Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 6, 3—11, 1977

УДК 551.211 (479.25)

А. Т. АСЛАНЯН

ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ В АРМЯНСКОМ НАГОРЬЕ В ПЛИОЦЕНЕ И ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Армянское нагорье является классической областью проявления мезокайнозойского вулканизма и представляет значительный интерес как для изучения закономерностей развития магматизма в связи с большими изгибно-разрывными деформациями литосферы в геосинклинальных условиях, так и для изучения закономерностей новейшего вулканизма, проявившегося в условиях относительно малых деформаций сдвигово-сколового типа. Сотни потухших вулканов, разнообразные продукты их деятельности, наглядные соотношения последних с нормально-осадочными отложениями, данные об их возрасте, магнитных свойствах, химизме и др. представляют для этих исследований исключительно ценный материал.

1. В новоальпийском (послекиммерийском) цикле геологического развития Армянского нагорья последовательно выделяются этапы вулканической активности в туроне-сантоне (базальты, андезиты, липарито-дациты, трахидациты), палеогене (андезиты, андезито-дациты, кварцевые порфиры, трахидациты), миоцене—среднем плиоцене (базальты, андезито-базальты, андезиты, андезито-дациты, липарито-дациты, трахидациты) и верхнем плиоцене-плейстоцене-голоцене (базальты, андезито-базальты, отчасти базаниты, дациты, липариты, игнимбриты), причем первый этап знаменовался внедрением (в нижне-коньякское время) гипербазитовой магмы, продукты которой в ассоциации со спилитами, радиоляритами, лиственитами и др. фиксируются в виде нескольких субпараллельных поясов, прослеживающихся из Внутренней Анатолии в Армянское нагорье и далее в Западный Иран (по сейсмологическим данным эти гипербазитовые пояса на глубинах 50—60 *км* сливаются с верхней мантией, и характерное для коры трех-четырехъярусное строение в них не фиксируется—Г. А. Егоркина, Н. И. Халевина, 1975).

В соответствии с хорошо известными представлениями Г. Штилле, вулканизм первого этапа, сопровождавшийся гипербазитовым магматизмом, отмечает начальный этап становления новоальпийской геосинклинали, вулканизм третьего этапа, выраженный существенно кислыми и среднекислыми лавами и туфами, соответствует молассовому этапу развития геосинклинали и относится к субсеквентному типу; вулканизм четвертого этапа соответствует посторогенному финальному типу, а вулканизм второго этапа, проявленный чрезвычайно мощно в условиях интенсивного прогибания коры (в палеогене Понтид, Горного Закавказья, Талыша и Внутреннего Ирана) может выделяться

либо как самостоятельный интрагеосинклинальный—предорогенный этап, либо рассматриваться в крупном плане, как продолжение вулканизма первого этапа (после перерыва в интервале времени кампан-палеоцен). К концу этого этапа приурочен мощный синорогенный гранитоидный магматизм (верхний эоцен—нижний миоцен).

В рассматриваемой работе понятие «новейший вулканизм» распространяется на указанный выше четвертый этап вулканизма, отличительной особенностью которого является резкое преобладание и широкое площадное развитие лав базальт-андезито-базальтового состава, следовавших во времени за существенно андезито-дацитовыми и более богатыми щелочами лавами третьего этапа.

2. Наиболее мощные необратимые тектонические преобразования в Тавро-Кавказском секторе Средиземноморского орогена относятся к среднетретичному времени (верхний эоцен—нижний плиоцен). К концу этого времени низкогорные хребты орогена соответствовали антиклинориям, а разделяющие их долины—синклинориям. В ряде районов Горного Закавказья отмечены останцы морских отложений тортонского времени, очерчивающие пологую нерасчлененную поверхность, которая в свое время охватила весь доверхнемиоценовый складчатый комплекс области. Главнейшие эрозионные ущелья в Армянском нагорье (рр. Дебед, Агстев, Ахум, Воротан, Вохчи, Мегри, Касах, Раздан) имеют глубину до 1300—1400 *м* и возникли все после регрессии тортонского моря, а вероятнее—после регрессии сарматского, мэотического и понтического морей, отложения которых сохранились в отдельных депрессиях в бассейнах Куры, Аракса и оз. Севан. В этом отношении обращает на себя внимание наличие на древних террасах ущелий рр. Памбак, Мармарик, Далар и Галавар андезитовых, андезито-дацитовых лав и кислых пемзово-пепловых отложений, возраст которых составляет в среднем 5—7 *млн. лет* (по K-Ar методу). К моменту их излияния реки врезались на глубину 1000—1100 *м*. В этом же смысле примечательно наличие в бассейне оз. Севан (в районе гор. Камо) на высоте около 2000 *м*, морских отложений низов понта—верхов мэотиса в пологом залегании. Оценивая возраст этих отложений в 10 *млн. лет*, следует, очевидно, полагать, что наиболее высокогорная северная часть Армянского нагорья—Малый Кавказ, за все плиоценовое время испытала поднятие на 2000 *м*, при темпе 1 *см* за 50 лет. Точно такой же темп поднятия обнаруживается для верхнего апшерона—плейстоцена (200 *м* на 1 *млн. лет*).

3. Рассматривая проявления указанных выше циклов вулканической активности в их отношении к тектоническим структурам Средиземноморского орогена и Аравийско-Сарматской системы платформенных структур, легко убедиться, что миоплиоценовый субсеквентный вулканизм, отмеченный в основном липарито-дацитами и андезито-дацитами, тяготеет к близширотной дуге (типа зон Беньоффа): *Эгейское море—Центральная Анатолия—Армянское нагорье—Западный Иран*, причем в ряде случаев вулканогенные образования прослаиваются

здесь с нормально-осадочными отложениями сармата, мэотиса, понта. Знаменитая пикермийско-марагинская фауна (с гиппарионами) датирует эти вулканогенные образования в интервале времени верхний сармат—понт.

Детальные исследования последних лет (Г. П. Багдасарян, К. Г. Ширинян, С. Г. Карапетян, К. И. Карапетян, Э. А. Харазян, Г. А. Казарян, А. Т. Вегуни, В. М. Амарян, А. Т. Асланян и др.) дают возможность выделить в миоплиоцене Армении следующую восходящую последовательность вулканогенных образований:

1. Пестроцветные молассы с обильной примесью туфового материала в Араратской котловине, туффитов и туфопесчаников в Нахичеванской котловине и игнимбритовых туфов в с.-в. части бассейна оз. Севан. Кали-аргоновый возраст игнимбритов 24 *млн. лет* (нижн. миоцен).

2. Андезитовые туфы и туфобрекчии в гипсоносно-соленосной толще района гор. Еревана (встречены в буровых скважинах) и в с.-в. части бассейна оз. Севан—возраст гельветский (караганский горизонт).

3. Липариты, липарито-дациты, трахилипариты, образующие нижнюю белесоватую свиту между сс. Джрвеж и Вохчаберд, залегающую над молассами олигоцена, нижнего миоцена и гипсоносно-соленосной толщей среднего миоцена. К-Ar возраст лав 11,5—12,5 *млн. лет;* андезито-дацитовые туфы и туфобрекчии, переслаивающие сарматские отложения на пространстве между сел. сел. Вохчаберд и Мангюс (в буровых скважинах).

4. Вулканогенные образования (андезиты, андезито-дациты, дациты и их обломочные разности), слагающие вохчабердскую толщу и ее аналоги—варденисскую, биченагскую, годерзскую (?) и др.— К-Ar возраст 5—10 *млн. лет.* По наблюдениям автора, аналогами этой толщи являются андезито-дацитовые лавы и туфобрекчии, широко развитые в районе Анкары, Кесарии и др. (вулканогенная толща Кападовкии).

5. Липариты, липарито-дациты, обсидианы, широко развитые в Цахкункском, Варденисском и частично Гегамском хребтах, а также липариты, образующие купола Гюмуш, Авазан, прорывающие верхнесарматские отложения и перекрывающиеся долеритовыми базальтами акчагыла (см. ниже); К-Ar возраст кислых лав 3,5—6,7 *млн. лет.* (С. Г. Карапетян, 1972).

6. Покровы и потоки андезито-базальтов, андезитов, базальтов, андезито-дацитов (преобладают покровы светло-серых андезитов); широко развиты на Цахкункском хребте, частично на склонах Гегамского (сс. Капутан, Нурнус) и Варденисского хребтов, в долине р. Памбак (район гор. Кировакана), р. Джермук (севернее гор. Джермук) и др. К-Ar возраст лав 3,5—5,4 *млн. лет* (довиллафранкское время). Первая запруда в становлении оз. Севан была создана андезитами этой серии, вскрытыми в буровых скважинах на горизонте 1400 *м. н. у. м.*

Характерной особенностью верхнеплиоценового (виллафранкского)—антропогенового вулканического цикла является резкое преобладание близких к толеитам базальтовых и андезито-базальтовых и отчасти андезито-дацитовых лав, свойственных этапам значительной кратонизации орогенов. Среди них особо выделяются нижние долеритовые базальты, отличающиеся обратной намагниченностью и имеющие возраст 3,5 *млн. лет*[1]. В пределах Армянского нагорья они имеют значительное развитие и с перерывами прослеживаются в Аравийскую платформу и далее имеют свои аналоги в Эфиопии (иногда в ассоциации с пикритами и обсидианами). Наиболее крупные вулканы рассматриваемого плиоплейстоценового цикла (Аргиос, Арарат, Арагац, Абул, Самсар, Казбек, Эльбрус) тяготеют к т. н. Транскавказскому близмеридиональному (трансформному) поднятию, которое в юго-западном направлении прослеживается в систему Африкано-Аравийских рифтовых структур, а на север—в пределы Скифской плиты и Сарматского щита (роль этого поднятия отмечалась Ф. Освальдом, А. Д. Архангельским, Е. Е. Милановским и др.). Здесь заслуживает упоминания также Второй Транскавказский близмеридиональный линеамент в направлении Талыш—Вандам—Дербент, который ограничивает с востока (к Каспию) развитие мезокайнозойского вулканизма (вблизи этого разлома, у слияния Куры и Аракса под третичными молассами мощностью 2800 *м* вскрыта меловая вулканогенная толща мощностью 3500 *м;* восточнее к Каспийскому морю глубокие буровые скважины вулканогенных пород до глубины 5—7 *км* не вскрыли). Вместе с этим намечается контроль плиоплейстоценовых вулканических цепей Армянского нагорья дугообразными (конформными и субконформными) структурами обычного Средиземноморского простирания, а также некоторыми диагональными линеаментами. К первым относится главный пояс плейстоценовых вулканов, охватывающий последовательно очаговые районы Ахалкалакского плато, Мокрых гор, массива г. Арагац, г. Араилер, Гегамского, Варденисского и Сюникского нагорий и далее очаги южного склона хр. Карадаг в с.-з. Иране, недалеко от пограничной р. Аракс. Ко второму диагональному типу относятся вулканические линеаменты Сипан-Немрут-Тондурек-Магмаган-Кировабад, Арарат-Сибанд, Ерзика—Амасия и др.

Вулканические очаги (трещины и центры), давшие в нижневиллафранкское время огромное количество долеритовых лав, считающихся

[1] В 1972 г. во время экскурсий по Центральному вулканическому нагорью Франции недалеко от гор. Иссуар, у сел. Брок (южнее Клермон-Феррана) проф. П. Бу показал нам крупный поток обратно намагниченных долеритовых базальтов, излившихся 3,5 *млн. лет т. н.* (нижняя виллафранка). Макроскопически и в шлифе эти лавы не отличимы от долеритовых лав Котайкского плато. В магнитостратиграфической шкале лавы обоих этих районов попадают в полосу инверсии Гильберта, имевшей место 3,70—3,32 *млн. лет т. н.* Вблизи потока указанных долеритовых лав, берущего начало между крупнейшими вулканическими сооружениями Франции—Канталом и Мондор, у сел. Перне, развиты виллафранкские туфы, туфобрекчии и сиориты, сходные с таковыми горисской толщи в южной Армении.

наиболее глубинными мантийными выплавками, располагаются, по-видимому, в узлах пересечения указанных Средиземноморских и Транскавказских (трансформных в общем) разломов.

Здесь следует указать на приуроченность значительных излияний долеритовых базальтов к зоне Севано-Зангинского грабена, протягивающегося в направлении Варденис—Камо—Чаренцаван—Ошакан и выполненного средне-верхнемиоценовыми и миоплиоценовыми отложениями.

Второй главный этап становления оз. Севан связан с запрудой, созданной этими базальтами, вскрытыми в буровых скважинах у сел. Лчашен[1].

По данным магнито-теллурических исследований (Ц. Г. Акопян и др.), в пространстве между крупнейшими полигенными стратовулканами Арарат и Арагац слой с максимальной электропроводностью располагается на глубине 180—190 *км*. Возможно, вулканы данной области, давшие огромное количество андезитов и андезито-базальтов (с ксенолитами гипербазитов), имеют своим первоисточником массы указанного высокопроводящего слоя верхней мантии.

Обращает на себя внимание также увеличение щелочности плиоплейстоценовых лав в направлении от вулкана Арагац на юго-восток— в Сюникское нагорье, далее в Иранский Карадаг и в Эльбурс, где в лавах Демавенда (возраст 38.000*лет*), широкое распространение имеют трахибазальты и трахиандезиты (K-Ar возраст белых трахиандезитов и трахидацитов центрального массива вулкана Ишхансар находится в пределах 1,7—2,2 *млн. лет*). С генетической точки зрения большой интерес представляют результаты исследования плиоценовых лав Б. Арарата. Здесь нижняя серия лав оказалась бедной иттрием, а верхняя серия очень богатой. Авторы этих исследований (Р. Ламберт, Дж. Голланд и П. Оуэн, 1974) полагают, что родоначальной для Б. Арарата была андезитовая магма, которая в первый период в условиях относительного обилия воды дала низкоиттриевые дифференциаты, а позднее в маловодных условиях—высокоиттриевые дифференциаты (для обеих серий $Sr^{87}/Sr^{86}=0{,}7050\pm0{,}0005$). Факт присутствия в этих лавах раннего граната и коричневого амфибола, наряду с другими геохимическими и экспериментальными данными, указывает, по их мнению, на многоступенчатую эволюцию изначально простого по составу материала верхней мантии.

Касаясь химизма плиоплейстоценовых лавовых комплексов других вулканических районов, следует отметить, что для вулканов Джавахетии характерны роговообманково-пироксеновые разности, для Арагаца—двупироксеновые (без роговой обманки!), для Гегамского нагорья—монопироксеновые разности, для Разданской и Сюникской зон—

---

[1] Последний—третий, крупный этап развития оз. Севан связан с излияниями верхнеплейстоценовых лав вулканов северо-западной части Гегамского нагорья, залегающих на указанных долеритовых базальтах.

монопироксен-роговообманковые разности (с апатитом), для Кафана—роговообманковые и оливиновые базальты (без гиперстена).

7. Наиболее распространенными и обильными в вулканогенных комплексах миоцена—нижнего плиоцена являются липарито-дациты и андезито-дациты, в среднем плиоцене—андезиты, в верхнем плиоцене и плейстоцене—базальты—андезито-базальты.

Эволюция по этой линии отмечает собой эволюцию новоальпийской геосинклинали в области Армянского нагорья от молассовой стадии развития к орогенной—квазиплатформенной и далее к платформенной стадии.

Встречающиеся вместе с основными и средними лавами контрастные кислые лавы рассматриваются обычно как продукт переплавления гранитоидного слоя коры и могут быть связаны с намечающимися в коре отдельными прослоями и линзами, обнаруживающими особенности волноводов. К этим контрастным фациям вулканитов относятся липариты, перлиты, обсидианы, игнимбриты и некоторые дациты в пределах Центрального вулканического нагорья Армении (пояс Джавахк—Арагац—Атис—Джермук—Ишхансар). В отдельных случаях они рассматриваются как продукт плавления материала гранитоидного слоя у коровых очагов базальтовых вулканов или как продукт ассимиляции и дифференциации в тех же коровых очагах.

Следует отметить, что по данным наземных исследований и аэровысотных съемок земная кора в рассматриваемой области имеет мозаично-глыбовое строение, а вулканические очаги имеют почти исключительно линейно-кустовое расположение, свойственное ареальному (многоосевому или многовыходному) типу вулканизма с преобладанием шлаковых конусов типа пюи. Цепи этих очагов обычно локализованы в висячем боку разломов, разграничивающих блоки коры, и располагаются чаще параллельно разломам, которые внутри всего вулканического пояса сопрягаются в виде зигзагообразной цепи.

8. Плиоплейстоценовый вулканизм Тавро-Кавказского орогена приурочивается во времени, как уже указывалось, к периоду кратонизации и деструкции орогена (по Штилле).

Изучение плиоплейстоценовых отложений Черноморско-Каспийской низменности показало присутствие вулканических пемзово-пепловых прослоев, пачек или целых свит в акчагыле, апшероне (начало 1,8 *млн. лет,* конец 0,6 *млн. лет т. н.),* баку, хазаре и хвалыне. Источником этих пирокластов являются, несомненно, вулканы Армянского нагорья (Ш. А. Азизбеков, 1947; А. Т. Асланян, 1958, 1972, 1977).

Стратиграфия новейших континентальных отложений Армянского нагорья и фациально связанных с ними вулканогенных пород основана на находках Archidiscodon planifrons, A. wüsti, A. trogontherii, Mammutus primigenius, остатков гиппариона, лошади стенона, на археологическом материале (обсидиановые орудия шелля. ашеля, клектона, мустье, ориньяка, солютре, мадлена и др.).

К акчагылу (нижн.-средняя виллафранка) в Армянском нагорье

относятся мощные толщи туфов-туфобрекчий и пемзово-пепловых образований (горисская и кошаванкская свиты), и залегающие на них покровы долеритовых базальтов, широко развитых на Карсском, Ахалкалакском, Лорийском, Котайкском, Гегамском и Сюникском плато. В Куринской депрессии им ставится в соответствие пепловая толща в нижнем акчагыле (с характерными кардидами), причем здесь же в верхах среднего акчагыла обнаружены остатки A. planifrons (Н. Лебедева, 1972). Эта же форма найдена на долеритовых покровах Цалкинского нагорья (Л. К. Габуния, 1954). В пределах Котайкского плато, в диатомитах, ассоциирующих с лавовым комплексом (долериты и андезиты), обнаружены зубы гиппариона, относимого к верхам акчагыла (П. П. Гамбарян). К верхам акчагыла и к нижнему—среднему апшерону (апшерон-верхняя виллафранка-калабрий) относятся, с некоторой условностью, риолитовые купола Артени, Спитаксар, Гехасар, Сатанакар, Барцратумб и др. (трековый возраст первых 1,36 *млн. лет),* мощные андезито-базальтовые и андезитовые лавы Арарата, Арагаца, Ишхансара и, возможно, Мокрых гор, г. Аран-лер и др. По геоморфологическим данным, регионально выдержанные покровные галечники Советашенской террасы и их аналоги, фациально смыкающиеся у ст. Минджеван (по р. Араксу) с верхнеапшеронскими морскими отложениями, залегают в западной части Араратской котловины на долеритовых базальтах и смоляно-черных дацитах Карсского плато. Этим вулканитам соответствуют, вероятно, пеплы в апшероне Куринской депрессии, которые здесь, в верхах разреза, намагничены обратно (инверсия Брюгнеса, имевшая место около 700.000 *лет т. н.).* Обсидианы и липариты в среднем течении р. Раздан, относившиеся ранее к плиоцену, ныне датируются цифрой 300.000 *лет.*

Автором настоящих строк (Асланян, 1958) в плейстоцене выделяются три цикла довольно мощных лавовых излияний и три цикла извержений игнимбритовых туфов. Представителем первого цикла являются лавы вулкана Голгат, которые фациально связаны с Ленинаканской озерной толщей, относящейся к бакинскому ярусу, а также лавы, лежащие на высоких террасах рр. Раздан, Арпа, Воротан; среднеплейстоценовыми являются лавы на средних террасах, а верхнеплейстоценовыми—многочисленные лавовые потоки и туфы на нижних террасах (андезито-базальтовые лавы на галечной террасе 12—13 *м* у гор. Еревана и их аналоги из вулканов М. Арарат, Дали-тапа, Гегамских центров и др.). В долине р. Памбак в основании туфов, в туфовых песках встречены остатки M. primigenius и Rhynoceres antiquitatus, а в районе Еревана и Ленинакана в верхах озерных отложений, выполняющих Араратскую и Ширакскую котловины A. trogontherii и A. wüsti (под туфами). Наиболее молодые туфы на далеких склонах г. Арагац покрываются флювиогляциальными отложениями вюрма (Л. Авакян, 1948; А. Асланян, 1958).

Самым молодым в Армянском нагорье является вулкан Тондурек,

между г. Б. Арарат и оз. Ван. По сообщению армянских летописцев, последнее извержение его произошло в 1441 г.

Важно отметить, что многие из указанных выше плейстоценовых вулканов располагаются на склонах или вблизи крупных плейстоценовых вулканических сооружений (Арарат, Арагац, Ишхансар, Абул, Самсар, Аладжа, Яглуджа и др.), причем знаменитые армянские туфолавы (игнимбриты), опоясывающие массив г. Арагац, извергались в плейстоцене также из недр этого плиоценового вулканического сооружения.

9. Мощность земной коры в области Армянского нагорья, по телесейсмическим данным (Н. К. Карапетян, 1956), составляет в среднем 52±2 *км*, причем мощность осадочного (осадочно-вулканогенного) чехла не превышает 6 *км*, а мощность нижнего слоя, состоящего из минералов габбро-серпентинит-хризотилового ансамбля, составляет 15±2 *км*. По данным спутниковых исследований, в верхней мантии, под Центральным вулканическим нагорьем Армении, намечается значительный недостаток притягивающих масс, эквивалентный разуплотнению этой области мантии на 0,03 *г/см*^{3} (Ю. А. Тараканов, 1975). Такой недостаток масс, вероятно, обусловливался перетеканием астеносферного полужидкого материала в стороны в процессе доорогенного этапа развития геосинклинальной системы Малого Кавказа. Плиоплейстоценовый вулканизм Армянского нагорья приурочен к наиболее глубоко прогнутой зоне срединной поверхности коры (литосферы). На основе теоремы вириала автор показал, что в случае, если средняя температура Земли будет меньше значения $T_{кр} = gR/10\,C_v = 6350°K$ (g—гравитационное ускорение, R—радиус, а C_v—удельная теплоемкость Земли), то Земля будет неотвратимо сжиматься (контракция). Автор считает, что гипомагматические расплавы инъецируются в кору в процессе гравитационного сжатия Земли, а магмоподводящие каналы, как зоны нарушения сплошности литосферы, возникают как в процессе контракции, так и вследствие приливного торможения и соответствующего расплющивания эллипсоидальной фигуры планеты (А. Т. Асланян, 1975, 1976).

10. Важнейшими полезными ископаемыми, связанными с плиоплейстоценовым вулканизмом Армянского нагорья, являются разнообразные лавы, туфолавы, туфы, пемзы, литопемзы, шлаки, обсидианы, перлиты, перлитовые пески, синориты, вулканические пески, пеплы, ляпилли и фациально связанные с ними озерные диатомиты. Уникальным является апатит-магнетитовое месторождение (близкое по типу шведской Кируне), приуроченное к послесарматским андезитам и генетически связанное с малыми интрузиями сиенито-диоритов и габбро-сиенитов (возраст месторождения 6 *млн. лет*). Особую ценность представляют потоки инфильтрационных питьевых вод, приуроченные к подлавовым долинам, межлавовым поверхностям и внутрилавовым ошлакованным горизонтам и прослоям.

Институт геологических наук АН Армянской ССР
Поступила 10.V.1977.

Ա. Տ. ԱՍԼԱՆՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ԼԵՌՆԱՇԽԱՐՀԻ ՀՐԱԲԽԱ-ՏԵԿՏՈՆԱԿԱՆ ԱԿՏԻՎՈՒԹՅՈՒՆԸ ՊԼԻՈՑԵՆՈՒՄ ԵՎ ՊԼԵՅՍՏՈՑԵՆՈՒՄ

Ամփոփում

Միոցենի ընթացքում տեղի ունեցած լեռնակազմական հզոր դեֆորմացիաներից հետո Երկրակեղևը Հայկական լեռնաշխարհի մարզում ենթարկվում է աստիճանական կրատոնիզացիայի և դեստրուկցիայի, աղեղնաձև խզման հարթությունները հասնում են մինչև աստենոսֆերայի խորքերը և դրսևորում են քվազիպլատֆորմաներին ու աղեղնակղզիներին հատուկ հրաբխային կեղումներ. ըստ որում, առավել բուռն և լայնատարած հրաբխային արտավիժումները ժամանակի առումով համընկնում են Սև և Կասպից ծովերի շրջանում արտահայտված պլիոպլեյստոցենյան ծովերի տրանսգրեսիաներին։

ЛИТЕРАТУРА

1. *Азизбеков Ш. А.* Вулканические пеплы Азербайджана. Тр. Ин-та геологии АН Аз. ССР, Баку, 1947.
2. *Асланян А. Т.* Региональная геология Армении. Ереван, «Айпетрат», 1958.
3. *Асланян А. Т., Саядян Ю. В.* Основные черты плио-плейстоценовой истории Армении. В кн.: «Путеводитель экскурсий IV Всес. совещ. по изуч. четв. периода», Ереван, 1973.
4. *Асланян А. Т., Вегуни А. Т., Милан Т. А., Никольский Ю. И., Сироткина Т. Н.* Основные черты тектоники Армянской ССР в свете новых геолого-геофизических данных. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 6, 1975.
5. *Асланян А. Т.* Сжимающаяся Земля как фильтр-прессинговый механизм для экструзии гипомагматических расплавов. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 6, 1976.
6. *Асланян А. Т., Саядян Ю. В.* К вопросу о границе между неогеном и четвертичной системой (по материалам Армении и сопредельных областей). В сб.: «Пограничные горизонты между неогеном и антропогеном», Минск, 1977.
7. *Габуния Л. К.* К истории гиппарионов. Изд-во «Мецниереба». Тбилиси, 1954.
8. *Лебедева Н. А.* О геологическом положении остатков наземных млекопитающих хапровского, таманского и тираспольского фаунистических комплексов в разрезе морских слоев акчагыла и апшерона Восточного Закавказья. Бюлл. Комисс. по изуч. четверт. пер., № 38, 1972.