՐԱՎ-ԱՐԵՎԵԼՑԱՆ ՀԱՏՎԱԾԻ ՏԵԿՏՈՆԻԿԱՆ

© 2015 թ. Ա.Վ. Ավագյան¹, Լ.Հ. Սահակյան¹, Մ. Սոսուն²,
Ս.Ս. Վարդանյան^{1,2}, Մ.Պ. Մարտիրոսյան¹

¹ ՀՀ ԳԱԱ Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտ
0019, Երևան, Մարշալ Բաղրամյան պ.24^ա

² University of Nice Sophia Antipolis, UMR Géazur,
CNRS, IRD, Obs. de la Côte d'Azur (France)
e-mail: avagn@yahoo.fr

Հանձնված է խմբագրություն 02.02.2015թ.

Հայաստանի Հանրապետության տարածքում Արարատյան դաշտի հարավ-արևելյան հատվածի, հյուսիսից գոտևորող նախալեռնային և միջլեռնային գոգավորությունների նոր ուսումնասիրությունները թույլ են տալիս, արժևորելով նախորդիվ իրականացված գիտական աշխատանքները, առաջարկել ժամանակակից տեկտոնական, երկրադինամիկ կոնցեպցիաներին համապատասխանող մոդելներ: Ակնհայտ է դառնում ուսումնասիրության տարածքում կոլիզիայի արդյունքում սկզբնավորված վրաշարժային և վերնետքային լարվածային ռեժիմի և դրանով պայմանավորված կառուցվածքային համապատասխան բաղադրիչների առկայությունը, որոնք ազդել են հետագա տեկտոնական զարգացումների վրա: Դիտարկվող երկրորդային կողաշարժերը, վարնետքները, վերադրված տարբեր ինտենսիվության ծանրահալ լանջային և էրոզիոն գործընթացները բարդացնում են ընդհանուր կառուցվածքային պատկերը:

Դիտարկված վրաշարժային և վերնետքային կառույցների ակտիվությամբ պայմանավորված ձևավորվել են ապիմետրիկ, թեք և պառկած ծալքեր, կուեստաներ, բաքլիմբում (backlimb-թեք ծալքի թիկունքային հատվածը)՝ հիմնականում կառուցվածքային և ֆորլիմբում (forelimb-թեք ծալքի ճակատային հատվածը)՝ խիստ հողմնահարման լանջեր: Այդ ակտիվության արդյունք է նաև պալեոգոյան հիմքի և առաջին անգամ նկարագրվող հրաբխային ապարների (հավանաբար օվկիանոսային կղզիների բազալտներ (ՕԻԲ)) մերկացումը Արարատյան գոգավորությունում:

Ներածություն

Ընդհանրական առանցքային (կենտրոնական կամ գլխավոր) անտիկլինորիում չունեցող Փոքր Կովկասի ծալքաբեկորային և բեկորային լեռնային համակարգի լեռնաշղթաները միմյանցից բաժանող միջլեռնային գոգավորությունների և գետահովիտների կառուցվածքային ուսումնասիրությունն ունի կարևոր հիմնարար նշանակություն համակարգի երկրաբանական և տեկտոնական զարգացման պատմության համար: Այդ առումով կարևորվում է հատկապես նրա հարավում, հարավ-արևմուտքում տեղադրված խոշոր Միջին-արաքսյան միջլեռնա-

յին գոգավորության երկրաբանական զարգացման ուսումնասիրությունը:

Ներկայացվող աշխատանքը նվիրված է Միջին-արաքսյան միջլեռնային գոգավորության մեկ հատվածի՝ հարավ-արևելյան Արարատյան իջույթի հյուսիսային թևի կառուցվածքային երկրաբանական առանձնահատկություններին, որից ածանցվում է լարվածային ռեժիմը: Վերջինիս երկրադինամիկան, նոր բացահայտումների ներքո և ստացված նոր տվյալների հիման վրա, ցույց է տրվում վերոհիշյալ հատվածի հյուսիսային թևում հյուսիս-հարավ ընդհանուր սեղմման պայմաններում առաջացած կառույցներ: Վերջինների բաղադրիչները վստահորեն մատնանշում են վրաշարժային և վերնետրային լարվածային ռեժիմի առկայությունը: Այն նորովի է ներկայացնում ուսումնասիրվող տարածքի կառուցվածքային պատկերը և համահունչ է պալեոցեն-էոցեն ժամանակաշրջանի ու հետագա մայրցամաքային կոլիզիայի զարգացումներին:

Հսկայածավալ երկրաբանական ուսումնասիրությունների ժառանգությունը թողնված հայկական երկրաբանության դասականների կողմից (Освальд, 1916; Паффенгольц, 1946; Габриелян, 1948; Габриелян и др., 1981; Асланян, 1949, 1958; Հայկական ՄՍՀ գեոմորֆոլոգիան, 1986 և այլն), արժևորման կարիք ունի: Հենվելով վերոհիշյալ հետազոտությունների բացահայտումների վրա, առաջանում են հիմնարար հարցադրումներ կապված երկրաբանության զարգացման ընթացքում հերթափոխվող գերիշխող հիմնարար սկզբունքների՝ երկրադինամիկ մոդելների հետ: Ուստի խնդիր է առաջանում ստացված հարուստ ժառանգության պահպանման և վերաարժևորման, ինչպես նաև նորագույն մոտեցմամբ նոր բացահայտումների:

Ուսումնասիրությունների այս փուլում հաշվի են առնվել Միջին-արաքսյան միջլեռնային գոգավորության կառուցվածքային առանձնահատկությունները, երկրադինամիկան նոր բացահայտումների ներքո, երբ այն Տրանսկովկասյան տարածաշրջանում իր վրա կրել է պալեոցեն-ստորին էոցեն ժամանակաշրջանում՝ Հարավ Հայկական Միկրոցամաքի (ՀՀՄ) և Եվրասիական սալի կոլիզիայի, այնուհետև վերին էոցեն-ստորին օլիգոցենում Արաբական և Եվրասիական (ՀՀՄ-ն հարավում) սալերի կոլիզիայի հետևանքները (e.g. Sosson et al., 2010):

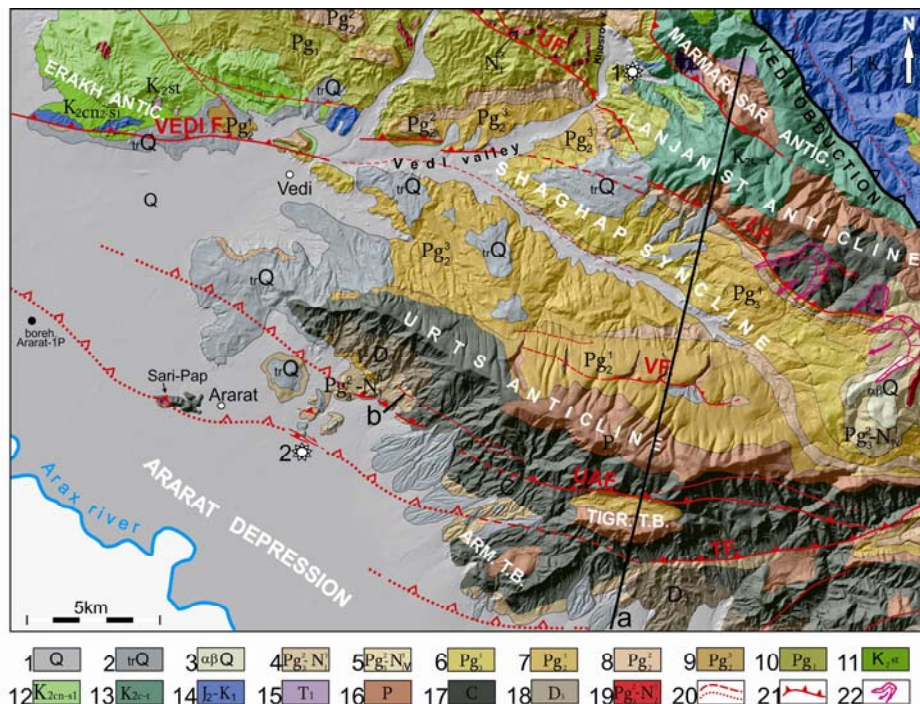
Ուսումնասիրության ընթացքում կիրառվել են նեոտեկտոնական, մորֆոտեկտոնական, մորֆոմետրիական, շերտագրական մեթոդները: Ուշադրություն է դարձվել կառուցվածքային ընդհատումներին (աններդաշնակություններ, խզվածքներ): Իրականացվել են տարբեր լուծելիության և մասշտաբի տիեզերական և օդալուսանկարների հիման վրա հեռազննում: Կատարվել են պետրոգրաֆիական և միկրոհնէաբանական հետազոտություններ: Նախորդ, ինչպես նաև իրականացված դաշտային նորագույն հետազոտությունների ընթացքում փաստագրված բազմակոմպոնենտ տվյալների հիման վրա կազմվել են երկրաբանական կտրվածքներ:

Երկրաբանական կառուցվածքի առանձնահատկությունները և տեկտոնիկան

Համընդհանուր կարծիք է, որ Մեծ և Փոքր Կովկասների բարձրագույն զուգընթաց ձևավորվել են Փոքր Կովկասը հյուսիսից և հարավից գոտևորող Ռիոնի, Քուրի և Միջին-արաքսյան միջլեռնային գոգավորությունները (օր.՝ Габриелян и др., 1981; Philip et al., 1989): Այդ գործընթացի սկզբնավորման ժամանակի և ուղեկցվող կառուցվածքային միավորների առաջացման հարցում կան բազմաթիվ տարաձայնություններ: Կարևոր խնդիր է նշված պրոցեսների ժառանգականության կապը ժամանակակից Մերձ-արաքսյան գոգավորության հետ: Դեռևս Օսվալդը (Освальд, 1916) Միջին-արաքսյան գոգավորությունը համարում էր գրաբեն, իսկ Պաֆֆենհոլցը՝ երիտասարդ սինկլինալային իջույթ (Паффенгольц, 1946): Ասլանյանը (Асланян, 1949) այն համարում էր օլիգոցենից ժառանգված չկոմպեսացված գրաբեն-սինկլինալային իջույթ, որի հիմքն ունի տեկտոնական, բեկորային կառուցվածք: Ըստ Գաբրիելյանի (Габриелян и др., 1981) Մերձ-արաքսյան գոտում նորագույն տեկտոնական շարժումներն ունեցել են ժառանգական բնույթ և առաջացրել են հին անտիկլինալային կառույցներ, հորստային բարձրացումներ և սինկլինալային կառույցների ճկումներ: Ուշ միոցենի վերջում (մինչև մեոտիս) տեղի են ունեցել շատ հզոր տեկտոնական շարժումներ: Այս տեղաշարժերի արդյունքում տեղի է ունեցել Սարմատյան ծովի ռեգրեսիա և մայրցամաքային փուլի զարգացումները (Габриелян и др., 1981; Мелик-Адамян, 2003): Միկրոխզվածքային կինեմատիկ վերլուծությունների հիման վրա նույնպես արձանագրվել են տեկտոնական փուլի փոփոխություններ (Avagyan et al. 2005, 2010):

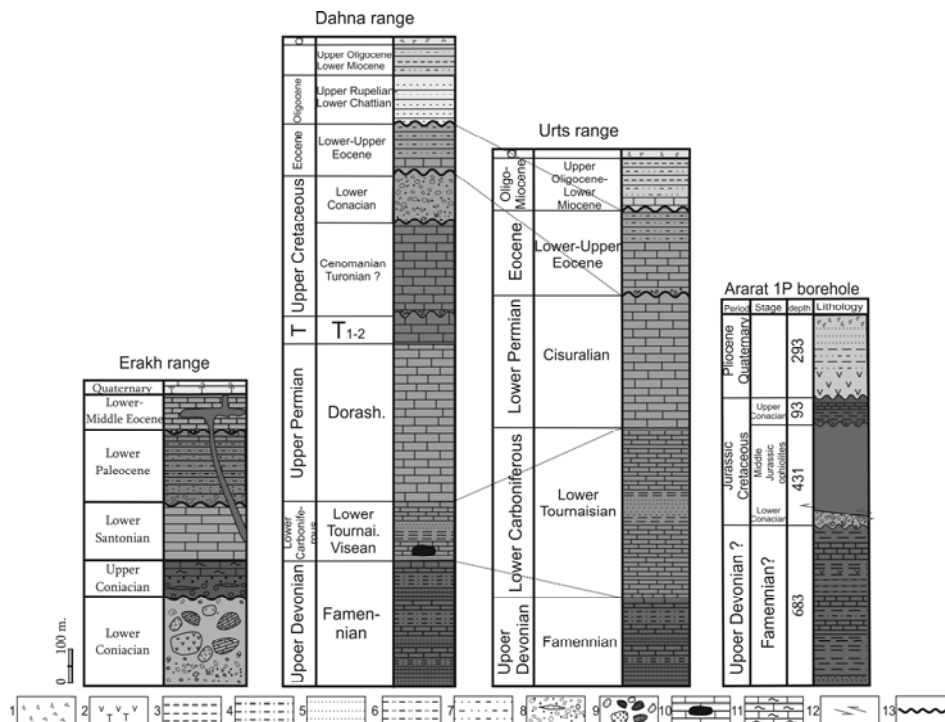
Հարավ-արևելյան Արարատյան գոգավորության հյուսիսային թևի ցածրադիր հատվածը մակերեսում ներկայացված է օլիգո-միոցենի առաջացումներով, որոնք ծածկված են երիտասարդ պլիոցեն-չորրորդական հասակի հրաբխածին, հրաբխանստվածքային, լճագետային նաև պրոլյուվիալ և կոլլուվիալ կուտակումներով և տրավերտիններով: Ավելի խորը ներկայացված է պալեոգենի, կավճի, յուրայի, միջին և վերին պալեոգոյի առաջացումներով (e.g. Саядян, 2009):

Ուսումնասիրվող տեղամասի կառուցվածքային հիմնական բաղադրիչները արևմուտք-հյուսիս-արևմուտք ձգվածության Դահնայի և Ուրծի անտիկլինորիումներն են, որոնք բաժանվում են Շաղափի սինկլինալով (նկար 1): Շերտագրական միավորները ներկայացված են նկար 2.ում:



Նկար 1. Արարատյան գոգավորության հարավ արևելյան հատվածի և հարակից լեռնային, միջլեռնային գոգավորությունների երկրաբանական և կառուցվածքային քարտեզ (փոփոխված ըստ Аванесян, 2004; Аракелян, 1949): TIGR. T.B.- Տիգրանաշենի թեքված բլուկ (tilted block), ARM. T.B. – Արմաշի թեքված բլուկ (tilted block), LF-Լանջանիստի խզվածք, UF- Ուրծաբերդի խզվածք, VF –Վանքի խզվածք, UAF-Ուրծ-Աղբյուրի խզվածք, TF-Տիգրանաշենի խզվածք:

1- ժամանակակից-վերին չորրորդական ալյուվիալ, պրոլյուվիալ, էյուվիալ նստվածքներ; 2- վերին չորրորդական տրավերտիններ, կոլյուվիալ, պրոլյուվիալ նստվածքներ; 3- ստորին չորրորդական անդեզիտադալիտներ; 4- վերին օլիգոցեն-ստորին միոցեն խաչաքար, կավեր, ալերոլիթներ, ավազաքարեր; 5- վերին օլիգոցեն-ստորին միոցեն հրաբխա-նստվածքային շերտախումբ; 6- ստորին օլիգոցեն ավազաքարեր, կավեր, ալերոլիթներ; 7- վերին էոցեն- ֆլիշային ֆորմացիա; 8- միջին էոցեն – ֆլիշային ֆորմացիա (կավեր, ավազաքարեր, ալերոլիթներ տուֆիտներ); 9- ստորին էոցեն-կրաքարեր, ավազային կրաքարեր, ալերոլիթներ, կոնգլոմերատներ; 10-Պալեոցեն-կոնգլոմերատներ, ավազաքարեր, գրանուլակներ, ալերոլիտներ, մերգելներ; 11- սանտոնի միկրիտային կրաքարեր, մերգելներ, ավազաքարեր, ալերոլիթներ; 12- վերին կոնյակ-ստորին սանտոնի կոնգլոմերատներ, ավազաքարեր, ալերոլիթներ; ստորին կոնյակի ալերոլիթներ, ավազային կրաքարեր; 13- սենոման-տուրոնի ռիֆային կրաքարեր; 14- միջին յուրա-ստորին կավճի օֆիոլիթներ; 15- ստորին տրիասի կրաքարեր, ածխային թերթաքարերով; 16- ստորին, վերին պերմի բիթումաքեր կրաքարեր; 17- ստորին կարբոնի կրաքարեր, ավազային թերթաքարեր; 18- վերին դևոնի կավային թերթաքարեր, կրաքարեր, քվարցային ավազաքարեր, քվարցիտներ; 19- վերին օլիգոցեն-ստորին պլիոցեն դալյաններ, սիլեր, շտոկեր; 20- ենթադրյալ կամ թաղված խզվածքներ; 21- վրաշարժային կամ վերնետքային խզվածքներ; 22- խոշոր սողանքներ:



Նկար 2. Երախի, Դահնայի, Ուրծի շերտագրական պլանները ըստ գրականության տվյալների (Արակեյան, 1964; Ակոպյան, 1978) և Արարատ- 1P հորատանցքի տվյալները ըստ Հարությունյան և ուր. Հաշվետվության (Արությունյան А.Р. и др. 1974, Сводный отчет по работам на нефть и газ в Арм. ССР за 1954-74): 1- ժամանակակից կոյուվիալ, ալյուվիալ, ալյուվիալ-լճային, պրոլյուվիալ նստվածքներ; 2- հրաբխային առաջացումներ, տրավերտիններ; 3- թերթաքարեր; 4- արգիլիթներ; 5- ավազաքարեր; 6- ավազային կրաքարեր; 7- կավեր; 8- կոնգլոմերատներ, ավազաքարերի լինգաներ; 9- օֆիոլիթային մելանժ; 10- կրաքարեր, բոքսիտային լինգաներ; 11-ավազային մերգելներ; 12-օրդովցիա; 13-աններդաշնակություններ:

Ըստ Ս. Բալյանի Ուրծի անտիկլինորիումի հարավ արևմտյան և ողջ առանցքային մասը գրաբենակերպ թաղված են Արարատյան գոգավորության լճագետային հզոր նստվածքների տակ: Ըստ Մ.Ավանեսյանի Ուրծի բլուկ-անտիկլինորիումը հանդիսանում է Երևան-Վեդու գրաբեն-սինկլինորիումի հարավ-արևելյան եզրը (Աванесян, 2004): Վեհունին և Միլանովսկին Խոր Վիրապի և Սարի պապի (նկար 1) վերին պալեոզոյի մեկուսացված ելքերը պայմանավորում են Արարատյան գոգավորության պալեոզոյան հիմքի հորստային բարձրացումներով (Бегуни и др. 1964; Милановский, 1968):

Նախորդիվ բերված օրինակները ցույց են տալիս, որ Արարատյան գոգավորության տեկտոնիկական բացատրվում է հիմնականում գրաբենային կամ հորստային առաջացումներով, ինչը համապատասխանում է ընդարձակամաբ պայմանավորված լարվածային ռեժիմին: Այնուամենայնիվ որոշ հեղինակների մոտ առկա են տվյալներ, որոնք հակասու-

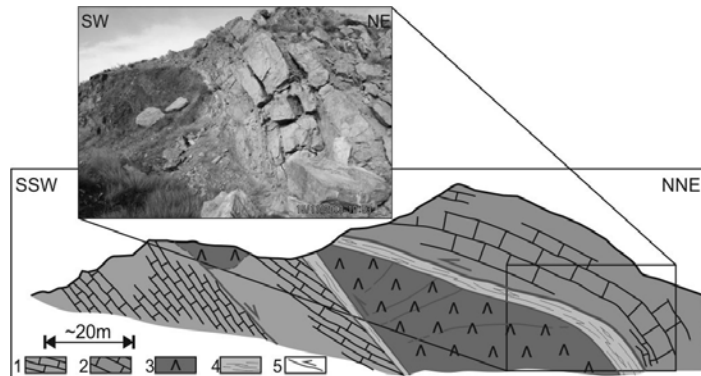
թյան մեջ են մտնում նման եզրահանգմանը: Պաֆֆենհոլցը, օրինակ բավական զգույշ է, Արարատյան գոգավորությունը կապելով երիտասարդ սինկլինալային առաջացման հետ, ընդ որում իր կողմից իրականացված հիսուն հազարանոց երկրաբանական քարտեզների կտրվածքներում՝ Ուրծի անտիկլինալի հարավում, հստակ նկարագրում է վերնետք: Այդ և Լանջանիստի անտիկլինալի հարավի վերնետքը պատկերված է նաև Ասլանյանի և ուր. 1968թ. երկրաբանական քարտեզում (Асланян и др., 1968): Վերնետքի մասին խոսում է նաև Վեհունին՝ նկարագրելով Արմաշի անտիկլինալի հյուսիսային թևի խախտումը, որտեղ Էտրենյան (վերին ֆամեն - վերին դևոն) ապարները բարձրացած են օլիգոցեն-ստորին միոցենի հասակի մոլասների վրա (Вегуни и др. 1964): Սակայն անհրաժեշտ է նշել, որ նշված կառույցներն, ըստ այդ ժամանակ գերիշխող գեոսինկլինալային մոտեցման, համարվում էին դիզյունկտիվ (ուղղաձիգ) շարժումների ածանցյալներ:

Դիտարկումներ և նոր բացահայտումներ

2013-2014թթ. ընթացքում Արարատյան գոգավորության հարավ արևելյան հարթավայրային, նախալեռնային և լեռնային հատվածների մեր կողմից կատարված հետազոտությունները ակնհայտորեն ցույց են տալիս ամբողջ այդ հատվածի օլիգո-միոցեն, նեոտեկտոնական (նեոգեն-չորրորդականի ըստ Օբրուչևի (Обручев, 1948) կառույցների համապատասխանությունը սեղմման լարվածային պայմաններին:

Ուսումնասիրված կոնտրակցիոն (contractional) տեկտոնիկան պայմանավորված է մայրցամաքային կոլիզիայով: Ըստ մի շարք հեղինակների՝ ՀՀՄ-ի և Եվրասիայի միջև կոլիզիան տեղի է ունեցել ուշ կավճում (e.g. Dewey, Pitman et al., 1973; Зоненшайн, Савостин, 1979; Джрбашян, 1994 Galoyan, 2008; Rolland et al., 2012): Մեր ուսումնասիրությունները Վեդի գետի ավազանում (աստղ 1, նկար 1) բացահայտեցին էրոզիոն աններդաշնակություններ սանտոնի կրաքարերի և պալեոցենի նստվածքների միջև, որը վկայում է ուշ կավճում և պալեոցենում հողմնահարման (բարձրացումների) մասին: Վերջինս համապատասխանում է մայրցամաքային կոլիզիայի փափուկ փուլին (լիթոսֆերայի ստորին հատվածի կոլիզիա): Կոլիզիան ավելի նշանակալի է եղել պալեոցենում (e.g. Sosson et al., 2010; Avagyan et al., 2010), ինչի մասին են վկայում Խոսրով գետի ավազանում պալեոցենի ավազաքարերի պրոգրեսիվ սին-տեկտոնիկ ծալքավորումները:

Առաջին կարևոր բացահայտումը Սարի-Պապ պալեոգոյան կտրվածքում է (նկար 1 և 3), որտեղ կարևոր վրաշարժային խզվածք է արձանագրվել: Այստեղ հայտնաբերվել է խոշոր վրաշարժ, որը մակերես է բարձրացրել հրաբխային ապարներ՝ արձանագրված առաջին անգամ:



Նկար 3. Սարի-Պապ տեղամասի կտրվածքը (b-գիծը նկար 1-ում): 1- պերմի կրաքարեր; 2-կարբոնի կրաքարեր ըստ (Аракелян, 1949); 3- հրաբխային ապարներ; 4 – կտրման գոտի (shear zone); 5- խզվածքներ:

Հայտնաբերված Սարի-Պապի հրաբխային ապարները իրենցից ներկայացնում են հիդրոթերմալ խիստ փոփոխված դիաբազեր, դոլերիտներ (օլիվինի պարունակությամբ) և նշիկային բազալտներ: Բազալտներում ապակյա մատրիքսը պարունակում է պլագիոկլազների (ալբիտ) ասեղներ, իսկ նշիկները լցված են կալցիտով և քլորիտով:

Համեմատության համար Սարի-Պապի հրաբխային ապարների (L14-25, L14-30, L14-32), Խոսրով գետի վերին ավազանում ուսումնասիրված և հասակագրված OIB (օվկիանոսային կղզիների բազալտներ) տիպի տրախիբազալտի (AR05-104) (Rolland et al., 2009), Նախիջևանում Դարաշամ-2 կտրվածքում դիտարկված միջին տրիասի օլիվինային բազալտի (10/5a) (Ханзатян, 1992) և Նախիջևանի լեյասի բազալտների (Σ) (Карякин, 1989) գլխավոր էլեմենտների տվյալները ներկայացված են աղյուսակ 1-ում: TAS դիագրամում Սարի-Պապի նմուշները բազանիտ-տրախիբազալտներ դաշտում են, իսկ K_2O-SiO_2 դիագրամում՝ համապատասխանում են տոլեիտների սերիային: Խոսրով գետի վերին ավազանի OIB տիպի տրախիբազալտներին բնորոշ է EM2 (հարուստ մանթիա 2) և HIMU (բարձր μ) ազդեցություն և ունեն մանթիական պլյումի “hot spot” (տաք կետային) ծագում (Galoyan, 2008): Նրանցում կերսուտիտների վրա $^{40}Ar/^{39}Ar$ մեթոդով որոշված է 117.3 ± 0.9 Ma հասակը, որը համապատասխանում է ստորին կավճին (Rolland et al., 2009) և հանդես են գալիս օֆիոլիթային համալիրի հետ: Ակնհայտ է հայտնաբերված Սարի-Պապի հրաբխային ապարների քիմիական կազմի նմանությունը Խոսրով գետի ստորին կավճի OIB տիպի ապարների հետ: Այստեղ կարևոր է ընդգծել, որ Սարի-Պապի հրաբխային ապարների կոնտակտները ներփակող ապարների հետ տեկտոնական են:

Աղյուսակ 1

Հրաբխային ապարների հիմնական էլեմենտների պարունակությունները (%)

էլեմ. նմ.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	CO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	n.n.n.	Σ
L14-25	45.28	15.12	3.50	12.39	3.08	5.61	3.67	2.28	0.60	0.68	5.10	0.40	1.11	1.41	100.23
L14-30	50.17	15.30	2.50	10.34	3.22	4.34	3.15	3.02	0.34	0.68	5.20	0.30	0.73	1.00	100.29
L14-32	45.41	15.21	3.00	4.14	7.28	9.17	6.42	3.34	0.46	0.68	2.90	0.60	1.45	0.15	100.21
AR05-104	44.64	15.41	3.67	11.99	-	7.85	4.85	-	0.85	0.14	4.24	0.96	-	5.04	99.64
10/5a	53.44	16.83	2.12	-	11.79	6.95	4.78	-	0.25	0.10	2.82	0.90	-	-	99.98
Σ	48.63	15.95	2.07	7.66	4.16	8.86	5.27	-	-	-	3.26	0.92	-	-	96.78

L14-25, L14-30, L14-32-Սարի-Պապի հրաբխային ապարներ, համապատասխանաբար՝ բազանիտ, տրախիբազալտ և բազալտ (անալիզները իրականացվել են ՀՀ ԳԱԱ ԵԳԻ Քիմիական լաբորատորիայում Ա.Ավետիսյանի կողմից); AR05-104- Խոսրով գետի ավազանի OIB տրախիբազալտ (Rolland et al., 2009); 10/5a- Նախիջևանում Դարաշամ-2 կտրվածքից, միջին տրիասի (K/Ar 237±4Ma) օլիվինային բազալտ (Ханзатян, 1992); Σ- Նախիջևանի լեյասի բազալտների հիմնական էլեմենտների միջին պարունակությունները ըստ 59 նմուշների (Карякин, 1989):

Սակայն, քիմիական նմանատիպ կազմ դիտարկվում է նաև Նախիջևանի միջին տրիասի (Դարաշամ-2 կտրվածքի) (Ханзатян, 1992) և ստորին յուրայի (լեյասի) (Карякин, 1989) հասակի սիլերում: Ավելին, ՀՀ տարածքում, վերին դեոնի (Аракелян, 1964), ստորին կարբոնի (Асланян, 1958) ապարներում դիտարկվում են դիաբազային ներժայթքներ, որոնք հնարավոր է ներդրված լինեն միջին տրիասում, կամ ստորին յուրայում (լեյաս), ինչպես Նախիջևանում: Հետևաբար, Սարի-Պապի հրաբխային ապարների ծագումնաբանությունը պարզաբանելու համար անհրաժեշտ են հազվագյուտ էլեմենտների, իզոտոպային կազմի ուսումնասիրություններ և հասակագրում:

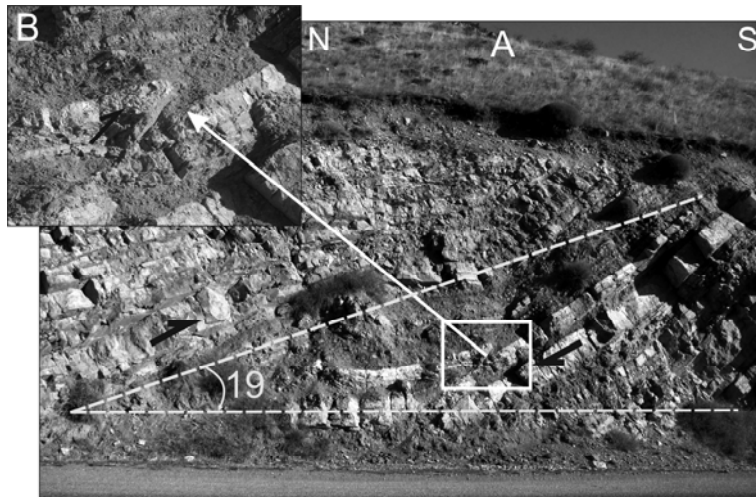
Այնուամենայնիվ, մենք հակված ենք կարծել, որ Սարի-Պապի բազալտները մաս են կազմում օֆիոլիթային համալիրի, ինչպես Խոսրով գետի վերին ավազանի վերոհիշյալ օրինակի դեպքում: Այս ենթադրությունը ավելի է ամրագրվում հաշվի առնելով այն հանգամանքը, որ Սարի-Պապ բլուրից մոտ 5 կմ դեպի արևմուտք (նկար 1), հյուսիս-արևմուտք Արարատ 1 հորատանցքում մոտ 380մ խորությունից դիտարկվել են օֆիոլիթներ մոտ 430մ հզորությամբ (նկար 2):

Պալեոգոյան կրաքարերի տարածումը տատանվում է N 140° -152° ազիմուտների, իսկ անկումները՝ 30° -70° սահմաններում: Վրաշարժով և վերնետքով պայմանավորված ծալքերն ունեն ENE-WSW առանցք (նման Ուրծի անտիկլինալի ուղղությանը): Վարնետքային և կողաշարժային խզվածքներ նույնպես արձանագրվել են:

Բազալտներից վերև վրաշարժի հարթությունը (նկար 3) ունի մոտ

N 155° տարածում և 20-60° NE անկումներ: Այս խախտման կտրման գոտին ունի ավելի քան հինգ մետր հզորություն: Արձանագրված տարածման NW շարունակության վրա տեղադրված է Խոր-Վիրապի պալեոգոյան բարձրացումը, ինչը ենթադրում է խորքային վրաշարժ: Սարի Պապի խզման գոտին իրենից ներկայացնում է տեկտոնական մելանժ (mélange)՝ ներքին երկրորդային խախտումներով, ծալքավորմամբ, բուդինաժով (boudinage), կտրման գոտիներով և տեկտոնական թերթավորությամբ (schistosity): Վերջինս ունի N 65° 32° NNE կողմնորոշվածություն:

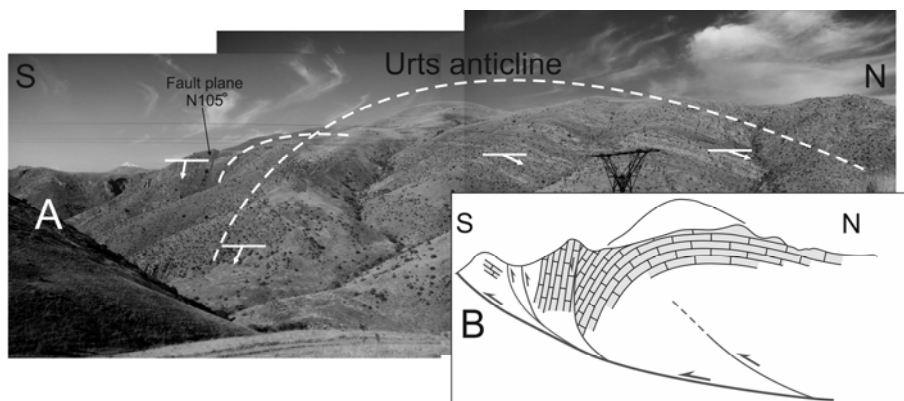
Արարատյան գոգավորությանը հյուսիս-արևմուտքից հարող նախալեռներում դիտարկվում են ոչ միայն վերնետքներ, այլև վրաշարժեր, երբ մակերեսին մերկացող խզման հարթությունն ունենում է փոքր անկման անկյուններ: Նման խախտման գեղեցիկ օրինակ դիտարկվեց Ուրծի անտիկլինալի առանցքային հատվածի արևելքում (նկար 4):



Նկար 4. Վրաշարժային խախտում (GPS. N 39° 48' 37.0"; E 44° 58' 21.4"), որի հարթությունը կտրվածքում մոտ 19° է դեպի հյուսիս անկմամբ:

Ավելի մանրամասն չափումները ցույց տվեցին, որ խախտման իրական անկումը NE ուղղությամբ է, մի փոքր ավելի թեք՝ 32°: Վրաշարժի հիմնական խախտման մակերեսին կից դիտարկվում են երկրորդային վերնետքներ (մոտ 47° անկումով): Վերոհիշյալ մերկացումից ավելի հարավ դիտարկվում է պերմի կրաքարերի սինկլինալ, N145° առանցքով: Այս սինկլինալը երկու կողմերից սահմանափակված է կողաշարժային խախտումներով: Հարավայինն ունի N 50° տարածում և 40° NW անկում: Հյուսիսից կողաշարժերը կազմում են փոխ-խաչվող կողաշարժեր (N 175° 61° E 11° N D և N 55° 82° E 8° E S): Սինկլինալից հարավ դիտարկվում է սիմետրիկ անտիկլինալ՝ հավանաբար ավելի հին ապարներում, որի առանցքը N 110° է: Ստացվող նոր տվյալները հուշում են, որ ուսումնասիրության տարածքում առկա կառուցված-

քային միավորները, մասնավորապես անտիկլինալները և սինկլինալները, պայմանավորված են հենց վերնետքներով և վրաշարժերով: Վաղուց է նկատվել, որ Ուրծի անտիկլինալի հյուսիսային թևի ապարների անկումներն ավելի մեղմաթեք են հարավայինների համեմատ (e.g. Бардамян, 1978): Անտիկլինալի հյուսիսային լանջն, ըստ էության հանդիսանում է կառուցվածքային լանջ, որտեղ նրա ընդհանուր անկումները համեմատելի են պալեոգոյան ապարների անկումներին: Վերջիններիս հատումը մակերեսի անկումների հետ առաջացրել է լանջի դարավանդավորվածություն: Անտիկլինալի արևելյան թևի լուսանկարը և կառուցվածքային մեկնաբանությունը բերված են նկար 5-ում: Վերնետքները դիտարկվում են անտիկլինալային ծալքի հարավային հատվածներում, ընդ որում, այստեղ առկա են նաև շերտերի ուղղաձիգին մոտ անկումներ՝ երկրորդային խախտումներով: Մակերեսային խախտումները հետևանք են խորքում զարգացող վրաշարժային ակտիվության, որը և առաջացրել է առաջ-զարգացող ասիմետրիկ ծալք (fault propagation fold): Այսպիսի ասիմետրիկ անտիկլինալում ծալքի առանցքային հարթության վերին հատվածը տեղաշարժված է դեպի հարավ ավելի զառիթափ լանջերը:



Նկար 5: Ուրծի անտիկլինալի լուսանկարը արևելքից (A) և սխեմատիկ մեկնաբանությունը (B):

Ընդհանրապես Ուրծի անտիկլինորիումը կազմված է մի քանի ավելի փոքր կարգի անտիկլինալներից: Հարավում առանձնանում է Տիգրանաշենի կուեստան, իսկ հյուսիսում՝ առաջին անգամ առանձնացված Վանքի անտիկլինալը, պայմանավորված համանուն վերնետքի հետ: Վանքի անտիկլինալը նույնպես ասիմետրիկ է դեպի հարավ շեղված առանցքով և նույնպես պայմանավորված է առաջ-զարգացող վերնետքային խախտման հետ: Միջուկում պերմի կրաքարերն են, հարավային զառիթափ լանջում So N 55° 45' SE շերտայնությամբ, որտեղ վրան աններդաշնակ նստած են So N 65° 50' SSE շերտայնությամբ ստորին էոցենի հասակի միկրոկոնգլոմերատները, օրգանածին դետ-

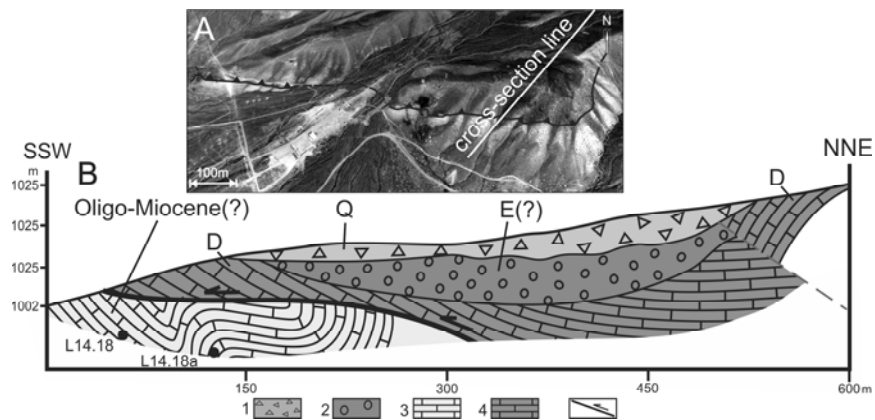
րիտային կրաքարերը: Այս երկու ֆորմացիաների միջև տեղ-տեղ տեղակայված են կարմիր ցեմենտով կրաքարային կոնգլոմերատները: Վերջիններս մերկանում են նաև Աղբյուրի խախտման մոտ (նկար 6):

Վանքի խախտման գոտում է գտնվում Սբ. Կարապետ համալիրը, որը սողանքային ակտիվության պատճառով կիսվել և տեղաշարժվել է պատճառելով զգալի վնասներ: Խզման ակտիվության հետ կապված գոյացել է պալեոլճակ, որտեղ կուտակվել է սպիտակ և մոխրագույն հերթափոխմամբ հրաբխային մոխիր հավանաբար չորրորդական հասակի: Այն ծածկված է կարբոնատային նյութով և պալեոբնահողով: Հրաբխային մոխրի շերտերը ենթարկվել են տեկտոնական թեքման (tilting), հավանաբար դրա արդյունքում ավազանի հարավային հատվածում ձևավորվել են դեպի հյուսիս անկման վարնետքներ մոտ $N025^{\circ}$ տարածմամբ և $55^{\circ}NW$ անկմամբ: Հրաբխային մոխիրը (լանջն ի վար հատվածում ունի միջինը $12^{\circ} NNW$ անկում) նստած է միջին էոցենի ավազային կրաքարերի վրա ($N 130^{\circ} 20^{\circ} NE$): Նրանց միջև 8° անկունային աններդաշնակությունը ցույց է տալիս անտիկլինալի զարգացումը հետ միջին էոցեն-չորրորդական շրջանում:

Խոշոր խորքային վրաշարժը կամ վերնետքները մակերեսին մոտենալով ունենում են տարբեր անկումներ: Ժայռային կոնսոլիդացած ապարներում, անտիկլինալի առանցքին ավելի մոտ անկումն ընհանուր առմամբ, ավելի է մեծանում, իսկ Արարատյան դաշտի Ուրծի անտիկլինորիումի հարավային՝ հարթավայրային հատվածում դիտարկվում են նաև անկումների նվազեցում, որտեղ առաջանում են խախտման թեքման ծալքեր (fault bend fold):

Ուրծի անտիկլինալի ճակատային վրաշարժերից մեկը, հորիզոնականին մոտ խախտման հարթությամբ, դեռևս ապարները տեղաշարժել է օօլիթային կրաքարերի վրա (նկար 6): Այս խախտումը նկարագրվում է առաջին անգամ և անվանվում է Աղբյուրի վրաշարժ: Օօլիթային կրաքարերը հավանաբար օլիգոցենի հասակի են: Օօլիթները ունեն կլոր, օվալաձև ձգված ձևեր, իսկ ցեմենտացնող նյութը հանդիսանում է միկրոհատիկային կալցիտը, հազվադեպ հանդիպում են նաև քվարց, պլագիոկլազ: Օօլիթները առաջացել են կարբոնատով հարուստ ծանծաղ ջրային միջավայրում, տաք կլիմայական պայմաններում:

Այստեղ կարևոր է նշել, որ ըստ Ասլանյանի (Асланян, 1958) պերմի նստվածքները Ուրծի անտիկլինալի հարավում վրաշարժվում են էոցենի կրաքարերի վրա: Ըստ Ասլանյանի (Асланян, 1958) օլիգոցենի նստվածքները պերմի վրաշարժված հաստվածքի տակ բացակայում են, ինչից Ասլանյանը ենթադրում է, որ մասսայի վրաշարժը հյուսիսից հարավ, տեղի է ունեցել օլիգոցենից առաջ: Հայտնաբերված Աղբյուրի վրաշարժը ցույց է տալիս հետ օլիգոցենյան ակտիվություն:



Նկար 6. Ուրծ անտիկլինալի հարավային հատվածը (Աղբյուրի վրաշարժը): Կտրվածքի b գիծը նշված է նկար 1-ում: 1- ժամանակակից կոյուվիալ նստվածքներ; 2- կոնգլոմերատներ; 3- օոլիթային կրաքարեր (օլիգոցեն?); 4- դևոնի կրաքարեր; 5- վրաշարժ: A- տեղամասի նկարը, B-կտրվածքը:

Ճակատային վերնետքներից մեկը, որը կանվանենք Տիգրանաշենի վերնետք, լավ դիտարկվում է համանուն կուեստայի հարավային, հարավ-արևելյան լանջերին, որտեղ դևոն-ստորին կարբոնի (Խարազյան Է., Հայաստանի Ազգային Ատլաս, 1:750000, 2007; Бегуни и др. 1964) կամ ստորին կարբոնի (Аванесян, 2004) կրաքարերը բարձրացած են վերին օլիգոցեն-ստորին միոցենի տերրիգեն-մոլասային խայտաբղետ կավերի, ալևրոլիթների (Бегуни и др. 1964; ՀՀ երկրաբանական քարտեզ, 1:500000, Խարազյան 2005, Հայաստանի Ազգային Ատլաս, 1:750000, 2007) վրա: Երկրի մակերևույթին խզվածքը դեպի արևելք տարածվում է հյուսիս-արևելյան ուղղությամբ, ունի N 33° տարածում և 74° NW անկում: Մոլասների մեջ դիտարկվում են բազմաթիվ ծալքեր, այդ թվում ապիմետրիկ և շրջված, որոնց առանցքների ընդհանուր տարածումը E-W, ENE-WSW է: Ծալքերի առանցքները դեպի վեր տեղաշարժված են հարավ՝ լրացուցիչ ցույց տալով հարավային ուղղությամբ ընթացող մասսաների վրաշարժը: Տիգրանաշենի խզվածքի ուղղությամբ դեպի արևմուտք, Արարատ քաղաքից արևելք (աստղ 2, նկար 1) հայտնաբերվել է երիտասարդ վրաշարժի և վերնետքի գոտի, որտեղ տրավերտինները և նրանց բրեկչիաները բարձրացած են լճային նստվածքների վրա: Վերջիններս ըստ Պաֆֆենհոլցի (Паффенгольц, 1948) վյուրմի հասակի են:

Ուրծի ապիմետրիկ ծալքի կրկնությունը կարծես լինի Դահնայի անտիկլինորիումի (բաղկացած է հյուսիս-արևմուտքից դեպի հարավ-արևելք էջելոնային ձգվող Մարմարասարի, Լանջանիստի և Չալսարի (Սովետաշենի) անտիկլինալներից) կենտրոնական՝ Լանջանիստի (Կադրլուի) անտիկլինալի, հատկապես արևմտյան հատվածը: Ըստ Վարդանյանի (Варданян, 1968), անտիկլինալի հյուսիսային թևում

աններդաշնակություն չի դիտարկվում, շերտերի դանդաղ անկումները մոտենում են հորիզոնականին պալեոգենում: Հարավ-արևմտյան թևում պալեոգենի կրաքարերը նստած են պալեոգոյի տարբեր հորիզոնների վրա աններդաշնակ: Այստեղ ակնհայտորեն նույնպես առկա է ասիմետրիկ ծալք:

Վրաշարժը, որը կանվանենք Լանջանիստի (հայտնի է Կադրլու անունով), անորոշ կինեմատիկայով առկա է բազմաթիվ հեղինակների մոտ (e.g. Խարազյան, 2005): Շոպլոն (Шопло, 1970) և Վարդանյանը (Варданян, 1978) Լանջանիստի խախտումը համարում են հորստի մեկ վարնետքային թևը, ինչը ենթադրում է հյուսիս-հարավ ընդարձակում: Ըստ վերջինների, Լանջանիստի անտիկլինալը իրենից ներկայացնում է հարավ-արևմուտք շրջված բրախիանտիկլինալ, որի միջուկում ֆամենի (վերին դևոն) ավազակավային գոյացումների դեֆորմացիաները անկասկած վկայում են, որ ամբողջ կառույցը հետևանք է պլաստիկ նյութի անտիկլինալի միջուկ ներդրման, որը տեղի է ունեցել էոգենի նստվածքագոյացումից հետո (Шопло, 1970):

Պաֆֆենհոլցը (Երկրաբանական քարտեզ, 1:50 000), Ասլանյանը և ուր. (Асланян и др., M1:600 000, 1968) Լանջանիստի խզվածքը կտրվածքում ներկայացրել են որպես վերնետք, ընդ որում, ըստ Պաֆֆենհոլցի մինչ օլիգոգեն ակտիվության (Паффенгольц, 1948): Ըստ Մ.Ավանեսյանի (Аванесян, 2004; 2007) կուլիսային դեպի հյուսիս-արևմուտք տարածվում է Շուգաիբ-Ուրձաբերդի (նկար 1, ՄԲ-Ուրձաբերդի խզվածք) ակտիվ խզվածքը, որտեղ Վեդի գետի աջ ափին, պալեոգենի ապարները խզվածքային կոնտակտով բարձրացած են միջին էոգենի ապարների նկատմամբ: Դրանից ելնելով Ավանեսյանը (Аванесян, 2004) Լանջանիստի խախտումը համարում է հետ օլիգոգենի առաջացման, որի զարգացումը շարունակվում է նաև հոլոգենում:

Մեր կողմից վերցված նմուշներով (որոշումը Կ. Մյուլլերի) ճշգրտվել են հասակները. խզվածքային կոնտակտի մեջ են ուշ վերին էոգենի տուֆիտները և վերին պալեոգենի սկզբի մերգելները: Խախտումը հիմնականում ուղղաձիգ տեղաշարժմամբ է՝ շատ փոքր կողաշարժային բաղադրիչով:

Մեր դիտարկումներով պերմի ասիմետրիկ ծալքավորված կրաքարերը Լանջանիստի անտիկլինալի հարավային թևում վրաշարժված են էոգենի կանաչավուն տուֆիտների վրա, որոնք ունեն N130° տարածում և 49° անկում են դեպի հյուսիս-արևելք (NE): Ըստ Պաֆֆենհոլցի այն միջին էոգենի հասակի է (Паффенгольц, 1946), ըստ Խարազյանի (2005թ.)՝ միջին էոգենի է, ներկայացված է հրաբխանստվածքային ավազաքարերով, ալերոլիթներով, կրաքարերով, տուֆաավազաքարերով և այլն: Ըստ Ավանեսյանի (Аванесян, 2004), այստեղ տարածվում են ստորին էոգենի ապարները: Խախտման կոնտակտի մոտ վերցված կրային ավազաքարերի (AL13-307, AL13-309) նմուշների միկրոհնէաբանական հասակագրումն ըստ նանոքրածոների (որոշումը Կ. Մյուլլերի) ցույց տվեց միջին էոգեն (NP16) հասակ:

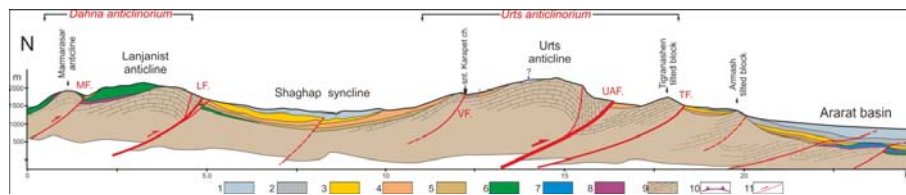
Ավելի վերին հորիզոնից, լանջն ի վար վերցված միկրոհատիկային ավազաքարերում (AL13-307a և AL13-308) ըստ նանոբրածոների որոշվել է միջին էոցենի վերջ (NP17) հասակ:

Վրաշարժված բլոկների ճակատային, հարավային հատվածները դրական ռելիեֆագոյացման պայմաններում ենթարկվել են խիստ հողմնահարման, ինչը զուգորդվել է նաև ծանրահակ լանջային գործընթացներով (գոյացել են խոշոր սողանքային մարմիններ, մերձ հողմնահարվածության մակարդակով) և երկրորդային վարնետքներով:

Լանջանիստի խախտումից հարավ մասամբ չորրորդական պրոլյուվիալ, կոյուվիալ նստվածքների, ինչպես նաև տրավերտինների տակ տարածվում և այնուհետև մերկանում են ստորին օլիգոցենի ապարները: Ըստ Ֆ. Հայրապետյանի (Айрапетян, 2009) այն ստորին օլիգոցեն հասակի է: Մեր կողմից վերցված նմուշների նանոպլանկտոններով ուսումնասիրությունները (որոշումը Կ. Մյուլլերի) փաստում են, որ այստեղ առկա են ստորին օլիգոցենի վերջ - վերին օլիգոցենի սկզբի ավազաքարեր: Դեպի Լանջանիստի վրաշարժը նրանց շերտայնությունը ծալքավորված է և ակնհայտորեն իրենից ներկայացնում է քարշման ծալք, այսինքն կապված է հետ-վերին օլիգոցենի ակտիվություն ունեցող վրաշարժի հետ: Վերջինս համահունչ է Ավանեյանի (Аванесян, 2004) հետևությունների հետ, միայն մի վերապահմամբ, որ խախտումն ունի ավելի երկար մինչ-օլիգոցենի պատմություն նույնպես:

Չորրորդական նստվածքները մասամբ մեղմաթեք համահարթեցրել են ռելիեֆը, ձևավորելով պեդիպլեն: Նմանանատիպ են նաև Ուրծի անտիկլինալի հարավային թևի առանձին հատվածները: Դեպի Շաղափ գետի հունը առկա են կավային նստվածքներ, որոնց մեջ հայտնաբերվեց 60 սմ հզորությամբ խարամային շերտ և 1սմ հզորությամբ բաց մոխրագույն տեֆրա: Կավերը Արարատյան գոգավորության անալոգով օլիգո-միոցեն հասակի են, որտեղ դիտարկվում են թեք առանձնացումներ (So 110° 50°NE) շատ նման շերտայնության: Հրաբխային մոխրի նստեցման ջերմային ազդեցությամբ կավավազի վերին սահմանում առաջացել է 2-3սմ հզորությամբ կեղև: Կավերի վրա նստած են անդեզիտներ և տրավերտիններ: Կտրվածքի ստորոտում վերցված նմուշները, ըստ նանոպլանկտոն մնացորդների, ունեն վերին օլիգոցեն հասակ (որոշումը Կ. Մյուլլերի):

Դաշտային և լաբորատոր աշխատանքների խաչաձև վերլուծության արդյունքում կազմվել է Դահնա-Ուրծ անտիկլինորիումի ընդհանրական երկրաբանական կառուցվածքային կտրվածքը (նկար 7): Այն սկզբունքորեն տարբերվում է մինչ այժմ կազմված կտրվածքներից և մղում է կողաշարժերով բարդացված թեփուկավոր վերնետքների և վրաշարժերի մոդելի առաջադրմանը:



Նկար 7. Դահնա և Ուրծ անտիկլինորիումներով կտրվածք (a գիծը նկար 1-ում): 1- պլիոցեն-չորրորդական հրաբխային և նստվածքային ապարներ; 2- ուշ օլիգոցեն- վաղ միոցեն մոլասային ֆորմացիաներ; 3- վաղ օլիգոցենի նստվածքային, հրաբխանստվածքային ֆորմացիաներ; 4- էոցենի նստվածքային, հրաբխանստվածքային, հրաբխային ֆորմացիաներ; 5- պալեոցենի ֆլիշային ֆորմացիա; 6- սենոմանի ռիֆային կրաքարեր և Արարատի գոգավորության կոնյակ-սանտոնի օլիստոստրոմա; 7- միջին յուրա-ստորին կավձի օֆիոլիթներ; 8- ստորին տրիասի կարբոնատային ֆորմացիա; 9- պրոտերոզոյան հիմք և վերին դևոն-պերմի պլատֆորմային ֆորմացիաներ; 10- օքրոկցիա; 11- խզվածքներ: MF-Մարմարասարի խզվածք, LF- Լանջանիստի խզվածք, VF –Վանքի խզվածք, UAF-Ուրծ-Աղբյուրի խզվածք, TF-Տիգրանաշենի խզվածք:

Ստացված արդյունքները համահունչ են նորագույն փուլում իրականացված աշխատանքներին (Sosson et al., 2010; Avagyan et al., 2005, 2010 և այլ), մասնավորապես Կարախանյանի կողմից կատարված Երևան-Օրդուբադ խորքային խախտման վերաբերող վերլուծությունների հետ (Karakhanyan et al., 2013):

Եզրակացություն

Արարատյան դաշտի հարավ-արևելյան հատվածի և հյուսիսից գոտևորող նախալեռնային, միջլեռնային գոգավորությունների ուսումնասիրությունները թույլ են տալիս առաջարկել ժամանակակից տեկտոնական, երկրադինամիկ կոնցեպցիաներին համապատասխանող մոդելներ: Ապացուցվում է, որ Արարատյան գոգավորության ուսումնասիրության տարածքը չի վերահսկվում վարնետքներով, հորստերով և գրաբեններով: Ակնհայտ է դառնում ուսումնասիրության տարածքում վերնետքային և վրաշարժային լարվածային ռեժիմի և համապատասխան կառույցների առկայությունը, հակառակ նրան, որ կողաշարժային լարվածային ռեժիմն ավելի նշանակալի դեր ունի ամբողջ Փոքր Կովկասի ակտիվ տեկտոնիկայում (e.g. Karakhanian et al., 2004; Avagyan et al., 2010): Հիմնական վրաշարժային և վերնետքային խզվածքներն անկում են դեպի հյուսիս, ինչը համապատասխանում է Ֆիլիպ և ուր. և Սոսսոն և ուր. (Philip et al., 1989; Sosson et al., 2010) ենթադրություններին: Պալեոզոյան մերկացումը Սարի-Պապ և Խոր Վիրապ հատվածներում պայմանավորված չէ հորստային ստրուկտուրայով, դրանք վերահսկվում են տեղային կոնտրակցիոն տեկտոնիկայով, պայմանավորված վրաշարժերով:

Հետազոտությունները ցույց տվեցին, որ Արարատյան գոգավորության հարավ-արևելյան հատվածի հյուսիսային մասի նեոտեկտո-

նական պատկերն ամբողջապես համապատասխանում է հյուսիս-հարավ ընդհանուր սեղմման պայմաններում (ամբողջ համալիրն ունի N-S, և NNE սեղմման առանցք, սակայն ավելի խոշոր մասշտաբում առկա են տեղային տատանումներ, մասնավորապես դեպի ծայր հարավ արևելքում դիտարկվում է առանցքի NNW ուղղվածություն) վերնետաքային և վրաշարժային տեկտոնական լարվածային ռեժիմին, երբ առկա է նաև կողաշարժային բաղադրիչ:

Դիտարկված վերնետաքային և վրաշարժային կառույցների ակտիվությամբ պայմանավորված ձևավորվել են ասիմետրիկ, թեք և պառկած ծալքեր, կուեստաներ, կառուցվածքային և հստակ տարբերվող հողմնահարման տարբեր աստիճանների լանջեր: Հաճախ մերձլայնական վրաշարժերն ու վերնետեքներն ընդմիջվում են մերձ միջօրեական և հյուսիսային ռումբերով տարածման կողաշարժերով: Դիտարկվել են նաև երկրորդային, զանազան տարածվածության վարնետեքներ, որոնք լրացուցիչ բարդացրել են կառուցվածքային պատկերը: Այս ամենին վերադրվում են տարբեր չափերի ծանրահակ լանջային գործընթացները, որտեղ դիտարկվում են խոշոր չափերի, հավանաբար, սեյսմածին սողանքային մարմիններ: Վերջիններս, ինչպես նաև ինտենսիվ հողմնահարումը, հիմնականում տարածված են վրաշարժված բլոկների ճակատային հատվածներում:

Դիտարկվող խախտումների ակտիվությունը ժառանգված է Ալպիական լեռնակազմական ժամանակաշրջանի երկրորդ՝ ավարտական կամ օրոգենից (օլիգոգեն-չորրորդական), ինչը համապատասխանում է ծալքաբլոկային լեռնային համակարգերի և միջլեռնային իջվածքների առաջացման և զարգացման հետ (Габриелян и др., 1981), երբ արդեն սկզբնավորված էին Արաբա-Հարավ Հայկական Միկրոցամաք-Եվրասիական ցամաքային բախումները: Երկրադինամիկական թևակոխում էր կոլիզիայի ավելի զարգացած (էվոլյուտիվ) շրջանը: Այս փուլում են տեղի ունենում հզոր ծալքառաջացման և լեռնակազմական շարժումներ, առաջացնելով ռեգիոնալ արտահայտված նստվածքակուտակման ընդմիջումներ: Այս փուլի սկզբում են ձևավորվում Արաբատյան դաշտի ծովային և ցամաքային մոլասային նստվածքները, ինչն արձանագրում է դեպրեսիայի ձևավորման ավարտական մասի սկզբնավորումը (Габриелян и др., 1981): Այդ նույն ժամանակ ձևավորվել են նաև Ռիոնի, Կուրի դեպրեսիաները Փոքր Կովկասի հյուսիսում, երբ տեղի է ունենում ծովայինից ցամաքային ռեժիմի անցում, և կուտակվում են մոլասային նստվածքները միոգեն-պլիոգենում (Khain, Milanovsky 1963; Philip et al., 1989): Ինչպես ցույց է տրվել Ավազյան և ուրիշների կողմից (Avagyan et al., 2010), մոտավորապես միջին միոգենում տեղի են ունենում կարևոր գործընթացներ, երբ ուսումնասիրվող տարածաշրջանում տեղի են ունենում տեկտոնական լարվածային առանցքների ուղղվածության փոփոխություններ, երբ գերիշխող վրաշարժային փոխարինվում է կողաշարժայինի հետ համակցված տեկտոնական ռեժիմով, երբ Փոքր Կովկաս-Պոնտիկ շղթան

ենթարկվում է դեպի հյուսիս օրոգեն ճկման և սկսվում են ձևավորվել տարածաշրջանային հիմնական ակտիվ խզվածքները: Ուշ միոցենի վերջին, տեկտոնական տեղաշարժերի (Սարգսյան, 1989; Милановский, 1968; Габриелян и др., 1981) արդյունքում, տեղի է ունենում Սարմատյան ծովի ռեգրեսիա և Հարավային Կովկասն ամբողջությամբ ենթարկվում է ընդհանուր բարձրացման և մեոտիսից սկսած մտնում է զարգացման մայրցամաքային փուլ (Габриелян и др., 1981): Այս ժամանակահատվածին է վերաբերվում Արարատյան գոգավորության վերջնական ձևավորումը, երբ միոցենի և ստորին պլիոցենի նստվածքային և հրաբխածին նստվածքների ծալքավորումից և պենեպլինիզացիայից հետո ձևավորվում է նրա ժամանակակից բարդ ռելիեֆը (Асланян, 1958), որտեղ ժառանգված տեկտոնական գործընթացները շարունակվում են նորագույն ժամանակահատվածում: Մեր ուսումնասիրությունները ցույց են տալիս, որ ուսումնասիրության տարածքում վրաշարժային և վերնետքային տեկտոնիկական շարունակվել է նաև օլիգոցենի ավազաքարերի, օլիգոցեն-միոցեն մոլասների, չորրորդական տրավերտինների և նույնիսկ վյուրմի լճային նստվածքների ձևավորումից հետո (Avagyan et al., պատրաստվում է հրատարակման):

Հեղինակները շնորհակալություն են հայտնում Խ.Մելիքսեթյանին գրախոսության համար:

Դաշտային աշխատանքներն իրականացվել են ՀՀ ԿԳՆ ԳՊԿ-ի կողմից տրամադրվող ֆինանսական աջակցության շնորհիվ՝ № SCS 13-1E214 գիտական թեմայի շրջանակներում:

Գրականություն

- Հայկական ՄՄՀ գեոմորֆոլոգիան:** Հայկական ՄՄՀ ԳԱ հրատարակչություն, Երևան, 1986, 238 էջ:
- Խարազյան Է.Խ., Մելքոնյան Ռ.Լ., Ջրբաշյան Ռ.Տ., Սարգսյան Հ.Հ.** Երկրաբանական քարտեզ Հայաստանի Ազգային Ատլաս: Մ 1:750000, «Գեոդեզիայի և քարտեզագրության կենտրոն», 2007, էջ. 26:
- Խարազյան Է.Խ.** Մ 1:500 000, Հայաստանի Երկրաբանական քարտեզ, 2005:
- Սարգսյան Հ.Հ.** Հայկական ՄՄՀ ռեգիոնալ երկրատեկտոնիկա: Երևանի համալսարանի հրատարակչություն, Երևան, 1989, 276 էջ:
- Аванесян М.А.** Геолого-структурные особенности Ереван-Вединского грабен-синклинория. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геологических наук, 2004, 161 с.
- Аванесян М.А.** Некоторые особенности геологического строения междуречья Котуц и Веди (Ереван-Вединский грабен-синклинорий). Ученые записи Ереванского Государственного Университета, Естественные науки, Геология, 1, 2007, ст.111-116.
- Айрапетян Ф.А.** Зональное подразделение палеогеновых отложений бассейна реки Веди по мелким фораминиферам (Араксинская тектоническая зона). Известия НАН РА, Науки о Земле, 62, N2, 2009, с. 6-15.
- Акопян В.Т.** Биостратиграфия верхнемеловых отложений Армянской ССР. Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1978, 287 с.
- Аракелян Р.А.** Палеозой-Мезозой. В кн.: "Геология Армянской ССР". Стратиграфия. Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1964, с. 21-163.
- Аракелян Р.А.** Схематическая геологическая карта юго-западной Армении и приле-

- гающих частей Нахичеванской АССР М 1:100 000, 1949.
- Аслабян А.Т.** К истории происхождения Араратской котловины. Доклады Академии наук Армянской ССР, XI, 1949, с. 29-34.
- Аслабян А.Т.** Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат. 1958, 430 с.
- Аслабян А.Т. и др.** Геологическая карта Армянской ССР. М 1:600000, 1968.
- Варданян А.В.** Условия и механизм формирования Кадрлинской и Советашенской антиклиналей. Диссертация на соискания ученой степени кандидата геолого-минералогических наук, АН Арм ССР, Институт геологических наук, Ереван, 1968, 154 с.
- Варданян А.В.** Разломно-блоковая тектоника Урц-Вайоцдзора. Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 6, 1978, с. 35-44.
- Вегуни А. Т., Птухян А. Е., Мелконян Р. М., Хачатрян Р. К.** Геологическое строение междуречий Веди и Арпа. Сводный отчет (Часть I), Ереван, 1964, 370 с.
- Габриелян А.А.** К тектонике Араратской котловины. Доклады Академии наук Армянской ССР, IX, 1948, с. 117-121.
- Габриелян А.А., Саркисян О.А., Симонян Г.П.** Сейсмоструктура Армянской ССР, изд. Ереванского Университета, Ереван, 1981, 283 с.
- Джрбашян Р.Т.** Палеогеновые вулканические структуры зон сопряжения блоков континентальной коры в коллизионном этапе (Малый Кавказ). Известия НАН РА, Науки о Земле, 47 (3), 1994, с. 13-19.
- Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А.** Введение в геодинамику. М. “Недра”, 1979. 312 с.
- Карякин Ю.В.** Геодинамические обстановки формирования вулканогенных комплексов Малого Кавказа в альпийское время. М: Наука, 1989, 150 с.
- Мелик-Адамян Г.У.** Стратиграфия и Палеогеография Плиоцена и Нижнего Неоплейстоцена Центральной и Северо-Западной Армении на основании фауны наземных позвоночных. Диссертации на соискание ученой степени кандидата геологических наук. 2003, 31 с.
- Милановский Е.Е.** Новейшая тектоника Кавказа. Изд. “Недра”, Москва, 1968, 484 с.
- Обручев В.А.** Основные черты кинетики и пластики тектоники. Изв. АН СССР, сер. геологич. № 5, 1948, с. 13-24.
- Освальд Ф.** К истории тектонического развития Армянского нагорья. Зап. Кавк. Отд. Импер. Русск. Геогр. Общ., XXXIX, вып 2, 1916.
- Паффенгольц К.Н.** Сейсмоструктура Армении и прилегающих частей Малого Кавказа. Изд. акад. Наук Армянской ССР, Ереван, 1946, 109 с.
- Паффенгольц К.Н.** Геология Армении. Гос. изд. Геол. литер. Министерства Геологии СССР, Москва, 1948, 895 с.
- Саядян Ю.В.** Новейшая геологическая история Армении. Ереван Издательство “Гитутюн” НАН РА, 2009, 357 с.
- Ханзатян Г.А.** О литологических особенностях отложений пермо-триаса разреза Дарашам-2 (Нах.АР) и возраст силлов и штоков базальтоидов. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1992, т.XLV, N3, с. 23-34.
- Шопло В.Н.** Сложная складчатость в осадочных толщах. В кн. Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. Ред. В.В.Белоусов, И.В.Кирилова. Изд. Недра, Москва, 1970, с. 102-129.
- Avagyan A., Sosson M., Philip H., Karakhanian A., Rolland Y., Melkonyan R., Rebai S., Davtyan V.** Neogene to Quaternary stress field evolution in Lesser Caucasus and adjacent regions using fault kinematics analysis and volcanic cluster data. *Geodinamica Acta*, vol. 18/6, 2005, p. 401-416.
- Avagyan A., Sosson M., Karakhanian A., Philip H., Rolland Y., Melkonyan R., Davtyan V.** Recent stress-field evolution in the Lesser Caucasus and adjacent regions, In: *Geol. Soc. of London, Special Volume. Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform*, M. Sosson, N. Kaymakci, R. Stephenson, F. Bergerat, and V. Starostenko, eds., v. 340, 2010, p. 393-408.
- Dewey I., Pitman W., Ryan W., Bonin I.** Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 10, 1973, p. 3137-3180.
- Galoyan G.** 2008. Petrologic, Geochemical and Geochronological studies of the Ophiolites of the Lesser Caucasus (Armenia). PhD thesis, University of Nice-Sophia Antipolis, 287 p.
- Khain V.E., Milanovsky E.E.** Structure tectonique du Caucase d'après les données modernes. In: *Volume in Honor of Prof. Paul Fallot, Mem. Soc. Geol. Fr., T. II: 1963*, p. 663-703.
- Karakhanian A., Trifonov V., Philip H., Avagyan A., Hessami K., Jamali F., Bayraktutan S.,**

- Bagdassarian H., Arakelian S. & Davtian V.** Active Faulting and Natural Hazards in Armenia, Eastern Turkey and North-western Iran. *Tectonophysics*, 380, 2004, p. 189–219.
- Karakhanyan A., Avanesyan M., Baghdasaryan H., Meliksetyan Kh.** Structural Model of the Ararat Valley. IRG Report, 2013, 50 p.
- Philip H., Cisternas A., Gviskiani A., Gorshkov A.** The Caucasus: An actual example of the initial stages of continental collision. *Tectonophysics* 161, 1989, p. 1-21.
- Rolland R., 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* 112, Issues 3-4, 2009, p. 163-187.
- Rolland Y., Perincek D., Kaymakci N., Sosson M., Barrier E., Avagyan A.** Evidence for ~80–75 Ma subduction jump during Anatolide–Tauride–Armenian block accretion and ~48 Ma Arabia–Eurasia collision in Lesser Caucasus–East Anatolia. *Journal of Geodynamics*, v.56-57, 2012, p. 76-85.
- Sosson M., Rolland Y., Muller C., Danelian T., Melkonyan R., Adamia S., Kangarli T., Avagyan A., Galoyan G., Mosar J.** Subductions, obduction and collision in the Lesser Caucasus (Armenia, Azerbaijan, Georgia), new insights. In "Geol. Soc. of London, Special Volume. "Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform", M. Sosson, N. Kaymakci, R. Stephenson, F. Bergerat, and V. Starostenko, eds., v.340, 2010, p. 329-352.

Գրախոսող՝ իւ Մելիքսեթյան

ТЕКТОНИКА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АРАРАТСКОЙ ДЕПРЕССИИ

**А.В. Авакян, Л.Г. Саакян, М. Соссон, С.С. Варданян,
М.П. Мартиросян**

Резюме

Исследования юго-восточной части Араратской депрессии, соседних горных хребтов и межгорных впадин Республики Армения позволяют заново оценить предыдущие результаты и выявить тектонические процессы в соответствии с новыми геодинамическими концепциями. Надви́ги и взбросы исследуемого района с начала континентальной коллизии были доминирующими в течение долгого периода. Наблюдаемые вторичные сдвиги, сбросы, наложенные склоновые гравитационные процессы и эрозия усложнили общую картину структуры.

Взбросовая и надвиговая тектоника способствовала развитию асимметричных, косых складчатых структур, куэст со структурными склонами в баклимбе (backlimb) и интенсивным форландовым выветриванием в форлимбе (forelimb). Последствием этих процессов явилось обнажение палеозойского субстрата, ранее не описанных вулканических пород (вероятно базальты океанических островов – OIB) в Араратской депрессии.

TECTONIC OF THE SOUTH-EAST ARARAT DEPRESSION

**A.V. Avagyan, L.G. Sahakyan, M. Sosson, S.S. Vardanyan,
M.P.Martirosyan**

Abstract

The studies of the south-eastern part of the Ararat basin and neighboring mountain and intermountain depressions of the Republic of Armenia, allow reevaluating previous researches and revealing tectonic processes according to recent geodynamic concepts. The thrust and reverse stress regime of the study area was dominant during long period from collision initiation, influencing farther tectonics. The secondary strike-slip and normal faults, superimposed gravitational slopes processes and erosion complicate moreover the overall structure pattern.

The thrust and reverse tectonics form and develop asymmetric, oblique fold structures, cuervas with structural slopes in backlimb and intensive foreland weathering in fore-limb. Its activity results Paleozoic substratum, never recorded before volcanic rocks (probably of OIB type) outcrop in Ararat depression.

МЕДНО-ПОРФИРОВАЯ И ЗОЛОТОРУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИИ АНКАВАНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ И ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ИХ РАЗМЕЩЕНИЯ

© 2015 г. Р.С. Мовсисян, А.И. Мовсисян, В.М. Манукян

*Ереванский государственный университет
0025, Ереван, Алек Манукяна 1, Республика Армения*

E-mail: rubmov@ysu.am

Поступила в редакцию 08.12.2014г.

В статье рассмотрена структурная позиция рудного поля, указаны принципы определения его границ, описана зональность в распределении медно-порфировой и золоторудной минерализаций и дана прогнозная оценка последней. Выделено несколько зон, перспективных на обнаружение промышленного золоторудного оруденения.

Медно-порфировые месторождения для Республики Армения являются типичным геолого-промышленным типом, в котором сосредоточены более чем 90% запасов меди и все запасы молибдена страны, которые составляют 5% мировых подтвержденных запасов. Высоки перспективы обнаружения новых аналогичных месторождений, в связи с чем выявление разнообразия структурных позиций, в которых расположены медно-порфировые рудно-магматические системы (РМС), особенностей их геофизических характеристик, проявленной зональности и др. черт строения, имеет большое значение для повышения эффективности поисково-оценочных работ. К группе медно-порфировых месторождений, согласно Р. Силлитоу (Sillitoe, 2010), мы относим объекты как медно-порфирового, так и молибден-медно-порфирового профиля.

Порфировые рудно-магматические системы, с которыми связаны медно-порфировые месторождения, являются одними из наиболее изученных. Однако многообразие тектонических и структурных позиций, химизма магм, глубин становления рудоносных интрузивов, зонального расположения оруденения и др. вызывают необходимость дальнейшего изучения месторождений этой группы.

Анкаванское месторождение расположено в СЗ оконечности Цахкунк-Зангезурского верхнеэоцен-нижнемиоценового (P_2^3 – N_1^1) постколлизийного медно-порфирового пояса (Мелконян и др., 2014). В поясе развиты объекты монзонит-гранодиоритовой модели образования. Несмотря на существенный молибденовый профиль Анкаванского месторождения, оно является представителем медно-порфирового семейства.

Изучению месторождения и прилегающей территории посвящены работы многих исследователей. Съёмочные работы проводил В.М. Амарян, разведку А.В. Аветисян, С.Н. Данелян, П.М. Саркисян, А.Г. Читахян, Г.Д. Гольденберг, А.Г. Тонакян, А.И. Карагезов, геофизические исследования В.О. Яникян, Э.А. Арутюнян, Г.Г. Гургенян, структуру

месторождения изучал П.Д. Яковлев, вещественный состав руд и их геохимические особенности исследовали Г.О. Пиджян, Н.С. Хачатрян, Б.Д. Акопян, А.И. Карапетян, экономическую оценку месторождения провел Г.А. Мкртчян. При написании статьи мы использовали как опубликованные работы, так и фондовые материалы указанных авторов, а также собственные материалы.

Как и все объекты рассматриваемого геолого-промышленного типа, Анкаванское месторождение приурочено к зоне долгоживущего и неоднократно обновлявшегося Анкаван-Сюникского (Зангезурского) глубинного разлома, по которому согласно данным Ю.И. Никольского и др. установлено смещение поверхности фундамента на 2 - 3 км (Никольский и др., 1975). Площадь, на которой расположено месторождение, представляет собой узел пересечения разнонаправленных региональных разломов (рис.1).

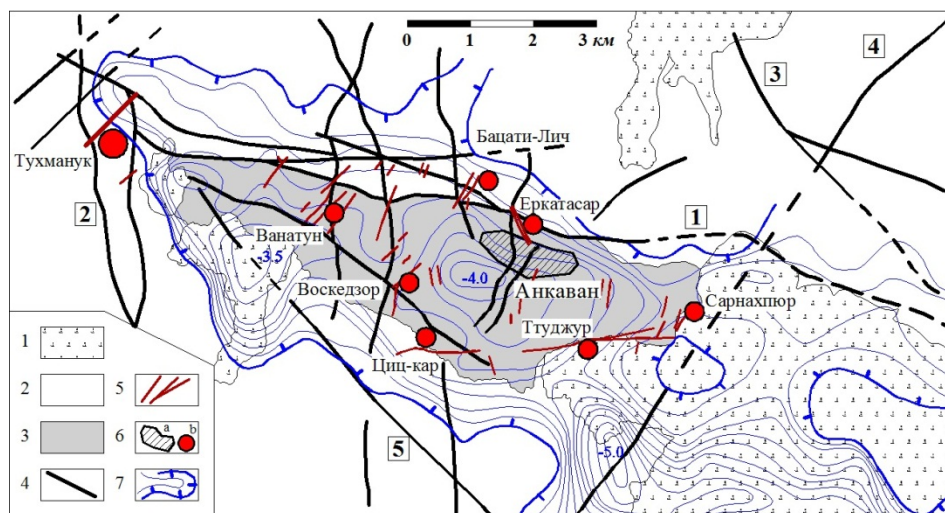


Рис. 1. Геолого-структурная схема Анкаванского рудного поля.

Составлена с использованием фондовых материалов Амаряна В.М. (1970), Яникяна В.О. и др. (1983), Тонаканяна А.Г., Карагезова А.И. (1972) и др.

Условные обозначения: 1. Плиоцен: андезиты, андезито-дациты и их брекчии, липариты, перлиты, обсидианы. 2. Рифей-нижний палеозой, средняя-верхняя юра, верхний мел: метаморфические сланцы, плагиограниты, песченики, известняки. 3. Кварцевые диориты, тоналиты верхней юры – Анкаванская интрузия. 4. Разломы: 1 – Анкаванский; 2 – Миракский; 3 – Мармарик-Сарикаинский; 4 – Цахамаргский; 5 – СЗ. 5. Кварц-золоторудные жилы и жильные зоны. 6. Штокверк (а) и участки с золоторудным оруденением (б). 7. Изолинии гравиметрической аномалии: толстая – нулевая изолиния (стрелки направлены в поле отрицательных значений); тонкие – отрицательные изолинии.

Пересечение образовано двумя группами региональных нарушений – СЗ-близширотного и меридионального-СВ. Анкаван-Сюникский (далее Анкаванский) разлом имеет СЗ простирание (рис.1). После пересечения им зоны СВ Цахамаргского нарушения на востоке рудного поля и входе в

зону развития меридиональных и СВ нарушений он меняет простирание на близширотное и приобретает многочисленные СЗ и близширотные ответвления. Ширина зоны нарушения здесь достигает до 1.5 - 2.0 км. Так он протягивается на запад до пересечения с меридиональным Миракским разломом. Здесь же расположено СЗ нарушение (Яникян В.О. и др., 1983), а также мощная зона СВ разрывных структур. Эти разломы фиксируют западную границу узла пересечения (рис.1).

Меридиональные и СВ разломы, роль которых в структурном плане чрезвычайно важна, отчетливо проявлены в докембрийских и юрских породах. Наиболее крупным и протяженным среди них является СВ Цахмаргский разлом. Наблюдаются взаимные пересечения с небольшими смещениями крутопадающих меридиональных-СВ нарушений и СЗ-близширотных разломов. Последние падают в основном на север под крутыми углами.

На рассматриваемой территории обнажается байкальский структурно-формационный комплекс (фундамент). Он сложен кристаллосланцевой полиметаморфической (рифей) и, залегающей выше, зеленосланцевой (нижний палеозой) формациями (Агамалян, 1974).

Следует отметить, что Анкаванское месторождение является единственным представителем медно-порфировых объектов РА, расположенным в нижнем структурном этаже в породах метаморфического фундамента. Это обстоятельство, вероятно, оставило свой отпечаток в виде существенно молибденового его профиля.

Образования фундамента прорваны плагиогранитами и более крупным массивом тоналитовой формации, являющийся СЗ частью Анкаван-Артавазского (Такарлинского) интрузивного комплекса кварцевых диоритов, тоналитов, гранодиоритов. Результаты изотопных исследований пород главной фазы датируют его возраст верхней юрой – 143 ± 6.1 Ма (Мелконян и др., 2014). Возраст плагиогранитов соответствует средней-верхней юре (Меликсетян, 1976). Они развиты вдоль северного контакта кварцевых диоритов и тоналитов.

Надрудная толща, которая существовала на время рудообразования, состояла в основном из пород мелового и палеогенового возраста. Низы разреза слагали верхнемеловые (коньяк - верхний сенон) конгломераты, песчаники, аргиллиты, сменяющиеся выше по разрезу известняки с прослоями терригенных пород, мощностью 400 - 550 м. Выше располагались породы палеоцена - среднего эоцена, представленные туфопесчаниками, туффитами, перемежающимися с известняками и алевролитами, мощностью 350 - 500 м (Амарян, 1970). Суммарная мощность толщи составляла 800 - 1000 м. Учитывая эрозию, имевшую место в верхнем эоцене и в процессе оруденения, а так же уменьшение мощности перекрывающих образований в западном от рудного поля направлении, будет правомерно предположить, что в во время рудообразования толщина перекрывающих пород составляла не более 800 м.

По прошествии примерно 110 млн. лет магматическая деятельность в

узле при сохранившемся структурном плане вновь активизировалась. В это время в нижнем олигоцене внедрились дайки и небольшие штоки Анкаванского гранодиорит-, сиеногранит-порфирового комплекса. Штокообразные неправильной формы в основном гранит-порфировые тела в поперечнике доходят до первых сотен метров. Для них характерны многочисленные апофизы и эруптивные брекчии (Яковлев, 1960). Широко развитые дайки, внедрившиеся в последовательности сиеногранит-, гранодиорит-порфиры и лампрофиры, имеют СВ и близширотное простирания. Наибольшее развитие имеют гранодиорит-порфиры. Мощность даек первые метры, протяженность наиболее крупных близширотных доходит до сотен метров. Падение в основном в северные румбы. На западе рудного поля проявлены в основном СВ дайки, в центральной части – близширотные с падением на север (сказывается близость основного шва Анкаванского разлома). Возраст дорудного порфирового комплекса, согласно Rb-Sr датировке – 33.2 ± 2.1 Ма (Мелконян и др., 2014). Они считаются субвулканическими образованиями (Меликсетян, 1976). После становления даечного комплекса малых интрузии произошло формирование медно-порфирового оруденения, возраст которого по Re-Os датировке молибденитов оценивается в 29.34 Ма (Мелконян и др., 2014).

Площадь Анкаванского выхода тоналитовой интрузии около 14 кв. км, длина равна 8.5 км, ширина в ЮВ части достигает до 2.8 км. Конфигурация массива вытянута в СЗ направлении и обусловлена зоной глубинного разлома, в которой она находится (рис.1). Интрузия расположена в гравиметрической отрицательной аномалии, так же соответствующей простиранию Анкаванского разлома.

Подобная картина наблюдается в Техутском рудном поле, приуроченном к локальной отрицательной гравитационной аномалии, обусловленной разуплотненными породами. Для медно-порфировых месторождений, расположенных в участках повышенной тектонической активности, такого рода аномалии очень характерны. Разрежение напряжений приводит к разуплотнению пород и увеличению их объема за счет образования мельчайших трещин и пор, что способствует миграции в эти участки растворов и локализации здесь прожилково-вкрапленного оруденения (Сотников и др., 1983). В Техутском, как и в Анкаванском рудных полях проявлены три минимума отрицательной гравитационной аномалии и в обоих случаях промышленный медно-молибденовый штокверк расположен в той, в которой отмечено пересечение разнонаправленных нарушений. Отсутствие последнего исключает наличие промышленных скоплений (Мовсисян, Мовсисян, 2010). Рудный штокверк Анкавана расположен в интервалах со значениями от -1.5 до -3.5 мГал, а Техута -5.0 мГал и ниже. Что касается характера магнитных полей, то в обоих случаях в них не были обнаружены какие-либо особенности участков с развитием медно-порфирового оруденения.

По направлению от отрицательного гравиметрического минимума к нулевым значениям, на участках со значениями от -0.5 до -2.5 мГал,

развито сопутствующее жильное золото-сульфидное оруденение, представленное несколькими рудопроявлениями (Мовсисян, Манукян, 2015). В Техутском рудном поле золотое оруденение находится на участках с положительными значениями $+1.5 - +2.5$ мГал (Туманян и др., 2009). В Анкаванском поле в положительных значениях гравитационной аномалии до $+2.5$ мГал расположено лишь Тухманукское золоторудное промышленное месторождение.

Исходя из сказанного и учитывая предыдущий положительный опыт, оконтуривание Анкаванского рудного поля мы проводим по разномасштабным и разноориентированным разломам, выделяющим рудоносный тектонический блок, с корректировкой на геофизические данные. В границы рудного поля мы включаем участки с положительными значениями гравиметрической аномалии, расположенные непосредственно вокруг нулевой изолинии. В этих контурах размер рудного поля составит около 45 кв. км.

Штокверк Анкаванского месторождения имеет удлиненную форму СЗ-близширотного направления с наклоном на СВ и погружением с З на В. В нем преобладает прожилковое оруденение. На месторождении выделяют несколько систем трещиноватости (Яковлев, 1960). Наиболее развитой является СВ с переменным падением под крутыми углами. Трещины широтного и близширотного простирания имеют северное падение, близмеридиональные - западное, слабее всех проявлены СЗ трещины с переменным падением.

Штокверк протягивается до 1800 м, при ширине около 700 м, вертикальный размах промышленного оруденения в средней части рудного тела составляет 300 м, внутреннее строение его не сложное. Подавляющая часть молибденового оруденения развита в измененных кварцевых диоритах и тоналитах, прорванных дорудными штоками и дайками молодых гранит-, гранодиорит-порфиров. Что касается ограниченных по объему медно-молибденовых руд, то они приурочены в основном к гранат-эпидот-магнетитовым скарнам и скарнированным породам. Наиболее крупное линзообразное тело скарнов развито вдоль Анкаванского разлома и приурочено к северному контакту кварцевых диоритов с расположенными здесь домеловыми мраморизованными известняками. На центральном участке их протяженность достигает до 400 м при ширине 100 - 150 м. Переоцененные в 2006г запасы руды месторождения составили 110 млн. т, количество молибдена около 45 тыс. т (без скарнов), меди 135 тыс. т (Global Gold..., 2007).

Большой интерес с научной и практической точек зрения представляет золотое оруденение, проявленное в рудном поле. Как известно, с медно-порфировыми РМС генетически связывают зонально расположенные и другие рудные скопления. В центральных частях систем находится основное Cu ($\pm \text{Mo}$, $\pm \text{Au}$) месторождение, а по латерали скарновые Cu , Au , и / или Zn залежи. На средних уровнях по периферии полиметаллические скопления, на верхних (выше порфировых интрузий на несколько сот

метров) могут быть размещены кварц-сульфидные с золотом и серебром жильные системы, представляющие собой небольшого масштаба, обычно бедные (Au от 1 до 3 г/т) месторождения. Золотая минерализация связана с пирит-халькопирит-сфалерит-галенитовыми и карбонатными жилами (Corbett and Leach, 1998).

В Анкаванском рудном поле сохранились фрагменты этих верхних уровней медно-порфировой РМС. Анкаван единственное из выявленных в РА месторождений этой формации, на котором жилы и зоны Au расположены как на уровне и в самом медно-порфировом штокверке, так и выше него на верхних горизонтах. К ним мы относим все золоторудные участки, а также Тухманукское месторождение. Причина такого расположения, кроме всего прочего, видимо, связана и с небольшой мощностью надрудной толщи в период оруденения. Главным аргументом в пользу рассмотрения золотого оруденения как составную часть РМС является наличие на всех этих участках дорудных даек рудоносного порфирового комплекса и общий структурный план территории.

В рудном поле обнаружено 7 участков проявления золотого (с висмутом и теллуrom) оруденения (Тонакян А.Г. и Карагезов А.И., 1972). Большая их часть расположена в тоналитах верхней юры, образуя полосу соответствующую простиранию Анкаванского разлома и интрузии с ЮВ на СЗ (рис.1 и 2). Форма рудного поля клинообразная, направленная на СЗ. На ЮВ ширина его равна 6 км, а в СЗ направлении сужается, доходя до 1.1 км. Протяженность распространения золотого оруденения 10 км, на этом отрезке рудное поле сужается почти в 5.5 раз. На всем этом промежутке развиты породы даечного порфирового комплекса олигоцена, являющегося главной составной частью медно-порфировой РМС.

Г.О. Пиджян, изучавший медно-молибденовые руды РА, отмечает схожесть стадий минералообразования Анкаванского и Каджаранского месторождений, а также повышенные содержания рения в молибденитах (Пиджян, 1975). На этих объектах обнаружено наибольшее количество минеральных видов золота и серебра. На Анкаванском месторождении ими обогащены завершающие стадии минералообразования в особенности кварц-халцедон-теннантит-энаргитовая, где широко развиты самородные формы золота и серебра, а также их теллуриды. Следовательно, по мере развития гидротермального процесса повышались содержания этих металлов, а также висмута. Завершающий этап развития Анкаванской медно-порфировой системы проявился в образовании самостоятельных золото-рудных с Вi и Те рудных тел.

С помощью Микромайн 2014 ГГИС нами была построена 3D модель рудного поля, при построении которой были сопоставлены разномасштабные топографические, геологические и геофизические карты рассматриваемой площади (рис.2). Эти материалы были использованы и при составлении геолого-структурной схемы (рис.1).

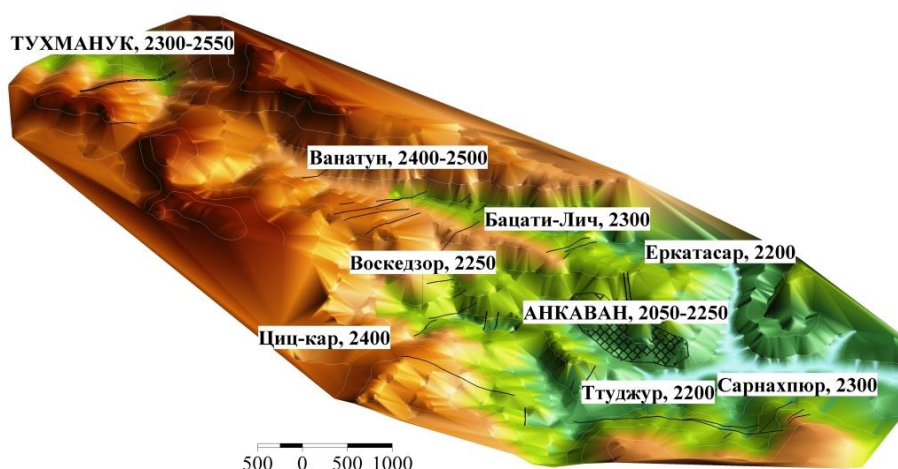


Рис. 2. Пространственное распределение рудных участков.

Медно-молибденовый штокверк располагается в центре РМС и занимает интервал от 1900 до 2250 м. Золоторудные участки расположены как на уровне штокверка, окаймляя его, так и вверх по разрезу почти на 400 м. Проявления обнажаются в интервале от 2100 до 2700 м, при этом высоты возрастают в СЗ направлении (рис.2, отмечены средние значения высот участков).

Золоторудные тела представлены как жилами, так и оруденелыми зонами. Протяженность зон колеблется от десятков до тысяч метров, мощность 1 - 8 м, в среднем не превышает 2 м (Тонакян А.Г. и Карагезов А.И., 1972). Простираение рудных жил и зон СВ и близмеридиональное, лишь на ЮВ расположена одна широтная зона. Размах золотого оруденения по имеющимся данным можно оценить в среднем в 300 м.

Полевые наблюдения, структурный анализ и обобщение всего имеющегося материала позволили прийти к следующим прогнозам и выводам. Структуры, в которых локализовано золотое оруденение, являются выдержанными сколовыми трещинами, протяженностью в сотни метров. Они являются зонами разрывов высокого порядка нарушений СВ, меридиональной и широтной группы. Самой перспективной является Циц-кар - Ттуджурская золоторудная зона. По нашему мнению это единая широтная зона, простирающаяся на 2300 м. Центральная часть ее до отметки 2050 м эродирована секущим ущельем. Вертикальное превышение восточного отрезка над ущельем, проходящим поперек простираения рудной зоны, составляет 250 м, а западного слабо эродированного – 400 м. Та же картина наблюдается в Воскедзор – Бацати-Личской зоне, протяженностью 1650 м. В секущем ее ущелье на отметках 2150 м оруденение не обнаружено, что указывает на выклинивание последнего на этом уровне. Наибольший размах в 300 м минерализация имеет на СВ ее отрезке. Другим перспективным участком является Ванатунская (Эмин-юрт) площадь, где обнару-

жены слабо затронутые эрозией несколько золотосодержащих жил и зон, протяженностью до 700 м. Вертикальный размах оценивается в 350 м, содержания золота не высокие. Наименьшие перспективы имеют Еркатасарское и Сарнахпюрское проявления, протяженностью соответственно 750 и 300 м, размах по вертикали оценивается в 150 м. По нашим оценкам прогнозные ресурсы золота участков по категориям P_1+P_2 составляют: по Циц-кар - Ттуджурской зоне – 7.2 т, Воскедзор - Бацати-Личской – 4.4 т, Ванатунской – до 3.5 т.

На западе в участке пересечения Миракского и Анкаванского разломов находится разрабатываемое Тухманукское золоторудное месторождение. На месторождении выявлены 20 рудных жил и жильных зон, из которых наиболее протяженными являются две крутопадающие СВ зоны; их протяженность в среднем по 1000 м, мощность от 0.5 до 5 м. Межжильное пространство также содержит промышленное оруденение. На глубину промышленное оруденение, согласно данным разведки, простирается на 350 м, т.е. на те же глубины, которые мы оцениваем для ЮВ участков. Запасы руды составляют 21.9 млн. т, золота 35.6 т (решение ГКЗ РА 2009, #234). Рудовмещающими породами являются вулканогенные образования средней юры.

По мнению Ш.О. Амиряна, Ш.В. Хачатряна и др. месторождение образовалось на средних-малых глубинах при температурах 340 - 170 °С, и связано с олигоцен – нижнемиоценовым гранит-, гранодиорит- и граносиенит-порфировым комплексом (Амирян и др., 1997; Խաչատրյան, 2010).

Основываясь на этих данных мы считаем, что Тухманукское золоторудное месторождение также связано с Анкаванской РМС-ой. Оно удалено от Анкаванского штокверка на расстояние 6 - 7 км. В литературе описаны такие кварц-сульфидные с золотом жильные системы, расположенные до 5 км по латерали от рудоносных порфиров (Lowell, Guilbert, 1970; Sillitoe, Garpe, 1984). Анкаванское медно-порфировое месторождение относится к средним по запасам объектам. Большую удаленность промышленного золоторудного объекта, в нашем случае, можно объяснить не крупным масштабом РМС, а скорее клиновидной конфигурацией рудного поля, обязанной зоной рудоконтролирующего глубинного разлома.

Заключение. Положение и конфигурация Анкаванского рудного поля и месторождения обусловлены проявленными на территории разрывными нарушениями и их взаимоотношениями. Рудное поле оконтуривается локальной гравиметрической отрицательной аномалией. В его границы включены также участки с положительными значениями Δg , расположенные непосредственно вокруг нулевой изолинии, в которых расположено промышленное Тухманукское золоторудное месторождение. Последнее является составной частью порфировой рудно-магматической системы. Рудное поле выделяется интенсивным проявлением магматической активности – множеством даек и штоков малых интрузии субвулкани-

ческой формации, которые трассируют зону рудоконтролирующего СЗ Анкаванского глубинного разлома.

В рудном поле проявилась РМС с зональным развитием медно-порфировой и золоторудной минерализациями. Особенностью проявленной зональности оруденения является расположение золоторудных участков как на уровне штокверка, так и вверх по разрезу.

Учитывая значительные размеры и закономерное строение рудно-магматических систем, поиски медно-порфирового и сопутствующих ему оруденений необходимо начать с обнаружения РМС и установления ее контуров. При этом необходимо учитывать, что конфигурация рудного поля будет зависеть от разрывных нарушений, проявленных на территории, и рисунка их взаимоотношений.

Авторы статьи едины во мнении, что и Анкаванское месторождение, и золоторудные участки, из-за острых природоохранных проблем, связанных с ними, в ближайшей перспективе не должны эксплуатироваться (пока не будут разработаны экологичные технологии освоения недр).

Л и т е р а т у р а

- Խաչատրյան Շ.Վ.** Թուխմանուկի (Արագածոտնի մարզ) ոսկու հանքավայրի հանքաքարերի երկրաքիմիական առանձնահատկությունները: ԵՊՀ Գիտական Տեղեկագիր, Երկրաբանություն և աշխարհագրություն, 2010, № 3, էջ 3-11
- Агамалиян В.А.** Литология докембрия - нижнего палеозоя в Армянской ССР. В кн.: Геология АрмССР, т. 5, Ер.: Изд. АН АрмССР, 1974, с. 9-57.
- Амирян Ш.О., Азизбекян М.С., Алтунян А.З., Фарамазян А.С.** Минералого-геохимические и генетические особенности руд Тухманукского золото-полиметаллического месторождения. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1997, № 1-2, с. 34-40.
- Меликсетян Б.М.** Петрография, минералогия и геохимия интрузий порфировидных гранитоидов центральной Армении и их металлогеническая роль. В кн.: Петрология и геохимия интрузивных комплексов некоторых рудных районов Армянской ССР. Ер.: Изд. АН АрмССР, 1976, с. 5-136.
- Мелконян Р.Л., Моритц Р., Таян Р.Н., Селби Д., Гукасян Р.Х., Овакимян С.Э.** Главнейшие медно-порфировые системы Малого Кавказа. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2014, 67, № 1, с. 3-29.
- Мовсесян Р.С., Мовсисян А.И.** Модель Техутского рудного поля. Ученые записки ЕГУ. Геология и география, 2010, № 1, с. 3-10.
- Мовсисян А.И., Манукян В.М.** Комбинированная модель Анкаванского рудного поля. Ученые записки ЕГУ. Геология и география, 2015, № 2, с. 22-27.
- Туманян Г.А., Мовсесян Р.С., Мовсисян А.И.** Шнох - Кохбский рудный узел. Ученые записки ЕГУ, Геология и география. 2009, № 2, с. 13-21.
- Никольский Ю.И., Милай Т.А., Коган Л.З.** Геолого-геофизические исследования тектоники, магматизма и металлогении Кавказа. Л.: Недра, 1975, 216 с.
- Пиджян Г.О.** Медно-молибденовая формация руд Армянской ССР. Ер.: Изд. АН АрмССР, 1975, 311 с.
- Сотников В.И., Калинин А.С., Берзина А.П.** Генетическая модель медно-молибденовой формации. В кн.: Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 1. Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1983, с. 112-127.
- Яковлев П.Д.** Структура Анкаванского (Мисханского) медно-молибденового штокверкового месторождения. Советская геология, 1960, № 12, с. 74-85.
- Corbett G.J. and Leach T.M.** Southwest Pacific Rim gold-copper systems: structure, alteration and mineralization. Society of Economic Geologists, Special Publication 6, 1998, 237 p.
- Global Gold переоценила запасы Анкаванского месторождения молибдена (Армения) // URL: <http://www.infogeo.ru/metalls/news/?act=show&news=21691#ixzz2v5USE1Aq>

- Lowell J.D. and Guilbert J.M.** Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits: *Economic Geology*, 1970, v. 65, p. 373-408.
- Sillitoe R.H.** Porphyry Copper Systems. *Economic Geology*, 2010, v. 105, p. 3-41.
- Sillitoe R.H. and Gappe I.M. Jr.** 1984, Philippines porphyry copper deposits: geologic setting and characteristics: CCOP Tech. Publ. 14, United Nations Economic & Social Commission for Asia and Pacific (ESCAP), Committee for Co-ordination of Joint Prospecting for Mineral Resources in Asian Offshore Areas (CCOP) (Bangkok), 89 p.

Рецензент Таян Р.

**ՀԱՆՔԱՎԱՆԻ ՀԱՆՔԱՑԻՆ ԴԱՇՏԻ ՊՂԻՆՁ-ՊՈՐՖԻՐԱՑԻՆ ԵՎ ՈՍԿՈՒ
ՀԱՆՔԱՅՆԱՑՈՒՄՆԵՐՆ ՈՒ ՆՐԱՆՑ ՏԵՂԱԴՐՄԱՆ
ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՌՈՒՑՎԱԾՔԱՑԻՆ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐԸ**

Ռ.Ս. Մովսեսյան, Հ.Ի. Մովսիսյան, Վ.Մ. Մանուկյան

Ամփոփում

Հոդվածում դիտարկված է հանքային դաշտի կառուցվածքային դիրքը, նշված են նրա սահմանների որոշման սկզբունքները, նկարագրված է պղինձ-պորֆիրային և ոսկու հանքայնացումների տեղայնացման զոնայականությունը և տրված է վերջինիս կանխատեսումային գնահատականը: Ոսկու արդյունաբերական հանքայնացման հայտնաբերման համար առանձնացված են մի քանի հեռանկարային գոտիներ:

**THE COPPER-PORPHYRY AND GOLD ORE-MINERALIZATIONS OF
THE ORE FIELD OF HANKAVAN AND THE GEOLOGICAL AND
STRUCTURAL CONDITIONS OF THEIR PLACEMENT**

R.S. Movsesyan, H.I. Movsisyan, V.M. Manukyan

Abstract

In the article considers the structural position of the ore field, are indicated guidelines for determining of its boundaries, described zonal distribution of copper-porphyry and gold ore-mineralization and given the prognostic assessment of last. Allocated out several zones of promising for the discovery of industrial gold ore mineralization.

**ՈՐՈՏԱՆ – ԳՈՐԻՍ ԴԻԱՏՈՄԻՏԱԲԵՐ ԱՎԱԶԱՆՈՒՄ ԿՈՆԿՐԵՑԻՈՆ
ՏԵՍԱԿԻ ՖՈՍՖՈՐԻՏԵՐԻ ԱՌԱՋԱՑՄԱՆ ԵՎ
ՀԱՐՍՏԱՑՄԱՆ ՄԱՍԻՆ**

© 2015 թ. Թ.Ա. Ավագյան, Ս.Վ. Մկրտչյան

*ՀՀ ԳԱԱ Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտ
0019, Երևան, Մարշալ Բաղրամյան պ.24^ա
Հանձնված է խմբագրություն 25.02.2015թ.*

Հոդվածում բերված են Որոտան – Գորիս դիատոմիտաբեր ավազանում գտնվող կոնկրեցիոն տեսակի ֆոսֆորիտային ապարների, լաբորատոր մեթոդներով կատարված հարստացման աշխատանքների արդյունքները: Ստացված կոնցենտրատը հարստացման աշխատանքներից հետո իր որակական ցուցանիշներով (P_2O_5 –ի յուրացումը բույսերի կոդմից, ինչպես նաև Fe_2O_3 –ի ցածր պարունակությունը) բավարարում է ֆոսֆորային պարարտանյութերին ներկայացվող ստանդարտի պահանջներին:

Հոդվածի նպատակն է կոնկրեցիոն տեսակի ֆոսֆորիտներից հարստացման եղանակով ստանալ խթանյութեր, որոնք կունենան P_2O_5 –ի բարձր և Fe_2O_3 –ի ցածր պարունակություններ:

Որոտան – Գորիս դիատոմիտային ավազանում ֆոսֆորիտային ապարները հիմնականում կենտրոնացած են հրաբխաբեկորային-դիատոմիտային սուբֆորմացիայում, որն առաջին անգամ անջատվել է Թ.Ա. Ավագյանի կողմից (Авакян, 1994): Այդ սուբֆորմացիայի գոյացումների հզորությունը հասնում է մինչև 190մ, որի կտրվածքում զուգակցվում են տուֆեր, երկաթացված ավազաքարեր, հրաբխային փոշու, պեմզային և պեմզադիատոմիտային, մոնթմորիլոնիտ – դիատոմիտային առաջացումներ, որոնք ունեն բազալտային, բազալտ-անդեզիտային, դալիտային և ուրիտային կազմ (Авакян, 1993): Ֆոսֆորիտային հորիզոնները նկատվում են հիմնականում այդ շերտախմբերի վերին և միջին մասերում: Ֆոսֆորիտացված զոնաների հզորությունները 2-25 մ են և տարածվում են 5-10 մ-ից մինչև 900 մ և ավելի: Ֆոսֆորիտային զոնայում P_2O_5 –ի բարձր պարունակություն (5-23% սահմաններում) նկատվում է կավային, հրաբխային մոխրի, պեմզային և ավազային դիատոմիտային տարատեսակ ապարներում:

Որոտան – Գորիս դիատոմիտաբեր ավազանում հանքային կոնկրեցիաների մասին առաջին անգամ նշվել է Թ. Ավագյանի, Լ. Յաշվիլու կողմից (Авакян, Яшвили, 1998): Այդ կոնկրեցիաները տարբեր կազմի են և ավազանում տարածված են անհավասարաչափ: Միսիանից դեպի հյուսիս – արևելք՝ Աղուտի, Վաղուտի և Շամբ գյուղերի, ինչպես նաև Դաստակերտ տարածքներում, կոնկրեցիաների թիվը 4-5 է, $1մ^2$ վրա: Առանձին տեղերում դրանք միաձուլվելով առաջացնում են ոսպնյակաձև մարմիններ (Авакян, Талиашвили, 2007): Կոնկրեցիաները ունեն

կլորավուն, ձվաձև, ոսպնյականման և այլ ձևեր: Շերտագրական տեսակետից կոնկրեցիաները գտնվում են դիատոմիտային ավազանի կտրվածքի տարբեր հորիզոններում: Կոնկրեցիաների ներփակող ապարները ավազանի հարավային և հարավ-արևմտյան մասերում, հիմնականում, ներկայացված են ավազային և կավային դիատոմիտներով, իսկ Սիսիանում և դեպի հյուսիս-արևելք (Աղուտ, Վաղուտ գյուղերում)՝ դիատոմիտներով և հրաբխադիատոմիտներով:

Կոնկրեցիոն տեսակի ֆոսֆորիտների քիմիական և միներալոգիական կազմի ուսումնասիրությունները ցույց են տալիս, որ մեծ մասամբ կոնկրեցիաները բաղկացած են մեկ կամ մի քանի միներալային ասոցիացիաներով:

Դրանք են՝ 1. սիլիկահող-երկաթ ֆոսֆորիտային, 2. սիլիկահող-կարբոնատ ֆոսֆորիտային, 3. սիլիկահող-երկաթ – մանգան ֆոսֆորիտային, և 4. սիլիկահող – երկաթ-կարբոնատ – մանգան ֆոսֆորիտային (Авакян и др., 2010):

Կոնկրեցիաները բազմաշերտ են, կազմված են 3, 4, 5 և, առանձին դեպքերում, 6 շերտերից: Ուշադրության են արժանի 2 և 3 շերտերից բաղկացած կոնկրեցիաները, որոնք հիմնականում հարուստ են Ca, Mg, Mn, Fe, Al, Na-ի ֆոսֆատներով: Նրանցում P_2O_5 -ի պարունակությունը տատանվում է 0.8-23%: Նշված ֆոսֆատների միներալային կազմում կարելի է առանձնացնել խլուներկումբելիտ, շտրենգիտ, վառուլիտ, մետավոկսիտ և մի շարք այլ միներալներ:

Կոնկրեցիաների չափերը տատանվում են մի քանի սմ-ից մինչև 30-35սմ: 3-4 շերտանի կոնկրեցիաներ զարգացած են հիմնականում դիատոմիտային ավազանի հարավ-արևմտյան մասերում (Շամբ, Դարաբաս), իսկ Աղուտի, Վաղուտի, Շամբ գյուղերի տեղամասերում հանդիպում են 6 շերտանի կոնկրեցիաներ:

Կոնկրեցիաների առաջացումը կապված է ավազանի այն տեղամասերի հետ, որտեղ գոյություն ունեն հանգիստ հիդրոդինամիկ պայմաններ և ավազան մուտք գործող տերրիգեն նյութի քանակությունը մինիմալ է կամ բացակայում է, իսկ նստվածքների տեղափոխություն չի նկատվում: Ֆոսֆատային նյութերն ավազան մուտք են գործում փափուկ և պլաստիկ վիճակում գտնվող նստվածքներում: Հետագայում դրանք կոնցենտրացվում են լիթիֆիկացիայի ժամանակ՝ առաջացնելով տարբեր տիպերի, չափերի և ձևերի կոնկրեցիոն կուտակումներ: Այն տարածքներում, որտեղ ֆոսֆորի քանակը քիչ է, չի բավարարում կուտակումներ առաջացնելու համար, կամ էլ չկան համապատասխան կենտրոններ ֆոսֆորի կոնկրեցիաների ձևավորման համար, ֆոսֆորային նյութը ցրվում է՝ նստվածքներում առաջացնելով ֆոսֆորիտացված ապարներ:

Ֆոսֆոր պարունակող ապարների՝ հիմնականում երկաթացված ֆոսֆորիտների, ինչպես նաև շերտային և հատիկային կազմ ունեցող ապարների, համար մեր կողմից բազմիցս կատարվել են հարստացման աշխատանքներ (Авакян, Талиашвили, 2011): Կոնկրեցիոն տե-

սակի ֆոսֆորիտների հարստացման աշխատանքները կատարվում են առաջին անգամ:

Որոտան-Գորիսի դիատոմիտաբեր ավազանի կոնկրեցիոն տիպի ֆոսֆորիտների հարստացման համար վերցված նմուշներն ունեցել են հետևյալ քիմիական կազմ (աղյուսակ 1):

Աղյուսակ 1

Կոնկրեցիոն տեսակի ֆոսֆորիտների քիմիական կազմը մինչև հարստացում

N	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	CO ₂	MnO	P ₂ O ₅	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	nnn	SO ₃	Σ
1	18.23	3.21	0.40	0.19	35.50	10.65	1.39	5.45	3.95	8.74	1.60	0.50	7.17	0.18	3.08	100.24
2	23.58	5.27	0.30	0.18	18.60	10.22	1.63	3.52	1.25	18.4	2.10	0.80	9.92	0.38	3.95	100.10
3	16.21	4.10	0.35	0.25	47.12	5.21	1.75	3.67	2.90	5.75	1.50	0.60	5.08	3.11	2.74	100.34
4	23.63	11.8	0.32	0.33	15.83	15.97	1.84	-	2.60	11.5	1.20	0.40	6.82	3.95	3.94	100.13

Հատուկ նշված է նրանցում Fe₂O₃ և P₂O₅ պարունակությունները

Նմուշները բարձր ջերմաստիճանում թրծելուց հետո, մշակվել են աղաթթվով 18-20°C – ում, որից հետո կատարվել է ֆիլտրացիա: Ֆիլտրելուց հետո ստացվել են՝

1. Կոնցենտրատ լուծույթի ձևով, որտեղ գտնվում են P₂O₅ և Fe₂O₃
2. Նստվածքներ- ստացված ֆիլտրացիայից հետո
3. Ստացված արդյունքները բերված են 2 և 3 աղյուսակներում:

Աղյուսակ 2

Կոնկրեցիոն տեսակի ֆոսֆորիտներում P₂O₅ –ի և Fe₂O₃– ի պարունակությունները հարստացումից հետո

Կոնկրեցիոն տեսակի ֆոսֆորիտներ	Fe ₂ O ₃ %	P ₂ O ₅ %
1	0.28	55-60
2	0.84	80-85
3	0.20	75
4	0.60	90

Աղյուսակ 3

Կոնկրեցիոն տեսակի ֆոսֆորիտների հարստացումից հետո նստվածքներում ստացված բաղադրիչների (չլուծվող) քիմիական կազմը

N	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	CO ₂	MnO	P ₂ O ₅	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	nnn	SO ₃	Σ
1	36.76	0.74	0.70	0.22	39.75	4.48	2.10	-	8.80	3.22	2.10	1.0	0.08	0.4	-	100.35
2	43.14	11.16	0.60	0.50	34.05	3.09	0.87	-	0.68	2.76	1.90	1.3	0.26	-	-	100.31
3	19.87	8.81	0.30	0.33	58.93	2.24	2.37	-	2.66	0.78	1.00	0.6	0.10	-	2.3	100.29
4	48.11	8.14	0.40	0.56	31.38	4.09	1.82	-	0.83	1.50	1.50	1.0	1.02	-	-	100.35

Անալիզները կատարվել են ՀՀ ԳԱԱ ԵԳ–ի քիմիական լաբորատորիայում: 1, 2, 3, 4– Կոնկրեցիոն տեսակի ֆոսֆորիտներ: Անալիտիկ՝ Ս. Մկրտչյան

Հարստացման աշխատանքներից հետո P_2O_5 –ի ընդհանուր քանակը բարձրացել է մինչև 90%, իսկ Fe_2O_3 -ը իջել է մինչև 0.2%: Հարկ է նշել, որ եղած ընդհանուր P_2O_5 –ի պարունակությամբ բույսերի կողմից կլանման տոկոսը կազմել է մինչև 60%, որը որոշված է Գյուղատնտեսական Նախարարության Ագրոքիմիական ծառայության լաբորատորիայի կողմից: Նշենք նաև, որ ֆոսֆորային պարարտանյութերի համար ընդունված պահանջները հետևյալն են՝ հասարակ սուպերֆոսֆատի համար բույսերի կողմից կլանման տոկոսը կազմում է 18-20%, իսկ կրկնակի սուպերֆոսֆատի համար՝ 42-45%:

Մեր կողմից կիրառված հարստացման թթվային եղանակն իր տնտեսական և էկոլոգիական տվյալներով առավել արդյունավետ և էկալոգիապես անվնաս է:

Գրականություն

- Авакян Т.А., Яшвили Л.П.** Об обнаружении рудных конкреций в Сисианской диатомитовой толще (Армянская ССР). Известия НАН РА, Науки о Земле, 1988, 41 (2), с. 52-56.
- Авакян Т.А.** Парагенетическая ассоциация пород вулканогенно-диатомитовой формации и их значение в оценке месторождений диатомитов. Известия НАН РА, Науки о Земле, 1993, т. 46 (3), с. 3-9.
- Авакян Т.А.** Формационные критерии поисков месторождений диатомитов Армении. Известия НАН РА, Науки о Земле, 1994, 47 (3), с. 37-42.
- Авакян Т.А., Талиашвили Б.А.** О фосфорсодержащих железорудных скоплениях в диатомитовой толще Сисианского диатомитового бассейна. Известия НАН РА, Науки о Земле, т. LX, N3, 2007, с. 35-39.
- Авакян Т.А., Сааков А.С., Талиашвили Б.А.** О парагенетических ассоциациях P_2O_5 с окислами Fe, Mn, Ca, Si в Воротан-Горисском диатомитовом бассейне. Известия НАН РА, Науки о Земле, 2010, т. 63, N2, с. 33-41.
- Авакян Т.А., Талиашвили Б.А.** О некоторых особенностях методов обогащения фосфоритовых пород Воротан-Горисского диатомитового бассейна и перспективах их использования как удобрения. Известия НАН РА, Науки о Земле, 2011, т. 64, N 2, с. 24-28.

Գրախոսող՝ ժ. Ստեփանյան

ОБ ОБРАЗОВАНИИ И ОБОГАЩЕНИИ КОНКРЕЦИОННОГО ТИПА ФОСФОРИТОВЫХ ПОРОД ВОРОТАН – ГОРИССКОГО ДИАТОМИТОНОСНОГО БАСЕЙНА

Т.А. Авакян, С.В. Мкртчян

Резюме

В статье приведены результаты лабораторных исследований обогащения конкреционных фосфоритовых пород Воротан - Горисского диатомитового бассейна. В результате обработки получены концентраты с разными содержаниями P_2O_5 (55-90%) и с ничтожным содержанием Fe_2O_3 (0.2-0.84%). Таким образом, все железо остается в нерастворимой твердой фазе со всеми другими компонентами, находящимися в исходных пробах.

Результаты исследований показали, что полученный концентрат по своим качественным показателям (усвояемость P_2O_5 растениями, а также по содержанию железа) соответствует требованиям, предъявляемым фосфоритовым удобрениям.

**ABOUT THE EMERGENCE AND ENRICHMENT OF
CONCRETIONARY PHOSPHORITE TYPES IN VOROTAN-GORIS
DIATOMITE BEARING BASIN**

T. A. Avagyan, S. V. Mkrtchyan

Abstract

The article discusses the laboratory examination results of the enrichment of concretionary phosphorite types in Vorotan-Goris diatomite bearing basin. As a result of processing, concentrates with different contents of P_2O_5 (55-90%) and small content of Fe_2O_3 (0.2-0.84%) were obtained. The results showed that the acquired concentrate, according to its qualitative indicator (the assimilability of P_2O_5 by the plants, as well as the low content of Fe_2O_3) meets the requirements of phosphoric fertilizers.

ОСОБЕННОСТИ МИГРАЦИИ ВАЖНЕЙШИХ ПИТАТЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ВЫСОКОГОРНЫХ ЭКОСИСТЕМАХ

**© 2015 г. Л.А.Араратян, Э.А.Сафразбекян, М.Г.Аветисян,
Т.Э.Погосян**

*Центр эколого-ноосферных исследований НАН РА
0025, Ереван, ул. Абовяна 68
e-mail: eco-centr@mail.ru
Поступила в редакцию 28.10.2014г.*

Работа посвящена изучению определенных закономерностей миграции углерода, азота, калия и фосфора в системе почва – лизиметрические воды – речная вода в высокогорных экосистемах.

В статье исследуются высокогорные луга и пастбища лугостепного и альпийского поясов Арагацского массива. Для обоих поясов характерным является снижение плодородия почв и продуктивности растений, что объясняется потерей элементов с урожаем и вымыванием их из почвы.

Выявлено, что в результате деградации почв пути миграции C-N и K-P расходятся: значительно повышается выщелачивание углерода в речные воды относительно азота; та же картина, слабее выраженная, наблюдается и по калию относительно фосфора.

В настоящее время в ряде горных массивов республики экологическое напряжение достигло таких пределов, что высокогорные экосистемы находятся на грани разрушения. В таких условиях скорость естественного восстановления почвенного плодородия значительно меньше, чем потери питательных веществ, что приводит к падению продуктивности лугов, вытеснению ценных в кормовом отношении видов растений, разрушению дернового горизонта и к деградации почвенного покрова. В процессе деградации ухудшаются не только многие свойства почвы, но и происходит дегумификация – разрушение и снижение содержания органического вещества ($C_{орг.}$), а также нарушаются биогеохимические циклы важнейших питательных элементов, в частности азота и углерода. Важное значение органического вещества почвы для горных лугов состоит и в том, что оно улучшает почвенную структуру за счет преобразования органического вещества микроорганизмами (Ревазян и др., 2011).

Горно-луговые почвы имеют большой удельный вес в земельном фонде Армении, являясь основной базой кормопроизводства. Необходимо отметить, что интенсивный выпас скота приводит к нарушению питательного режима почв и к уменьшению органического вещества. Уменьшение органического вещества, прежде всего, обусловлено нарушением физической структуры поверхностного слоя почвы, и, учитывая активную реакцию экскрементов в верхнем дерновом слое почвы, в свою очередь приводит к нарушению устойчивости биохимических соединений, т.е. к деградации почв, сопровождаемой потерями азотных и углеродных сое-

динений в газообразной форме и выщелачиванием элементов (Аветисян и др., 2014, Сакоян и др., 2009).

На пастбищах в естественных условиях постоянно имеет место изменение физических и химико-биологических факторов, контролирующей деятельность микроорганизмов в почве. При этом, скорости синтеза и разложения органического вещества, зависящие от этих факторов в почвах, регулируются ими, и в итоге устанавливается равновесная концентрация его. На участках же, подлежащих интенсивному выпасу, это равновесие нарушается. Наилучшим образом это видно на примере альпийских лугов, где продукция биомассы и процессы разложения органического вещества лимитируются температурой почвы и подвижными питательными элементами (Ревазян и др., 2011). С этих позиций актуальным является изучение миграции некоторых питательных элементов в системе почва – инфильтрационные (лизиметрические) воды – речная вода для горных экосистем Арагацкого массива по вертикальной поясности, что позволит дать характеристику миграционных процессов. Данная система обеспечивает внутрипочвенные связи между компонентами экосистемы и отток веществ из нее. Поэтому изучение и оценка современного состояния и качественного состава водно-миграционного потока веществ является важной задачей.

В задачу исследований входило выявить величины выщелачиваемых из почвы основных питательных элементов изучение процесса минерализации гумуса и высвобождения основных питательных элементов в деградированных почвах высокогорных лугов и пастбищ, что позволит разработать мероприятия для предотвращения их вымывания в грунтовые и речные воды.

Научная новизна работы заключается в проведении комплексного исследования водно-миграционного потока некоторых важнейших питательных элементов с учетом их выщелачивания в инфильтрационные (лизиметрические) воды в горных экосистемах Арагацкого массива.

Целью исследования было изучение закономерностей и особенностей миграции и трансформации потоков важнейших питательных элементов (углерода, азота, фосфора и калия) в системе почва – инфильтрационные воды – речная вода в горно-луговом и лугостепном поясах Арагацкого массива.

Материал и методика исследования. Исследования проводились в альпийском (горно-луговые дерновые почвы, 2700-3250м н.у.м., пастбище) и лугостепном (лугово-степные почвы, 2080-2700м н.у.м., сенокос) поясах южного склона горы Арагац.

Отбор почв проводился с мониторинговых станций, установленных в указанных поясах на высоте 3250м (пункт Арагац) и 2080м (пункт Амберд), а также с ряда других пунктов, расположенных между ними.

Изучение вертикального почвенного стока проводилось лизиметрическим методом, который позволяет оценить потери питательных веществ вследствие выщелачивания в условиях, близких к природным (Шилова, 1972). Плоско врезанные лизиметры были установлены в почву на глубине

0-10 см и 0-50 см почвенного слоя, при этом в наименьшей степени деформируя строение и сложение почвы.

Анализ содержаний исследуемых элементов проводился по общепринятым в агрохимии методикам (Алекин, 1954; Аринушкина, 1970; Юдин, 1971).

В статье приводятся усредненные данные за 2009–2012 гг.

Результаты и обсуждение. На основе проведенных исследований было выявлено существенное уменьшение содержания гумуса при сравнении с данными Г.Бабаяна (Бабаян, 1982). Согласно Г.Бабаяну, содержание гумуса в лугово-степных почвах составляло 6–15%; для горно-луговых дерновых почв наблюдался большой разброс в величине гумуса, связанный с наличием 3 разновидностей горно-луговых почв: содержание гумуса в слабо-дерновых и дерновых почвах составляло около 12.2%, а в дерново-торфянистых – 22.4–33.6%.

Нашими исследованиями установлено, что за 30 лет содержание гумуса, а, следовательно, и органического углерода в исследуемых почвах уменьшилось почти втрое.

По усредненным данным Г.Бабаяна (Бабаян, 1982), для всех трех разновидностей горно-луговых почв (для слоя 0–15 и 0–20 см) среднее содержание азота составляло 0.95%, а по нашим данным – 0.38%, т.е. в горно-луговых почвах содержание азота, за более чем 30 лет, снизилось около 2.5 раза.

На рисунке представлены кривые изменения содержаний основных питательных элементов С, N, P и K в лугово-степных и горно-луговых почвах Арагацкого массива по вертикальной поясности их распространения.

Нетрудно заметить наличие параллелизма в поведении углерода и азота – прямая и тесная коррелятивная зависимость между ними составила 0.76. Это обусловлено тем, что они очень близки по своим физико-химическим свойствам и в таблице Менделеева расположены рядом (Добролюбский, 1969).

По данным Г.Бабаяна (Бабаян, 1982), содержание калия в горно-луговой почве Арагацкого массива составляло в среднем для всех трех разновидностей почв 1.0%, для лугово-степных почв – 1.5%. В настоящее время эти данные снизились примерно в 2-3 раза и, соответственно, составляют 0.55% и 0.58%.

На рисунке приведены кривые изменений содержаний калия по различным пунктам лугово-степных и горно-луговых почв Арагацкого массива. Как видно, содержание калия в исследуемых почвах колеблется в наибольших пределах: если разница между наивысшим и наименьшим содержаниями С и N не превышает 1.5 раза, то для калия она составляет почти 2 раза, что объясняется его относительно хорошей активностью. Содержание калия в почве мониторинговых станций обоих пунктов, в отличие от остальных исследуемых элементов, наивысшее. Естественно, что небольшая по величине мониторинговая станция не может полностью

избежать влияния деградированности окружающих ее почв, однако определенная защищенность почвенного участка от деградации наилучшим образом проявляется по калию.

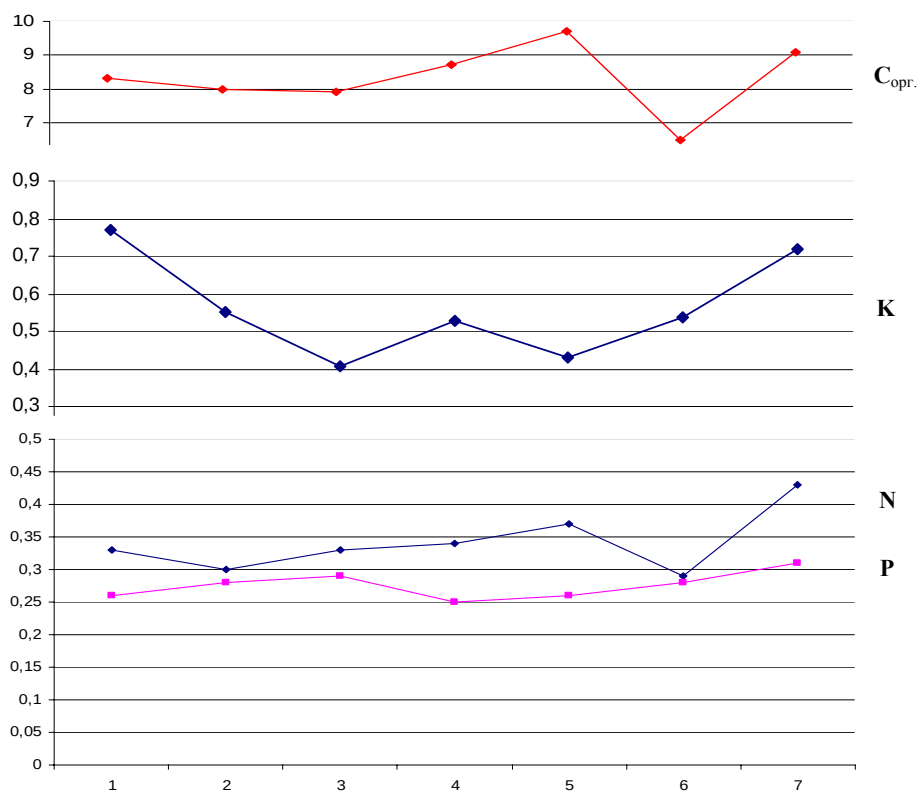


Рис.1. Динамика изменения содержания органического углерода, азота, фосфора и калия в почвах Арагацского горного массива по вертикальной поясности (в %, в слое 0-20см).

Примечание: 1. Амберд – мониторинговая станция, 2080м н.у.м., 2. Амберд – за оградой мониторинговой станции, 2080 м н.у.м., 3. Арагац – 2800 м н.у.м., 4. Арагац – 3146 м н.у.м., 5. Арагац – 3200 м н.у.м., 6. Арагац – за оградой мониторинговой станции, 3250 м н.у.м., 7. Арагац – мониторинговая станция, 3250м н.у.м.

Коэффициент корреляции между содержанием C орг. и N составляет 0.76.

По данным Г.Бабаяна (Бабаян, 1982), среднее содержание фосфора в горно-луговой почве составляло 0.20%, а в лугово-степной почве – 0.15%. По нашим данным, за 30 лет оно не только не снизилось, но и несколько повысилось, составляя соответственно 0.28% и 0.27%.

Как было отмечено выше, гумус не содержит ни калия, ни фосфора, однако сам он образуется в результате минерализации органических веществ животного и растительного происхождения, которые содержат существенные их количества, высвобождающиеся при минерализации органических веществ. При деградации почв с уменьшением содержания гумуса уменьшается также продуктивность растений, а, следовательно, и степень использования ими питательных элементов, которые частично

вымываются в грунтовые воды, загрязняя их, частично же связываются с почвенным поглощающим комплексом – более или менее прочно, что зависит от физико-химических свойств самих элементов.

Фосфор, который труднорастворим и малодоступен для растений, прочно связывается почвенным поглощающим комплексом, в результате чего содержание его в почве со временем несколько увеличивается, тогда как остальные исследуемые элементы в результате деградации почв в большей степени выщелачиваются из нее. Однако накопление фосфора в почве не свидетельствует об обеспеченности ее фосфором, поскольку обеспеченность почв тем или иным элементом зависит не только от общего содержания их в почве, а прежде всего от количества их подвижных, доступных для растений форм.

Миграция фосфора по вертикальной поясности распространения исследуемых почв также существенно отличается от рассмотренных выше элементов. Из рисунка видно, что его содержание по пунктам колеблется незначительно – разница между его минимальным и максимальным содержаниями не превышает 1.2 раза. Фосфор в почве, как уже было отмечено, является малоподвижным элементом, его запасы в почве, в отличие от углерода и азота, не восполняются естественным путем (в основном, с атмосферными осадками), в связи с чем даже при отсутствии деградированности почв фосфор является наиболее проблематичным элементом для питания растений и требует постоянного внесения в почву (Сакоян, 2012).

В табл. 1 приведено среднее содержание исследуемых элементов в лизиметрических водах. Как видно, в лизиметрической воде, взятой с глубины 0-50см, исследуемые элементы составляют нисходящий ряд общий для обоих типов исследуемых почв, но различающийся в числовом выражении.

Таблица 1

Среднее содержание основных питательных элементов в лизиметрической воде (мг/л)

<i>Пункты</i>	<i>Глубина, см</i>	<i>Сорг.</i>	<i>N</i>	<i>P</i>	<i>K</i>
<i>Амберд (лугово– степные почвы)</i>	0-10	380	2.27	0.27	3.57
	10-50	270	2.25	0.33	3.31
	0-50	290	2.24	0.32	3.36
<i>Арагац (горно– луговые почвы)</i>	0-10	420	1.86	0.16	0.83
	10-50	460	0.89	0.10	2.11
	0-50	450	1.08	0.11	1.81

Так, для лугово–степных почв (мг/л) – $C_{(290)} \gg K_{(3.36)} > N_{(2.24)} > P_{(0.32)}$, а для горно-луговых – $C_{(450)} \gg K_{(1.81)} > N_{(1.08)} > P_{(0.11)}$. При этом, в альпийском поясе, по сравнению с субальпийским, сильнее выражено вымывание углерода из почвы, что, очевидно, связано с усиленной его деградацией и уменьшением содержания гумуса, а в лугостепном – остальных элементов

(K, N, P). Как видно, в лугостепном поясе с глубиной (0–10см и 10–50см) уменьшается содержание углерода – в 1.4 раза, а в альпийском – остальных элементов: калия – в 2.5, азота – в 2.1 и фосфора – в 1.6 раза.

В табл. 2 приведено среднее содержание исследуемых элементов в речной воде, куда в итоге миграции они попадают после выщелачивания из почвы. По содержанию в речной воде исследуемые элементы составляют следующий нисходящий ряд: Сорг.>K>N>P. Если превышение калия над азотом составляет лишь около 2 раза, то превышение калия и азота над фосфором достигает нескольких десятков раз, т.е. и здесь наблюдается более прочная связь фосфора с почвой по сравнению с калием и азотом, в связи с чем значительно уменьшено выщелачивание его из почвы в речную воду.

Таблица 2
Содержание основных питательных элементов в воде р. Амберд (мг/л)

<i>Место</i>	<i>Сорг.</i>	<i>N</i>	<i>P</i>	<i>K</i>
<i>Река Амберд</i>	7.85	1.02	0.13	2.8

Одним из наилучших показателей миграции элементов в экосистеме является количественное изменение соотношения элементов при переходе их из одного объекта экосистемы в другой.

Известно, что поведение элементов в экосистеме обусловлено их физико-химическими свойствами, которые и обуславливают их расположение в таблице Менделеева (Добролюбский, 1969). Наиболее близко друг к другу расположены углерод и азот (их порядковые номера соответственно 6-ой и 7-ой), в связи с чем коэффициент корреляции между их содержанием в исследуемых почвах оказался достаточно тесным. Калий и фосфор располагаются в пределах порядковых номеров 1–20 и по месторасположению недалеко друг от друга (порядковые номера их соответственно 15-ый и 19-ый).

Таблица 3
Количественные соотношения основных питательных элементов в почвах высокогорных экосистем Арагацского массива

<i>Отношение элементов</i>	<i>Арагац МС*, 3250м</i>	<i>Арагац за оградой МС, 3250м</i>	<i>Арагац, 3200м</i>	<i>Арагац, 3146м</i>	<i>Арагац, 2800м</i>	<i>Амберд за оградой МС, 2080м</i>	<i>Амберд МС, 2080м</i>
<i>Сорг./N</i>	21	22	26	23	24	27	25
<i>Среднее:</i>	24						
<i>K/P</i>	3.0	2.0	1.4	2.1	1.7	1.9	2.3
<i>Среднее:</i>	2.1						

В табл.3 приведено количественное соотношение элементов Сорг./N и К/Р в горно-луговых и лугово-степных почвах Арагацкого массива. Колебания их содержаний в почвах по вертикальной поясности охватывает небольшие пределы: для отношения Сорг./N эти пределы равны 21–27, а для К/Р – 1.4-3.0.

Сравнивая вышеприведенные данные для исследуемых почв с данными для лизиметрических и речных вод (табл. 3, 4), очевидно, что они составляют следующие нисходящие ряды изменения по нижеприведенным объектам (сверху вниз по вертикальной поясности): почвы горно-лугового и лугостепного поясов – лизиметрические воды – речная вода, соответствующие следующим величинам: а) для Сорг./N они соответственно равны 24 – 273 – 773, б) для К/Р – 2.1 - 14.9 – 21.

Таблица 4

Количественные соотношения элементов в лизиметрической (0-50см) и речной водах

Количественное соотношение	Лизиметрические воды			Вода р.Амберд
	Лугово-степной пояс	Горно-луговой пояс	среднее	У начала
C/N	129	417	273	773
K/P	10.5	19.2	14.9	21

Полученные ряды указывают на расхождение путей миграции Сорг. и N, а также К и Р сверху вниз в вертикальном направлении по мере их выщелачивания из почв высокогорных экосистем в речную воду. Лучшее всего величина этого изменения проявляется в коэффициенте НО (“наблюдаемые отношения”), для получения которой количественное соотношение элементов в последующем объекте делится на одно и то же соотношение в предыдущем или начальном объекте, с которым производится сравнение. При этом, если это соотношение больше единицы, то это свидетельствует о том, что наблюдается преимущественный переход в последующий объект элемента, находящегося в числителе отношения, если же оно меньше единицы – то в знаменателе. Согласно проведенным расчетам, превышение Сорг. над N в речной воде, по сравнению с почвой, достигает 32 раз; соответственно, превышение К над Р меньше, но тоже немалое и достигает 10 раз.

Заключение. Таким образом, проведенные исследования позволили выявить ряд особенностей и закономерностей поведения некоторых питательных элементов в процессе миграции их в высокогорных экосистемах Арагацкого массива.

Установлена прямая и тесная коррелятивная зависимость между содержанием углерода и азота в лугово-степных и горно-луговых почвах.

Поведение калия и фосфора резко отличаются друг от друга: в наибольших пределах в исследуемых почвах колеблется содержание калия,

связанное с его активностью и относительно слабой связью с почвенным поглощающим комплексом. Очень слабо выражено изменение содержания фосфора по исследуемым пунктам, обусловленное его малой подвижностью в почвах.

Установлено, что содержание углерода в лизиметрических водах в альпийском поясе в 1.4 раза выше по сравнению с лугостепным, тогда как для азота, фосфора и калия картина обратная, при этом превышение по фосфору составляет в 3 раза, а по калию и азоту – около 2 раза.

Расчеты изменения количественных соотношений C/N и K/P в исследуемых экосистемах позволили установить существенное увеличение этих соотношений в процессе их миграции сверху вниз по вертикальной поясности в системе почва–лизиметрическая вода–речная вода, а величины НО (“наблюдаемые отношения”) дали возможность количественно оценить степень этого увеличения. Выявлено, что превышение вымывания в речную воду из почв для углерода (относительно азота) достигло 32 раза, а для калия относительно фосфора – 10 раз.

Результаты проведенных исследований обогащают представления о процессах, происходящих в деградированных почвах высокогорных экосистем и могут оказаться полезными при разработке мероприятий, направленных на повышение продуктивности растений и плодородия почв и улучшения экологического состояния окружающей среды.

Л и т е р а т у р а

- Аветисян М.Г., Погосян Т.Э. О водно-миграционном потоке макрокомпонентов в Арагацском горном массиве. Псковский регионологический журнал N20, 2014, с. 88-95.
- Алекин О.А. Химический анализ вод суши. Ленинград, Гидрометеиздат, 1954, 223 с.
- Аринюшкина Е.В. Руководство по химическому анализу почв. Москва: Изд-во МГУ, 1970, 487 с.
- Бабаян Г.Б. Агрохимическая характеристика горно-луговых почв Армянской ССР. Ереван: АН АрмССР, 1982, с. 22, 31, 33.
- Добролюбский О.К. Биологическое действие микроэлементов в связи с их положением в периодической системе Д.И.Менделеева. Биогеохимия растений. Труды Бурятского Института естественных наук. Улан-Удэ, Бурятское книжное изд-во, 1969, вып. 2, с. 29-38.
- Ревазян Р.Г., Сакоян А.Г., Аветисян М.Г. Особенности трансформации биогеохимических циклов углерода и азота на горных лугах альпийского пояса при антропогенном воздействии. Биокосное взаимодействие в природных и антропогенных системах: Матер. IV Междунар. симп., Санкт-Петербург, 2011, с. 500-504.
- Сакоян А.Г. Антропогенная трансформация потоков биогенных элементов в горных экосистемах и их прогнозирование. (Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. канд.) Ереван, Ботанический ин-т НАН РА, 2012, с. 24.
- Сакоян А.Г., Ревазян Р.Г., Араратян Л.А., Сафразбекян Э.А. Трансформация азотсодержащей органики горно-луговых почв под воздействием интенсивной пастбы. Биол. журн. Армении, 2009, т.61, N4, с. 25-30.
- Шилова З.Н. Лизиметрический метод, его значение и условия применения для познания современных процессов почвообразования. Применение лизиметрических методов в почвоведении, агрохимии и ландшафтоведении. Ленинград: Наука, 1972, с. 1-21.
- Юдин Ф.А. Методика агрохимических исследований. Москва: Колос, 1971, 272с.

Рецензент Г.Шагинян

**ՈՐՈՇ ԿԱՐԵՈՐԱԳՈՒՑՆ ՄՆՆԴԱՏԱՐՐԵՐԻ ՄԻԳՐԱՑԻԱՑԻ
ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ ԲԱՐՁՐ ԼԵՌՆԱՅԻՆ
ԷԿՈԶԱՄԱԿԱՐԳԵՐՈՒՄ**

**Լ.Ա.Արարատյան, Է.Ա.Սաֆրազբեկյան, Մ.Հ.Ավետիսյան,
Տ.Է.Պողոսյան**

Ամփոփում

Աշխատանքը նվիրված է ածխածնի, ազոտի, կալիումի և ֆոսֆորի միգրացիայի որոշակի առանձնահատկությունների ուսումնասիրությանը՝ հող – լիզիմետրիկ ջուր – գետի ջուր համակարգում:

Հոդվածում ուսումնասիրվել են Արագածի զանգվածի մարգագետնատա-փաստանային և ալպյան գոտիների բարձրադիր արոտավայրերն ու խոտհարքները: Երկու գոտիների համար էլ բնորոշ է հողի բերրիության և բույսերի արդյունավետության նվազումը, ինչը բացատրվում է բերքի հետ և հողից տարրերի կորստով ու նրանց լվացմամբ:

Պարզվել է, որ հողերի դեգրադացման արդյունքում C-N և K-P միգրացիայի ուղիները բաժանվում են. ազոտի համեմատ զգալիորեն բարձրանում է ածխածնի դուրս մղումը գետի ջուր, նույն պատկերն, ավելի թույլ արտահայտված, դիտվում է նաև կալիումի վերաբերյալ՝ ֆոսֆորի համեմատ:

**THE MIGRATION PECULIARITIES OF ESSENTIAL NUTRIENTS IN
THE HIGH-MOUNTAIN ECOSYSTEMS**

L.A. Araratyan, E.A. Safrazbekyan, M.H. Avetisyan, T.E. Poghosyan

Abstract

The work is dedicated to the study of specific patterns of migration of carbon, nitrogen, potassium and phosphorus in the soil - lysimetric water - river water system. It turned out, as a result of soil degradation the migration paths of C-N and K-P analogous elements diverge. In relation to nitrogen, the leaching of carbon in river waters increases significantly. The picture is the same in case with potassium in relation to phosphorus, although with a weaker revelation in this case.

ԱԼԵՔՍԱՆԴՐ ՊԵՏՐՈՍԻ ԴԵՄՅՈՒՆ
(ծննդյան 115-ամյակին)
(1900 - 1953)



2015թ. լրանում է Հայաստանի երկրաբանական ծառայության ավագ սերնդի նշանավոր գործիչներից մեկի՝ հիդրոերկրաբանության և ինժեներային երկրաբանության ասպարեզներում ճանաչված գիտնական և գիտության հմուտ կազմակերպիչ, ԳԱ Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտի տնօրեն (1941-1950թթ.), երկրաբան-հանքաբանական գիտությունների թեկնածու Ալեքսանդր Պետրոսի Դեմյոխինի ծննդյան 115-ամյակը:

Ա.Դեմյոխինը ծնվել է 1900թ. օգոստոսի 19-ին, Սմոլենսկի նահանգի Իզդեշկովո գյուղում: Ավարտելով Մոսկվայի լեռնային ակադեմիան (1930թ.), նա 1931թ. տեղափոխվում է Հայաստան և իր հետագա կյանքն ու գործունեությունը լիովին նվիրաբերում Հայաստանում երկրաբանության, մասնավորապես ջրաերկրաբանության զարգացման գործին:

Հենց առաջին տարիների նրա հետազոտությունները նվիրված էին Արզնու շրջանի հանքային ջրերի ավազանի երկրաբանական կառուցվածքի, հանքային ջրերի ձևավորման, պաշարների, քիմիական բաղադրության, հատկությունների և առանձնահատկությունների բացահայտմանը, ինչպես նաև բուժման նպատակներով դրանց օգտագործման հեռանկարներին: Ա.Դեմյոխինի անվան հետ են կապված «Արզնի» առողջարանի շինարարությունը և միջազգային ճանաչում ստանալու գործընթացները:

Հետագա տարիներին Ա.Դեմյոխինը նույնատիպ լայնածավալ հետազոտություններ իրականացրեց Վայոց Ձորի շրջանի Ջերմուկի հանքային ջրերի ավազանի սահմաններում, որոնց հիմքի վրա կառուցվեց և մինչ այժմ հաջողությամբ գործում է հանրահայտ «Ջերմուկ» առողջարանը: Ա.Դեմյոխինի ղեկավարությամբ կատարված հետազոտությունների արդյունքները բերեցին Հայաստանի Դիլիջան, Հանքավան, Արարատ և մի շարք այլ հանքային ջրերի պաշարների հաստատմանն ու շահագործմանը՝ որպես խմելու հանքային ջրեր: Երկարամյա հիդրոերկրաբանական աշխատանքների արդյունքներն Ա.Դեմյոխինն ամփոփեց «Հայաստանի հանքային ջրերը» առաջին ամփոփագրում, որը մինչ այժմ չի կորցրել իր գիտական արժեքն ու նշանակությունը:

Ա.Դեմյոխինի բազմամյա գործունեությունը չի սահմանափակվել միայն հիդրոերկրաբանական խնդիրներով: Նրա մեծ փորձառությունը և գիտական ինտուիցիան թույլ էին տալիս որոշիչ եզրակացությունների հանգել մի շարք կարևորագույն սեյսմաբանական և ինժեներա-

երկրաբանական խնդիրների վերաբերյալ և առաջարկել գործնական լուծումներ: Իր աշխատություններում նա անդրադարձ է կատարել նաև Հայաստանի ոչ մետաղական օգտակար հանածոների, այդ թվում՝ վառելիքային հումքի ուսումնասիրման և օգտագործման հեռանկարների հարցերին:

Հատուկ հիշատակման է արժանի Ա.Դեմյոխինի դերը բարձրորակ մասնագիտական կադրերի պատրաստման գործում: 1937-1951թթ. նա դասավանդել է ջրաերկրաբանություն և ինժեներային երկրաբանություն առարկաները Երևանի պետական համալսարանի երկրաբանական ֆակուլտետում: Նրա ուսանողներից շատերը հետագայում մեծ ներդրում են ունեցել ինչպես Հայաստանում ջրաերկրաբանական գիտության զարգացման, այնպես էլ բազմաթիվ կիրառական խնդիրներ լուծելու գործում:

Մեծ է եղել Ա.Դեմյոխինի դերը Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտի տնօրենի պաշտոնավարման տարիներին (1941-1950թթ.): Նրա ղեկավարած նորաստեղծ գիտական կոլեկտիվի ջանքերով իրականացվում էին այդ տարիներին Հայաստանի գիտության և տնտեսության համար առաջնահերթ երկրաբանական խնդիրներին առնչվող հետազոտություններ և հիմքեր դրվեցին ինստիտուտի գիտական ուղղությունների հետագա զարգացման:

Ա.Դեմյոխինի ջանքերով ինստիտուտում հիմնադրվեց ջրաերկրաբանական բաժին: Արդեն այդ ժամանակ մեծ թափով ծավալվեցին Հայաստանի ջրաերկրաբանությանն առնչվող տարբեր խնդիրների լուծմանն ուղղված հետևողական և նպատակամղված ուսումնասիրություններ: Այդ մոտեցումները որոշիչ դեր խաղացին հանրապետությունում հանքային և քաղցրահամ ջրերի արդյունավետ օգտագործման, ինչպես նաև առողջարանային ցանցի զարգացման գործում գիտականորեն հիմնավորված պետական քաղաքականության մշակման համար:

Անգնահատելի է նաև Ա.Դեմյոխինի վաստակը Հայաստանի մշակույթի և, առաջին հերթին, հնագիտության բնագավառում: Նրա կողմից են հայտնաբերվել Կարմիր Բլուր ուրարտական ամրոցի սեպագիր արձանագրությունը, Արգնի ավանի շրջակայքում պալեոլիթի ժամանակաշրջանի քարե (օբսիդիան) գործիքները և Գեղամա լեռնաշղթայի սահմաններում գոյություն ունեցող ժայռապատկերները:

Ա.Դեմյոխինը բազմաթիվ գիտական աշխատությունների, մասնագիտական պրակտիկ եզրակացությունների և առաջարկների հեղինակ է, որոնցից շատերը չեն կորցրել իրենց գիտական արժեքը:

Ա.Դեմյոխինի ծննդյան 115-ամյակը ևս մեկ առիթ է ինստիտուտի ողջ կոլեկտիվի, երկրաբանական հանրության և նրա հիմնադրած գիտական դպրոցի սաների ու հետևորդների համար՝ խորին երախտագիտությամբ նշելու գիտության նվիրյալի, Հայաստանի երկրաբանության, առողջապահության և հնագիտության ասպարեզներում մեծ ավանդ ներդրած անձնավորության հորելյանը:

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

ԼԵՎՈՆ ԱՎԵՏԻՍԻ ԱՎԱԳՅԱՆ
(ծննդյան 100-ամյակին)
(1914 – 1999)



Լ.Ավագյան, Հայաստանի երկրաբանական ծառայության վաղ ժամանակաշրջանի վաստակաշատ նվիրյալներից մեկը, երկրաբանահանքաբանական գիտությունների թեկնածու, դոցենտ, Հայաստանի վաստակավոր երկրաբան:

Լ.Ավագյանը ծնվել է 1914թ. սեպտեմբերի 9-ին, Իգդիրում (Թուրքիա), ուսուցչի ընտանիքում: 1939թ. ավարտել է Երևանի պետական համալսարանի երկրաբանական ֆակուլտետը և անցել աշխատանքի ԳԱ Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտում որպես գիտաշխատող ընդմիջելով աշխատանքը 1942-1943թթ., Սովետական բանակում ծառայելու ժամանակաշրջանում:

Հետագա տարիների նրա գիտական հետազոտությունները հիմնականում նվիրված էին Հայաստանի տարբեր շրջաններում տարածված չորրորդական հասակի առաջացումների շերտագրությանը և նրանցում գտնված խոշոր կաթնասունների՝ փղի, ռնգեղջյուրի, ձիու, ուղտի և այլ բրածո ֆաունայի մնացորդների ուսումնասիրության հարցերին: Առանձնակի հիշատակման են արժանի Շիրակի գոգավարության սահմաններում, «Կազաչի պոստ» տեղամասի ավագային շերտերում Լ.Ավագյանի կողմից հայտնաբերած նախապատմական փղի մնացորդների ուսումնասիրությունները, որոնք ամփոփվեցին և ներկայացվեցին թեկնածուական ատենախոսության տեսքով, որը պաշտպանվեց 1948թ.: Փղի ատամների և կմախքի որոշ ոսկորների մնացորդները Լ.Ավագյանի և քանդակագործ Հ.Պողոսյանի ջանքերով վերականգնվեցին և ամբողջական կմախքը ցուցադրվեց Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտի թանգարանային սրահում:

Թանգարանի ղեկավարի պաշտոնավարման տարիներին Լ.Ավագյանի գիտական գործունեության մի զգալի հատվածը նվիրված է եղել Հայաստանի ընդերքի հարստություններին վերաբերվող տեղեկությունները հանրությանը և, հատկապես, երիտասարդների լայն շրջանակներին մատչելի դարձնելուն: Զուգահեռաբար նա ձեռնամուխ էր եղել շատ կարևոր և շնորհակալ գործի՝ Հայաստանի երկրաբանական գիտության և ծառայության պատմության հարցերի ուսումնասիրմանը: Տարբեր տարիների լույս տեսած և նրա կողմից հավաքված, ինչպես նաև մեծաքանակ արխիվային նյութերի հիման վրա, հրատարակվել են հոդվածներ ու առանձին բրոշյուրներ, որոնք նվիրված են

հայ և օտարերկրյա անվանի երկրաբանների՝ Հ.Կարապետյանի, Տ.Զրբաշյանի, Պ.Ղամբարյանի, Պ.Բոննեի, Կ.Պաֆենհոլցի, Ա.Դեմյո-խինի, Հ.Ստեփանյանի, Ս.Մկրտչյանի, Հ.Մաղաքյանի, Ա.Ասլանյանի և շատ ուրիշների կյանքին, գործունեությանն ու թողած մեծ ավանդին: Մասնավորապես՝ թանգարանի արխիվում պահվող ֆրանսիացի նշանավոր գիտնական Պ.Բոննեի ձեռագիր հաշվետվությունները և քարտեզագրական եզակի նյութերը, որոնք վերաբերվում են 1910-1914թթ. նրա կողմից Հայաստանում իրականացված երկրաբանական ուսումնասիրություններին, օգտագործվեցին 2010թ. Ֆրանսիայից հատուկ ժամանած մասնագետների կողմից: Նրանք հատուկ նշեցին, թե ինչ երախտագիտությամբ Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտում պահպանվել են Պ.Բոննեի շուրջ մեկ դար վաղեմության ձեռագիր նյութերը և ամբողջությամբ գեղեցիկ նրանք գիտնականի 100-ամյակին նվիրված Ֆրանսիայում հրատարակված մենագրությունում:

Լ.Ավագյանի գրչին են պատկանում շուրջ 40 գիտական աշխատություններ: Նրա ջանքերով կազմվել և հրատարակման համար նախապատրաստվել էր մենագրություն՝ նվիրված ԵՊՀ երկրաբանական ֆակուլտետին և նրա շրջանավարտներին: Ցավոք, անավարտ մնաց նրա աշխատությունը՝ նվիրված ՀՀ ԳԱԱ Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտի պատմությանը: Գիտական հետազոտություններից բացի, Լ.Ավագյանը զբաղվում էր գիտամանկավարժական գործունեությամբ: Երևանի պետական համալսարանի երկրաբանական և պոլիտեխնիկական ինստիտուտի լեռնային ֆակուլտետների միջին սերնդի ուսանողները հնարավորություն են ունեցել ունկնդրել ընդհանուր երկրաբանություն և հնէաբանություն առարկաների դասախոսությունները, որոնք նրա կողմից մատուցվում էին գեղեցիկ հայերենով և միայն իրեն հատուկ արտիստականությամբ:

Լ.Ավագյանը վախճանվել է 1999թ. հուլիսի 21-ին, Երևանում:

Լևոն Ավետիսի Ավագյանի՝ կենսախինդ, շրջապատին արտակարգ հաղորդակից, համեստ, բարեկիրթ մարդու և ազնիվ քաղաքացու կերպարը վառ է բոլոր նրան ճանաչողների հիշողության մեջ:

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

ՌԱՖԱՅԵԼ ԼԵՎՈՆԻ ՄԵԼՔՈՆՅԱՆ
(ծննդյան 80-ամյակին)



Լրացավ վաստակաշատ գիտնական, ՀՀ ԳԱԱ Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտի օգտակար հանաժոնների և պետրոլոգիայի բաժնի վարիչ, ՀՀ ԳԱԱ թղթակից անդամ, Ռուսաստանի բնական գիտությունների ակադեմիայի արտասահմանյան անդամ, երկրաբանա-հանքաբանական գիտությունների դոկտոր Ռաֆայել Լևոնի Մելքոնյանի 80-ամյակը:

Ռ.Մելքոնյանը ծնվել է 1934թ. նոյեմբերի 29-ին, Երևանում: 1958թ., գերազանցությամբ ավարտելով Երևանի պետական համալսարանի երկրաբանական ֆակուլտետը, նա աշխատանքի է անցնում ԽՍՀՄ Երկրաբանության նախարարության Գրոմովյան արշավախումբում, որը զբաղվում էր Անդրկովկասի տարածքում ռադիոակտիվ հումքի որոնումներով: 1960թ-ից մինչ այժմ՝ արդեն 55 տարի, նա աշխատում է Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտի պետրոգրաֆիայի բաժնում:

Ռ.Մելքոնյանն իր գիտական գործունեությունը սկսել է Ալավերդու հանքային շրջանի ինտրուզիվ համալիրների ուսումնասիրությամբ: Ի տարբերություն իշխող կարծիքների, նա առաջ քաշեց նոր պատկերացումներ այդ համալիրների հասակի, սկզբնային հալոցքի ոչ թե գրանիտային, այլ բազալտային կազմի վերաբերյալ, հիմնավորեց պոլինահրաքարային հանքայնացման կապը բազալտային հալոցքի խորքային օջախների հետ:

1989թ. Ռ.Մելքոնյանը Մոսկվայում, ԽՍՀՄ ԳԱ Մետաղական հանքավայրերի երկրաբանության, պետրոգրաֆիայի, միներալոգիայի, երկրաքիմիայի ինստիտուտում (ИГЕМ АН СССР), պաշտպանեց իր դոկտորական ատենախոսությունը, որում իրենց հիմնավորված լուծումները ստացան Փոքր Կովկասի կղզաղեղային համալիրների երկրաբանության, պետրոլոգիայի և հանքագոյացման մի շարք առաջնահերթ խնդիրներ: Նրա կողմից առաջին անգամ Կովկասի տարածքում առանձնացվեց և ուսումնասիրվեց Cu-Mo հանքավայրերի նոր՝ կղզաղեղային տիպը (Թեղուտ, Կաշեն, Ոսկեսար և այլն): Ի տարբերություն իշխող պատկերացումների, Վիրահայոց-Ղարաբաղի կղզաղեղային կառույցը համարվեց հեռանկարային Cu-Mo հանքավայրերի հայտնաբերման տեսանկյունից, ինչն ապացուցվեց Արցախի տարածքում այժմ շահագործվող Կաշենի հանքավայրի հայտնաբերմամբ:

Ռ.Մելքոնյանի և ավագ գիտ.աշխատող Մ.Հակոբյանի կողմից թթվածնափոխակային հետազոտությունների ոլորտում ստեղծվեց

նոր ուղղություն, որի շնորհիվ հնարավոր դարձավ լուծել մի շարք կարևոր խնդիրներ ապարա- և հանքագոյացման բնագավառներում: Մշակվեց թթվածնաիզոտոպային մեթոդ ասիմիլյացիայի և դիֆերենցիացիայի պրոցեսների տարբերակման համար, Cu-Mo պորֆիրային հանքավայրերի առաջացման տեսության մեջ ապացուցվեց կոզադեդային հանքավայրերի հիդրոթերմալ լուծույթների կազմում ծովային ջրի մասնակցության հարցը: Առաջին անգամ մշակվեց կոզադեդային Cu-Mo հանքավայրերի առաջացման մոդելը, ցույց տրվեց նրա սկզբունքային տարբերությունը հետկոլիզիոն էտապի Cu-Mo հանքավայրերի (Քաջարան, Ագարակ և այլն) առաջացման մոդելից:

Ռ.Մելքոնյանի կողմից առանձնացվեց Հայ-Իրանական վերին էոցեն-միջին միոցենի հասակի Cu-Mo հանքայնացման դիսկրետ գոտի մոտ 2000 կմ ձգվածությամբ, որի ակտիվությունը շարունակվել է մոտ 32 մլն տարի: Այդ գոտու սահմաններում տեղադրված են այնպիսի զիզանտ հանքավայրեր, ինչպիսիք են Քաջարանը Հայաստանում և Սար Զեշմենը Իրանում, և գոտին որակավորվեց որպես Cu-Mo հանքայնացման նոր պրովինցիա:

Վերջին 10 տարիների ընթացքում Ռ.Մելքոնյանը եղել է մի շարք միջազգային նախագծերի (CRDF, INTAS, SCOPES և այլն) Հայաստանի մագմայականության և մետաղագոյացման աշխատանքային խմբերի գիտական ղեկավար և պատասխանատու կատարող: Ֆրանսիայի, Շվեյցարիայի, ԱՄՆ-ի, Թայվանի, Իտալիայի գործընկերների հետ կատարված հետազոտությունների արդյունքում ստացվեցին նոր, կարևոր արդյունքներ Հայաստանի հանքամագմայական համալիրների առաջացման, հասակի ու հանքաբերության վերաբերյալ:

Ռ.Մելքոնյանը հեղինակ է շուրջ 130 գիտական աշխատությունների, այդ թվում՝ 4 մենագրությունների (3-ը համահեղինակությամբ): Նա եղել է Հայաստանի ազգային ատլասի Ա հատորի (2007թ.) խմբագրական խորհրդի անդամ, Երկրաբանական և օգտակար հանածոների քարտեզների համահեղինակ:

Ռ.Մելքոնյանը ճանաչված գիտնական է: Նրա աշխատանքների արդյունքները բազմիցս ներկայացվել են միջազգային և համամիութենական կոնգրեսներում և գիտաժողովներում՝ Ռուսաստանում, Գերմանիայում, ԱՄՆ-ում, Բուլղարիայում, Սլովակիայում: Նա եղել է ԽՍՀՄ միջգերատեսչական Պետրոգրաֆիական կոմիտեի անդամ, ինչպես նաև Ղրիմ, Կարպատներ, Կովկաս Պետրոգրաֆիական կոմիտեի նախագահի տեղակալ: Նշանակալի է Ռ.Մելքոնյանի ավանդը գիտակազմակերպչական բնագավառում՝ 26 տարի նա վարել է ԵԳԻ տնօրենի գիտության գծով տեղակալի պաշտոնը:

Բազմալաստակ և բեղմնավոր գիտական և գիտակազմակերպչական գործունեության համար նրան 1985թ. շնորհվել է “ՀՄԽՀ վաստակավոր երկրաբան” պատվավոր կոչումը, 1998թ. ընտրվել է Ռուսաստանի բնական գիտությունների ակադեմիայի արտասահմանյան անդամ, 2000թ. ընտրվել է ՀՀ ԳԱԱ թղթակից անդամ, 2010թ.

պարզևատրվել է Եվրոպայի բնական գիտությունների ակադեմիայի
Լեոնարդ Էյլերի մեդալով, իսկ 2013թ.՝ ՀՀ կառավարության Անանիա
Շիրակացի մեդալով:

Ռ.Մելքոնյանն իր գործընկերների նկատմամբ բարյացակամ է,
միննույն ժամանակ պահանջկոտ ու սկզբունքային, նա գիտությանը
նվիրված, բազմակողմանի զարգացած, համեստ, բարեկիրթ անձնավո-
րություն է:

ՀՀ ԳԱԱ նախագահությունը, Քիմիական և Երկրի մասին գիտու-
թյունների բաժանմունքը, ԵԳԻ անձնակազմը ջերմորեն շնորհավորում
են վաստակաշատ գիտնականի ծննդյան 80-ամյակը և մաղթում նրան
քաջառողջություն, ամենայն բարիք ու ստեղծագործական նոր հաջո-
ղություններ:

**ՀՀ ԳԱԱ Նախագահություն
Քիմիական և Երկրի մասին գիտությունների բաժանմունք
ՀՀ ԳԱԱ Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտ
ՀՀ ԳԱԱ “Գիտություններ Երկրի մասին” տեղեկագրի խմբագրություն**

**ՌԻՄՄԱ ՀԱՐՈՒԹՅՈՒՆԻ ԽՈՐԵՆՅԱՆ
(ծննդյան 80-ամյակին)**



2015թ. ապրիլի 3-ին լրացավ ՀՀ ԳԱԱ Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտի ավագ սերնդի կին երկրաբաններից մեկի՝ երկրաբանա-հանքաբանական գիտությունների թեկնածու, ավագ գիտաշխատող Ռիմա Հարությունի Խորենյանի ծննդյան 80 - ամյակը:

Ռ.Խորենյանը 1952թ. ոսկե մեդալով ավարտել է միջնակարգ դպրոցը, 1957թ. գերազանցությամբ ավարտել է Երևանի պետական համալսարանի երկրաբանական

ֆակուլտետը և աշխատանքի անցել ՀՀ ԳԱԱ Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտի պետրոգրաֆիայի բաժնում, որտեղ զբաղվել է տարբեր հասակի մագմայական ապարների պետրոգրաֆա-միներալաբանական հետազոտություններով:

1975թ. Ռ.Խորենյանը հաջողությամբ պաշտպանել է թեկնածուական ատենախոսությունը «Ծաղկունյաց լեռնաշղթայի մեզոզոյի մագմայականությունը» թեմայով:

Հետագա տարիներին նա շարունակել է Ծաղկունք-Զանգեզուրի գոտու հյուսիսային հատվածի տարբեր հասակի մագմայական առաջացումների հետազոտությունները, մասնակցել է «Մագմայական, մետամորֆային և հանքային ֆորմացիաների 1:300000 մասշտաբի քարտեզ ԱՏ համակարգում» թեմայի աշխատանքներին (2010թ.):

Ռ.Խորենյանն առաջին անգամ Ծաղկունյաց լեռնաշղթայի սահմաններում (Գոնդվանայի հյուսիսային հատված) հայտնաբերել և ուսումնասիրել է յուրայի հասակի կղզադեղային տիպի դիֆերենցացված՝ ցածր Na-ական ալկալիության հրաբխային հաստվածքը, վերականգնել է Մենսար-Գեղարոտի հրաբխա-ինտրուզիվ տեկտոնական կառույցը՝ հերքելով մինչ այդ տարածված «պասիվ ցամաքային ծայրամասի» վարկածը:

Կարևոր նշանակություն ունեցավ Ռ.Խորենյանի եզրակացությունը Ծաղկունք-Զանգեզուրի գոտու և Վիրահայոց-Ղարաբաղի կղզադեղային կառույցի, մեզոզոյան ժամանակահատվածում միանման տեկտոնամագմայական զարգացման պատմության վերաբերյալ:

Ռ.Խորենյանն իր բազմամյա գիտական գործունեության ընթացքում մասնակցել է տարբեր միջազգային և հանրապետական գիտաժողովների: Նա հեղինակ է երկու մենագրությունների (մեկը համահեղինակությամբ), մի շարք հոդվածների և ձեռագիր աշխատությունների: Ներկայումս Ռ.Խորենյանն իր հարուստ գիտական փորձն ու

հմտությունները փոխանցում է Պետրոլոգիայի լաբորատորիայի երիտասարդ աշխատակիցներին:

Ռ.Խորենյանն ակտիվ մասնակցություն է ունեցել ինստիտուտի հասարակական կյանքում, բազմիցս ընտրվել է արհմիության կոմիտեի անդամ, իսկ 1984թ.-ին՝ արհմիության գիտաարտադրական հանձնաժողովի նախագահ:

Նա անկեղծ, շիտակ և բարյացակամ անձնավորություն է և արժանիորեն վայելում է իր շրջապատի սերն ու հարզանքը:

Ի սրտե շնորհավորելով Ռ.Հ.Խորենյանին հոբելյանի կապակցությամբ, մաղթում ենք նրան առողջություն և հետագա բեղմնավոր աշխատանք:

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

**ՅՈՒՐԻ ՎԱՉԱԳԱՆԻ ՍԱՅԱՂՑԱՆ
(ծննդյան 80-ամյակին)**



Լրացավ ճանաչված գիտնական, նորագույն պատմական և ռեգիոնալ երկրաբանության մասնագետ, ՀՀ ԳԱԱ Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտի առաջատար գիտաշխատող, երկրաբանա-հանքաբանական գիտությունների դոկտոր Յուրի Վաչագանի Սայաղյանի ծննդյան 80 և գիտական գործունեության 50-ամյակը:

Յու.Սայաղյանը ծնվել է 1934 թ., Երևանում, ծառայողի ընտանիքում: 1959թ. ավարտել է Երևանի պետական համալսարանի աշխարհագրության ֆակուլտետը և նույն թվականին ընդունվել աշխատանքի ՀՍՄՀ Երկրաբանական վարչությունում՝ որպես երկրաբան:

1968թ.-ից Յու.Սայաղյանի գիտական գործունեությունը կապված է ՀՀ ԳԱԱ Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտի հետ: Նորագույն երկրաբանության բնագավառում մեծանուն գիտնական, ակադեմիկոս Կ.Կ.Մարկովի ղեկավարությամբ նա 1967թ. հաջողությամբ պաշտպանել է թեկնածուական ատենախոսությունը՝ ստանալով երկրաբանա-հանքաբանական գիտությունների թեկնածուի գիտական աստիճան:

Յու.Սայաղյանի երկարամյա գիտական հետազոտությունները նվիրված են Հայաստանի և Կովկասի նորագույն երկրաբանական պատմության հարցերին՝ շերտագրությանը, լիթոլոգիային, ռելիեֆի ձևավորմանը, նեոտեկտոնիկային, գեոէկոլոգիային, հնակլիմայաբանությանը, հնաաշխարհագրությանը և շրջակա միջավայրի ձևավորման պատմությանը: Այս հետազոտությունների արդյունքներն ամփոփված են ավելի քան 150 գիտական հոդվածներում և երեք մենագրություններում, որոնք հրատարակվել են միջազգային և հանրապետական գիտական մամուլում:

Իր աշխատություններում Յու.Սայաղյանը առանձնահատուկ ուշադրություն է դարձրել նորագույն երկրաբանական պատմության տեսական հարցերին, շրջակա միջավայրի փոփոխություններին, դրանց ներկա վիճակի և զարգացման միտումների գնահատմանը, ինչպես նաև չորրորդական հասակի առաջացումների շերտագրության, լիթոլոգիայի, հնաաշխարհագրության, գեոմորֆոլոգիայի և այլ հարցերին: Յու.Սայաղյանն ակտիվ մասնակցություն է ունեցել նաև Հայաստանի տարբեր հիդրոտեխնիկական կառույցների ինժեներական-երկրաբանական հետազոտական աշխատանքներին:

Յու.Սայաղյանի երկարամյա գիտական ուսումնասիրությունների

արդյունքներն ամփոփվեցին և ներկայացվեցին դոկտորական ատենախոսության տեսքով, որը հաջողությամբ պաշտպանվեց Մոսկվայի Մ.Լոմոնոսովի անվան պետական համալսարանի երկրաբանական ֆակուլտետի գիտական խորհրդում 2008թ.: Այն «Հայաստանի նորագույն երկրաբանության պատմություն» մենագրության տեսքով 2009թ. հրատարակվել է Երևանում, իսկ 2010թ. հաղթող է ճանաչվել Միջազգային մրցանակաբաշխության բնական գիտությունների բնագավառի «Գիտական գիրք» անվանակարգում:

Յու.Սայադյանն իր հետազոտությունների արդյունքները բարձր գիտական մակարդակով ներկայացրել է բազմաթիվ միջազգային, համամիութենական, համառուսական և հանրապետական գիտական խորհրդակցություններում: Գիտական գործունեությանը զուգահեռ Յու.Սայադյանն իրեն դրսևորել է նաև որպես ակտիվ գիտական կազմակերպիչ: 1972-1978թթ. նա եղել է ՀԽՍՀ Գիտությունների ակադեմիայի նոր տեխնիկայի գիտական պրոբլեմների հանձնախմբի գիտական քարտուղարը, 1978-1988թթ. աշխատել է ՀՍՍՀ ԳԱ Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտի գիտքարտուղարի պաշտոնում: Եղել է մի շարք գիտական միջոցառումների՝ Չորրորդական ժամանակաշրջանի հետազոտությունների IV-րդ համառուսական համաժողովի (Երևան, 1973), Երկրաբանական գիտությունների պատմության II-րդ երկկողմ՝ ԽՍՀՄ-ԳԴՀ հանդիպման (Երևան, 1979), Չորրորդական երկրաբանության Միջազգային Միության Հոլոցենի (INQUA) սիմպոզիումի (Երևան, 1982թ.), Միջազգային երկրաբանական կոնգրեսի նեոտեկտոնիկայի էքսկուրսիայի (IGC, Երևան, 1984) ակտիվ կազմակերպիչներից մեկը: Յու.Սայադյանն ընտրվել է Չորրորդական երկրաբանության ուսումնասիրության Հոլոցենի հանձնաժողովի Միջազգային Միության (INQUA) փոխնախագահ, ինչպես նաև Չորրորդական ժամանակաշրջանի երկրաբանության ուսումնասիրության ԽՍՀՄ ԳԱ խորհրդի անդամ, ընտրվել է Նյու Յորքի ԳԱ անդամ: Նա սերտորեն համագործակցում է ինչպես հանրապետության, այնպես էլ արտերկրացի գիտնականների հետ:

Իր բազմամյա բեղմնավոր գործունեության համար Յու.Սայադյանը 1978թ. արժանացել է ՀՍՍՀ Գիտությունների ակադեմիայի «Գովեստագրի», Միջազգային երկրաբանական կոնգրեսի նախապատրաստման և անցկացման աշխատանքներում ակտիվ մասնակցության համար պարգևատրվել է Պատվավոր դիպլոմով և Արծաթյա կրծքանշանով:

ՀՀ ԳԱԱ Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտի կոլեկտիվը սրտանց շնորհավորում է Յու.Սայադյանին հոբելյանի առիթով, ցանկանում նրան քաջառողջություն և ամենայն բարիք:

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

ԳԻՏՈՒԹՅԱՆ ԿՈՐՈՒՍՏՆԵՐ

ԱԼԼԱ ԽԱՉԱՏՈՒՐԻ ՄՆԱՑԱԿԱՆՑԱՆ
(1936 – 2013)



Անցավ շուրջ մեկ տարի, ինչ կյանքից անսպասելի հեռացավ Հայաստանի երկրաբանության, մասնավորապես՝ հրաբխականության և ապարագիտության ուսումնասիրման ասպարեզներում մեծ ավանդ ներդրած, վաստակաշատ գիտնական, ՀՀ ԳԱԱ Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտի նվիրյալներից մեկը՝ ավագ գիտաշխատող, երկրաբանա-հանքաբանական գիտությունների թեկնածու Ալլա Խաչատուրի Մնացականյանը:

Ա.Մնացականյանը ծնվել է Ստեփանավանում 1936թ. հուլիսի 6-ին, ծառայողների ընտանիքում: (Վախճանվել է 2013թ. դեկտեմբերի 24-ին, Երևանում):

1958թ. գերազանցությամբ ավարտել է Երևանի պետական համալսարանի երկրաբանական ֆակուլտետը և նույն տարում աշխատանքի անցել ԳԱ Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտում, որտեղ աշխատել է մինչև իր կյանքի վերջը:

1958թ.-ից սկսած նա իր ողջ կյանքն ու գործունեությունը, կապելով ինստիտուտի հետ, նվիրաբերել է Հայաստանի՝ գլխավորապես մեզոզոյան հասակի հրաբխածին գոյացումների ուսումնասիրության խնդիրներին:

Ա.Մնացականյանի հետազոտությունների շնորհիվ Հայաստանի հյուսիսում՝ Քուռ գետի ավազանի սահմաններում, մասնավորապես Իջևանի ու Շամշադինի շրջաններում (Տավուշի մարզ), բացահայտվեցին լայն տարածում ունեցող ստորին և հիմնականում վերին կավճի հասակի հրաբխածին գոյացումների առանձնահատկությունները և առաջացման օրինաչափությունները: Առաջին անգամ հատուկ ուսումնասիրության առարկա հանդիսացան այդ առաջացումներում գլխավոր ապար կազմող միներալների և նրանց համակցությունների քիմիական, սպեկտրալ, ռենտգենաչափական և զոնալակության հատկանիշները, ինչը թույլ տվեց հիմնավորել նրանց առաջացման մի շարք պետրոլոգիական խնդիրներ:

Ճանաչված ռուս գիտնական, պրոֆեսոր Մ.Ա.Ֆավորսկայայի ղեկավարությամբ իրականացված հետազոտությունների արդյունքները նրա կողմից ամփոփվեցին և ներկայացվեցին թեկնածուականատենախոսության տեսքով, որը 1964թ. հաջողությամբ պաշտպանվեց

Մոսկվայում, ապա հրատարակվեց որպես մենագրություն (համահեղինակությամբ). “Связь мелового и палеогенового вулканизма Армении с типами развития геосинклинальных прогибов” (Մոսկվա, “Նաուկա”, 1968):

Հետագա տարիներին Ա.Մնացականյանի կողմից նույն ջանասիրությամբ շարունակվեցին Հայաստանի տարբեր շրջաններում՝ Սյունիքում, Վեդի գետի և Սևանա լճի ավազանների սահմաններում տարածված կավճի հասակի հրաբխածին գոյացումների ուսումնասիրությունները: Արդյունքներն ամփոփվել են “Геология Армянской ССР, Петрография, вулканические породы” (ԳԱ հրատ., Երևան, 1970) բազմահատորյակի 4-րդ հատորում, ինչպես նաև “Петрология верхнемеловой вулканической серии северной Армении” (ԳԱ հրատ., Երևան, 1981) մենագրության մեջ:

Ա.Մնացականյանի աշխատանքներում առանձնակի ուշադրության են արժանացել կավճի հասակի գոյացումներում լայն տարածում ունեցող բենթոնիտային կավերի և ցեոլիտների միներալային և ստրուկտուրային առանձնահատկություններին, նրանց առաջացման պայմաններին առնչվող, ինչպես նաև՝ կիրառական նշանակություն ունեցող հարցերը:

Վերջին տասնամյակներում Ա.Մնացականյանի հետազոտություններն ուղղված էին հիմնականում Հայաստանի տարածքի վերին պլիոցեն-չորրորդական հասակի հրաբխածին գոյացումների երկրաբանական, պետրոգրաֆիական, միներալաբանական և պետրոլոգիական առանձնահատկությունների բացահայտմանը՝ ժամանակակից միջազգային մոտեցումների պահանջներին համահունչ: Արդյունքում առաջադրվեցին նոր վարկածներ Հայաստանի նորագույն հրաբխականության զարգացման օրինաչափությունների վերաբերյալ:

Ա.Մնացականյանի գիտական հետաքրքրությունների շրջանակներում լայն տեղ է զբաղեցրել նաև պետրոգրաֆիական մանրադիտակային ուսումնասիրությունների մեթոդների կիրառումը հնագիտական հետազոտությունների բնագավառում: Դրանք ուղղված էին նաև պեղումների ժամանակ հայտնաբերված կավային իրերի պատրաստման համար օգտագործված բնական նյութերի հնարավոր աղբյուրների աշխարհագրության երկրաբանական մոտեցումներով բացահայտմանը, ինչը մեծ նշանակություն ունի նախապատմական դարաշրջանին վերաբերվող որոշ հարցերի ճշտգրտման համար:

Ա.Մնացականյանի բազմամյա գիտական հետազոտությունների արդյունքներն ամփոփված են շուրջ 90 գիտական հոդվածներում և 6 մենագրություններում, որոնք հրատարակվել են հանրապետական և միջազգային գիտական մամուլում, ինչպես նաև ներկայացվել են տարբեր գիտաժողովներում:

Հանդիսանալով հմուտ մասնագետ նշված ասպարեզներում, նա իր գիտելիքներով պատրաստակամությամբ կիսվում էր բոլորի հետ և առանձնակի հոգատարությամբ փոխանցում էր իր հարուստ փորձը

երիտասարդ մասնագետներին, կազմակերպելով նրանց համար տեսական և գործնական դասընթացներ:

Ա.Մնացականյանը ինստիտուտի կոլեկտիվում սիրված և մեծ հարգանք վայելող համեստ, բազմակողմանի զարգացած և բարեկիրթ խառնվածքի տեր, գիտությանն ու ընտանիքին անվերապահորեն նվիրված անձնավորություն էր: Նրա հիշատակը վառ կմնա գործընկերների և նրան ճանաչողների հիշողություններում:

ՀՀ ԳԱԱ Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտ

ՀՀ ԳԱԱ “Գիտություններ Երկրի մասին” տեղեկագրի խմբագրություն