

**НЕКОТОРЫЕ ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ГЕНЕРАЦИИ
И ЭВОЛЮЦИИ ЭОЦЕНОВОГО МАГМАТИЗМА
ЦЕНТРАЛЬНОГО СЕГМЕНТА СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА**

**В.М.БАБА-ЗАДЕ*, М.Н.МАМЕДОВ*, Н.А.ИМАМВЕРДИЕВ*,
Г.Д.БАБАЕВА**, М.А.ПУРМУХТАРИ ****

***Бакинский Государственный Университет**

****Институт геологии НАН Азербайджана**

e-mail: musamamedov@rambler.ru

В статье рассматривается пространственное распределение эоценовых вулканоплутонических ассоциаций в центральном или же Кавказском отрезке Средиземноморского пояса. Установлено, что ранне-среднеэоценовые вулканические комплексы в условиях общего поднятия эволюционировали свой состав от базальта до риолита. В конце среднего и в начале позднего эоцена изменены предшествующие режимы, т.е. при активизации поперечных магмаподводящих разломов мантийный субстрат подвергся метасоматическому переобразованию. В результате чего выплавлялся субщелочной оливин-базальтовый расплав.

Средиземноморский складчатый пояс, согласно Е.Е.Милановскому (1996) состоит из трех главных сегментов: западный (собственно Средиземноморский); восточно-центральный (Кавказ-Гималайский) и восточный (Индонезийский).

В центральном или же Кавказском отрезке Средиземноморья палеогеновый магматизм проявлен в пределах Аджаро-Триалетской, Лок-Гарабахской, Гейча-Акеринской, Урмия-Дохтарской, Тальшской, Вандамской зон.

Анализ пространственного размещения и фациальных особенностей палеогеновых, эоценовых, вулканогенных, интрузивных и вулканогенно-осадочных образований показывает, что они сконцентрированы, в основном, в прогибах и перекрывают их, а также прорезают различные горизонты палеогеновых, поздне меловых отложений.

Почти все прогибы, с развитиями которых связано формирование эоценовых вулканоплутонических ассоциаций, образовались одновременно в палеоцене и раннем эоцене.

Непрерывный переход от поздне меловых отложений к палеоценовым и эоценовым отмечается в осевых зонах прогибов, расположенных в Куринской межгорной впадине. В остальных прогибах палеоценовые и эоценовые вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные комплексы с угловым несогласием и базальными конгломератами в основании перекрывают поздне меловые и более древние отложения.

Формирование прогибов на фоне общего поднятия, по видимому, связано

с локальными тектоническими движениями, приводящими в начальной стадии своего развития к накоплению терригенно-флишовой комплексы, а затем к бурному проявлению известково-щелочного и реже субщелочного вулканизма. Исключение составляет Талышский прогиб, где в раннем эоцене проявился вулканизм субщелочного и щелочного основного состава.

Все прогибы, развитые в Центральном или же Кавказском отрезке Средиземноморского пояса – Аджаро-Триалетский, Шахдагский, Газахский, Ордубадский, Урмия-Дохтарский, Северно-Альборсский, Талышский образовались почти одновременно в палеоцен-раннеэоценовое время. Анализ фациальных особенностей и характера эволюции состава эоценовых магматических комплексов дает возможность ставить некоторые общие условия проявления вулканизма в пределах вышеупомянутых прогибов. Наиболее общей особенностью состава вулканических комплексов является устойчиво выдержанный известково-щелочной характер направления эволюции состава вулкаников. В то же время в пределах отмеченных прогибов спорадически проявлены высококальциевые щелочные и субщелочные вулканики. Установленные количественные соотношения между известково-щелочной серией и субщелочной и щелочной сериями свидетельствуют о том, что эоценовые вулканические комплексы формировались в сложной геодинамической обстановке. В этой связи в пределах указанных прогибов установлены последовательно-дифференцированные – «протяженные» и слабодифференцированные – «укороченные» серии вулкаников. Составы эоценовых вулканических комплексов, несомненно, связаны, с одной стороны, с составом исходной магмы, а с другой - состоянием земной коры с антидромным и гомодромным характерами эволюции.

Таким образом, определение состава исходной магмы, степень проницаемости и мощность земной коры являются определяющими факторами эволюции магматических расплавов.

Вулканики известково-щелочной и субщелочной серий, как было отмечено выше, резко преобладают над щелочными сериями и развиты в Аджаро-Триалетской, Газахской, Шахдаг-Дилижанской, Урмия-Дохтарской прогибах.

Аджаро-Триалетский прогиб как разломно-складчатый пояс, простирающийся в субширотном направлении от южного берега Черного моря до Тбилиси, сложен, в основном, вулканическими и вулканогенно-осадочными образованиями среднего эоцена. Вулканики представлены известково-щелочными и субщелочными базальтоидами и их дифференциатами. Здесь вулканизм начался в раннеэоценовое время и по своему развитию и связанному с ними вулканизму делится на три части (Лордкипанидзе, 1980; Надарейшвили, 1974). В западном направлении в южной акватории Черного моря или же в зоне сочленения Аджаро-Триалетской складчато-разломной зоны с Артвинской глыбой развит известково-щелочной вулканизм. В центральной осевой части отмеченного участка зоны вулканизм, происходивший в условиях растяжения, представлен толеитовым, роговообманковым базальтами (нижний, средний эоцен). В промежуточной стадии (средний эоцен) интенсивность растяжения заметно ослабевает и благодаря этому происходит формирование последовательно дифференцированных серий (базальт-трахиандезит-делленит). В осевой зоне Аджаро-Триалетии также широко развиты высокоглиноземистые известково-щелочные базальты, трахианде-

зиты и др.

Поздняя стадия вулканизма (верхи среднего эоцена) ознаменовалась излиянием роговообманкового базальта и анкарамита.

Восточный сегмент, по данным Лордкипанидзе (1980), сравнительно менее подвергался процессу растяжения. При этом здесь вулканизм несколько опаздывал и проявился в верхнеэоценовое время.

Таким образом, интерпретация собранных аналитических и геологических материалов показывает, что эоценовые вулканиды Аджаро-Триалетской зоны по составу соответствуют, главным образом, производным известково-щелочной серии. Наряду с ними и отмечаются дифференциаты субщелочной серии.

Заметное повышенное содержание таких элементов, как глинозем, калий, кальций, окись железа, барий в составе пород и минералов свидетельствует о том, что эволюция известково-щелочной базальтовой магмы происходила в зрелых островодужных условиях.

В западной окраине Борчалинского прогиба среди палеоцен-раннеэоценовой флишоидной толщи установлены потоки лав, туфы и субвулканические образования риодацитов. Возникновение кислого расплава связывается с интенсивным плавлением корового материала под воздействием медленно поднимающейся на верхние горизонты базальтовой магмы.

В пределах Шахдаг-Дилижанского прогиба, как правило, в палеоцен-раннеэоценовое время происходило накопление терригенно-флишоидного комплекса. Вулканизм проявился в среднем эоцене и по составу отвечает базальт-андезитобазальт-андезит-дацит-риолитовой формации. Первая формация представляет «ширакскую» свиту и характеризуется высокой глиноземистостью, умеренной железистостью и низкой магнезиальностью. Кристаллизация пород формации начинается осаждением магнетита и продолжается совместной кристаллизацией гиперстена с авгитом, затем плагиоклаза и амфибола. Породы риолитовой формации в эффузивной, пирокластической и субвулканической фациях близки по составу. Здесь из парагенезисов минералов выпадает ромбический пироксен и наряду с вышеотмеченным появляются кварц, биотит и др. В петрохимическом отношении сохраняется высокоглиноземистость. В целом, для Шахдаг-Дилижанского прогиба характерна фациальная изменчивость вулканидов по простиранию. В среднем и позднем эоцене вулканизм, имевший центральный или трещинный тип извержения, переместился в центральную и восточную части Шахдаг-Дилижанского прогиба (Шахдагский и Кельбаджарский синклинории). В отмеченных синклинориях вулканизм начался в поздней стадии раннего эоцена и активизировался в среднем эоцене. Необходимо отметить, что эоценовые комплексы с базальным конгломератом в основании и с угловым несогласием перекрывают осадочно-карбонатные терригенные образования позднего мела.

Согласно Т.Аб.Гасанову (1984) раннеэоценовые отложения по литологическому составу расчленяются на две толщи: 1) туфогенно-осадочную, 2) терригенно-карбонатную.

Туфогенно-осадочная толща мощностью от 150-360 метров представлена различными туфами, туфопесчаниками, туфогравелитами и туфоконгломератами. Вторая толща по составу сложена брекчированным, обломочным, слабо-

песчанистым известняками.

В среднем эоцене происходит активизация вулканической деятельности и осадконакопления. Благодаря этому вулканогенные и туфогенно-осадочные образования занимают значительную часть территории прогибов. Одной из характерных особенностей среднеэоценовой стадии формирования Шахдагского и Кельбаджарского прогибов является то, что в нижних частях разрезов преобладают туфогенно-осадочные флишоидные образования. В верхних частях лавовые потоки переслаиваются вулканическими брекчиями, конгломератами. Здесь же присутствуют потоки, силлы, пластообразные выходы долеритов, диабазов, базальтов. В верхней половине разрезов появляются маломощные потоки андезибазальтов и андезитов.

Вулканисты позднего эоцена с угловым несогласием перекрывают различные горизонты среднего эоцена.

Средне и позднеэоценовый вулканизм, соответственно своим сериальным особенностям, сопровождается внедрением интрузивных образований основного, среднего и кислого составов.

Необходимо отметить, что начальная стадия вулканизма контролировалась линейным северо-западным разломом. В ряде случаев активизировались и поперечные разломы. Благодаря этому, излияние лав базальтов, андезибазальтов и андезитов сменялся пирокластами этих пород. В начальной стадии среднего эоцена вулканисты нередко сменяются терригенно-флишоидными образованиями. В данной ситуации формировались габброидные и габбро-диоритовые интрузивы (Новоивановка, Моз, Тутхун и др.).

В конце среднего и в начале позднего эоцена в Шахдагском и Кельбаджарском прогибах проницаемость продольных разломов заметно ослабевает и активизируются поперечные магмаподводящие разломы, благодаря чему образуются субщелочные и даже щелочные породы.

По всей вероятности несколько углублялся уровень магмагенерации, а также изменялся и состав плавившегося субстрата. Несомненно, субстрат, из которого расплавлялась субщелочная серия Шахдагского и Кельбаджарского прогибов, был обогащен такими несовместимыми элементами, как калий, рубидий, барий, стронций и др. Ареал распространения дифференциатов субщелочной серии показывает, что вулканисты и интрузивы отмеченной серии локализованы в области сочленения поперечных и продольных разломов. По-видимому, при усилении интенсивности сжатия, имевшее место в начальной стадии жесткой коллизии, степень проницаемости продольных магмаподводящих разломов заметно уменьшается. В данной ситуации активизируются поперечные разломы. Последние в свою очередь расчленяют Шахдагский и Кельбаджарский прогибы на отдельные блоки. В центральной части этих блоков отсутствуют вулканисты субщелочной серии. Более того, область развития субщелочной серии фактически приобретает горстообразную конфигурацию. В данных участках широко распространены такие субщелочные породы, как трахибазальт, пантеллерит, комендит, трахириолит и др. Интрузивные фации этих вулканистов имеют силлообразные, лакколитообразные морфологии и по составу сложены сиенит-диоритами, сиенитами, в ряде случаев монцонитами.

Известково-щелочные и субщелочные серии с небольшим площадным

распространением развиты в Газахском прогибе. Они локализованы в виде изолированных выходов среди эоценовых отложений. На основании геологической приуроченности и различия химического и петрографического состава слагающих пород формация делится на андезибазальтовый и трахиандезибазальтовый комплексы.

Породы первого комплекса в виде маломощного потока в районе Гамышачала приурочены низам среднеэоценовых отложений, они сложены андезибазальтом и андезитом. Вкрапленники плагиоклаза (An_{37-42}) образуют преимущественно длинно-призматические зерна размером до 3 см в длину, при ширине 0,5-1,0 см и содержат мелкие, неправильно-округлые индивиды газовой-жидких включений, гомогенизация которых происходит при 1100°C.

Резкое идиоморфное очертание вкрапленников плагиоклаза, по отношению к клинопироксену и титаномagnetиту, свидетельствуют о том, что кристаллизация известково-щелочного базальтового расплава происходила при декомпрессионных условиях. Об этом же свидетельствует слабодифференцированность известково-щелочного расплава. Очевидно ранние дифференциаты этого расплава, соответствующие по составу базальтам, кристаллизовались в относительно более глубинном промежуточном очаге. Остаточный расплав по составу был близок к андезибазальтам и поднялся в более верхние горизонты земной коры. Этот расплав при контроле локального растяжения испытал осушку, благодаря чему кристаллизовались крупные вкрапленники андезинового плагиоклаза.

Породы трахиандезибазальтового комплекса в пирокластических, эффузивных и субвулканических фациях представлены трахибазальтами, трахиандезибазальтами, латитами, трахитами, трахидолеритами и эссекситами. В отличие от первого комплекса в составе этих пород участвуют салит, оливин, ортоклаз, анальцит и плагиоклаз.

Из пород субщелочного комплекса меланократовый трахибазальт наиболее близок к исходной магме. Однако, по составу оливина, а также пород он заметно обеднен магнием и железом. По всей вероятности, исходный расплав относительно в более глубинном периферическом очаге подвергался фракционной дифференциации. В данной ситуации более магниезильные и железистые порции субщелочного оливинного трахибазальта кристаллизовались и путем гравитации осаждались в виде аккумулятивных включений в донную часть периферического очага. Поэтому при расчете состава исходной магмы для корректировки состава прибавлялось 12% форстеритового оливина. В дальнейшем рассчитывались все петрографические типы субщелочной серии Газахского прогиба. Выявленные особенности эволюции пород известково-щелочной и субщелочной серий этого прогиба свидетельствуют о том, что ведущим фактором этого процесса является кристаллизационная дифференциация. Однако эволюция известково-щелочной серии контролировалась условием общего поднятия продольными разломами. В конце среднего и в начале позднего эоцена активизировались поперечные разломы. Более того, область магмагенерации заметно углубляется. Наряду с этим исходный расплав больше обогащается некогерентными элементами (Ba, K, Rb, Sr и др.). Поэтому в составе пород в достаточном количестве участвуют из щелочных минералов ортоклаз, ограниченное же участие биотита, по-видимому, обусловлено более ранней кристаллизацией и осаждением его из

субщелочного оливин-базальтового расплава.

Таким образом, выявленные петрологические особенности трахиандезибазальтовой формации Газахского прогиба показывают, что исходные расплавы андезибазальтовой и трахиандезибазальтовой комплексов расплавились поэтапно из разноглубинного субстрата. Исходный расплав первого комплекса соответствует оливиновому базальту и расплавлялся из шпинелевого перидотита. Расплав второго комплекса, очевидно, является метасоматизированным гранат-шпинелевым перидотитом, расположенным в более глубоких частях верхней мантии.

Эоцен-раннеолигоценые субщелочные базальтоидные и ультраосновные магматические формации развиты в Тальшской зоне. Данная формация прослеживается в западном направлении от нижнего течения реки Агчай (Сейфируд) до реки Араз на расстоянии более 800 км. В западном направлении ограничивается Иранским Гарадагом, а в восточном - Предталышским глубинным разломом.

Эоценовая трахибазальт-трахиандезибазальт-фонолитовая формация в соответствии с ранне-средне и позднеэоценовым подэтапом вулканизма делится на абсарокит-шошонит-щелочно базальтовый и трахиандезибазальт-фонолитовый комплексы.

Необходимо отметить, что ранне-среднеэоценовые магматические комплексы, главным образом, концентрированы в Хал-Халском, Пилачай-Госмальянском поперечных прогибах. Вулканы в пределах отмеченных прогибов эффузивной, пирокластической и субвулканической фаций сложены абсарокитом, шошонитом, лейцитовым тефритом, трахибазальтом, эссекситом и габбро-тешенитом. Наряду с ними отмечаются щелочные трахибазальты (анальцимовые, эгириновые, ортоклазовые, псевдолейцитовые и др.). В составе щелочных и субщелочных базальтоидов вместе с анальцимом участвуют биотит, роговая обманка, эгирин и эгирин-авгит.

В породах данного комплекса обнаружены аккумулятивные включения пород и минералов, которые сложены субщелочными клинопироксенитами, субщелочными габброидами и их амфиболизированными разностями. Они имеют овальные, округлые формы. Размеры включений в поперечнике колеблется от 5 см до 15 см с характерными темно-серыми и черными окрасками.

Породы трахиандезибазальт-фонолитового комплекса во всех фациях сложены мегаплагиопорфировыми трахиандезибазальтами, латитами, трахибазальтами, трахидолеритами, эссекситами и фонолитами.

Анализ состава пород и составляющих их минералов абсарокит-шошонит-щелочно-базальтового комплекса показывает, что по критериям первичности они не соответствуют мантийным выплавкам. Подавляющее большинство пород комплекса значительно обогащено глиноземом, кальцием и обеднено магнием, хромом, никелем, титаном и тяжелыми лантаноидами. В этой связи конкретные петрографические типы пород, соответствующие первичному расплаву, не обнаружены. Относительно близким по составу первичному расплаву является оливиновый абсарокит. Однако, здесь оливин более железистый (Fe_{80-82}) и менее обогащен никелем (600-800 г/т), при этом данный петрографический тип пород является дифференциатом исходной магмы. В этой связи, при расчете первичного расплава, в состав вышеупомянутого оливина добавлялось необходимое количество форстеритовой молекулы и никель. Рассчитанный состав оливинового

абсарокита, согласно Ирвину (Ирвин, 1983), был принят как исходный расплав.

Эволюция исходного субщелочного оливинового базальта при высоких термобарических условиях сопровождалась кристаллизацией и осаждением минералов (флогопит, авгит, хромшпинель) и пород (субщелочной клинопироксенит, плагиоклазовый клинопироксенит, субщелочной габбро и их амфиболизированные разновидности) родственных включений. Остаточный расплав этой магмы эволюционировал свой состав от оливинового абсарокита до лейцитового тефрита и трахибазальта. Уместно отметить, что подобная эволюция исходного субщелочного оливин-базальтового расплава отмечается в Госмальян-Пилачайском, Хал-Халском поперечных прогибах. В условиях поднятия субщелочной оливин-базальтовый расплав эволюционировал свой состав от субщелочного меланократового базальта до санидин-биотитового трахиандезиобазальта (Астаринский и Масаллинский поднятия).

Породы позднеэоценового трахиандезиобазальт-фонолитового комплекса, так же как предыдущего комплекса, по своим химическим составам не отвечают исходному расплаву. Состав расплавных включений, установленных в оливине и рассчитанные составы трахидолерита нами принимаются в качестве исходной магмы для трахиандезиобазальт-фонолитового комплекса. В отличие от предыдущего в данный период, как известно, усиливается процесс сжатия, уменьшается проницаемость магмаподводящих разломов. Относительно начальной стадии жесткой коллизии задерживается подъем магматических расплавов. В данной ситуации происходит разделение первичных расплавов по гравитационным принципам и образуется серия промежуточных очагов.

По-видимому, легкие составляющие отмеченного расплава, отвечающие по составу трахиандезиобазальтам и латитам, поднялись в более верхние горизонты земной коры и частично испытали декомпрессию, благодаря чему кристаллизовались относительно крупные фенокристаллы андезин-лабрадоритового плагиоклаза.

Следующие порции отмеченного расплава локализованы относительно в несколько глубинном промежуточном очаге. В этот период на фоне общего поднятия происходило формирование малоглубинного бассейна. Разноглубинные магмаподводящие разломы доставляли почти недифференцированные порции трахибазальтового расплава. Об этом свидетельствует ограниченное развитие пирокластических и господствующих лавовых образований. Наиболее глубинные магмаподводящие разломы приурочены к Дыманскому прогибу.

Наконец, из последней порции субщелочного меланократового трахибазальтового комплекса кристаллизовались эпилейцитовые фонолиты, которые приурочены к юго-западному крылу Ярдымлинского прогиба.

Несомненно, наличие лейцита, являющийся показателем потери летучих компонентов или же осушки магматических расплавов, так же указывает на то, что в период доставки расплава на земную поверхность активизировались магмаподводящие разломы.

Как было отмечено выше, в Талыш-Альборской зоне в эоценовое, эоцено-олигоценное времена мантийный субстрат дважды испытал метасоматическое переобразование и, соответственно, дважды подвергся расплавлению.

В первой стадии расплавляется субщелочной оливинный базальт, из ко-

торого формировались породы трахибазальт-трахиандезибазальт-фонолитовой формации.

Во второй стадии плавления, имевшее место в позднеэоцен-раннеолигоценовое время, отделившийся расплав значительно обогащался тугоплавкими элементами, благодаря которому почти все дифференциаты субщелочной ультраосновной формации содержат такие меланократовые минералы, как оливин, хромистый диопсид, хромистый салит, флогопит, биотит, роговая обманка, хромшпинель, альмандин-пироповый гранат и др.

Таким образом, развитые в Талышской зоне комагматичные вулканогенные трахибазальт-трахиандезибазальт-фонолитовые и интрузивные субщелочные ультраосновные формации являются выплавками метасоматизированного шпинель-гранатового перидотита.

Известково-щелочные и субщелочные серии вулканизма проявились в Аразчайской зоне и представлены базальт-андезит-дацит и трахибазальт-латит-трахиандезитовыми формациями (Рустамов, 2005).

Первая формация соответствует раннеэоценовому подэтапу развития вулканизма Аразчайской зоны. Вулканы этой формации распространены на восточной окраине Парадашского прогиба и на Зангезурском хребте. В пределах отмеченной формации М.И.Рустамов (2005) различает несколько свит, сложенных, в основном, потоками, пирокластами и субвулканическими образованиями базальтов, андезибазальтов, андезитов, дацитов и риолитов.

Вторая формация характеризует среднеэоценовый подэтап вулканизма Аразчайской зоны (Арпачайские и Ордубадские ареалы). Среди вулканитов различаются субщелочные и нормально-щелочные вулканиты. Преобладающими типами пород являются трахибазальты, трахиандезибазальты, трахиандезиты и латиты.

Эоценовый вулканизм широко проявился в юго-восточном продолжении Малокавказских структур на территории Ирана, который различается двумя поясами.

Первый пояс в Иране начинается от города Урмия на западе и в виде полосы прослеживается параллельно горной цепи Загрос в юго-восточном направлении до западного Белуджистана.

Второй пояс на широте города Тегерана ответвляется от предыдущего и параллельно Альборсской системе прослеживается в восточном направлении до северной окраины Лутского массива. Наконец, эоценовый вулканизм, так же как и вышеупомянутые, в виде полос окомляет Лутский массив.

Необходимо отметить, что здесь вулканизм наиболее активно проявился в нижней части раннего, а в верхней части позднего эоцена. Этим вулканизмом тесно связаны интрузивные образования, представленные габброидами, диоритами, гранодиоритами, монцонитами, сиенитами и граносиенитами.

Таким образом, на основании анализов составов и др. особенностей слагающих пород эоценовых вулканоплутонических ассоциаций центрального сегмента Средиземноморского пояса, можно отметить, что, за исключением вулканитов Газахского прогиба и Талышской зоны, в остальных прогибах магматические комплексы формировались в сходных геологических и петрологических условиях (Мамедов, 1999).

Прежде всего, во всех прогибах отмечаются протяженные дифференцированные базальт-андезит-дацит-риолитовые и трахибазальт-трахиандезит-трахидацит и трахириолитовые и в ряде случаев комендит-пантеллеритовые дифференциаты.

Первые дифференцированные серии характерны эоценовому подэтапу вулканизма и главным образом контролируются преимущественно продольными магмаподводящими разломами. Здесь нередко активизировались и поперечные разломы. Упомянутые процессы, очевидно, происходили в условиях мягкой коллизии. В связи с усилением коллизионного процесса на рубеже верхов среднего и верхнего эоцена происходило уменьшение проницаемости продольных разломов и активизировались поперечные разломы.

В этих условиях степень проницаемости поперечных глубинных разломов заметно увеличивается, а также субстрат, из которого расплавлялся субщелочной оливин-базальтовый расплав, несколько обогащался некогерентными элементами.

В Тальшской зоне шпинель-гранатовый лерцолитовый субстрат изначально подвергался метасоматическому переобразованию. Данный субстрат расплавлялся дважды. В ранней стадии расплавления образовался субщелочной оливин-базальтовый расплав. Во второй стадии же генерировалась субщелочная пикритовая магма.

Субщелочной оливин-базальтовый расплав больше обогащался такими щелочными и щелочно-земельными элементами, как рубидий, калий, барий и стронций. Поэтому из субщелочного оливин-базальтового расплава кристаллизовались высококальциевые шошониты, латиты и трахиты. По-видимому, в эоценовое время во всех перечисленных прогибах, за исключением Газахского прогиба и Тальшской зоны мантийный субстрат по латерали характеризовался близким составом. Наряду с ними эволюция мантийной выплавки, соответствующая оливиновому базальту, имела последовательно дифференцированный характер. В конце среднего и в начале позднего эоцена мантийный субстрат частично метасоматизирован. В Газахском прогибе оливин-базальтовый и субщелочной оливин-базальтовый расплавы, в отличие от вышеупомянутых, эволюционировали свой состав от субщелочного базальта до трахита и от андезибазальта до андезита. По-видимому, здесь состояние земной коры и разрывные структуры были переопределяющими. Так, активность магмаподводящих разломов не способствовал дифференцированию мантийной выплавки в достаточной мере. Поэтому в Газахском прогибе и Тальшской зоне наиболее кислые дифференциаты мантийной выплавки не достигают уровня андезита и трахиандезита.

ЛИТЕРАТУРА

1. Азизбеков Ш.А. и др. Геология и вулканизм Тальша. Баку, Элм, 1979, 241 с.
2. Азизбеков Ш.А. и др. Позднеальпийские щелочно-базальтоидные формации Средиземноморского пояса. В кн.: Очерки геологической петрологии. М.: Наука, 1976, с.99-113.
3. Гасанов Т.Аб. Вулканы Шахдагского хребта Малого Кавказа: юра или палеоген. Советская геология, №6, 1984, с.51-57.
4. Ирвин Т.Н. Изверженные породы, состав которых обусловлен аккумуляцией и сортировки кристаллов. Эволюция изверженных пород. М.: Мир, 1983, с.241-300.
5. Лордкипанидзе М.Б. Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента

- Средиземноморского складчатого пояса. Тбилиси, Мицниереба, 1980, 162 с.
6. Мамедов М.Н. Петрология и геохимия позднемиоценовых и эоценовых магматических формаций Малого Кавказа и Талыша. Баку, Nafta-press, 1999, 400 с.
 7. Мамедов М.Н., Бабаева Г.Д., Панахи К.А., Керимов В.М. Мантийный метасоматизм и некоторые вопросы генерации субщелочных и щелочных базальтоидных серий Малого Кавказа. В кн.: «Проблемные вопросы геодинамики, петрологии и металлогении Кавказа», материалы научной сессии, посвященной 100-летию со дня рождения академика Ш.А.Азизбекова, 2007, с.186-196.
 8. Милановский Е. Е. Геология России и ближнего зарубежья (Северной Евразии). М.: Изд-во МГУ, 1996, 448 с.
 9. Рустамов М.И. Тектоническое положение Талышской складчатой зоны в Малокавказ-Эльбурской системе. Труды Института Геологии АН Азербайджана, 1995, с.195-209.
 9. Рустамов М.И. Южнокаспийский бассейн – геодинамические события и процессы. Баку, Nafta-Press, 2005, 344 с.

**ARALIQ DƏNİZİ QIRIŞIQLIQ ƏYALƏTİNİN MƏRKƏZİ SEQMENTİ EOSEN
MAQMATİZMİNİN TƏKAMÜLÜ VƏ ƏMƏLƏ
GƏLMƏSİNİN BƏZİ PETROLOJİ ASPEKTLƏRİ**

**V.M.BABAZADƏ, M.N.MƏMMƏDOV, N.Ə.İMAMVERDİYEV,
G.C.BABAYEVA, M.Ə.PURMUKHTARI**

XÜLASƏ

Məqalədə eosen yaşlı vulkano-plutonik assosiasiyaların Aralıq dənizi qırıqlıq əyalətinin Qafqaz kəsiyində paylanması araşdırılmışdır. Erkən-orta eosen yaşlı vulkanik komplekslərin Yer qabığının ümumi qalxması nəticəsində öz tərkibini bazaltdan riolitə qədər təkamül etməsi müəyyən olunmuşdur. Orta eosenin sonu, gec eosenin əvvəlində mövcud olmuş şəraitin dəyişməsi, maqmadaşyan dərinlik qırılmalarının aktivliyi şəraitində üst mantiya özülü metasomatik dəyişməyə məruz qalmışdır. Bunun nəticəsi olaraq subqələvi olivin-bazalt maqması özüldən əriyib ayrılmışdır.

**SOME PETROLOGICAL ASPECTS OF GENERATION AND
EVOLUTION OF THE EOCENE MAGMATISM OF MEDITERRANEAN BELT
CENTRAL SEGMENT**

**V.M.BABA-ZADEH, M.N.MAMEDOV, N.A.IMAMVERDIYEV,
G.J.BABAYEVA, M.A.PURMUKHTARI**

SUMMARY

The article focuses on spatial spreading of the Eocene volcanic-plutonic associations in the central or Caucasian segment of the Mediterranean belt. It has been defined the early-middle Eocene volcanic complexes had evolved their composition from basalt to rhyolite in the conditions of general rising. The previous regimes changed at the end of middle and at the beginning of late Eocene, i.e. during activation of cross magmasupply faults mantle substratum was subjected metasomatic transformation. As a result of it subalkaline olivine-basalt melt has fused.