

ИМАМВЕРДИЕВ Н.А., ВЕЛИЕВ А.А., ГАСАНГУЛИЕВА М.Я.

**ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОГО
КОЛЛИЗИОННОГО ВУЛКАНИЗМА МАЛОГО КАВКАЗА**



БАКУ – 2017

IMAMVERDIYEV N.A., VELIYEV A.A., HASANGULIYEVA M.Y.

**PETROLOGY AND GEOCHEMISTRY OF THE LATE CENOZOIC
COLLISION VOLCANISM OF THE LESSER CAUCASUS**



BAKU – 2017

Авторы выражают искреннюю благодарность президенту Азербайджанской Международной Рудной Компании господину Реза Везири за финансовую поддержку в издании настоящей монографии.

Имамвердиев Н.А., Велиев А.А., Гасангулиева М.Я.

Петрология и геохимия позднекайнозойского коллизионного вулканизма Малого Кавказа.
Баку, 2017, 320 с.

Монография посвящена петрогеохимическим особенностям позднекайнозойского коллизионного вулканизма центральной части Малого Кавказа. На основе геохимических особенностей редких и редкоземельных элементов, изменения их соотношений определен характер источника мантии и тип процесса фракционирования. Определено, что на ранней и средней стадии кристаллизации пород андезит-дацит-риолитовой формации фракционирование амфибола сыграло важную роль для образования последующих дифференциатов. На основе компьютерного моделирования было выявлено, что при смешивании андезитовой и риолитовой (взятой как контаминант) магмы, можно получить породу дацитового состава. Выявлено, что обогащение пород формации легкими редкоземельными, а также многими некогерентными элементами связано с эволюцией обогащенного мантийного вещества. В условиях высокого водного давления в результате фракционирования оливина и пироксена из первичной высокомагнезиальной магмы образуются высокоглиноземистые базальты, которые могут считаться материнской магмой.

В конце коллизионного этапа развития азербайджанской части Малого Кавказа выделяются две вулканические формации позднеплиоцен-четвертичного возраста, образующие бимодальную ассоциацию: 1- риолитовая; 2- трахибазальт-трахиандезитовая. Геохимические особенности умеренно щелочных оливиновых базальтов указывают на то, что источником магмы является метасоматизированная, флогопит-гранат-рутил содержащая литосферная мантия. В результате моделирования установлено, что эволюция умеренно щелочных оливиновых базальтов (считающихся первичным мантийным расплавом для пород трахибазальт-трахиандезитовой формации) происходит за счет изменения состава главных породообразующих и акцессорных минералов. Средние породы формации образовались за счет ассимиляции слабо дифференцированной первичной магмы кислым расплавом. В результате расчетов было установлено, что доля плавления риолитового расплава, отделенного от андезитового субстрата близка к 15%. После удаления расплава оставшийся рестит целиком соответствует составу нижней земной коры.

Книга рассчитана для специалистов, докторантов и магистрантов, работающих в области петрологии, геохимии, геодинамики магматических пород.

The authors are sincerely grateful to the President of the Azerbaijan International Mining Company, Mr. Reza Veziri, for their financial support in the publication of this monograph.

Imamverdiyev N.A., Veliyev A.A., Hasanguliyeva M.Y.

Petrology and geochemistry of the late Cenozoic collision volcanism of the Lesser Caucasus.
Baku, 320 p.

The monograph is devoted to petrogeochemical features of late Cenozoic collision volcanism in the central part of the Lesser Caucasus. On the basis of geochemical features of rare and rare earth elements, changes in their relationships, the character of the source of the mantle and the type of the fractionation process are determined. It was determined that at the early and middle stages of crystallization of the rocks of the andesite-dacite-rhyolite formation, amphibole fractionation played an important role in the formation of subsequent differentials. On the basis of computer modeling, it was found that when mixing andesite and rhyolite (taken as a contaminant) magma, it is possible to obtain a rock of dacitic composition. It was revealed that the enrichment of rock formations with light rare earths, as well as many incoherent elements, is associated with the evolution of enriched mantle matter. Under conditions of high water pressure, as a result of fractionation of olivine and pyroxene from primary high magnesian magma, high-alumina basalts are formed, which can be considered as the parent magma.

Two volcanic formations of the Late Pliocene-Quaternary age are separated at the end of the collision stage of development of the Azerbaijan part of the Lesser Caucasus, forming a bimodal association: 1- rhyolite; 2- trachybasalt-trachyandesite. Geochemical features of moderately alkaline olivine basalts indicate that the source of magma is metasomatized, phlogopite-garnet-rutile containing lithospheric mantle. The modeling revealed that the evolution of moderately alkaline olivine basalts (considered a primary mantle melt the rocks trachybasalt-trachyandesite formation) occurs due to changes in the composition of the main rock-forming and accessory minerals. Medium rock formations formed by the assimilation of poorly differentiated primary magma by an acidic melt. The calculations have shown that the proportion of melting rhyolitic melt separated from andesite substrate close to 15%. After removal of the remaining melt restite entirely consistent with the composition of the lower earth crust.

The book is prepared for specialists, academics and master students, researchers in the field petrology, geochemistry, and geodynamics of igneous rocks.

ИМАМВЕРДИЕВ Н.А., ВЕЛИЕВ А.А., ГАСАНГУЛИЕВА М.Я.

ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОГО КОЛЛИЗИОННОГО ВУЛКАНИЗМА МАЛОГО КАВКАЗА

Кавказско-Анатолийский сегмент Средиземноморского складчатого подвижного пояса, представляющий собой мозаику из аккреционных комплексов, микроконтинентов и остаточных блоков океанической коры, отличается сложным геологическим строением. Он отражает длительную историю закрытия океана Тетис и продолжающуюся в настоящее время коллизию Евроазиатской и Аравийской плит. В последние два десятилетия в расшифровке геодинамики и магматизма Анатолийской части сегмента достигнуты значительные успехи, тогда как для Кавказской и, особенно, для азербайджанской части сегмента подобный уровень исследований еще не достигнут. Поэтому, изучение на современном уровне эволюции магматизма в системе «Земная кора-мантия» в завершающей стадии хрупкого коллизионного этапа изучаемого региона является весьма актуальным. Полученный в последние годы новый высокоточный петрогеохимический материал, будучи одним из основных индикаторов образования магмы, позволяет по-новому взглянуть на проблему петрогенеза позднекайнозойских магматических пород региона и природу расплавов. Образование бимодальных вулканитов в центральной части Малого Кавказа в позднеплиоцен-четвертичный период также является проблематичным. Новые петрогеохимические данные дают надежду на решение этих проблем. Одной из не решенных задач в магматической петрологии является также происхождение андезитов и риолитов и поэтому вопросу опубликовано достаточное количество научного материала. И, особенно, все еще сложной проблемой остается происхождение андезитов образующий единый ряд с базальт, дацит и риолитом. Существует целый ряд гипотез, объясняющих происхождение андезитов:

1) кристаллизационная дифференциация базальтовой магмы; 2) частичное плавление пород нижнего горизонта земной коры; 3) частичное плавление океанической коры, подвергшейся субдукции; 4) частичное плавление пород мантии; 5) ассимиляция материала земной коры с расплавленным базальтом; 6) единый процесс кристаллизации и ассимиляции.

Все эти гипотезы имеют взаимоисключающие противоречия. Для решения этой проблемы в качестве уникального объекта может быть взята андезит-дацит-риолитовая формация верхнемиоцен-нижнеплиоценового возраста, отвечающая позднеколлизионному этапу развития центральной части Малого Кавказа. Для решения поставленных задач требуется исследование различного типа пород на самом современном уровне. Геохимические особенности когерентных и некогерентных элементов, их отношение дают возможность определения характера источника мантии и типа процесса фракционирования. Кристаллизационная дифференциация, смешивание магм, оценка роли процесса ассимиляции в образовании пород формации реально решаются посредством

компьютерной модели. Для объяснения происхождения пород андезит-дацит-риолитовой формации в монографии выдвинута модель всеобщей ассимиляции и фракционной кристаллизации (AFC).

На основе проведенных исследований выявлено, что на ранней и средней стадии кристаллизации пород андезит-дацит-риолитовой формации фракционирование амфибола сыграло важную роль для образования последующих дифференциатов.

На основе компьютерного моделирования было выявлено, что при смешивании андезитовой и риолитовой (взятый как контаминант Земной коры) магмы, можно получить гибридную породу дацитового состава.

Было выявлено, что обогащение пород формации легкими редкоземельными, а также многими некогерентными элементами связано с эволюцией обогащенного мантийного вещества.

В условиях высокого водного давления в результате фракционирования оливина и пироксена из первичной высокомагнезиальной магмы образуются высокоалюминиевые базальты, которые могут считаться материнской магмой для пород андезит-дацит-риолитовой формации.

Установлено, что источником пород трахибазальт-трахиандезитовой формации был метасоматически измененный гранатсодержащий мантийный субстрат.

В результате моделирования выявлено, что эволюция умеренно щелочных оливиновых базальтов, считающихся первичным мантийным расплавом для пород трахибазальт-трахиандезитовой формации, происходит за счет изменения состава главных породообразующих и акцессорных минералов. Образование же средних пород обусловлено ассимиляцией магмой сиалического материала и за счет фракционирования умеренно щелочнобазальтовой магмы.

В результате расчетов установлено, что доля плавления риолитового расплава, выделенного из андезитового субстрата составляет примерно 15%. После удаления расплава оставшейся рстит в целом соответствует составу нижней земной коры.

Основу монографии составили петрогеохимические и минералогические анализы пород формации. В работе также использованы опубликованные и фондовые материалы. При выполнении диссертационной работы использовано 400 описаний шлифов, а также результаты 300 рентгеноспектрального (макро- и микроэлементы), микронзондового и микроэлементного анализа 80 породообразующих минералов. Все анализы выполнены в Институте геологии Национальной Академии Наук Азербайджана и в Научно-Исследовательских Лабораториях Российской Федерации современными методами.

Изотопный состав гелия выполнен в ГЕОХИ АН России. В работе использованы также данные изотопного состава *Sr* и *Nd* разновозрастных вулканитов сопредельных территорий Малого Кавказа (И.В.Чернышев и др., 2006-2010).

Все анализы обработаны корреляционным, факторным и статистическим анализом на компьютере. При построении модели фракционной кристаллизации использован «FCmodeller» (Keskin, 1997), модель ассимиляции и фракционной кристаллизации (AFC) был построен с помощью программ «IGPET» и

«MINPET». По программе «Петролог-3» подсчитана температура кристаллизации, давление, фугитивность порообразующих минералов пород формации.

Позднекайнозойский коллизионный вулканизм Малого Кавказа

Малый Кавказ является частью Альпийско-Гималайского складчатого подвижного пояса. Основные этапы истории позднеальпийского развития региона рассмотрены в работах (Adamiaetal, 2008, 2010; Баба-заде и др., 2010; Гамкрелидзе, 1966, 1989; Короновский и др., 1994, 1996, 1999, 2002, 2007; Имамвердиев, 2002, 2006, 2010, 2017; Исмаил-заде, 1990, 2001; Мамедов, 1999; Рустамов, 2005; Tutberidze, 2012; Шихалибейли, 1981, 1996) и других авторов.

Большинство этих авторов считает, что Альпийско-Гималайский складчатый пояс в конце мела - начале палеогена после закрытия океана Тетис в настоящем продолжает свое континентальное коллизионное развитие. В это же время южная окраина Евразии становится активной и в дальнейшем наследует характер глубинных процессов. В результате здесь, указывая на направление первичной коллизионной шовной зоны, проявился мощный позднекайнозойский вулканизм, охватывающий всю Анатолию, Кавказ и северо-запад Ирана. Структура этого пояса имеет большое значение для понимания современных тектоно-магматических процессов.

В современном периоде континентальная коллизия характеризуется конвергенцией Евразиатской и Африко-Аравийской плит (рис.1). В результате этого столкновения толщина земной коры максимально возросла. В это же время происходит раздвиг соседних плит - Анатолийская движется на запад, а Иранская на восток. Согласно Н.В.Короновскому и Л.И.Деминой (1999) и М.И.Рустамову (2005), основные динамические процессы на Кавказском сегменте связаны активным северо-северо-восточным движением Аравийской плиты. Во время движения Аравийской плиты образуются зоны поперечных разрывов, прямо секущие структуры северо-западного направления. В связи с этим, проявление миоцен-четвертичного магматизма на Большом и Малом Кавказе в большинстве случаев связано с Транскавказским поперечным поднятием.

Таким образом, коллизионный процесс являлся причиной меридионального сжатия территории Кавказа, увеличению толщины земной коры, резкого поднятия региона, образования магматизма. В результате за счет падения давления на глубине происходит плавление пород. В местах максимального сжатия образовались крупные поперечные разрывы. Расплав пытается подняться на поверхность по этим разрывам. При этом позднекайнозойский магматизм проявился на западной зоне – на Транскавказском поперечном поднятии и на восточной зоне Малого Кавказа. Время проявления вулканизма связано с основными тектоническими фазами коллизионного этапа (Имамвердиев и др., 2009, 2010).

В позднеплиоцен-четвертичном периоде в зонах поднятия произошел вулканизм кислого состава, во впадинах - умеренно щелочной и щелочной вулканизм основного и среднего состава.

Таким образом, обстановка проявления позднекайнозойского вулканизма Кавказского сегмента характеризуется условиями общего сжатия и увеличения мощности земной коры в районах его локализации.

Позднемиоцен-четвертичный вулканизм Турецко-Иранского плато и Малого Кавказа характеризуются известково-щелочным, умеренно-щелочным и частично щелочным составом пород с увеличением их общей щелочности с северо-запада на юго-восток (Pearce et al., 1994; Sharkov et al., 2014).

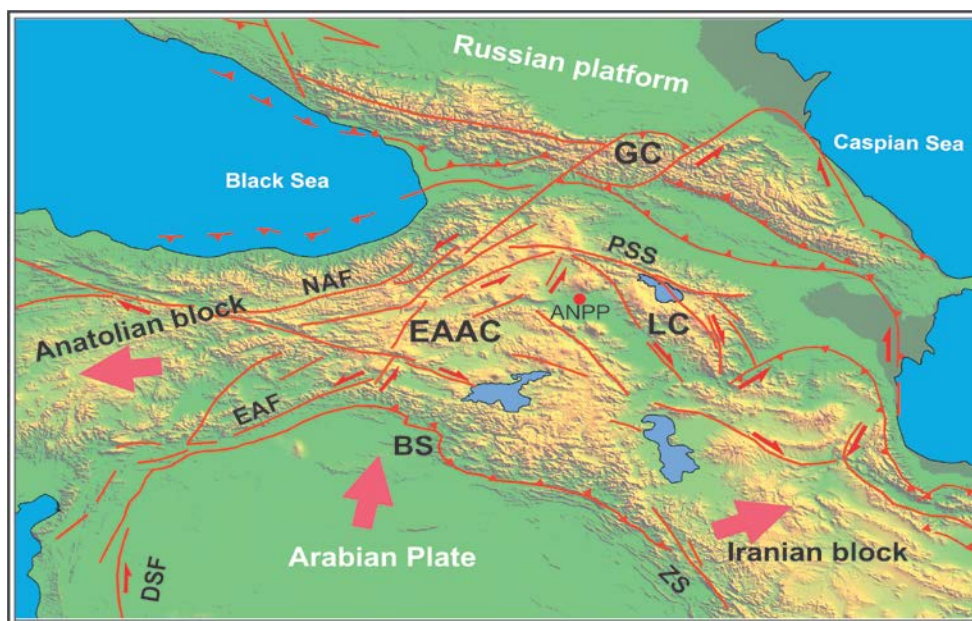


Рис.1. Континентальная коллизионная зона между Евразийской и Африко-Аравийской плит. NAF-Северно-Анатолийский разлом, EAF –Восточно-Анатолийский разлом, DSF-разлом Мертвого моря, BS-Битлицкая сутура, ZS-Загросская сутура, GC-Большой Кавказ, EAAS-Восточно Анатолийский аккреционный комплекс, LC-Малый Кавказ

К настоящему времени было предложено более 10-ти геодинамических моделей генезиса кайнозойского коллизионного вулканизма, в частности, для Восточно-Анатолийско-Кавказской.

Эти модели в литературе достаточно освещены. Из них наиболее популярными являются модели: латеральное верхнемантийное течение плюмового вещества из района Восточно-Африканских рифтов (Pearce et al., 1990, Ершов, Никишин, 2004), модель отрыва субдукционного слэба на раннеколлизионной (инверсионной) стадии и, как следствие, появления астеносферного выступа под будущим коллизионным орогеном непосредственно под границей Мохо (Pearce et al., 1990, Keskin, 2003, 2005, 2008, Dilek Yildirim et al., 2010), модель коллизионного магматизма с ведущей ролью окисления глубинных флюидов (Короновский, Демина, 1996, 1999, 2007), модель палеогенового коллизионно-рифтогенного вулкано-плутонического магматизма, происходившего в результате сжатия литосферы и подъема разуплотненного мантийного субстрата (Рустамов, 2005), модель связи позднеколлизионного вулканизма с продольными и поперечными структурами растяжения, возникшими в шовной-коллизионной зоне на стадии активизации области вдоль зоны сопряжения

(Исмаил-заде, 1999), модель коллизионно-рифтогенного происхождения позднекайнозойского вулканизма, с ведущей ролью мантийного метасоматизма (Имамвердиев, 2000, 2003, 2015).

Некоторые из перечисленных моделей не противоречат друг другу и, как отмечено Н.В.Короновским и Л.И.Деминой (2007), разница между данными моделями заключается в источниках тепла, необходимого для плавления, а также в механизмах плавления источников позднеколлизионного вулканизма. На основе полученных сейсмотомографических, геолого-петрохимических и геофизических данных авторами монографии разработана геодинамическая модель, связывающая геодинамические процессы и магматизм на позднеколлизионном этапе развития Малого Кавказа. Нами были также использованы сейсмические и сейсмотомографические данные для Малого Кавказа и сопредельных коллизионных областей (Восточная Анатолия, Северо-Западный Иран). Разработав свою модель и проведя анализ предыдущих моделей, мы предприняли попытку оценить роль литосферной мантии и астеносферы в образовании позднекайнозойского коллизионного вулканизма Малого Кавказа.

Геофизические данные по Кавказу и сопредельным территориям Восточной Анатолии и Северо-Западного Ирана

По данным Г.В.Краснопевцевой (1966), В.В.Шиутина (1975), П.Я.Миловицкого (1990) в пределах Каспийского моря и его прибрежной полосы низкоскоростной зоны верхней мантии совпадают с субмеридиональными полосами относительно приподнятого положения границы Мохо, соответствующая Транскавказскому поперечному поднятию.

Интерпретируя сейсмотомографические данные по Альпийско-Гималайскому поясу, С.Д. Соколов, В.Г.Трифонов (2012) пришли к выводу, что в развитии Тетиса решающую роль играли латеральные потоки вещества верхней мантии. В северо-западных сегментах пояса с закрытием Тетиса и началом коллизии произошло проникновение астеносферного материала до северных окраин древнего океана Тетис. Воздействие этой активной астеносферы на литосферу обусловило интенсивные деформации, магматизм и, в конечном счете, горообразование пояса.

С Транскавказским вулканическим ареалом совпадает субмеридионально вытянутая область регионального максимума изостатических гравияномалий большой интенсивности, выделенная по М.Е.Артемьеву (1971). Положительные региональные изостатические гравияномалии связаны с влиянием масс, расположенных на глубинах около 200 км и могут быть обусловлены возмущениями нижней границы астеносферного слоя. По Е.В.Шаркову и др. (2014) эти аномалии связаны с наличием растекающихся головных частей мантийных плюмов.

По Э.Ш.Шихалибейли (1996) астеносферный слой под Мисхано-Кафанской зоной Малого Кавказа погружается до глубины 180–200 км. Под складчатой системой Малого Кавказа в интенсивно возбужденном состоянии

находится астеносферный слой, от которого повсеместно поднимаются астенолиты мантийного вещества, а поверхность мантии опущена до глубины 50–55 км (рис.2).

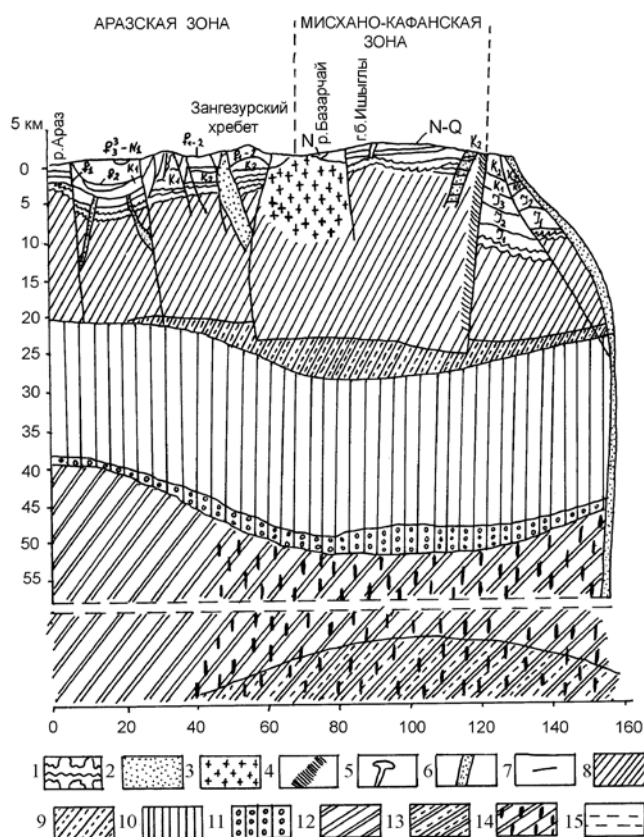


Рис.2. Схематический глубинный геолого-геофизический профиль центральной части Малого Кавказа (по Э.Ш.Шихалибейли, 1996). 1-рифейско-докембрийского и возможно каледонского-герцинского возрастов; 2-плиоценовые малые кислые интрузивы; 3-позднегеосинклинальные-раннеорогенные гранитоиды; 4-раннегеосинклинальные гранитоиды; 5-основные магматиты; 6-ультраосновная магма; 7-глубинные разломы; 8-«гранитный» слой земной коры; 9-возбужденный гранитный слой; 10-базальтовый слой; 11-эклогитовый слой; 12-мантия; 13-возбужденная астеносфера; 14-поднимающиеся астенолиты мантийного вещества; 15-интервал в мантии, ниже которого глубины не известны

Т.Н.Кенгерли (1995) под Большим Кавказом на глубине 30-50 км обнаружил слои со скоростями 6,8-6,9 км/с. Н.И.Короновский и Л.И.Демина (1999, 2007) такие слои называют «волноводами», а присутствие их объясняют как наличие внутрикоровых объемов с существенным разогревом и разуплотнением и частичным плавлением горных пород. По их мнению, они являются источником позднекайнозойского вулканизм на Большом Кавказе.

В.В.Ярмолук и др. (2000), А.В.Ершов, А.М.Никишин (2004), О.А.Богатиков и др. (2010), считают, что латеральное течение вещества плюма верхней мантии из рифтового района Восточной Африки явилось причиной образования позднекайнозойских вулкаников на Кавказе. По их мнению, расположенная под

горами Малого Кавказа и выделенная М.Е.Артемовым (1971), большая положительная изостатическая аномалия продолжена к северу от Аравийской плиты и эта аномалия связана с поднятием мантийного плюма. Очень вероятно, что на образование позднекайнозойского умеренно щелочного магматизма Малого Кавказа было влияние компонента мантийного плюма.

Результаты сейсмического эксперимента на основе данных 29 сейсмических станций, проведенного в Восточной Турции по проекту «Eastern Turkey Seismic Experiment project – ETSE» обнаружили легкопроницаемые структуры в коре–литосфере этого региона. В Восточной Турции проведена региональная томография на базе изучения P_n , S_n и анизотропии структуры коры и верхов мантии. Обнаружено, что мантийная литосфера очень тонкая или совершенно отсутствует. Это указывает, что нормальная утоненная кора сочетается с экстремально тонкой мантийной литосферой или астеносферой.

Е.Сандвол с соавторами (Sandvol E, 1990), интерпретируя результаты этого эксперимента, установили, что под Анатолийской плитой в верхней мантии находится низкоскоростной анизотропный материал астеносферного происхождения. Астеносферный поток имеет северо-восточное направление и почти параллелен движению Анатолийской плиты.

Аналогичный вывод получили А.Магги и К.Пристли (Maggi A., Priestley K., 2005). На основе изучения скорости поперечных волн они установили, что под Турецко-Иранской платформой находятся низкоскоростные зоны тонкой и горячей литосферы (выше солидусной температуры) (рис.3).

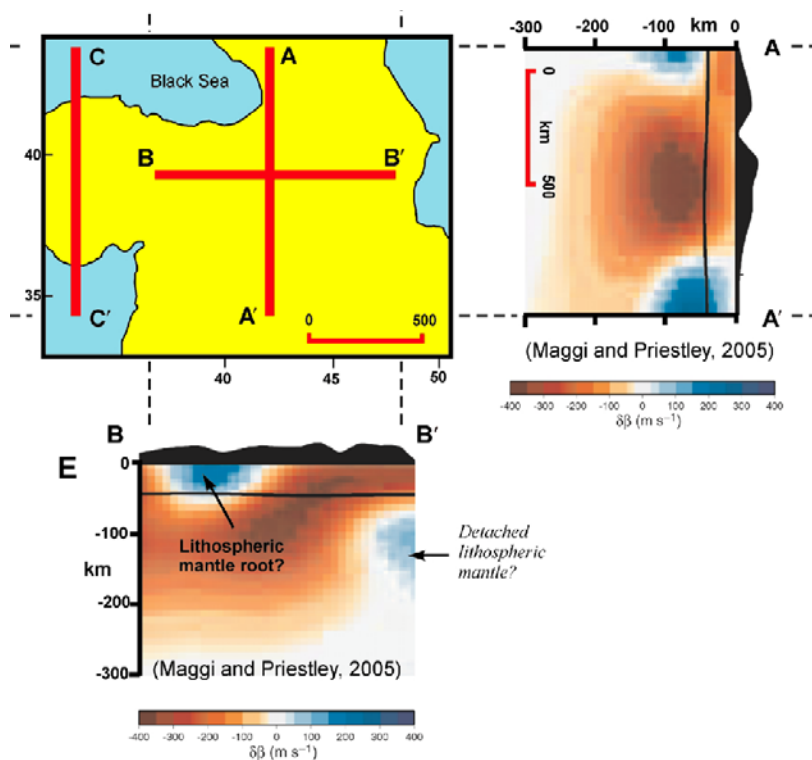


Рис. 3. Томографический разрез, показывающий литосферную структуру Турецко-Иранской платформы (по Maggi and Priestley, 2005)

Анализируя модели о происхождении коллизионного вулканизма на основе сейсмического эксперимента по Восточной Турции и петролого-геохимических данных, М. Кескин (Keskin M., 2003, 2005) считает, что Восточно-Анатолийское купольное поднятие не связано с мантийным плюмом, и позднекайнозойские продукты этой зоны могут быть связаны с погружением плит и отламыванием под субдукционно-аккреционным комплексом.

Таким образом, плавление литосферной мантии может произойти как под действием мантийного плюма, так и поднятия астеносферной мантии в литосферное окно, возникшее в результате деламинации корневой части орогенной литосферы. Интерпретация геолого-петрогеохимических и геофизических данных позволила нам выяснить происхождение позднекайнозойского вулканизма Малого Кавказа.

Общие геологические сведения о позднекайнозойской эволюции вулканизма азербайджанской части Малого Кавказа

В центральной части Малого Кавказа позднекайнозойский вулканизм проявился в двух этапах: позднемиocen-нижний плиоценовом и позднеплиоцен-четвертичном. На первом этапе формировалась дифференцированная андезит-дацит-риолитовая, во втором – бимодальная риолитовая и слабо дифференцированная трахибазальт-трахиандезитовая формации (Имамвердиев, 2000). Продукты позднекайнозойского вулканизма в пределах Азербайджана распространены в верховьях р.р. Тертер и Акера и характеризуются извержениями лав и пирокластов разнообразного состава (рис.4).

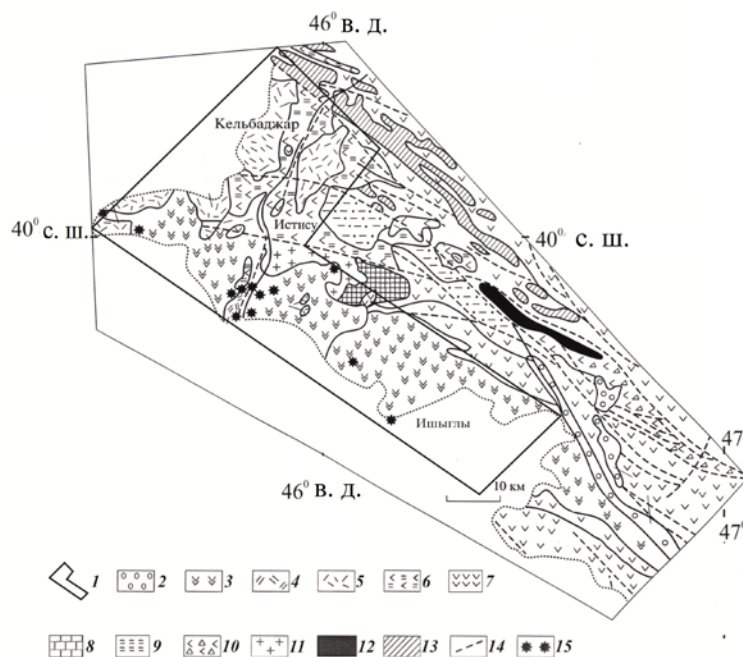


Рис.4. Геологическая карта позднекайнозойских вулканических формаций центральной части Малого Кавказа (масштаб 1:500 000). 1- район исследования; 2-туфы, вулканические пеплы, туфобрекчии, галечники, пески, песчаники, суглинки (N_2^3-Q); 3-трахибазальты, базальтовые трахиандезиты, трахиандезиты (N_2^3-Q); 4-риолиты, перлит, обсидианы (Q); 5-

андезиты, дациты, риодациты, риолиты(N_2^1-2); 6-вулканогенный флиш (Pg_2^1-2); 7--андезиты и базальты (K_2); 8-сланцы (K_2); 9-известняки (K_2); 10-вулканокластические отложения (J_2); 11-гранодиориты, граносиениты, кварцевые сиениты граниты (Pg_3-N_1); 12- гранодиориты, граносиениты, кварцевые диориты, диориты (Pg_2); 13-офиолиты (K_2); 14-разломы; 15-наиболее крупные центры излияния вулканов

Неогеновый вулканизм. Неогеновый вулканизм на Малом Кавказе в основном проявился, начиная от верхнего сармата, меотис-понта до верхнего плиоцена. В центральной части Малого Кавказа верхнесарматский вулканогенный комплекс с мощностью 200 м в литературе описан как *агджагызская свита* и представлен дацитами, риолитами и риодацитами, а также их пирокластическими производными – дацитовыми и риолитовыми витрокластическими туфами. Прослой нормально-осадочных пород – углистые сланцы, лигниты присутствуют между вулканогенными породами.

Наиболее полный разрез *агджагызской* свиты можно увидеть в районе ур. Агджагыз. Здесь снизу вверх выделяются:

1.Рыхлые пепельные туфы серого цвета с двумя прослоями бурого угля	10 м
Они залегают с резким угловым несогласием на отложениях среднего эоцена.	
2. Тонкоплитчатые серые риолиты	18 м
3. Светло-серый и белый туф.....	3 м
4. Слой бурого угля	1 м
5. Рыхлый туф с углом.....	7 м
6. Голубовато-синий, розовый биотитовый туф риодацитов.....	15 м
7. Серый, черный крупнообломочный туф.....	10 м
8. Зеленовато-серый бентонитизированный туф.....	13.5 м
9. Прослой бурого угля.....	5 м
10. Пачка массивных пепельно-серых туфов.....	25 м
11. Покров тонкоплитчатых серых риолитов.....	37 м

Далее разрез переходит к андезито-дацитам *басаркечарской свиты*.

Во многих разрезах в основании *агджагызской свиты* залегают мало-мощный невыдержанный по простиранию покров андезито-дацитов и трахиандезитов. В районе г. Кетидаг мощность этих пород увеличивается.

Эффузивы дацит-риолитового комплекса представлены лавовой, пирокластической, корневой (субвулканической, экструзивной и жерловой) фациями.

Породы лавовой фации распространены, в основном, в пределах Кельбаджар-Истисуинской синклинали. Мощность потоков от 5 до 15-20 м, редко достигает до 35м. Лавовые потоки по вертикали неоднократно сменяются вулканокластическими потоками или туфовыми горизонтами. Мощность их от 3 до 20м. В составе лавовой фации выделяются следующие петрографические типы пород: андезито-дациты, дациты, риодациты, риолиты.

Вулканогенный комплекс с мощностью 1150 м меотис-понтского возраста впервые выделен (Кашкай и др., 1952) как *басаркечарская свита* и представлен дацит-трахидацитами, андезит-трахиандезитами и кварцевыми латитами. Этот

комплекс с угловым и азимутальным несогласием залегает на *агджагызской* свите и местами на эоценовых и меловых отложениях.

Наиболее характерный разрез *басаркечарской свиты* наблюдается на восточном склоне г. Конурдаг.

1.Мощная толща темно-серых крупнополевошпатовых андезитодацитов, залегающих несогласно на туфах верхнесарматских отложений, имея местами в основании туфоконгломераты.....	30 м
2.Массивные крупнообломочные биотитовые туфы розовато-серого цвета. В отдельных пунктах они чередуются афировыми андезитодацитами и агломератовыми туфами красного цвета.....	74 м
3.Покров темно-серых афировых андезитодацитов.....	20 м
4.Красноватые глыбовые туфы с андезитодацитовыми покровами (2-5 м)	60 м
5.Чередования мощных пироксен-амфиболовых андезитодацитовых покровов с красными глыбовыми туфами.....	220 м
6.Красноватые глыбовые туфы андезитодацитов.....	10 м
7.Покров андезитодацитов серого цвета.....	18 м
8.Пористые, рассланцованные, плотные туфы.....	24 м
9.Темно-серые роговообманковые андезитодациты.....	15 м
10.Зеленовато-серые, плотные, среднеобломочные туфы.....	5 м
11.Роговообманковые андезитодациты.....	12 м
12.Глыбовые туфы красноватого цвета.....	3 м
13.Пироксен-роговообманковые андезитодациты.....	8 м
14.Агломератовые туфы красного цвета.....	6 м
15.Слаборассланцованные, серые роговообманковые андезитодациты.....	30 м
16.Мощная пачка глыбовых туфов красного цвета.....	40 м
17.Роговообманковые андезитодациты.....	10 м
19.Глыбовые туфы светло-серого цвета.....	18 м
20.Агломератовые туфы красного цвета.....	25 м
21.Серые биотит-роговообманковые дациты.....	30 м
22.Чередования глыбовых туфов красного цвета светло-серыми андезитодацитами.....	82 м
23.Покровы биотит-роговообманковых дацитов, андезитодацитов, слагающих вершины г. Конгур.....	154 м

Общая мощность описываемых отложений по вышеприведенному разрезу составляет 1150 м и является для исследованного района максимальной.

На вулканических, нагорьях, породы *басаркечарской свиты* на значительной площади перекрыты верхнеплиоцен-четвертичными образованиями. Здесь эти породы характеризуются тем, что они являются крупнополевошпатовыми (плагиоклаз иногда ортоклаз), наряду с ними много игольчатых, призматических амфиболов и листоватых биотитов. Встречающиеся в этих областях вулканические купола сложены, в основном, из андезитов, трахи-

андезитов, кварцевых латитов, “черных” и “серых” дацитов, риодацитов. Здесь в основании разреза залегает лиловато-серые биотит-роговообманковые андезиты, трахиандезиты.

Выше них обнажается пачка глыбовых агломератовых туфов, состоящая из слабо отсортированных галек андезитов. Агломератовые туфы перекрываются крупнополовошпатовыми трахиандезитами, кварцевыми латитами.

Мощность их доходит до 300 м. Вверх по разрезу они иногда переходят в туфолову. Во многих местах породы андезит-дацитового комплекса прорваны субвулканическими телами дацит-трахидацитового состава.

Следует отметить свежесть вулканитов комплекса по сравнению с породами нижнего комплекса. Судя по палеовулканическим реконструкциям региона можно предположить, что вулканизм связан со сводовым воздыманием гетерогенной структуры области. Извержение происходило в наземных условиях из вулканов центрального типа. Проявления вулканизма приурочены как к остаточным и наложенным впадинам, так и зонам поднятий и связаны с разломами сопряженными с зонами глубинных разломов.

Эффузивы *басаркечарской свиты* представлены лавовыми, вулканообломочными, корневыми фациями. Вулканические аппараты характеризуются излиянием лавовых масс, которые в виде покровов и потоков охватывают обширные площади в центральной части Малого Кавказа. Длина таких потоков доходит до 0,5-8 км, при ширине 400-800 м, мощности 20-60 м.

Породы лавовой фации трахиандезит-трахидацитового комплекса представлены дацит-трахидацитами, андезито-дацитами, андезит-трахиандезит-кварцевыми латитами.

Эти вулканогенные комплексы нами объединены в составе дифференцированной *андезит-дацит-риолитовой формации* (Имамвердиев, 2000). Судя по геологическим данным, возраст формации определяется как позднемиоцен-нижнеплиоценовый (Кашкай и др., 1952).

Петрография. Дацит, риодацит и риолит являются основными породами дацит-риолитового комплекса. *Дациты*, в основном являются порфиоровыми породами. Вкрапленники состоят из плагиоклаза, обыкновенной роговой обманки, иногда из кварца и биотита. Размер вкрапленников достигает 3-10 мм. Структура основной массы гиалопилитовая, пилотакситовая, гиалиновая. Количественно-минералогический состав дацитов таков: основная масса 50-75%, плагиоклаз – 15-20%, роговая обманка - до 5%, кварц – 2,5%, биотит – 2-3%, рудный минерал – 1-2%. Основная масса состоит из микролитов измененного кислого плагиоклаза, кварца, иногда калиевого полевого шпата, сцементированного стеклом.

Риодациты отличаются от дацитов большим содержанием кварца (5-8%) и биотита (3-5%), присутствием калиевого полевого шпата в основной массе. Основная масса (45% объема породы) состоит из кислого плагиоклаза, калиевого шпата и кварца, сцементированного стеклом. Структура основной массы сферолитовая, стекловидная, микрофельзитовая. Обладает флюидальной текстурой.

Риолиты и трахириолиты составляют верхнюю часть разреза агджагызской свиты. Риолиты являются доминирующим в составе комплекса. В нижней части разреза они переходят в риодациты, в верхний - в трахириодациты и образуют самостоятельные потоки. Вкрапленники этих пород состоят из кислого плагиоклаза, кварца, биотита и калиевого полевого шпата. Количественно-минералогический состав риолитов нижеследующий: основная масса – 60-70%, плагиоклаз – 10-20%, биотит – 3-5%, санидин – до 5%, кварц – 5-10%, рудный минерал – 1-2%. В трахириолитах количество санидина увеличивается (8-10%), а кварца уменьшается (4-5%). Основная масса состоит из полевых шпатов, кварца и стекла, отличается стекловидной, фельзитовой, микрофельзитовой структурами.

Кристаллизация минеральных парагенезисов различна. Обычно первым кристаллизуется магнетит, затем иногда вместе кристаллизуются биотит и роговая обманка. После этого кристаллизуются плагиоклаз, кварц и ортоклаз. Иногда можно наблюдать иную картину: магнетит, биотит, затем пироксен. После них появляется плагиоклаз+кварц+роговая обманка и, наконец, в малом количестве выделяется К-На полевой шпат.

В эффузивной стадии в остаточном расплаве идет процесс остывания и в породах продолжается кристаллизация плагиоклаза, зерен кварца, а иногда и калий-натриевого полевого шпата. Кристаллизация вкрапленников кислых пород происходит в два этапа: 1) интрателлурическом этапе – за счет насыщения водой из расплава выделяются темноцветные минералы, таких как роговая обманка, биотит, а затем плагиоклаз; 2) вкрапленники образуются непосредственно близко к поверхности (особенно кварц, кислые плагиоклазы, К-На полевые шпаты и др.).

Породы лавовой фации андезит-дацитового комплекса представлены дацит-трахидацитом, андезит-трахиандезитом и кварцевыми латитами. Дациит и трахидациты состоят из раздробленных, пелитизированных фенокристаллов полевого шпата длиной до 3-5 мм, в редких случаях из микрокристаллов кварца. Во многих случаях кварц отсутствует. Из цветных минералов биотит, в редких случаях отмечается как микровкрапленники.

Минералогический состав дацитов такова: основная масса 65-70%, плагиоклаз (An_{30-40}) – 20-25%, биотит – 5-10%, кварц – 5%. Основная масса имеет фельзитовую, витрофировую, микролитовую, сферолитовую структуру, флюидальную текстуру. Для этих пород характерны пустоты, заполненные агрегатами мелкозернистого кварца. В дацитах вторичные минералы представлены хлоритом, серицитом.

Андезит, трахиандезит, кварцевые латиты самые распространенные крупнопорфировые породы, макроскопически сложены плагиоклазом, калий-натриевым полевым шпатом, роговой обманкой, иногда ясно выделяются вкрапленники биотита. Кварцевые латиты отличаются от андезитов и трахиандезитов содержанием в своем составе калий-натриевых полевых шпатов. Структура породы порфировая, основная масса имеет андезитовое, витрофировое, пилотакситовое строение.

В зависимости от минеральных парагенезисов эти породы делятся на пироксеновые и пироксен-роговооманковые типы. Минералогический состав породы в зависимости от типа меняется следующим образом: полевые шпаты (25-35%), роговая обманка (10-15%), клинопироксен (5-10%), биотит (3-5%), основная масса 50-60%. Основная масса состоит из полевых шпатов, роговой обманки, клинопироксена, вулканического стекла и рудного минерала.

Составы плагиоклазов в породах имеют An_{30-40} и составляют парагенезис с амфиболом, биотитом, клинопироксеном, калиево-натриевым полевым шпатом. Плагиоклазы второй генерации имеют относительно кислый состав (An_{20-30}), кристаллизовавшиеся на собственном эффузивном этапе.

Калиево-натриевый полевой шпат в породах присутствует в кварцевых латитах, трахиандезитах. Состав колеблется от $Or_{55.3}Ab_{26.3}An_{0.3}$ до $Or_{73.4}Ab_{44.0}An_{3.4}$. Они относятся к промежуточному структурно-оптическому типу и являются моноклинными, а не гомогенными и представлены альбитовой и ортоклазовой фазами.

Состав клинопироксена меняется от средних пород к кислым и доля Fs компонента увеличивается: $Wo_{37.1-41.4}En_{43.9-40.0}Fs_{19-19.6}$ (для андезитов), $Wo_{40.0-44.4}En_{45.4-44.8}Fs_{15.2-11.2}$ (для кварцевых латитов) и $Wo_{41.7-42.7}En_{36.3-34.6}Fs_{22-22.7}$ (для дацитов).

Составы амфиболов по классификации Б.Е.Лика (1969) отвечают чермакитовой, паргаситовой и магнезиальной роговой обманке.

Таким образом, на основе вышеотмеченного можно заключить, что ранняя кристаллизация магнетита, роговой обманки, биотита, появление клинопироксена на ликвидусе, структурное положение полевых шпатов кристаллизация магматического расплава и эволюция происходила в условиях высокого давления водяного пара в промежуточных очагах. Относительно кислые типы пород формации (дациты и риолиты) при формировании были во взаимоотношениях с окружающими породами.

Близкие по возрасту вулканические породы известны и в ряде других районов Малого Кавказа. Так, в пределах Мисхано-Зангезурской и Еревано-Ордубадской зонах развита андезит-дацитовая формация нижнеплиоценового возраста. Аналогичные породы развиты в пределах Гегамского и Варденисского нагорий Армении.

Позднеплиоцен-четвертичные кислые вулканогенные образования, как самостоятельный этап вулканизма, широко развиты в пределах Кавказского сегмента Средиземноморского пояса. В пределах Азербайджана они приурочены к Кельбаджарскому и Карабахскому нагорьям и образуют стратовулканы и ряд мелких экструзивных куполов (г.г. Кечалдаг, Девегезы) с лавовыми потоками, сложенными риолитами, риодацитами, их умеренно-щелочными разновидностями, а также обсидианами и перлитами. Возраст кислых вулканитов азербайджанской части Малого Кавказа в исследованном районе считалось позднеплиоценовым (акчагыл-апшерон) (Кашкай, Мамедов, 1961). По данным (Karapetian et al., 2001) возраст риолитовых пород вулкана Девегезы определен в 0,43 млн. лет, Кечалдага - 0,7 млн. лет. Исходя из этих

данных, возраст кислых вулканитов данного района можно считать четвертичным, хотя на территории Армении выделены 3 фазы внедрения риолитового вулканизма – первая фаза 10-17 млн.лет (средний-поздний миоцен), вторая фаза 4,5-7,5 млн.лет (поздний миоцен-ранний плиоцен) и третья фаза 0,1-2,8 млн.лет (плио-плейстоцен) (Karapetian et al., 2001).

По М.А.Кашкаю и А.И.Мамедову (1961) извержение риолитовой магмы, образовавшей г. Кечалдаг, происходило поэтапно в следующей последовательности (снизу вверх):

- 1.Тонкое переслаивание черно-мутного обсидиана с трахириолитом 35 м
- 2.Черно-мутный обсидиан..... 25 м
- 3.Риолитовые туфы с автобрекчиями черно-блестящего обсидиана.. 40 м

Они покрываются на северо-восточных и юго-восточных отрогах горы сфероидальным блестящим обсидианом..... 30 м

- 4.Тонкополосчатый трахириолит в виде небольшого выхода в верхней части купола..... 15 м

Коренные выходы обсидианов наблюдаются на северо-западном и восточном склонах купола, а перлиты- в центральной и южной частях его (20 м). Общая мощность пород по разрезу 165 м.

Примерно такой же разрез наблюдается на юго-восточном склоне г. Девегезю Большая. Здесь снизу вверх выделяются:

- 1.Толстополосчатый трахириолитовый туф с черно-мутным обсидианом..... 20 м
- 2.Черно-мутный обсидиан..... 25 м
- 3.Трахириолитовый туф..... 40 м
- 4.Риолитовый перлит..... 25 м
- 5.Трахириолитовый туф с автобрекчиями обсидиана..... 8 м
- 6.Черно-блестящий, почти однородный, выше приобретающий более светлую окраску обсидиан 25 м
- 7.Перлиты..... 20 м

Общая мощность разреза составляет 163 м.

Вулканиты риолитовой формации по петрографическому составу и по структурно-текстурным особенностям подразделяются на раскристаллизованные - риолиты, трахириолиты и стекловатые - обсидианы и перлиты.

Риолиты,трахириолиты. Вкрапленники этих пород представлены плагиоклазом (An_{30-40}), кварцем, реже калиевым полевым шпатом, биотитом и роговой обманкой. Количество вкрапленников составляют 5-10%. В породах формации выявлено много акцессорных минералов: магнетит, сфен, апатит, ортит, циркон, гранат, флюорит. Кроме порфировых пород встречаются афировые разновидности. Вулканические стекла - перлиты, обсидианы являются специфическими, характерными породами формации. Обсидианы отличаются большим разнообразием текстуры и структуры, минералогического состава, окраски, иризации. Среди них выделяются однородные, полосчатые, сфероидальные, брекчиевидные разновидности. В стекловатой массе обсидианов содержатся микролиты полевого шпата (An_{10-20}), санидин, иногда биотит, роговая обманка,

пироксен и рудные минералы. Для обсидианов характерна витрофирующая, иногда перлитовая структура. Перлиты встречаются в тесной ассоциации с обсидианами и связаны с ними постепенными переходами. Они имеют плотную, массивную, пористую, полосчатую, флюидальную текстуру. В стекловатом базисе перлитов наблюдаются в небольшом количестве лейсты плагиоклаза, листочки биотита, мелкие зерна магнетита. В породах формации отмечаются также сферолиты.

Позднеплиоцен-четвертичные вулканогенные образования, имеющие более основной и средний состав пород, охватывают весь Малый Кавказ, слагая обширные вулканические плато и крупные вулканы. Эти вулканогенные комплексы представлены непрерывной дифференцированной трахибазальт-базальтовой трахиандезит-трахиандезит-трахитовой серией и охватывают Гегамское, Варденисское и Сюникское, Карабахское, Кельбаджарское нагорья.

Наиболее основными породами формации являются субщелочные оливиновые базальты. Породы порфиоровые, афировые. Вкрапленники представлены оливином, клинопироксеном, плагиоклазом, амфиболом. Встречается санидин в виде мегакристалла. Структура основной массы пилотакситовая, гиалопилитовая, микролитовая.

Клинопироксены пород формации более кальциевые и по составу отвечают авгиту, салиту. Плагиоклазы имеют относительно основной состав (An_{63-75}). Состав оливина в основных породах более магнезиальный (Fo_{83-87}) и соответствует форстерит-хризолиту. В базальтовых трахиандезитах и трахиандезитах состав оливина более железистый (Fe_{61-70}).

В породах встречаются в виде идиоморфных порфиоровых выделений кристаллов апатита, количество которых доходит до 0,5-1,25% и являются фтор-апатитами. Часто в виде включений присутствуют во вкрапленниках клинопироксена и роговой обманки, что свидетельствует о более ранней кристаллизации.

О кристаллических включениях в позднекайнозойских вулканических породах Малого Кавказа сведений очень мало. Краткие сообщения о их составе и распространении встречаются в работах Н.А.Имамвердиева (1988, 2002), А.Дж.Исмаил-Заде (1986, 1989, 2001), Ю.С.Геншафта (1983, 1986), В.Г.Молжавко (1990) и других авторов.

Н.А.Имамвердиев (2002) кристаллические включения делит на два типа: 1)кумуляты материнской породы, т.е. гомеогенные включения, и 2)коровые включения, т.е. включения, захватывающиеся расплавом из пород земной коры. Вкрапленники мантийного происхождения в неогеновых вулканитах не были установлены.

Гомеогенные включения представлены пироксенитами, умеренно щелочными габброидами, горнблендитами, амфиболизированными габбро и диоритами. Эти породы частично расплавлены, форма овальная, неправильная. Макроскопически полностью кристаллическая, мелко- и среднезернистая. Для этих пород с окружающими породами отсутствует реакционное взаимоотношение. Этот тип включений, в основном, состоит из основного плагио-

клаза, диопсид-авгита и роговой обманки. Многие вкрапленники подвержены интенсивному катаклазу и последующей частичной амфиболитизации.

Минеральный состав ксенолитов в определенной степени коррелируется с вкрапленниками, содержащих их пород. Так, широко распространенные амфибол содержащие включения еще более широко распространены в роговообманковых типе средних пород.

Второй тип вкрапленников включает в себе породы, захватывающиеся расплавом по пути следования к поверхности из окружающих мезокайнозойских осадков. Обычно они широко распространены среди средне- и кислого состава эксплозивных пород. Среди этих включений можно отметить кварц-полевошпатовые породы, кварцевые диориты, амфиболиты, сланцы.

Типичные мантийные включения в породах формаций отсутствуют. Наряду с породами в породах этих формаций отмечаются мегакристы санидина, клинопироксена, амфибола, флогопита (Имамвердиев, 2000).

Петрологические особенности позднекайнозойского коллизионного вулканизма центральной части Малого Кавказа

Андезит-дацит-риолитовая формация. По кремнекислотности породы формации образуют непрерывный ряд от андезитов до риолитов ($\text{SiO}_2 \geq 60\%$) (табл. 1), а по соотношению $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ (Le Bas et al., 1986) являются породами нормальной щелочности и реже умеренно-щелочными (рис. 5).

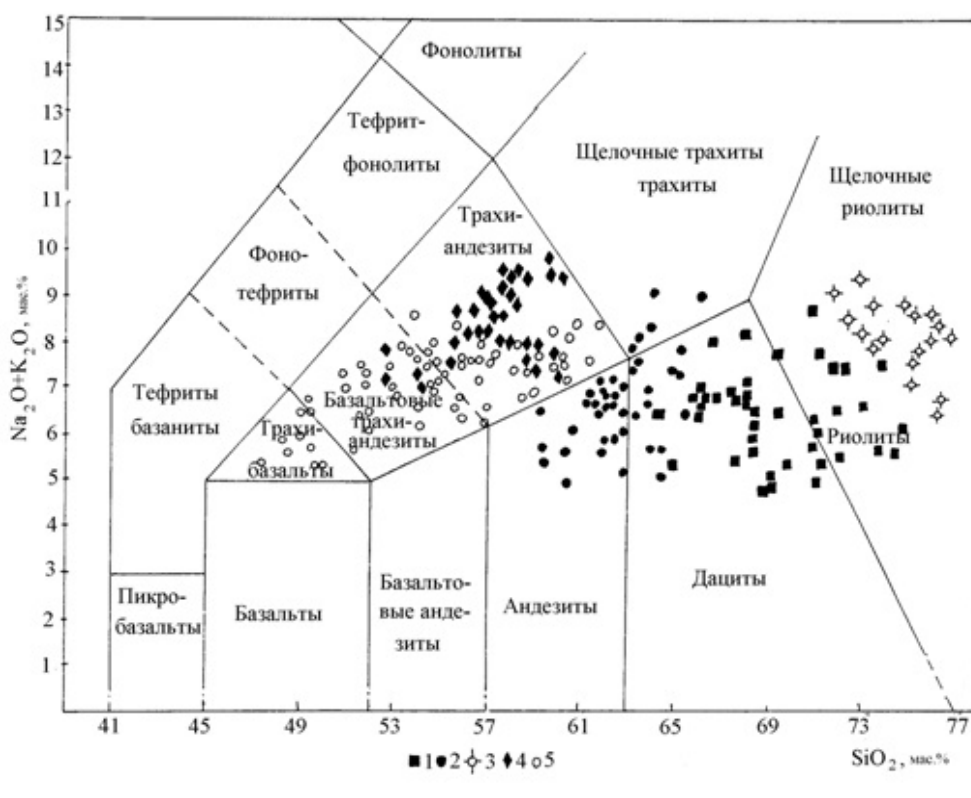


Рис. 5. Положение составов пород позднекайнозойских вулканических формаций Малого Кавказа на диаграмме TAS (Le Bas et al., 1986). 1-2 - андезит-дацит-риолитовая формация: 1 - дацит-риолитовый комплекс; 2 - андезит-дацитовый комплекс; 3 - риолитовая формация; 4-5 - трахибазальт-трахиандезитовая формация: 4 - трахиандезитовый комплекс; 5 - трахибазальт-базальтовый трахиандезитовый комплекс

Таблица 1

Содержание петрогенных оксидов (%) и микроэлементов (ppm) в представительных образцах позднекайнозойских вулканитов Малого Кавказа

№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Эле- менты	40	15	100	106	74	96	12/13	МА 19	132	21	109	120	13	25	73/Р
SiO ₂	61.09	62.32	62.99	64.81	65.99	68.19	73.99	77.01	48.88	51.84	54.92	55.67	57.66	58.52	67.80
TiO ₂	0.59	0.58	0.60	0.60	0.52	0.27	0.01	0.09	1.57	1.36	1.14	1.08	0.79	0.82	0.48
Al ₂ O ₃	15.70	16.9	16.60	17.03	16.41	15.77	13.48	12.67	15.86	16.64	16.38	17.13	16.41	16.23	15.70
Fe ₂ O ₃	3.47	3.91	3.28	3.38	3.59	1.69	1.20	не оп.	5.61	6.11	4.54	6.59	4.09	4.80	не оп.
FeO	1.29	1.01	1.29	0.73	0.28	0.43	1.78	0.71	2.73	1.01	2.59	0.43	1.87	0.87	3.00
MnO	0.06	0.04	0.09	0.03	0.09	0.04	0.01	0.06	0.14	0.11	0.10	0.12	0.05	0.09	0.05
MgO	1.85	1.95	1.90	1.43	1.31	0.05	0.14	0.05	6.29	4.42	3.76	4.66	3.18	3.23	1.10
CaO	4.85	4.24	4.32	3.97	3.19	1.32	0.53	0.47	9.09	8.58	6.88	6.24	6.25	6.24	2.20
Na ₂ O	4.19	4.07	4.08	4.27	4.05	4.57	3.27	4.06	4.00	4.14	0.70	4.22	3.85	4.00	5.00
K ₂ O	3.54	2.95	3.08	3.47	2.55	4.14	4.87	4.86	1.92	2.92	2.17	2.60	3.01	2.80	4.00
P ₂ O ₅	0.41	0.28	0.30	0.33	0.23	0.06	0.01	0.01	1.18	1.31	0.94	0.58	0.57	0.68	0.35
п.п.п.	0.81	0.54	0.46	0.47	0.96	0.27	0.38	не оп.	0.93	0.61	0.85	0.41	0.64	0.40	0.01
Сумма	98.63	99.08	98.1	100.72	98.15	99.23	99.67	99.99	98.1	99.05	98.47	99.07	98.32	98.68	100.19
Rb	83	63	74	86	72	97	160	174	32	60	42	54	55	49	70
Li	20	19	19	12	14	13	67	не оп.	9	14	13	14	10	12	20
Sr	1105	935	850	935	833	420	150	16	1700	2635	1445	1020	1360	1275	1356
Ba	1250	650	690	690	760	830	100	26	1060	1300	1080	680	830	1060	1100
Cr	120	180	180	180	100	не оп.	30	2.75	270	170	224	280	160	188	140
V	170	60	60	40	100	40	не оп.	не оп.	210	140	150	170	80	130	70
Ni	24	30	31	32	25	15	20	не оп.	110	43	34	65	50	54	13.5

Продолжение таблицы 1

№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Co	20	35	16	3	15	9	5	0.2	50	26	22	45	45	16	11
Sc	7	7	13	10	10	3	не оп.	1.93	21	20	9	20	20	14	6.7
Cu	20	37	83	22	26	13	30	не оп.	70	94	44	46	63	37	41
Zn	65	65	54	57	59	70	100	26.1	100	98	200	80	91	70	55
Zr	178	160	150	170	150	240	100	86	240	200	250	190	190	180	303
Nb	12	11	10	14	14	17	15	34	18	28	18	19	18	13	33
Ta	0.84	0.72	0.94	1.4	1.1	1.2	не оп.	2.71	0.92	1.2	не оп.	1	0.81	0.87	1.43
Hf	4.8	3.6	3.3	4.7	4.2	6	не оп.	3.51	5.2	4.5	не оп.	4.4	4.8	4.5	6.6
Th	11	9.3	10	18	16	5.2	25	34.5	2.6	5.2	не оп.	5.6	6.3	6.5	3.2
U	2.7	5.7	4.4	5.4	3.3	14	9.3	10.2	4	4	не оп.	4	3.6	6.3	12.2
La	45	43	36	47	38	47	33.5	30.7	63	76	69	52	60	60	72
Ce	88	77	76	87	74	78	60	53	130	150	130	98	120	120	115
Sm	4.2	3.9	4.2	3.6	4.4	5	3	2.51	9.8	10	7.4	5.9	5.7	5.3	6
Eu	1.2	1.2	1	1.1	0.95	0.79	0.2	0.16	2.5	2.5	2	1.7	1.6	1.7	1.5
Tb	0.67	0.56	0.58	0.44	0.42	0.57	0.6	0.13	1.3	1	1.1	0.9	1.1	0.94	1.12
Yb	1.2	1.4	1.5	1.3	1.3	1.4	2.3	1.32	2.4	1.8	2	2	1.8	1.9	2.1
Lu	0.19	0.2	0.2	0.17	0.17	0.18	0.32	0.22	0.33	0.22	0.22	0.39	0.31	0.3	0.25
Y	36	11	10	не оп.	11	29	10	11	34	16	21	19	14	15	10

1-6 - андезит-дацит-риолитовая формация: 1-кварцевый латит - окрестность вулкана Айычынгыллы; 2-андезит –лавовый поток между вулканами Сарымсаглы и Сарчалы; 3-андезит – окрестность вулкана Дикпиллакан; 4- дацит –окрестность вулкана Галинка; 5-дацит-юго-западный склон вулкана Сарымсаглы; 6-риодацит – склон вулкана Дикпиллакан. 7-8 - риолитовая формация: 7-риолит – вулкан Кечалдаг; 8-обсидиан – вулкан Девегезы. 9-15 - трахибазальт-трахиандезитовая формация: 9- умеренно-щелочной оливиновый базальт– между вулканами Сарымсаглы и Саглыялы; 10-трахибазальт – вулкан Сарымсаглы; 11-базальтовый трахиандезит – вулкан Галинка; 12-базальтовый трахиандезит – вулкан Ишыглы; 13-трахиандезит – вулкан Сарымсаглы; 14-трахиандезит – северо-западный склон вулкана Сарымсаглы; 15-кварцевый трахит – вулкан Ишыглы.

Породы данной формации характеризуются разным содержанием петрогенных элементов. В вулканических породах формации по мере увеличения SiO_2 уменьшаются содержания TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , P_2O_5 , обусловленные фракционированием титаномагнетита, клинопироксена, плагиоклаза и возможно апатита. При этом наблюдается некоторое увеличение в породах содержания Na_2O и K_2O по мере возрастания их кремнекислотности. Процесс возрастания калиевой щелочности сопровождается кристаллизацией калиевого полевого шпата в более кислых разновидностях пород.

Основные петрохимические типы пород андезит-дацит-риолитовой формации разделены с помощью фактор анализа. Построенной на основе девяти петрогенных элементов (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO^* , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5) факторной F_1 - F_2 диаграмме (рис. 6) андезит-трахиандезит-кварцевые латиты, дацит-трахидациты и риодацит-риолиты образуют самостоятельные группы. Расчеты показали, что доля от общей дисперсии для первого фактора составляя 58,5%, влияет на двух элементной ассоциацию: I – SiO_2 (-0,86); II – TiO_2 (0,77), Al_2O_3 (0,66), Na_2O (0,76), P_2O_5 (0,83), FeO^* (0,71). Доля второго фактора в общей дисперсии составляет 14,69% и влияет на ассоциацию нижеследующих элементов: MgO (0,63), CaO (0,78) и K_2O (-0,86). Это объясняется тем, что SiO_2 и K_2O с другими петрогенными элементами дают отрицательную корреляцию и указывает на фракционирование в процессе дифференциации полевого шпата, титаномагнетита и апатита. Действительно, как будет указано нами ниже при увеличении в породах формации количества SiO_2 , количество оксидов титана, алюминия, железа, магния, кальция, фосфора уменьшается, а щелочей (Na и K) возрастает. Причиной такой закономерности является фракционирование указанных минералов.

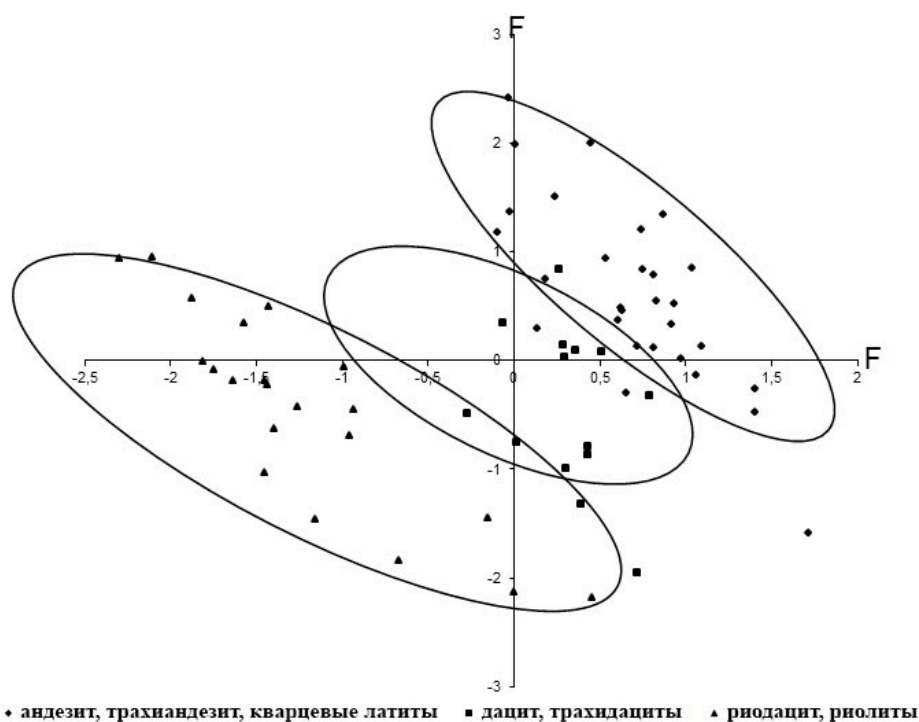


Рис.6. Диаграмма зависимости факторов F_1 и F_2 , полученных по макроэлементам

При увеличении количества SiO_2 в вулканических породах за счет фракционирования титаномагнетита, клинопироксена, плагиоклаза, апатита количества TiO_2 , Al_2O_3 , FeO^* , MgO , CaO , P_2O_5 уменьшается. Эта закономерность отчетливо видна особенно при изменении количества SiO_2 между 60-68%. Другими словами, для образования дацитов из андезитов фракционирование вышеуказанных минералов играет ведущую роль. Увеличение количества K_2O в породах формации также отчетливо видно. Na_2O распределен достаточно равномерно. Эта закономерность может быть объяснена кристаллизацией калиевого полевого шпата в более кислых породах.

Таким образом, в образовании пород формации достаточно большую роль сыграло фракционирование титаномагнетита, плагиоклаза, клинопироксена, амфибола и апатита.

На диаграммах SiO_2 - (TiO_2 , Al_2O_3 , FeO^* , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5) гомеогенные глубинные включения, участвующие в породах формации отличаются высокими TiO_2 , FeO^* , MgO , CaO , P_2O_5 , и низкими K_2O , Na_2O содержаниями, размещаясь в начале средних пород образуют единый тренд с вмещающими породами и указывают на то, что породы формации производные основной магмы. В некоторых включениях основного состава концентрации MgO , Ni и Cr близки к количеству родоначальной магмы.

Таким образом, образование позднеколлизионной высококалийевой известково-щелочной серии, со свойственным ей петрохимическим составом, является характерным для центральной части Малого Кавказа и отличается от типичной известково-щелочной серии нормальной щелочности, формировавшийся в других геодинамических обстановках.

Особенности химизма включений пород андезит-дацит-риолитовой формации зависят от типа, минерального состава, а также генетического типа их. Родственные (гомеогенные) включения, представленные пироксенитами, горнблендитами, габброидами, диоритами. В этих породах содержание кремнезема меняется от 45.0-57.9%, содержание MgO относительно высокое, чем во вмещающих андезитах, для них характерны относительно высокие содержания TiO_2 , CaO , индекса дифференциации $K_{\text{уно}}$ (S.I) (табл.2). Для этих включений свойственно среднее значение железистости ($F=42-65$), но низкое, чем во вмещающих андезитах.

Риолитовая формация. В породах формации количество SiO_2 меняется от 72% до 77% образуют компактную группу, мало дифференцированы и в составе формации выделяются риодацит, риолит и их стекловидные типы - перлит и обсидиан. Породы формации, в отличие от пород предыдущей формации, характеризуются ультракислым составом и повышенной щелочностью. При этом в породах наблюдаются примерно равные соотношения Na_2O и K_2O и низкие содержания CaO , MgO и FeO (табл. 1). Кислые вулканы при низких значениях P_2O_5 соответствуют эвтектическому составу и связаны с формированием «сухих» высокотемпературных расплавов.

Таблица 2

Химический состав включений пород андезит-дацит-риолитовой (1-4) и трахибазальт-трахиандезитовой (5-8) формаций (вес.%)

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	51.57	49.80	56.98	57.92	42.8	43.09	45.94	45.91
TiO ₂	1.20	1.15	0.91	0.98	2.30	0.93	1.87	1.34
Al ₂ O ₃	18.06	8.46	17.97	16.99	12.97	8.14	14.17	17.31
Fe ₂ O ₃	5.40	5.62	6.2	5.13	8.64	7.42	7.16	10.49
FeO	1.45	3.33	0.43	1.60	1.73	7.77	1.66	1.01
MnO	0.17	0.18	0.12	0.10	0.14	0.20	0.11	0.12
MgO	3.65	12.43	3.48	2.62	13.15	20.21	11.21	6.43
CaO	8.60	13.74	6.92	6.74	11.18	5.60	10.94	11.33
Na ₂ O	4.32	2.00	3.86	4.32	2.86	3.20	2.50	2.68
K ₂ O	2.08	0.92	2.09	2.01	1.65	0.93	1.67	0.89
P ₂ O ₅	1.10	0.13	0.70	0.68	0.19	0.17	0.23	0.41
п.п.п.	0.77	0.39	0.40	0.43	0.41	0.07	0.46	0.28
Сумма	98.37	98.15	100.06	99.52	98.02	97.73	97.92	98.20
1-2 амфиболовое габбро, 3-диорит, 4-кварцевый диорит; 5-6 горнблендит, 7-8 габбро								

Трахибазальт-трахиандезитовая формация. В составе трахибазальт-трахиандезитовой формации содержание SiO₂ колеблется от 49 до 61%, и на классификационной диаграмме TAS - SiO₂-(Na₂O+K₂O) (Le Bas et al., 1986) состав пород занимает область умеренно щелочной серии. Достоверность классификации пород формации подтверждается с помощью других диаграмм - Zr/TiO₂-Nb/Y и SiO₂-Zr/TiO₂ (Rollinson, 1994) (рис. 7). Фигуративные точки пород формации попадая в поле основных и средних пород, образуют ряд от базальтов к андезитам, относящихся к умеренно щелочной серии.

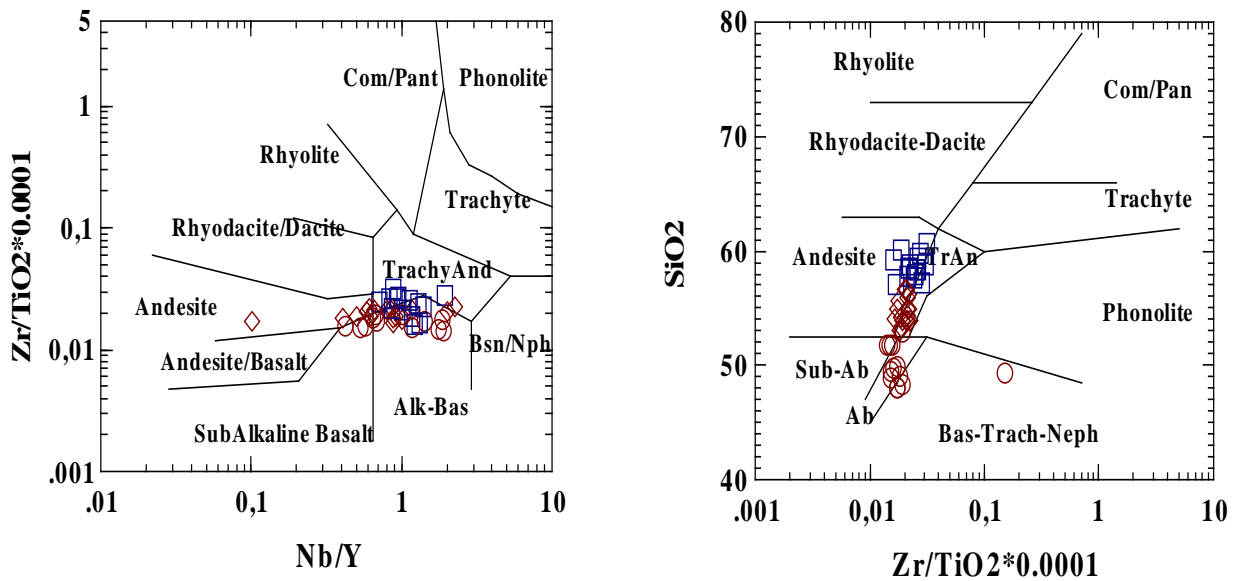


Рис.7. Расположение фигуративных точек пород трахибазальт-трахиандезитовой формации на диаграммах Zr/TiO₂ - Nb/Y и SiO₂ - Zr/TiO₂ по (Rollinson, 1994)

По кремнекислотности породы формации образуют непрерывный ряд от базальтов до андезитов и принадлежат умеренно-щелочной серии (табл. 1, рис. 5). В породах формации в диапазоне «трахибазальт - базальтовый трахиандезит» по мере увеличения кремнекислотности содержания TiO_2 , MgO , Fe_2O_3 , CaO , P_2O_5 в значительной степени снижаются. При этом также слабо уменьшаются и концентрации Al_2O_3 и Na_2O . При переходе к трахиандезитам содержания этих элементов изменяется в узком интервале. Максимальное содержание MgO наблюдается в трахибазальтах и оливиновых базальтах повышенной щелочности и меняется от 3,97 до 6,81 мас.% (табл.1), а коэффициент магнезиальности ($Mg^{\#1}$) от 56 до 71. В последующих дифференциатах формации – в базальтовых трахиандезитах и трахиандезитах уменьшаются содержания MgO и значения « $Mg^{\#}$ ». В таких породах содержание TiO_2 остается умеренно высоким и составляет 1,4-1,6%.

Породы гомеогенных включений трахибазальт-трахиандезитовой формации низкремнеземистые (SiO_2 - 42.0-46.0%), высоко магнезиальные (MgO - 5.0-13.0, иногда до 20%), относительно высокотитанистые (TiO_2 - 1.4-2.3%), высококальциевые (CaO - 6.0-11.0%) (табл. 2). В нормативном составе пород всегда вычисляется оливин, нефелин, а кварц и гиперстен нет. Отмечается также высокое содержание нормативного ильменита, магнетита. Породы обладают низкой железистостью ($F=42.0-64.0$), чем вмещающие умеренно-щелочные базальтоиды. И так, в большинстве случаев вмещающие базальтоиды и включения имеют между собой родственные отношения. Формирование их происходило в глубинных и промежуточных очагах из той же магмы. Часть включений является ксенолитами пород земной коры.

Таким образом, на заключительном коллизионном этапе развития Малого Кавказа образуются бимодальная ассоциация, различающиеся по содержанию SiO_2 - салические ($SiO_2=72-77\%$) и мафические ($SiO_2= 48-60\%$) вулканиты.

Геохимические особенности позднекайнозойского вулканизма центральной части Малого Кавказа

Геохимические особенности позднекайнозойского вулканизма Малого Кавказа наиболее полно даны в работах Н.А.Имамвердиева (1992, 1993, 2000, 2003, 2010), В.С.Попова и др. (1987) и А.В.Гущина (1977, 1991). Кроме того, о геохимических особенностях указанного вулканизма можно встретить в работах М.А.Кашкая (1961), А.И.Мамедова (1971), А.Дж.Исмаил-заде (1986, 1990, 2001, 2004), Х.И.Махмудова (1991, 1992), А.С.Гейдарова (1979, 1988, 1993, 1995) и других авторов. В последнее время В.А.Лебедев и др. (2006-2010) определили абсолютный возраст вулканитов из некоторых вулканических структур армянской и грузинской частей Малого Кавказа, а также для выяснения вопросов петрогенезиса изучили отношение изотопов Sr, Sm, Nd.

В вулканитах дифференцированной *андезит-дацит-риолитовой* формации от андезитов к риолитам при увеличении количества SiO_2 и уменьшения MgO

¹ $Mg^{\#} = MgO / (MgO + FeO + Fe_2O_3) \cdot 100$ (атомн.кол.)

когерентные элементы так же как в макроэлементах дают зависимость, выраженную линейным или же иногда ломаным трендом. В начале этих трендов стоят фигуративные точки глубинных включений. Так, в глубинных включениях основного состава состоящий из основного плагиоклаза, оливина, клинопироксена, роговой обманки, магнетита наблюдаются повышенные количества элементов группы железа и стронция. Распределение этих элементов в породах формации контролируется фракционированием породообразующих минералов. Надо отметить, что в глубинных включениях уменьшение этих элементов более ясно выражено и при переходе к вмещающим андезитам, геохимические тренды обрываются. Такое распределение макро- и микроэлементов в глубинных включениях указывает на когмагматичность с вулканическими породами.

Количество несовместимых элементов (Rb, U, Th, Nb, Zr, Nb, Hf, LREE и др.) в глубинных включениях минимальное, и возрастает в ряду андезит-дацит-риолит. От средних пород к кислым содержание некогерентных элементов возрастает примерно в 2,5-3 раза.

Zr, Nb, Ta, U, Th являясь типично несовместимыми элементами накапливаются в расплаве и их отношение в процессе эволюции магматического расплава не меняется. На диаграмме зависимости SiO_2 , MgO, взятой как индекс дифференциации указанных элементов, их отношение минимально уменьшается и указывает на роль контаминации наряду с кристаллизационной дифференциацией при образовании пород. В противовес этому, La/Yb, K/Rb отношения в породах формации в зависимости от содержания SiO_2 начинают возрастать или уменьшаться. Уменьшение K/Rb отношения, увеличение La/Yb отношения может быть объяснено высоким коэффициентом распределения для K и Yb между минералом и расплавом. Таким минералом может быть роговая обманка. Фракционирование этого минерала является причиной уменьшения K/Rb и увеличения La/Yb отношений в процессе дифференциации. При уменьшении MgO в породах формации, K/Rb отношение уменьшается и контролируется кристаллизацией лейкократовых минералов.

В породах формации РЗЭ изменяются в небольших интервалах и легкие лантаноиды (ΣCe) преобладают над тяжелыми (ΣY). Это объясняется высоким значением La/Yb отношений (25-40) и по этой причине на нормализованные диаграмме в распределении РЗЭ отмечается кривизна. В эволюции вулканитов сумма РЗЭ уменьшается в небольших отношениях, самое высокое содержание легких РЗЭ наблюдается в кварцевых латитах. Породы формации различаются также по Eu аномалии, несущего важную генетическую информацию. В средних породах (кварцевых латитах, андезитах) это отношения приближается к единице ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,94-1,05$), в более кислых породах отмечается слабый минимум ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,58-0,63$) и указывает на фракционирование плагиоклаза в образовании более кислых пород (Балашов, 1976).

Распределение РЗЭ в глубинных включениях показывает примерно аннalogичную картину. В меланократовых включениях содержание легких ланта-

ноидов высокое и форма графика более крутая, в некоторых породах отмечается слабый европиевый минимум.

С целью оценки роли мантийных флюидов и степени плавления в образовании пород формации использовались отношения элементов, имеющих близкие геохимические свойства.

Установлено, что в породах андезит-дацит-риолитовой формации содержание Ba и Ba/Y , Rb/Y , Th/Yb отношений быстро увеличиваются. В определенной степени наблюдается увеличение Nb/Y и Nb/Yb отношений. Анализ этих графиков показывает, что обогащения пород формации литофильными и редкоземельными элементами обусловлено относительно высокой степенью плавления расплава, обогащенными флюидами. С другой стороны на графиках зависимости Ba/La , U/Nb , Zr/Nb , La/Nb отношений от Th/Nb , увеличения последний отчетливо показывает большая роль обогащенной мантии, образовавшийся за счет флюидов, отделенных от материалов субдукции.

Таким образом, изучение отношений различных элементов показывает, что в образовании пород андезит-дацит-риолитовой формации чувствуются следы субдукции, происшедшей задолго до них. По Л.И.Деминой и Н.В.Короновскому (2008) источником флюидов в условиях коллизии может быть процесс дегидратации. Для более точного уяснения этой задачи использована спайдер диаграмма совместимых и несовместимых элементов, нормализованная относительно примитивной мантии.

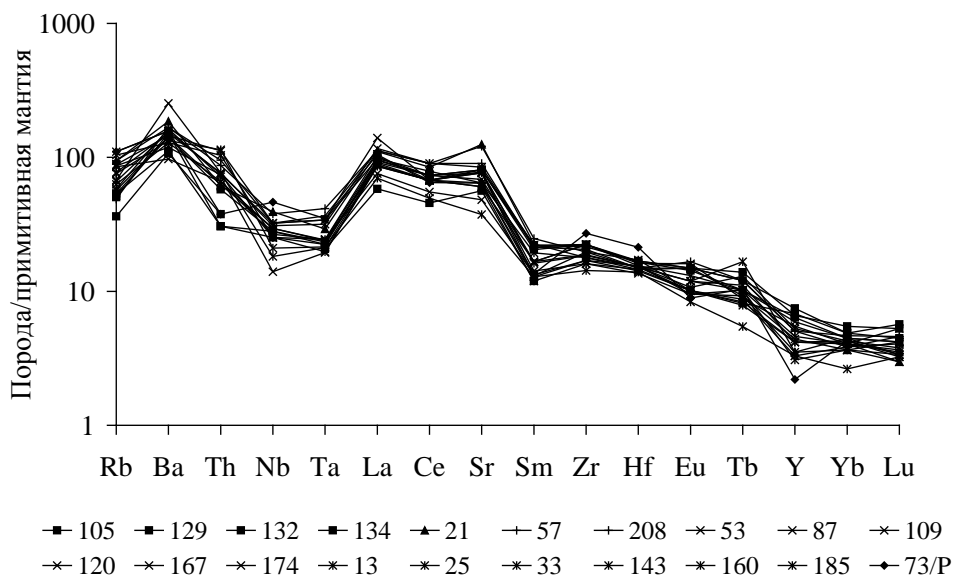
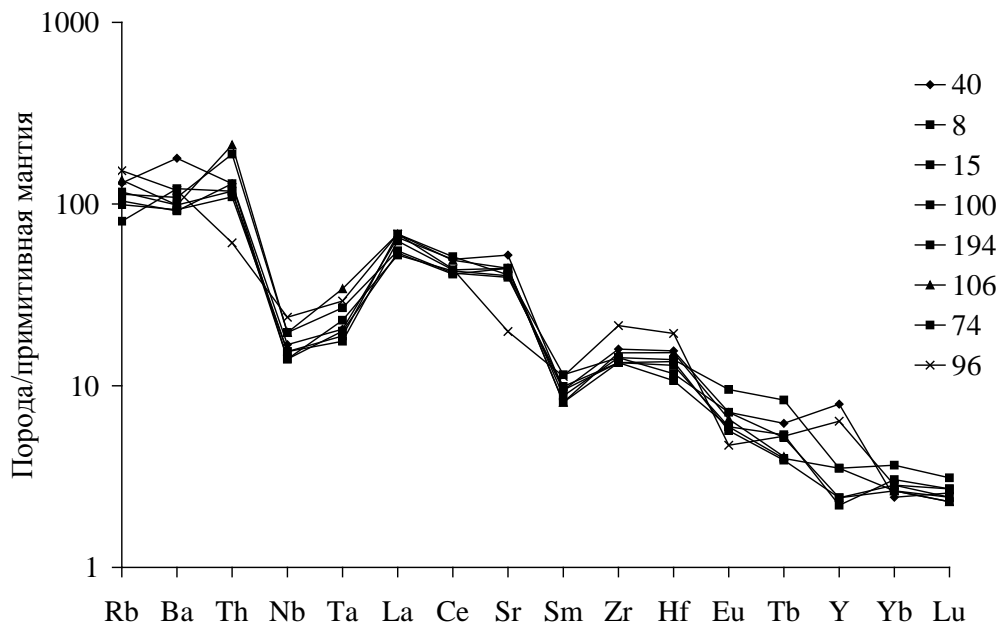
Нормализованная относительно примитивной мантии (Sun and McDonough, 1989) спайдер диаграмма геохимического состава пород формации показывает низкие содержание высокозарядных (Ta , Nb , Hf , Y , Yb) и высокое содержание литофильных элементов с большими ионными радиусами (K , Sr , Rb , Ba , La , Ce) (рис.8).

Эта особенность сближает породы формации с надсубдукционными вулканическими породами и может быть объяснено вышеуказанными факторами. Распределение совместимых и несовместимых элементов в андезитах, дацитах и риодацитах очень схожи и указывают на общность их генезиса. Глубинные включения хоть и поддерживают общую картину, все же отличаются от вмещающих пород. В общем, относительно E-MORB и OIB, породы формации обогащены крупно катионными литофильными элементами (Rb , Ba , Th , U , K). Так, относительно базальтов океанических островов (OIB), породы формации обогащены несовместимыми элементами, однако относительно OIB очень четко видно Nb-Ta минимум. Эта закономерность специфична для известково-щелочных серий развитых островных дуг, активной окраины континентов, зон коллизии и указывает на участие обогащенного источника мантии в их образовании.

От однотипных пород андезит-дацит-риолитовой формации породы риолитовой формации отличаются обедненностью фемическими компонентами, более низким содержанием элементов группы железа, высокозарядных элементов и обогащенностью рудными элементами, а также литофильными элементами (Pb , Th , U). Распределение REE элементов в основных и средних

породах похожи, отмечается слабый европиевый минимум. Риолиты первой формации имеют аналогичную картину и в них содержание REE немного пониженное. По сравнению со средними и основными породами они имеют повышенное La/Sm отношение, а также небольшую отрицательную аномалию Eu и обеднены HREE. В противоположность этому, породы риолитовой формации характеризуются более глубокими Eu аномалиями (Имамвердиев, 2003). В породах риолитовой формации общее количество РЗЭ низкое (LREE=66-166 г/т) и резко выраженное европиевое отношения указывает на раннее отделение плагиоклаза (или щелочного полевого шпата) из расплава и накопление его в рестите.

В породах риолитовой формации относительно примитивной мантии отмечается максимум Rb,Th и минимум P и Ti. Спектр распространения элементов близок к составу элемента в верхней части земной коры (Teylor, McLennan, 1985) (рис.8).



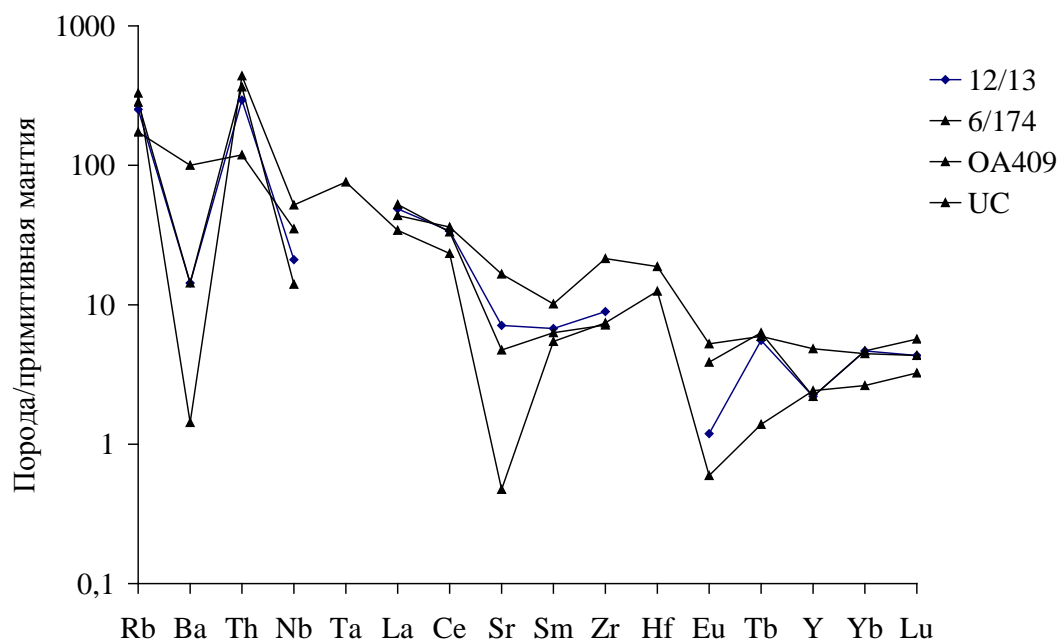


Рис.8. Спайдер-диаграммы позднекайнозойских вулканических пород Малого Кавказа. а – андезит-дацит-риолитовая формация; б – риолитовая формация; в – трахибазальт-трахиандезитовая формация. UC-Состав верхней континентальной коры по (Teylor, McLennan, 1985). Состав примитивной мантии для нормирования по (Sun and McDonough, 1989).

Эволюция первичного расплава пород трахибазальт-трахиандезитовой формации ясно видна из диаграммы редкоземельных элементов, нормализованных по хондриту. В целом наблюдается уменьшение суммы РЗЭ от основных к средним породам. Можно прийти к заключению, что первоначальная магма пород образовалась из более мафической магмы фракционированием не только породообразующих минералов, но и аксессуарных минералов, коэффициент распределения редкоземельных элементов которых больше единицы (апатит, сфен, циркон). Из этих минералов в основных породах содержится апатит с большой концентрацией РЗЭ. Распределение РЗЭ в породах формации указывает на то, что источником магмы исследуемых вулканитов является метасоматически измененный гранатсодержащий субстрат мантии. Можно считать, что для пород формации первоначальным субстратом явился материал астеносферы.

Так как когерентные и некогерентные элементы точно отображают процесс дифференциации в эволюции магматического расплава, то составлены диаграммы зависимости этих элементов от SiO_2 и MgO , взятых как индексы дифференциации. С изменением индекса дифференциации в породах трахибазальт-трахиандезитовой формации в геохимическом тренде когерентных микроэлементов наблюдается аналогичный вышеуказанному случай, т.е. наблюдается прямая линия и разрыв. При эволюции расплава в связи с ранней кристаллизацией оливина и клинопироксена от умеренно щелочного оливинового базальта к трахибазальту и базальтовой трахиандезиту содержание таких элементов, как Cr, Sc, Ni резко уменьшается. В первичных породах содержание оливина высокое и поэтому уменьшение количества никеля

выглядит ещё отчётливее. При переходе к средним породам уменьшение количества Sr и Sc осуществляется за счёт фракционирования клинопироксена. При переходе к трахиандезитам уменьшение содержаний V, Y, Yb ещё яснее ощущается и указывает на фракционирование амфибола и магнетита при образовании этих пород. Поведение Sr контролируется кристаллизацией или аккумуляцией плагиоклаза (Велиев, 2008, 2009). В целом от основных пород к средним количество типичных несовместимых (некогерентных) элементов (U, Th, Rb, Li, Zr, Hf и др.) увеличивается, при этом сохраняя их геохимическое наследие (Велиев, 2008).

Поведение этих элементов в породах формации контролируется включениями, имеющимися в этих породах. Так, они богаты когерентными и бедны некогерентными элементами. Это указывает на родство большинства включений с вмещающими породами. Для пород формации в целом характерно высокое содержание элементов с большими ионными радиусами (Sr, Ba, La, Ce). На спайдер диаграмме, нормализованной относительно примитивной мантии, для пород формации отмечается слабый минимум Nb, Ta, Hf, Zr. Обогащение некогерентными элементами можно объяснить тем, что источником первичного расплава является магма, образованная из обогащенной калием и другими несовместимыми элементами метасоматизированной литосферной мантии. Однако, породы формации в отличие от базальтов островных дуг богаты LILE. В проанализированных образцах высокое содержание La и Ce можно объяснить и загрязнением их коровым материалом. Аналогичные геохимические закономерности наблюдаются и в других коллизионных зонах и широко обсуждены в литературе (Dilek et al., 2010). Породы формации относительно базальтов типа E-MORB богаты некогерентными и большинством когерентных элементов и в отношении многих элементов (особенно когерентных элементов) близки к внутриплитным базальтам океанических островов типа OIB. Отличие является то, что в исследуемых породах для Ba, U, La, Ce, Sr выделяется четкий максимум, а для Nb, Ta, Ti – минимум. Обогащение несовместимыми элементами предполагает, что источник расплава, из которого была получена магма, была метасоматизированная литосферная мантия, обогащенная калием и несовместимыми элементами. Однако, наши образцы в отличие от базальтов островных дуг обогащены LILE. Высокое содержание La, Th, Ce, Pb в анализированных образцах можно объяснить и загрязнением материала Земной коры. Геохимические данные, в частности высокие Th/Nb, Ba/Nb, K/Ti, а также низкие Nb/Y и Ti/Y отношений, в сочетании с региональными геологическими данными, показывают, что мантийные источники под Малым Кавказом метасоматизированы более древними субдукционными процессами, в которых содержатся высоко K- и низко- HFSE водные флюиды.

Породам этой формации присущи высокое содержание крупноионных низковалентных (Rb, Ba, La, Sr) (рис.8) элементов, а также высокие значения La/Yb, La/Sm отношений. По сравнению с составом примитивной мантии

субщелочные базальтоиды обогащены в большинстве литофильными и некоторыми высокозарядными элементами: Rb, Ba, Th, La, Ce, Sr, Zr (рис.8).

В средних и основных породах обеих формаций, в сравнении с вмещающими лавами, наблюдаются габброидные включения с повышенными содержаниями хрома (320-710 ppm), никеля (70-350 ppm), MgO (8-13%) и пониженными содержаниями кремнезема (45-51%). Они более обогащены Ba, Rb, Th, K, La, Ce и обеднены Ta, Zr, чем их вмещающие базальтоиды. Эти значения ниже, чем для первичных магм. На нормализованных по хондриту графиках они тоже имеют крутой характер, обогащены LREE (Имамвердиев, 2003).

Изотопный состав

Для неоген – четвертичных пород Малого Кавказа нами были получены для 7-ми образцов вулканитов и их включений изотопные составы He (табл.3). Наиболее высокое отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ ($^3\text{He}/^4\text{He}=0,93\cdot 10^{-5}$) характерно для субщелочных оливиновых базальтов, что приближает их к мантийным дериватам. Примерно такое же значение получено для мегакриста амфибола из трахиандезита приближающееся к изотопным отношениям первичного гелия мантийных резервуаров ($1-5\cdot 10^{-5}$) (Мамырин, Толстихин, 1981) и к газам углекислых источников наиболее активных районов, приуроченных к проявлениям современного вулканизма Малого Кавказа ($^3\text{He}/^4\text{He}=10^{-5}$) (Матвеева и др., 1978). Более фракционированные разности пород из трахибазальт-трахиандезитовой формации, их включения, а также андезит из андезит-дацит-риолитовой формации обладают более низкими значениями изотопов гелия (табл.3). Эти данные показывают, что дифференциаты первой формации, их включения и андезит второй формации кристаллизовались в условиях земной коры.

Таблица 3

Концентрация ^4He и изотопный состав гелия в породах и их включениях позднекайнозойских вулканических серий Малого Кавказа

№ обр.	Порода и минерал	$^3\text{He}/^4\text{He} \cdot 10^{-6}$	$^4\text{He} \cdot 10^{-6}$
132	Субщелочной оливиновый базальт	9,29 ($\pm 1,46$)	0,604 ($\pm 0,006$)
21	Трахибазальт	1,76 ($\pm 0,27$)	2,70 ($\pm 0,03$)
13	Трахиандезит	1,05 ($\pm 0,18$)	1,54 ($\pm 0,02$)
15	Андезит	0,924 ($\pm 0,162$)	2,36 ($\pm 0,02$)
Включения			
25-в	Пироксенит	3,33 ($\pm 0,49$)	3,43 ($\pm 0,03$)
13-м	Мегакрист амфибола	9,39 ($\pm 1,42$)	2,90 ($\pm 0,03$)

К сожалению, изотопные данные Sr, Nd об азербайджанской части Малого Кавказа отсутствуют. Имеются отрывочные данные об армянской и грузинской части Малого Кавказа. И.В.Чернышев и его сотрудниками (Лебедев и др., 2007, 2008) определен абсолютный возраст субщелочных базальтов Джавахетского нагорья, предложен новый вариант геохронологической шкалы неоген-четвер-

тичного магматизма Кавказа. Дан точный абсолютный возраст риолитового вулканизма для различных вулканических нагорий Малого Кавказа. Данные вышеперечисленных авторов доказывают, что доминирующую роль в петрогенезисе лав играли процессы фракционной кристаллизации и загрязнения материнских расплавов, геохимически отличным от них, коровым веществом (Лебедев и др., 2007). А кислый риолитовый вулканизм развивается в условиях тектонической и термальной активности мантийных очагов и связи с процессами локального анатексиса в нижнекоровых зонах метаморфизма. Наши петролого-геохимические данные подтверждают эти выводы.

Петрогенезис позднекайнозойского коллизионного вулканизма Малого Кавказа

Как показано выше, позднемиоцен-четвертичные вулканические породы Малого Кавказа в пределах Азербайджана характеризуются сходными геохимическими особенностями (изменение содержаний макро- и микроэлементов в зависимости от содержаний MgO) и можно предполагать, что их первичные магмы могли быть образованы в близких условиях из сходных источников вещества. Эти позднекайнозойские вулканические породы имеют низкие содержания Cr и Ni (до 450 и 110 ppm, соответственно, для наименее дифференцированных базальтовых лав), относительно первичных магм. Содержание Cr (до 710 ppm), Ni (до 350 ppm) и MgO (8-13%) в габброидных включениях выше, чем во вмещающих базальтоидах и можно предполагать, что по макро- и микроэлементному составу приближается к составу первичных магм. Тем не менее, даже в этих включениях, содержание MgO, Cr, Ni ниже, чем для первичных расплавов. Можно допустить, что эти породы являются кумулятивными и шпировыми образованиями. Известно, что верхнемантийные первичные магмы имеют повышенные содержания $Mg^{\#}$ ($>0,7\%$), Ni ($>400-500$ ppm), Cr (> 1000 ppm) и имеют $<50\%$ SiO_2 (Condie, 2001; Taylor and McLennan, 1985; Thirwall, et al., 1994, Wilson, 1989).

Таким образом, можно предполагать, что первичные магмы для обеих формаций слабо дифференцированные. Как показано нами ранее, породы ранней формации образовались из исходной высокоглиноземистой базальтовой магмы, исходный расплав же для мафических лав наиболее поздней формации имел состав близкий к слабо дифференцированным умеренно-щелочным оливинным базальтам, имеющим при $K_D=0,33$ равновесный оливин Fo_{84} (Имамвердиев, 2000). Важно отметить, что неоген-четвертичные вулканические ассоциации имеют примерно одинаковый характер распределения редких и редкоземельных элементов. На нормированных спайдер-диаграммах для основных и средних пород наблюдаются Nb, Ta, Hf и Zr минимумы. Кроме того, калийные породы сильно обогащены Rb, Ba, Th, La и обеднены Ti, Yb, Y относительно примитивной мантии (рис. 8). Обогащение несовместимыми элементами предполагает, что источником расплава, из которого была получена магма, была метасоматизированная литосферная мантия, обогащенная калием и

несовместимыми элементами. Наличие Nb-Ta минимума обычно считается характерной чертой надсубдукционного магматизма. В зонах субдукции, лежащий над мантийным клином K, Rb, Th и La переходит в расплав, а Nb и Ta остается в твердых перидотитовых реститах, вызывая истощения этими элементами надсубдукционных магм (Condie, 2001). Однако, наши образцы в отличие от базальтов островных дуг обогащены LILE. Аналогичные геохимические данные наблюдается и в других постколлизийных областях и широко обсуждались в литературе (Pearce et al., 1990).

Геохимические данные, в частности высокие значения для исследованных пород Th/Nb, Ba/Nb, K/Ti отношений, а также низкие величины Nb/Y и Ti/Y отношений, в сочетании с региональными геологическими данными, показывают, что мантийные источники под Малым Кавказом метасоматизированы более древними субдукционными процессами, в которых содержатся высококалиевые и обедненные HFSE водные флюиды. Габброидные нодули и наименее дифференцированные базальтоиды миоцен-четвертичного возраста имеют аналогичные составы, указывающий об образовании их из обогащенного литосферного мантийного источника.

Субдукционное обогащение исходного расплава миоцен-четвертичного вулканизма региона хорошо отражается на диаграмме Th/Yb-Ta/Yb (рис. 9) (Pearce, 1982), которая отображает изменение отношения источника и влияние коровой контаминации. Как видно из рис. 9, миоцен-четвертичные лавы Малого Кавказа располагаются субпараллельно мантийной линии, но смещены по составам в сторону высоких Th/Yb отношений. Эти данные показывают, что литосферный мантийный источник обогащен субдукционным компонентом. Можно предполагать, что от верхнего миоцена до антропогена вследствие увеличения астеносферного эффекта доля субдукционного компонента уменьшались.

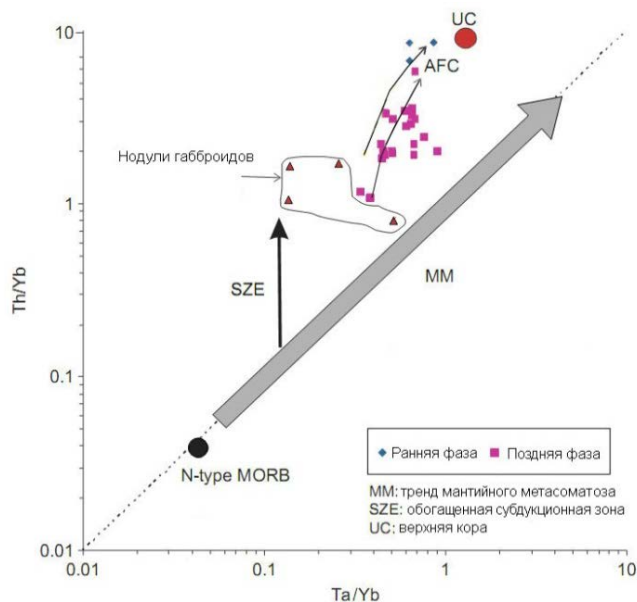


Рис.9. Th/Yb-Ta/Yb диаграмма для неоген-четвертичных основных и средних породах Малого Кавказа. По (Pearce, 1982).

На рис. 10 видно, что все точки составов пород раннего этапа и салические породы позднего этапа лежат в поле составов коллизионных магматических пород. Мафические же лавы повышенной щелочности позднего этапа находятся на границе между коллизионными и внутриплитными лавами. Эти данные показывают, что от миоцена до четвертичного времени доля субдукционного компонента уменьшается и увеличивается доля астеносферного мантийного компонента. Эти данные подтверждаются и Ba/Nb-La/Nb диаграммой (рис. 11). На этой диаграмме составы лав из раннего и позднего этапа образуют линейный тренд между значениями континентальной коры и материала древней литосферной мантии и примитивным мантийным источником.

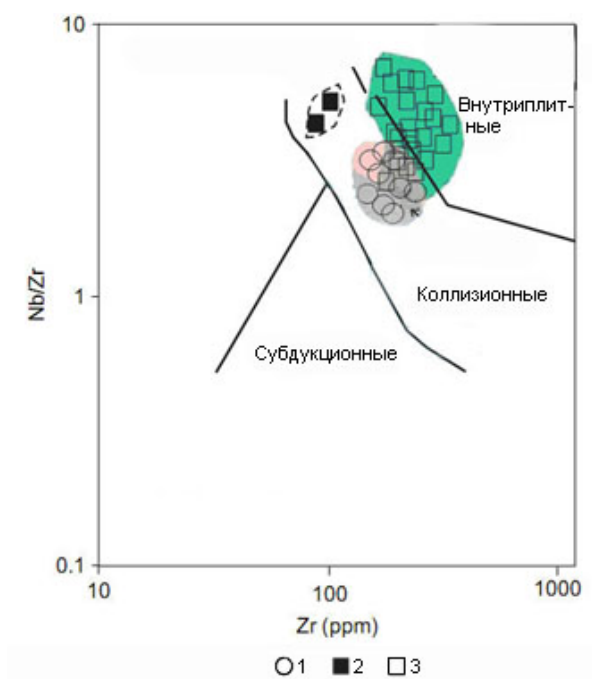


Рис.10. $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$ -Zr диаграмма для позднекайнозойских вулканических пород Малого Кавказа. По (Thieblemont, D., and Tegyey, M., 1994). N-MORB нормирование по (Pearce, J.A., 1982)

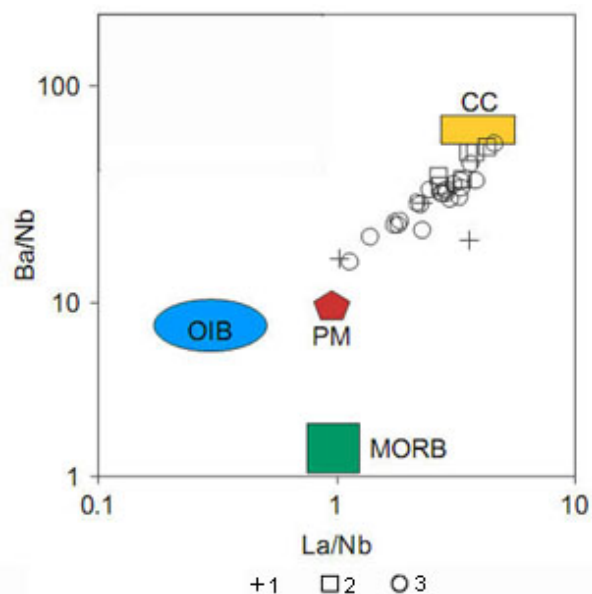


Рис.11. Ba/Nb-La/Nb диаграмма для позднекайнозойских вулканических пород Малого Кавказа. РМ – примитивная мантия; ОИВ-базальты океанических островов; СС-континентальная кора; MORB-базальты срединно-океанических хребтов

Крутой характер изменения La/Yb отношений отражает различные степени частичного плавления и очень важны для выяснения условий генерации различных типов магм позднемиоцен-четвертичных лав Малого Кавказа (рис. 12) (Thirwall et al., 1994).

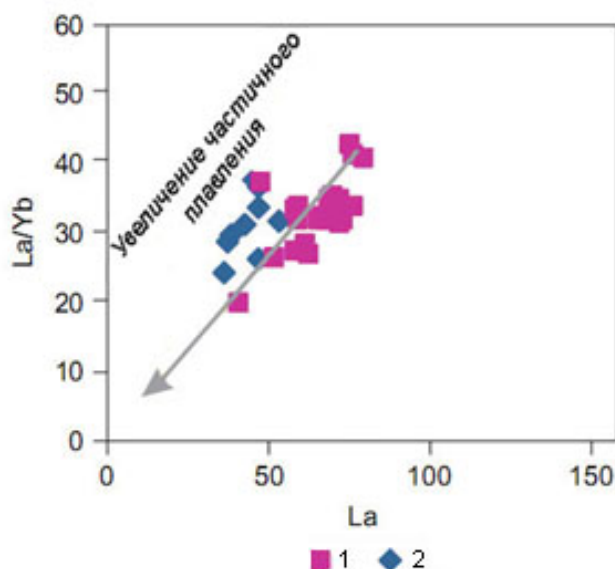


Рис.12. La/Yb-La диаграмма, иллюстрирующее частичное расплавление и фракционной кристаллизации. По (Thieblemont, D., and Tegyeu, M., 1994)

Как видно из рис. 12, лавы повышенной щелочности позднего этапа образуются при малой степени плавления. При этом степень плавления увеличивается в направлении лав раннего этапа. Действительно, как показано нами ранее, породы неогеновой андезит-дацит-риолитовой и верхнеплиоцен-четвертичной трахибазальт-трахиандезитовой формаций выплавлялись из гранатосодержащих источников (степень плавления 3-10% и 1-2,5% соответственно) (Имамвердиев и др., 2015). С другой стороны, величины Th/Yb-Ta/Yb (Pearce, 1982) отношений показывают роль фракционной кристаллизации (FC) и ассимиляционно-фракционной кристаллизации (AFC) при эволюции магм (рис. 9). Из рис. 9 видно, что лавы раннего и позднего этапа образуют различные AFC тренды от составов первичной магмы и габброидных нодулей в сторону метки состава континентальной коры. Бимодальная природа позднего этапа определяется контрастным распределением кремнезема (71-75,5% SiO₂ для салических, 48-59% SiO₂ для мафических лав). Корреляция между макро- и микроэлементами показывает ведущую роль FC при формировании более поздних мафических лав. Так содержание совместимых элементов, таких как Sr, Ni уменьшается со снижением концентраций MgO и обусловлено фракционированием клинопироксена, магнетита и оливина. В салических породах содержание редких элементов меняется в узких пределах с обеднением их Sr,

Ва, Р и Ti, что возможно связано с фракционированием К-На полевых шпатов, апатита и Fe-Ti оксидов. Поэтому, исходя из этих данных, а также судя по Th/Yb-Ta/Yb отношений, предполагается, что при образовании бимодальной серии существенную роль играли AFC процессы. Источником же позднеплиоцен-четвертичных риолит-дацитовых магм являлись породы гранитно-метаморфического слоя Земной коры, метаморфизованные в гранулитовой фации метаморфизмом.

Таким образом, можно предполагать, что для образования вулканических серий обеих этапов важную роль играет единый процесс – ассимиляционно-фракционная кристаллизация (AFC). Это подтверждается численным моделированием процесса AFC (Имамвердиев и др., 2010, 2015).

Петрогеохимическая модель неогенового вулканизма центральной части Малого Кавказа

Гипотезы образования средних и кислых пород неогенового возраста Малого Кавказа. В монографии проведен анализ, имеющихся концепций и экспериментов для образования средних и кислых пород.

Образование пород андезит-дацит-риолитовой формации, получивших свое развитие в неогеновый период центральной части Малого Кавказа, многие ученые описывают как гибридные породы, получившиеся в результате смешивания пород Земной коры и мантийной магмы (Попов и др., 1987; Исмаил-заде, 1990; Гушин и др., 1991). По Н.А.Имамвердиеву (2002) породы андезит-дацит-риолитовой формации центральной части Малого Кавказа образовались в результате фракционной кристаллизации первоначальной базальтовой магмы.

Анализируя эти модели, в диссертационной работе на примере андезит-дацит-риолитовой формации, получивших развитие в центральной части Малого Кавказа, выдвинута новая модель ассимиляционно-кристаллизационной дифференциации (AFC) образования средних и кислых пород. Эта модель частично нашла свое отражение в опубликованных статьях (Гасангулиева и др., 2010; Гасангулиева, 2011). В настоящее время многие исследователи предполагают, что в природе кристаллизационная дифференциация (FC) и ассимиляция (A) связаны единым процессом AFC (De Paolo, 1981).

Фракционная кристаллизация. Наличие в составе пород андезит-дацит-риолитовой формации прямого зонального плагиоклаза, клинопироксена, амфибола и магнетита показывает ведущую роль кристаллизационной дифференциации в образовании этих вулкаников.

Для модели фракционной кристаллизации, взятой как основа для выяснения петрогенезиса пород указанной формации, с нашей стороны использована модель «FC-modeler», составленная М.А.Кескиным (1997) на компьютере по программе «Excel».

Полученные результаты указывают фракционирование таких минералов как амфибол+плаггиоклаз+клинопироксен+магнетит в образовании пород формации.

Таким образом, разнообразие пород андезит-дацит-риолитовой формации может произойти за счет фракционирования этих минералов. Это подтверждается сведениями Т.Грина (1982) и Дж.Гиля (1981). По мнению этих ученых в водных условиях на ликвидусе может появляться амфиболовая фаза. Там, где земная кора утолщенная амфибол с другими минералами таких как клинопироксен, плаггиоклаз, магнетит совместно фракционируются и могут быть причиной образования пород с высоким содержанием кремнезема. Как видно из вышеуказанной модели, для образования ряда андезит-дацит-риолит требуется фракционирование и роговой обманки.

Наши расчеты показали, что содержание магнетита в породах формации составляет около 1%, а доля ассоциации клинопироксен-плаггиоклаз-роговая обманка может достигать до 18-25%. Это дает возможность подтверждения мысли о том, что ранняя кристаллизация магнетита ответственна только за удаление из расплава железа и титана.

Таким образом, содержание магнетита в этих породах достаточно низкое и по нашему мнению фракционирование магнетита является причиной только уменьшения железа и титана, а на содержание других компонентов (как SiO_2 , Al_2O_3 , CaO) фракционирование магнетита не влияет. Все это говорит о том, что известково-щелочной тренд исследованной андезит-дацит-риолитовой серии контролируется не только фракционированием магнетита, но и кристаллизацией роговой обманки, обладающего высоким Fe/Mg отношением и ненасыщенным SiO_2 . Учитывая то, что амфиболы пород формации относятся к чермакитовой и паргаситовой роговым обманкам, можно прийти к такому выводу, что фракционирование Са-амфибола обогащая остаточной расплав SiO_2 , одновременно обедняют его титаном и железом. Эта мысль подтверждается ранней кристаллизацией роговая обманки и многими экспериментальными работами, проведенными для многих регионов.

Обобщая сказанное можно заключить, что фракционирование амфибола сыграло ведущую роль в образовании пород андезит-дацит-риолитовой формации. На основе экспериментальных работ установлено, что для амфибол-расплав коэффициент распределения $R_{3Э}$ зависит от состава, температуры, давления, а также от кристаллохимических свойств минерала. Наиболее существенно проявлена тенденция увеличения коэффициентов распределения $R_{3Э}$ амфибол-расплав с понижением температуры и увеличением кремнекислотности расплавов при постоянном давлении (Green and Pearson, 1985; Hilyard et al., 2000). Однако по Т.Грину и Н.Пирсону главной характеристикой роговой обманки является ее способность фракционирования средних и тяжелых редких земель относительно легких, причем степень этого разделения возрастает при переходе от базальтовых расплавов к дацитам.

В базальтовых расплавах, фракционирование амфибола увеличивает La/Yb отношение остаточных расплавов, но форма спектров редкоземельных

элементов остается неизменной – такой же, какую формирует кристаллизация безводной ассоциации оливин-плагиоклаз-клинопироксен. Когда же магма эволюционирует до дацитовых составов, коэффициенты распределения редкоземельных элементов между амфиболом и расплавом увеличивается настолько, что их значения для средних-тяжелых редкоземельных элементов превышает единицу. В результате происходит существенная фракционирования редкоземельных элементов и в остаточных расплавах формируются их спектры вогнутых вниз (особенно для в области средних редкоземельных элементов). Эта картина наблюдается именно в породах дифференцированной андезит-дацит-риолитовой формации.

Еще одним показателем фракционирования амфибола может служить Rb/K отношение. Это объясняется, по мнению Сиссона, тем, что коэффициенты распределения этих элементов между амфиболом и расплавом могут различаться в несколько раз (Sisson, 1991). В целом, эти элементы не разделяются в ходе процессов кристаллизационной дифференциации (безамфиболовая ассоциация) и частичного плавления базальтовых систем, а их отношение широко используется в генетических целях как показатель фракционной кристаллизации (постоянное отношение) или процессов ассимиляции коровым материалом (рост отношение) (Defant et al., 2001). Это объясняется тем, что валовые коэффициенты распределения для Rb и K в дацит-риолитовых расплавах могут значительно различаться, что приводит к небольшому увеличению Rb/K отношения. Исходя из этих соображений в эволюции магматической системы увеличение Rb/K отношения объясняется фракционированием амфиболсодержащей минеральной ассоциации.

Таким образом, ранняя кристаллизация роговой обманки в эволюции неогенового магматизма является принципиальным фактором в формировании известково-щелочной серии.

Роль контаминации Земной коры. В предыдущих главах дано достаточное объяснение роль кристаллизационной дифференциации при формировании пород андезит-дацит-риолитовой формации с содержанием SiO₂ до 64% на основе распределение петрогенных- и многих микроэлементов. На раннем этапе фракционирования пород формации кристаллизуются железотитан окисные минералы (титаномagnetиты), пироксен, амфибол и создают условия для интенсивного накопления SiO₂ в остаточной магме. Ранняя кристаллизация этих минералов согласуется с кристаллизацией пород в условиях высокой окисленности.

Для неогенового вулканизма Малого Кавказа минералогические признаки гибридизма достаточно проявлены и отмечены рядом исследователей (Асланов, 1973; Исмаил-Заде, 1990; Попов и др., 1987). К этим признакам относятся зональность плагиоклазов, корродирование и следы плавления рано кристаллизующих минералов, а также участие включений габбрового, гранодиоритового и др. состава в средних и кислых породах.

Важную информацию для оценки роли контаминации Земной коры в образовании пород исследуемой формации может дать изотопный состав таких

элементов как Sr, Nd, O, Pb. К сожалению, для исследуемых вулканитов такой информации пока нет. Однако, В.А.Лебедеви др. (2007, 2009) исследовавшие позднекайнозойские вулканиты, распространенные в других зонах Малого Кавказа, на основе изотопов Sr и Nd пришли к заключению, что ведущую роль в петрогенезисе этих пород играют кристаллизационная дифференциация и загрязнение материнского расплава геохимический различными от нее материалами Земной коры. Можно предположить, что аналогичный процесс произошел и в центральной части Малого Кавказа для неогенового вулканизма.

Для оценки роли контаминации Земной коры в образовании пород формации нами с помощью программы «IGPET» смоделирован на компьютере этот процесс. Исходным членом взят андезит, как имеющий самое низкое содержание SiO₂ среди пород формации, а как контаминант Земной коры взят риолит и сделаны расчеты в разных вариантах.

Результаты моделирования показали, что изменение первичного состава расплава происходит при высокой степени фракционирования (F=0,7-0,9) и смешивании различных количеств кислой магмы. В первом случае как первичный состав взят андезит, а как контаминированная магма риолит. Расчеты показали, что в результате смешивания андезита и риолита образуется гибридная порода дацитового состава. Установлено, что отношение ассимилированного вещества к кумулату равно 0,6 и для получения дацита требуется 68,6% андезита и 31,4% риолита (Гасангулиева и др., 2010).

В другом варианте проверена возможность получения дацита путем смешиванием андезита с риодацитом (табл. 4). В этом случае учли как химический состав минералов, входящих в состав андезита, так и редкие элементы в составе породы. В результате расчетов было установлено, что для получения породы дацитового состава требуется кристаллизации 62,5% клинопироксена, 18,3% плагиоклаза и 19,2% магнетита. Кристаллизация такого высокого количества магнетита объясняется тем, что при моделировании такие минералы как биотит и роговая обманка не учитывались. Установлено, что в результате высокого фракционирования первоначального состава (F=0,96) при смешивании 32,4% андезита и 63,4% риодацита возможно получение дацита. В этих расчетах $\sum R^2=0,579$, что говорит о верности проводимых расчетов. Для многих микроэлементов между реальными и расчетными данными большой разницы нет. Самая большая разница наблюдается для Cr, Sr и Ba. Это объясняется взятыми литературными данными для коэффициентов распределения (Rollinson, 1993).

Таблица 4

Результаты моделирования AFC (аассимиляционно-фракционная кристаллизация) для пород андезит-дацит-риолитовой формации (петрогенные элементы приведены к 100%)

Компоненты Минерал и порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Клинопироксен	55.67	0	3.15	7.56	14.71	18.91	0	0
Плагиоклаз	63.92	0	23.71	0	0	4.12	8.25	0
Магнетит	0	6.47	5.18	87.06	1.29	0	0	0
Андезит	66.88	0	17.26	3.99	1.08	4.32	4.32	2.16
Риодацит	67.92	0	17.76	2.82	1.04	3.13	4.18	3.13
Гибридный дацит	66.17	0	17.08	3.95	1.07	4.27	4.27	3.20
Абсолютно рассчитанный	66.68	0.05	17.16	3.97	1.40	3.91	4.11	2.69

$$\Sigma R^2=0.579$$

Компоненты Порода	Rb	Ba	Sr	V	Cr	Ni	Zr	Sc	La	Ce	Sm	Eu	Yb	Y
Гибридный дацит	79	736	907	64	192	33	160	14	38	81	4	1	1	15
Абсолютно рассчитанный	79.1	684.8	949.5	57.6	258	36.3	169.8	10	46.3	84.9	3.1	1.02	1.02	12
D	0.02	0.01	0.08	4.52	8.17	3.15	0.16	2.26	0.06	0.09	0.16	0.17	0.22	0.21

D – комбинированный коэффициент распределения (Rollinson, 1993)

Надо отметить, что аналогичные расчеты гибридизма проведены для позднекайнозойских вулканитов других зон Малого Кавказа и доказали правильность результатов (Попов и др., 1987).

Роль компонентов субдукции и мантии. Из нормализованной по N-MORB спайдер диаграммы видно, что обнаруживаются минимумы «консервативных» (Nb, Ta, Hf, Zr) элементов в породах формации (рис.13). Породы формации обогащены элементами «субдукции» - Rb, Ba, Th, La и обеднены Ti, P, Yb, Y. Обогащение несовместимыми (некогерентными) элементами указывают на то, что магма полученная из первоначального расплава образовалась из метасоматизированной литосферной мантии, обогащенной калием и несовместимыми элементами (Dilek et al., 2010).

Обогащение пород формации легкими редкоземельными элементами и многими некогерентными элементами указывает на достаточно большую роль обогащенного мантийного вещества в их образовании.

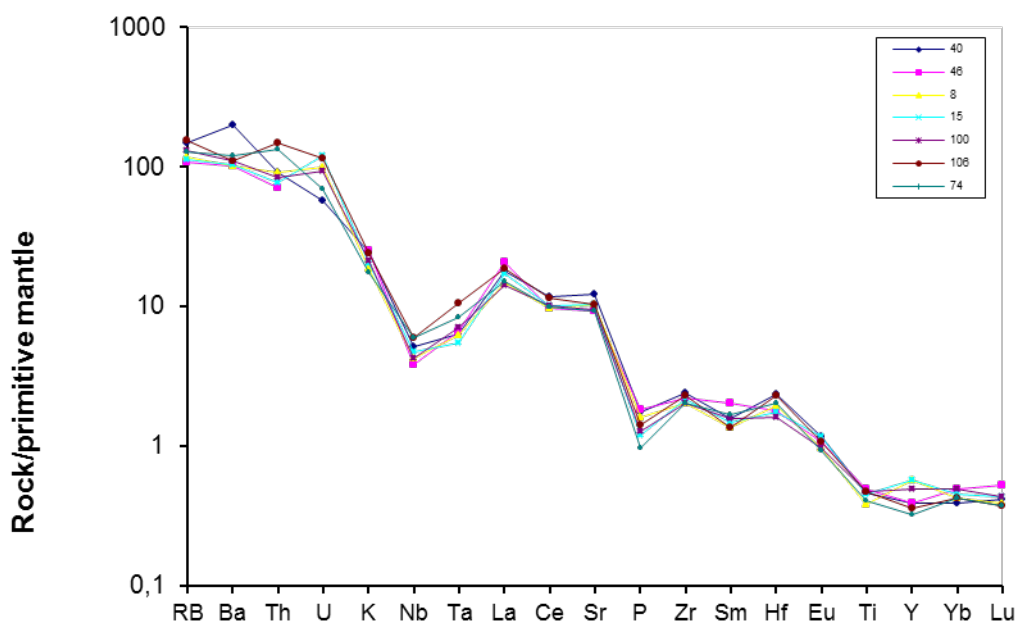


Рис.13. Нормализованная по N-MORB (Sun and McDonoign, 1989) спайдер диаграмма когерент и некогерентных элементов в породах андезит-дацит-риолитовой формации

В настоящее время большинство исследователей для последовательно дифференцированной андезит-дацит-риолитовой формации, принадлежащей к известково-щелочной серии материнской магмой считают высокоглиноземистые базальты. Считается, что высокоглиноземистые базальты образуются в результате кристаллизационной дифференциации высокомагнезиальной магмы или же при осаждении оливин-клинопироксеновой ассоциации при большом содержании воды в системе.

Наличие в составе пород основных кумулятивных включений, присутствие в разновозрастных формациях соседних регионов (биченакская свита в Нахчывани, Гегамские, Ауоцзорские нагорья) базальтов, оливиновых базальтов, базальтических андезитов показывает, что для пород формации первоначальной магма была базальтового состава (табл. 2). Их образование связано с фракционированием оливин-клинопироксеновой ассоциации из начального высокомагнезиального расплава в условиях высокого давления воды.

Таблица 5

Состав высокоглиноземистого базальта, считающегося первоначальной магмой для пород андезит-дацит-риолитовой формации

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
49.64	0.84	18.66	5.15	3.02	0.21	2.64	10.64	3.2	0.5	0.5
Rb	Sr	Ba	U	Th	Cr	V	Ni	Co	Zr	Nb
20	420	180	2.7	7.2	130	175	75	25	42	4.2

Таким образом, указанного состава высокоглиноземистого базальта можно считать для пород формации материнской магмой.

Эта модель может быть подтверждена присутствием в породах формации высокомагнезиальных включений габбрового состава ($MgO=8,13; 12,47$). Подтверждается также такими геохимическими показателями как -высокое содержание воды на начальных стадиях вулканизма, присутствие в этих вкрапленниках амфибола, малое количество калия и других некогерентных элементов в базальтах, высокой долей плавления источника мантии.

Можно считать, что дифференцированный расплав основного и среднего состава в промежуточные очаги проникает по каналам из верхней мантии подверженной метасоматизму базальтовой магмы.

По экспериментальным сведениям К.Хироэ и И.Куширо (Hirose, Kushiro, 1993), Т.Дж.Фаллона и Л.В.Данишевского (Falloon, Danyushevsky, 2000) для дифференцированных серий глубина (давление) зарождения первичного расплава зависит от SiO_2 и FeO^* . По уравнению этих ученых для исследуемой серии давления образования первичного расплава равно $P=15,5$ кб (~46км). Это значение согласуется с моделью М.И.Рустамова (2001). По нашему мнению модель ранней кристаллизации оливин-клинопироксеновой ассоциации обеспечивает длительную сохранность первичной магмы в периферических очагах. Это подтверждается образованием вулканитов от крупнополовошпатовых андезитов до риолита, присутствием в конечных дифференциатах признаков контаминации Земной коры геохимических и минералогических показателей.

Таким образом, образование пород андезит-дацит-риолитовой формации, происходит за счет фракционирования порообразующих минералов в промежуточных очагах, затем за счет контаминации дифференцированного расплава с окружающими породами и образуются породы дацитового состава. Единый процесс кристаллизации и ассимиляции явился причиной образование пород формации.

Петрогеохимическая модель позднеплиоцен-четвертичного коллизионного вулканизма Малого Кавказа

Для выяснения образования, определения состава первичного расплава и ее доли плавления, риолитовой и трахибазальт-трахиандезитовой формаций, входящих в бимодальную ассоциацию в центральной части Малого Кавказа и образовавшиеся в периоде хрупкой поздней стадии коллизии, в диссертации в первую очередь рассмотрена проблема образования бимодальных магматических ассоциаций основного и кислого составов.

Большинство исследователей Малого Кавказа считают, что салическая магма бимодальной серии вошла в земную кору из внутрикоровых очагов. Во внутрикоровой магматической камере богатая летучими компонентами более кислая магма поднимается вверх и экранирует слабо дифференцированную более тяжёлую магму. По другой точке зрения кислый член бимодальной серии имеет коровое или смешанное корово-мантийное происхождение. В таком случае можно считать, что для плавления корового салического субстрата источником энергии может служить базальтовый расплав.

Основным затруднением сторонников точки зрения, что земная кора является источником кислой магмы в том, что во многих породах кислого состава отношение изотопов стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) отличаются от типичных для земной коры и в некоторых случаях их геохимические свойства близки к базальтам. Для объяснения этого противостояния учёные считают, что мантийные породы вначале были обогащены многими подвижными элементами - в первую очередь щелочами, фтором, хлором, высокозарядными элементами, в том числе другими несовместимыми элементами, что явилось причиной парциального плавления, затем они поднялись в коровую - в верхнюю часть магматической камеры и смешиваются с коровым или мантийным материалом. Отмеченные гипотезы широко освещены в работах В.С.Попова и др. (1987), А.В.Гущина (1977, 1991), А.Дж.Исмаил-заде (1990, 2004).

Исследование изотопного состава позднеплиоцен-четвертичных вулканитов центральной части Малого Кавказа показало, что состав бимодальных ассоциации образовался из 2-х типов – мантийной магмы и магмы корового типа. Первый - мантийный источник С.Н.Бубновым и др. (2009, 2010), В.А.Лебедевым (2010) из-за петрогеохимических характеристик близкий к гипотетическому резервуару «Common» (Hofmann, 1997), назван источником «Caucasus». По данным этих авторов, этот источник отвечает $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,7041\pm 0,0001$, $\epsilon_{\text{Nd}}=-4,1\pm 0,2$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0,105-0,114$ изотопно-геохимическому составу. По мнению этих авторов, такая первичная магма может быть для позднекайнозойских магматических образований Большого и Малого Кавказа единым источником и будучи основного состава отвечает умереннощелочным базальтам, принадлежащий к К-Na серии. И в действительности, для изучаемой трахибазальт-трахиандезитовой формации первичной магмы принята с изотопным составом $^3\text{He}/^4\text{He} 0,9\times 10^{-6}$ (Имамвердиев, 2003; Гасангулиева и др., 2010; Veliev et al., 2010) умеренно щелочная оливиновая базальтовая магма.

Состав второго типа магм может отвечать изотопно-геохимическому составу риолитов, развитых на территории района. Для них $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношение варьирует в пределах 0,70438-0,70636. Главным механизмом эволюции риолитового расплава являлся переплавление сиалического материала и низкобарическая фракционная кристаллизация в изолированных магматических очагах. Доказывается нижнекорового анатектического происхождения этих риолитов с формированием эвтектических расплавов в открытой относительно щелочей системе при поступлении мобильных К-Rb флюидов мантийного происхождения (Keller et al., 1994).

В целом, отмеченные базальтоиды обогащены в различной степени редкими элементами, легкими лантаноидами и отвечает изотопному составу деплетированного мантийного субстрата. Такой процесс обогащения можно объяснить с привнесением в зону магмообразования редких элементов и флюидов и метасоматическим изменением её.

По нашему мнению, большинство средних пород трахибазальт-трахиандезитовой формации являются продуктом смешивания мантийного источ-

ника типа “Caucasus” и корового источника. Эта точка зрения подтверждена нами компьютерным моделированием.

Проблемы образования трахибазальт-трахиандезитовой формации

Фракционная кристаллизация. Для оценки ведущей роли кристаллизационной дифференциации в породах формации использованы содержания петрогенных и редких элементов.

Проведенные с помощью программы “IGPET” на компьютере балансовые расчеты показали, что эволюция первичного мантийного расплава произошла за счет изменения состава главных породообразующих минералов.

Например, для получения трахибазальта из умеренно щелочного оливинного базальта необходимо фракционирование 19,8% Crx, 57,6% Pl, 15% Ol (Fo₈₄), 7,6% Mt.

Как видно из таблицы 6, из первичной магмы умеренно щелочного оливинного базальтового состава могут получиться трахибазальтовый расплав. При этом степень фракционирования первичной магмы составляет 61%, а доля трахибазальтового расплава 39%.

И так, фракционирование вышеуказанных минералов, а также амфибола является причиной образования последующих дифференциатов, в результате чего образуется последовательно дифференцированный ряд трахибазальт-базальтовый трахиандезит-трахиандезит.

Таблица 6
Балансовый расчет для умеренно щелочного оливинного базальта-трахибазальта
(петрогенные элементы приведены к 100%)

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
1	51,36	1,05	16,77	7,76	6,29	10,48	3,14	2,10	1,05
2	51,76	0,84	16,68	7,80	6,31	10,46	3,36	1,61	1,14
3	54,60	1,07	17,13	6,85	4,28	8,57	4,28	2,14	1,07

	Rb	Ba	Sr	V	Cr	Ni	Zr	La	Ce	Sm	Eu
1	35	943	1871	105	315	105	240	63	130	9.8	2.5
2	44	953	1956	2119	575	56	151	158	112	7.5	1.5
3	64	1392	2821	150	182	46	214	81	161	10.7	2.1
D	0.01	0.01	0.04	1.99	4.02	1.53	0.08	0.03	0.05	0.08	0.09

1-первичная магма, 2-рассчитанная первичная магма, 3-магма, D-комбинированный коэффициент распределения

Контаминация. Полученные последние петрогеохимические данные показывают, что в петрогенезисе позднекайнозойского вулканизма достаточно большую роль сыграла контаминация обогащенного мантийного источника (лито-

сферная мантия) с материалом земной коры. Для оценки роли ассимиляции в образовании пород формации, этот процесс смоделирован на компьютере с помощью программы “IGPET”. Результаты моделирования показали, что для пород трахибазальт-трахиандезитовой формации изменение первичного мантийного источника происходит за счет достаточной ассимиляции кислого расплава и фракционированием умеренно щелочной оливиновой базальтовой магмы.

Как видно из таблицы 7, смешивание риолита с умеренно щелочным оливиновым базальтом и трахибазальтом приводит к образованию базальтового трахиандезита и трахиандезита.

Таблица 7

Результаты моделирования AFC (ассимиляционная – фракционная кристаллизация) для пород трахибазальт-трахиандезитовой формации

SiO ₂	52,46	79,17	64,73	64,94	55,74	79,17	58,76	58,90
TiO ₂	1,09	0,00	0,00	0,10	1,09	0,00	0,00	0,61
Al ₂ O ₃	16,39	13,54	17,86	17,87	16,39	13,54	18,16	17,89
FeO*	7,10	0,00	4,02	4,04	6,01	0,00	5,98	5,99
MgO	6,56	0,002	2,23	2,24	4,37	0,00	3,21	2,96
CaO	9,84	0,00	5,58	5,55	8,74	0,00	7,48	7,51
Na ₂ O	4,37	4,17	3,35	3,34	4,37	4,17	4,27	3,95
K ₂ O	1,09	3,13	2,23	1,87	2,19	3,13	2,14	1,75
P ₂ O ₅	1,09	0,00	0,00	0,04	1,09	0,00	0,00	0,47
Rb	32	180	59	68	37	174	35	58
Sr	1700	100	1819	1918	2635	16	1543	1306
Ba	1060	100	815	524	1300	26	662	666
Zr	240	80	223	125	25	86	205	152
Ni	110	3	45	28	43	3	43	56
Cr	270	30	180	174	170	3	214	166
V	110	20	78	790	140	20	128	142

Для макро- и микроэлементов сумма разницы квадратов абсолютной и расчетной величины ($\Sigma R^2=0.154$); количество ассимилированной породы к кумулату ($r=0.3-0.5$), степень фракционирования ($F=0.57$). 1-умеренно щелочной оливиновый базальт (первичный расплав), 2-риолит (ассимилированная порода), 3-трахиандезит (гибрид), 4-рассчитанный состав трахиандезита, 5-трахибазальт (первичный расплав), 6-риолит (ассимилированная порода), 7-базальтовый трахиандезит (гибрид), 8-рассчитанный состав. Анализы макрокомпонентов приведены к 100%.

Магматический источник умеренно щелочной оливиновой базальтовой магмы. Используя диаграммы La/Sm-La, Sm/Yb-Sm, Sm/Yb-La/Yb, в результате моделирования было установлено, что источником для получения пород трахибазальт-трахиандезитовой формации центральной части Малого Кавказа мантийный субстрат может быть гранат+шпинелевого состава. Обогащение пород легкими РЗЭ (LREE) относительно тяжелыми (HREE) (численное значение этого обогащения является отношение $(La/Yb)_n$, которые в умеренно щелочных оливиновых базальтах составляет 15-30) указывает на плавление мафической магмы из гранат содержащего протолита (Willson, 1989) и подтверждает вышеуказанные мысли. На диаграмме La/Yb-Tb/Yb (рис.14)

состав пород формации попадает в поле плавления гранат содержащей лерцолитовой мантии (в мантии $\approx 2-4\%$ граната).

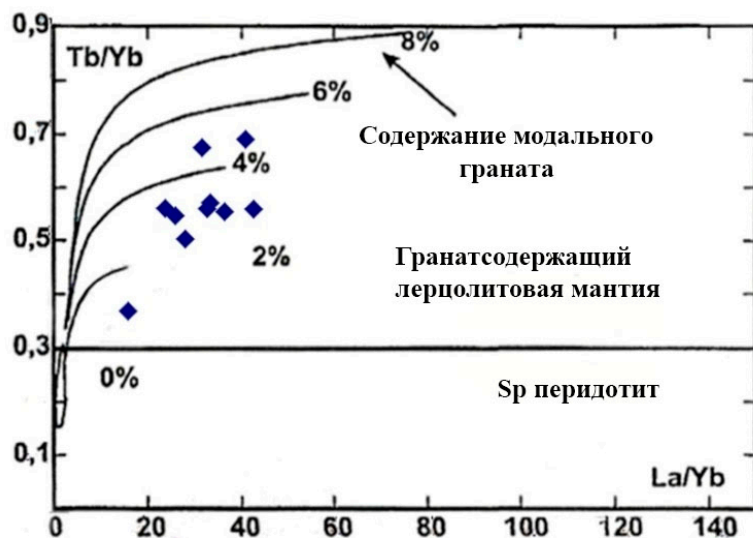


Рис.14. Положение фигуративных точек состава умеренно щелочных оливиновых базальтов и трахибазальтов на диаграмме La/Yb-Tb/Yb. Gr-гранат, Sp-шпинель. Содержание граната в лерцолитовой мантии дано по Macdonaldetal. (2001)

Это подтверждается диаграммой $(Ce/Yb)_n$ - Yb_n (Brandshawetal., 1993) (рис.15). Состав умеренно щелочных оливиновых базальтов соответствует малой степени плавления гранатового перидотита (1-2,5%) и располагается между 2,5 и 4% гранат содержащих кривых (Гасангулиева и др., 2010). Этот вывод подтверждает вышесказанное и указывает на важную роль метасоматизированного мантийного источника в образовании пород формации.

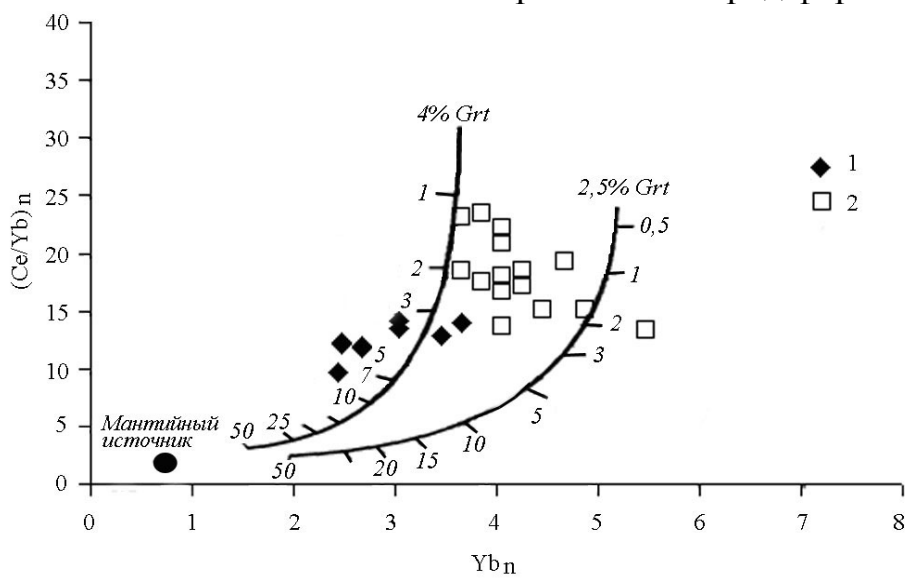


Рис.15. Нормализованное к примитивной мантии (SunS.-S., McDonough W.E., 1989) отношение Ce/Yb-Yb в позднекайнозойских базальтоидах и андезитах Малого Кавказа. Расчетные тренды плавления порций гранатового перидотита, содержащего 2,5 и 4% граната (Brandshawetal., 1993). Цифры вдоль кривых – процент плавления. Условные обозначения:

1 – андезиты андезит-дацит-риолитовой формации; 2 – базальтоиды трахибазальт-трахиандезитовой формации.

На Джавахетском нагорье Малого Кавказа в аналогичных базальтах В.А.Лебедевым и др. (2007) было определено изотопное отношение Nd и Sr ($\epsilon_{Nd} = +3,4-5,1$; $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7039-0,7042$). По мнению этих авторов они относятся к субщелочным внутриплитным базальтам, образовавшимся в результате фракционной кристаллизации основного мантийного расплава, осложненной чаще всего прерывистой выборочной или непрерывной контаминацией геохимические неуравновешенным ему веществом. Положительная оценка ϵ_{Nd} указывает на то, что по отношению к земной коре источник довольно достаточно, а по отношению N-MORB мало обеднен. Этот тип мантии относительно N-MORB обогащен LREE и характеризуется с положительной оценкой ϵ_{Nd} и считается первичной магмой для океанических и континентальных щелочных и умеренно щелочных базальтов. Обогащение источников многих океанических и континентальных внутриплитных щелочных и умеренно щелочных базальтов обычно происходит за счет привноса компонентов из нижней мантии (Hofmann, 1997; Zindler and Hant, 1986; Wilson, 1993). На изотопно-корреляционной Sr-Nd диаграмме точки их составов попадают в поле обедненной мантии типа «Common» ($^{87}Sr/^{86}Sr \approx 0.7035$ и $\epsilon_{Nd} \approx +5$), считающейся возможным источником для большинства субщелочных базальтов мантийных плюмов (Лебедев и др., 2007).

Такая идея принимается многими учеными и для позднекайнозойских вулканитов Малого Кавказа. А.В.Ершов, А.М.Никишин (2004), О.А.Богатилов и др. (2010) считают, что латеральное течение вещества плюма верхней мантии из рифтового района Восточной Африки явилось причиной образования позднекайнозойских вулканитов на Кавказе. По их мнению, расположенная под горами Малого Кавказа и выделенная М.Е.Артемьевым (1971), большая положительная изостатическая аномалия продолжена к северу от Аравийской плиты и эта аномалия связана с поднятием мантийного плюма. Очень вероятно, что на образование позднекайнозойского умеренно щелочного магматизма Малого Кавказа было влияние компонента мантийного плюма.

Вероятно, что как отметили H.Zou и A.Zindler (1996) обогащение может произойти до плавления умеренно щелочной магмы за счет метасоматических процессов, подвергших перидотитовый источник. Присутствие водных минеральных фаз (например, флогопита или амфибола) как глубинные включения в умеренно щелочных базальтах может быть признаком такого метасоматизма. По нашему мнению, геохимические особенности умеренно щелочных оливиновых базальтов могут указать на то, что источником магмы может служить метасоматизированная флогопит-гранат-рутил содержащая литосферная мантия. Вероятно, при плавлении такого источника рутил остается в рестите и является причиной обеднения первичной магмы Nb и Ta-ом. Как указано выше, плавление литосферной мантии под действием мантийного плюма возможно принять и для центральной части Малого Кавказа.

Для плавления литосферной мантии альтернативным механизмом является теплота, выделяемая в результате поднятия астеносферной мантии за счет

деламинации литосферной плиты. В результате проведенных исследований можно предполагать, что для начала плавления нужной теплотой может стать кипящая астеносферная часть метасоматизированной мантии. А для образования этого процесса ведущую роль играют отделяемые в результате древнего субдукционного процесса флюидные компоненты, которые метасоматически изменяют литосферную мантию. Эта мысль находит свое подтверждение вышеуказанными геохимическими сведениями (Nb-Ta-Zr-P-Ti минимумы, обогащение некогерентными элементами и др.).

С другой стороны, объединив обе модели, можно предположить роль каждой. Другими словами, в позднеколлизийное время в результате действия глубинного плюма происходит частичное плавление мантийной литосферы, обладающими надсубдукционными геохимическими характеристиками. Полученный расплав подвергается фракционированию и первичный состав соответствует умеренно щелочной оливин базальтовой магме. Этот расплав в условиях земной коры подвергался очередному фракционированию и контаминировались (или смешивались) с материалом верхней коры.

Проблемы образования риолитовой формации

Как показали результаты экспериментальных работ И.Д.Рябчикова (1987) расплав кислого состава (гранит-риолит) может образоваться в результате фракционирования андезитов. Для разъяснения этих или других задач была подготовлена геохимическая модель выплавления. Геохимическое моделирование парциального плавления осуществлялось на основе комбинированного коэффициента распределения микроэлементов для каждого элемента в системе минерал-расплав по формулам (Shaw, 1970);

$$C_L = C_O(D_O + F \cdot (1 - D_O)) \text{ и } C_R = (C_O - F \cdot C_L)(1 - F)$$

здесь C_L -концентрация элемента в выплавке, C_O -концентрация элемента в исходной породе, F -степень плавления, C_R -концентрация элемента в рестите, D_O -комбинированный коэффициент распределения элементов в исходной породе по отношению к расплаву.

В качестве источника принят средний состав земной коры андезитового состава, предложенный С.Р.Тейлором и С.М.МакЛенноном (1985), а в качестве расплава - риолит. При расчете использовались степени плавления: 5, 15 и 30%, которые можно принять реальными для выплавления риолитов из андезитового субстрата. В результате расчетов установлено, что распределение редкоземельных элементов, рассчитанное для отделяющегося риолитового расплава, достаточно точно соответствует таковому в изученном риолите при степени плавления источника 15% (Велиев, Гасангулиева, 2009).

Остающийся после удаления расплава рестит в целом удовлетворительно соответствует валовому составу нижней земной коры континентов. Характерные отношения редкоземельных элементов подтверждают эти совпадения.

Близость состава рести́та к составу нижней коры достигается для SiO_2 , K_2O , Rb, РЗЭ, Th - вследствие выноса в расплаве, а для TiO_2 , FeO^* , CaO, P_2O_5 – в результате накопления в остатке.

Геохимический состав исследуемых кислых вулканитов отражают их тектоно-магматическую природу. Так, на предложенной Дж.А.Пирсом и др. (1984) дискриминационных диаграммах Ta-Yb, Rb-(Yb+Ta) фигуративные точки исследуемых вулканитов попадают в поля синколлизии, на границе и внутри островных дуг и синколлизии, а также в поле поздней и постколлизии. Размещение на диаграммах некоторых фигуративных точек в поле островных дуг объясняется тем, что в этих вулканитах сохраняются некоторые черты химизма, присущих породам предшествующей коллизии субдукционной обстановке.

Таким образом, этап плиоцен-четвертичного периода континентальной коллизии Афро-Аравийской и Аравийской плит отличался тектонической и термальной активностью источника мантии. В обстановке тектонического поднятия (uplift) под действием мантийного диапира образовался локальный анатексис кислый вулканизм и охватил восточной части Малого Кавказа в небольшом интервале (2,8-0,10 млн. лет). В условиях интенсивного сжатия сдвиги запад-северо-запад – восточного направления контролировал распределение центров кислого вулканизма.

Петрогеохимическая модель. И так, петрогеохимические сведения очень хорошо согласуются геологическими наблюдениями и дают основание для начала структурных изменений исследуемых площадей в кайнозой. В результате нарастающего растяжения мантийные расплавы проникали в верхние горизонты земной коры, где смешивались основные и кислые магмы, с образованием гибридных андезитовых, андезит-дацитовых лав. Прогрессивное охлаждение глубинного источника магмообразования может быть причиной образования дайкового поля в исследованном районе и возможно трещинное излияние субщелочного вулканизма, наблюдаемых в других пунктах Малого Кавказа. За счет дополнительного разогрева и притока летучих компонентов образовались довольно крупные вулканы известково-щелочного состава неогенового возраста.

Резюмируя вышеприведенные данные, образования позднекайнозойских вулканических серий Малого Кавказа можно представить следующим образом:

В начале позднего кайнозоя в результате регионального сжатия в поднимающемся диапире происходит мантийный метасоматоз (рис. 16 а).

В верхний миоцен - нижнее плиоценовое время благодаря декомпрессии происходит анатексис метасоматизированной мантии и низов базальтового слоя на достаточно большей глубине, что определяет обогащение этих расплавов щелочными, щелочноземельными, легкими редкоземельными элементами. В результате этого процесса образуется базальтовые расплавы обогащенные щелочами. Дальнейшая эволюция этого расплава происходит в условиях континентальной земной коры, происходит дифференциация расплава и образуются среднекислые породы в виде крутопадающих даек и вулканических соору-

жений центрального, центрально-трещинного типа (рис. 16 б). В глубинных очагах под земной корой эволюция первичной магмы сопровождался фракционированием оливин-клинопироксеновой минеральных ассоциаций и появлением высокоглиноземистой остаточной магмы. Выход на поверхность последних сопровождается остановкой в промежуточных очагах, фракционированием плагиоклаза, клинопироксена, амфибола, плавлением окружающих пород, контаминацией корового материала и формированием гибридной магмы.

Дальнейший подъем мантийного диапира вызовет расплавление гранит - метаморфического слоя земной коры, в результате чего образуются верхнеплиоценовые риолит-трахириолитовые купола (рис. 16 в). В это же время в область плавления попадают большие объемы метасоматизированной мантии, которая ведет к образованию субщелочного оливинового базальтовой магмы (рис. 16 г).

На этой стадии происходит приток глубинных флюидов, обеспечивающих обогащение магматического материала щелочными, литофильными, редкими крупнокатионными, легкими редкоземельными элементами. При условиях растяжения расплав полностью не дифференцируется, кристаллизуются в основном темноцветные вкрапленники, и образуется укороченный дифференцированный ряд от трахибазальта до трахиандезита.

Указанные фактические материалы, модельные расчеты говорят о различных источниках образования мафических и салических расплавов. Так, генерация мафического расплава (умеренно щелочного оливин базальтового состава) происходил из дифференцированного мантийного протолита, образование же салического расплава происходит во время поднятия базитовой магмы, за счет плавления субстрата земной коры. С другой стороны, салический расплав собирается в верхней части магматического резервуара и препятствует поднятию более тяжелой мафической магмы и за короткий срок в промежуточных очагах расплав подвергается дифференциацию. Во время последующей эволюции дифференцированный мафический расплав вступает в реакцию с риолитовым расплавом, что влечет за собой образование пород среднего состава (рис. 16 в, г).

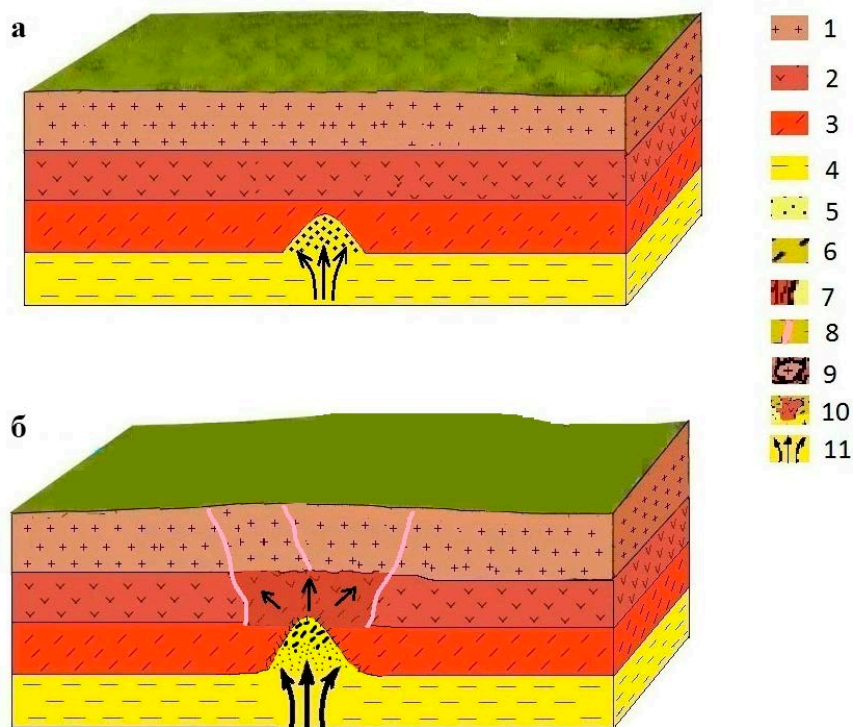
Образование бимодально-контрастного вулканизма в центральной части Малого Кавказа в позднеплиоцен-четвертичный период можно представить следующим образом.

Временная пространственная сопряженность корового и мантийного магматизма обусловила внедрение мантийных расплавов, в условиях растяжения, в нижнюю кору, что приводило к ее плавлению и образованию кислых вулканитов, обогащенных радиогенными Sr и Nd (риолитовая формация). Одновременно в данной ситуации смена обстановки сжатия на растяжение способствовала развитию рифтоподобных впадин, сводообразованию и проявлению слабо дифференцированного и недифференцированного вулканизма (трахибазальт-базальтовый трахиандезит-трахиандезитовая и базанит-тефритовые серии). При этом, при эволюции расплава в условиях земной коры доминирующую роль играл единый процесс AFC (ассимиляция и фракционная

кристаллизация) и в промежуточных очагах стало необходимым смешивание мафического (трахибазальт) и салического (риолит) расплавов и создались условия для образования средних пород. Однако в виду различной плотности и вязкости мафических и салических расплавов такое смешивание произошло в небольших количествах.

Итак, полученные петрогеохимические данные показывают, что позднемиоцен-четвертичные вулканиты образовались при различной степени плавления субдукционно обогащенной субконтинентальной литосферной мантии. Роль надсубдукционного вещества уменьшается при эволюции вулканизма с течением времени из-за увеличения доли астеносферного компонента в интервале от верхнего миоцена до четвертичного времени.

В настоящее время образование таких вулканитов часто связывают с формированием субдукционных «окон» (slab-window) и считают результатом декомпрессионного плавления астеносферного диапира. Такие вулканиты отличаются от типично субдукционных магм и обладают геохимическими характеристиками ОИВ источников. Они описаны для активных континентальных окраин Северной Америки, Филиппина, Камчатки, Восточного Сихотэ-Алиня. Для коллизионных вулканитов эта идея развивается (Pearce et al, 1990; Keskin, 2003, 2005, 2008; Ершов и др., 2004). Такие породы называются адакитами. Они характеризуются высокими отношениями LREE/HREE и образуются в результате плавления гранат содержащего вещества (эклогита) океанической плиты.



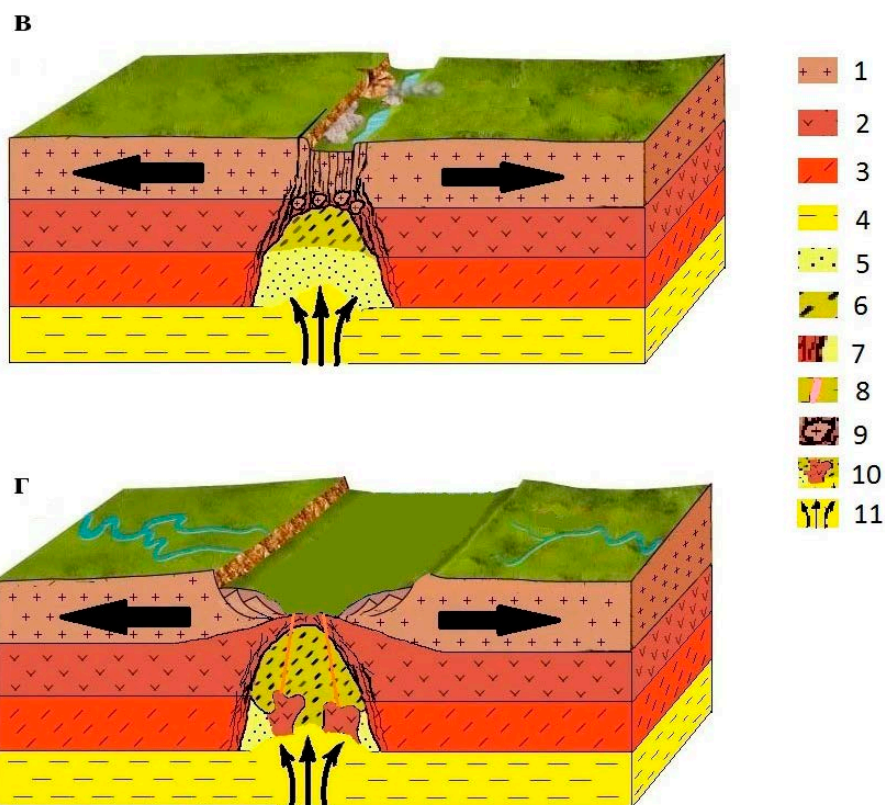


Рис. 16. Схема тектонического развития и вулканизма областей матийного магмообразования на позднекайнозойском этапе развития Малого Кавказа. а-начальная стадия роста мантийного диапира; б-верхнемиоцен-нижнеплиоценовая стадия; в-верхнеплиоценовая стадия; г-верхнеплиоцен-четвертичная стадия - стадия общего растяжения. 1-гранитный слой; 2-базальтовый слой; 3-мантия; 4-астонесфера; 5-метасоматизированная мантия; 6-область анатексиса; 7-частично расплавленный базальтовый слой; 8-дайки; 9-частично расплавленный гранитно-метаморфический слой; 10-частично расплавленный материал верхней мантии; 11-восходящая потоки мантийных флюидов

Отметим, что мы тоже не отрицаем деламинации субдуцированного литосферного слэба в образовании позднекайнозойских вулканитов Малого Кавказа (Имамвердиев, 2008, 2017). Об этом свидетельствуют сейсмотомаграфические и некоторые петролого-геохимические данные. Часть поднекайнозойских андезитов и дацитов Малого Кавказа можно считать производными адакитовых расплавов, с высокими величинами Sr/Y (до 136) и Sr/Yb (до 756). В них $(La/Yb)_n$ изменяются от 17,5 до 26,4, концентрация Y от 6 до 13, Yb от 1,2 до 1,8 г/т. На диаграмме $Sr/Y-Y$ большинство пород попадают в поле адакитов (рис.17) (Defant, Drummond, 1990).

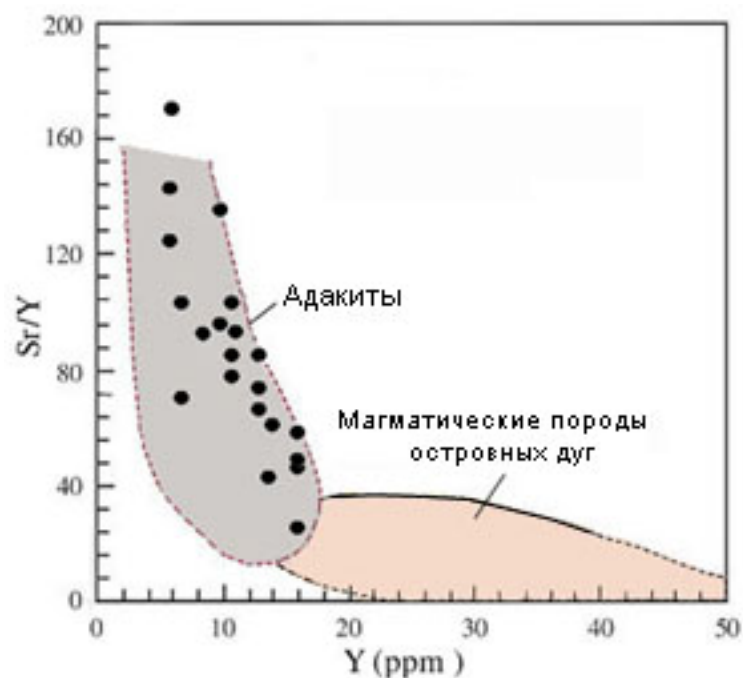


Рис.17. Диаграмма Sr/Y-Y для пород андезит-дацит-риолитовой формации Малого Кавказа. По (Defant M.J., Drummond M.S., 1990)

И так, полученные данные и обзор геофизического материала показал, что на территории Кавказа и в смежных областях под корой находится астеносферная линза, которая является, по нашему мнению, главным источником позднекайнозойского вулканизма. Поднятие астеносферного выступа под корой, обусловлено отрывом субдукционного слэба на раннеколлизивной стадии складчатых областей. Данное явление объясняет происхождение мантийного магматизма в коллизивных зонах.

В результате процесса деламинации в нижней коре возникают кратковременные аномальные температурные градиенты, происходит плавление, и формируются бимодальные вулканические серии, еще сохраняющие надсубдукционные геохимические метки. Такая модель рассматривается в литературе на основе детальных сейсмотомографических экспериментов не только для Анатолии. Процесс погружения деламинированных фрагментов орогенических корней аналогичен для Северо-Американских Кордильер. Анализируя высокоскоростные аномалии в мантии под Памиром и Гиндукушем, И.Ю.Кулаков (2007) считает, что погружение литосферного материала осуществляется не непрерывно, а дискретными порциями. В результате удвоения коры происходят фазовые переходы, которые приводят к существенному повышению плотности, и через некоторое время происходит быстрое погружение этого материала. М.Кескин (2007, 2008) приходит к заключению, что позднекайнозойские продукты Восточной Анатолии могут быть связаны с погружением плит и отламыванием их частей под субдукционно-аккреционным комплексом, при этом Восточно-Анатолийское купольное поднятие не связано с мантийным плюмом.

Меловой вулканизм северной ветви Мезотетиса (Аджаро-Триалетский, Борчалинский, Газахский, Агджакендский и другие сегменты) образовался в рифтогенных надсубдукционных задуговых прогибах (Рустамов, 2005). Палеогеновый магматизм вулкано-плутонических поясов центрального сегмента обусловлен мантийным диапиризмом вдоль зоны глубинных разломов и коллизионной геодинамикой и не связан с процессом субдукции океанической коры.

По нашему мнению, в условиях жесткой коллизии в зонах континентальной конвергенции происходит двукратное утолщение литосферы. Это могло происходить в течение 30–50 млн лет (England P.C., Thompson B., 1984), что совпадает с началом кайнозойского этапа горообразования Кавказа. В это время происходит эклогитизация базальтов нижней коры и изменение фазового состава. С увеличением глубинности переход основных пород в эклогиты создает инверсию плотностей. Иначе говоря, в результате утолщения земной коры за счет сжатия литосферы, в нижних частях коры происходят фазовые переходы, которые приводят к существенному повышению плотности. После накопления некоторой критической массы происходит быстрое погружение этого материала, которое затягивает также часть гравитационно неустойчивой холодной литосферы.

В результате деляминации литосферы астеносферные потоки перемещаются ниже границы Мохо и обеспечивают плавление коры. В осуществлении этого процесса ведущую роль играют отделяемые в результате древнего субдукционного процесса флюидные компоненты, которые метасоматически изменяют литосферную мантию, что подтверждается геохимическими данными: Nb, Ta, Zr, P, Ti минимумы, обогащение некогерентными элементами и др.

Кроме того, погружаясь в астеносферу, деляминированный блок мантийной литосферы высвобождает воду, что может способствовать его плавлению. Подъем астеносферы обусловил появление базальтовых расплавов и их проникновение на более высокие уровни. Благоприятными условиями для крупномасштабного выплавления гранитных батолитов являлось наличие мощной прогретой коры. Подтверждением являются значительные проявления гранитоидных формаций в эоцен-олигоцен-раннемиоценовое время в вулкано-плутонических поясах Малого Кавказа, где мощность земной коры составляла ~40 км.

Таким образом, кайнозойская тектоно-магматическая активизация Малого Кавказа, развитие бимодального и умеренно-щелочного базальтового вулканизма происходили в данном регионе после последовательного закрытия океана Мезотетис. В этом коллизионном поясе коровое утолщение сопровождалось метаморфизмом коровых пород, отвечающим эклогитовой фации в нижних слоях коры, что стало причиной погружения литосферы и деляминации. Деляминация вызвала усиление теплового потока, магматизм и позднеорогенное растяжение.

Прогрессивное охлаждение глубинного источника магмообразования может быть причиной образования умеренно щелочного и щелочного вул-

канизма на бортах молассовых прогибов. За счет дополнительного разогрева и притока летучих компонентов образовались крупные вулканы известково-щелочного состава неогенового возраста. При этом в отдельных местах возникали периферические очаги, остывание которых приводило к формированию гипабиссальных интрузий. В верхнеплиоцен-четвертичное время проявлялся бимодальный вулканизм. Таким образом, временная пространственная сопряженность корового и мантийного магматизма обусловила внедрение мантийных расплавов в нижнюю кору в условиях растяжения, что привело к ее плавлению и образованию кислых вулканитов (трахириолит-риолитовая серия). Одновременно, смена обстановки сжатия на растяжение способствовала проявлению умеренно-щелочного и щелочного вулканизма (трахибазальт-трахиандезит-базальт-трахиандезитовая и базанит-тефритовые серии). Эти факты выявляют причину того, что вулканические продукты изменяются от надсубдукционных известково-щелочными в северо-западной части Малого Кавказа до умеренно-щелочных и щелочных (типа внутриплитных) к его юго-восточной части.

Таким образом, сейсмотомографические данные показывают, что на многих территориях Малого Кавказа (Гегамское, Сюникское, Кельбаджарские, Карабахское нагорья) кора становится более тонкой, при этом уровень залегания астеносферы повышается. В данных областях литосфера разрывается, и низкоскоростная мантия достигает коры.

Общие выводы

1. Альпийско-Гималайский складчатый пояс в конце мела - начале палеогена после закрытия океана Тетис развивается в условиях коллизии континентальных плит. В это же время южная окраина Евразии становится активной и в дальнейшем наследует характер глубинных процессов. В результате здесь проявился мощный позднекайнозойский вулканизм, охватывающий всю Анатолию, Кавказ, северо-запад Ирана. Он связан с основными тектоническими фазами хрупкой коллизии.

2. Отличительная особенность вулканитов позднемиоцен-нижнеплиоценового возраста Малого Кавказа состоит в том, что они, в основном, состоят из среднего и кислого состава пирокластических и эффузивных образований. Состав вулканитов отвечает в основном андезитам, трахиандезитам, дацитам, трахидацитам и риолитам.

3. В связи с аттической тектонической активностью позднемиоцен-нижнеплиоценовое время вулканизм достиг большого масштаба. В этот период происходит поднятие домезозойского основания и вулканизм, в основном, проявляется в центральных частях антиклинальных зон Малого Кавказа. В составе продуктов вулканизма в начале вулканической фазы преобладали андезиты и андезидациты с кислыми пирокластами и в конце лавы андезитового состава. В крайних частях антиклинальных зон в локальных зонах проявился магматизм основного состава с повышенной щелочностью.

4. Субвулканические образования формации поднялись после образования вулканогенной толщи (басаркечарская свита) и имеют более кислый состав. После активной эффузивно-эксплозивной деятельности меотис-понт-нижнеплиоценовых вулканов остывающая на глубине более кислая и вязкая магма поднимаясь по трещинам на небольшой глубине от земной поверхности застывала в виде даек и других субвулканических тел.

5. С увеличением содержания SiO_2 в составе породы, содержание TiO_2 , Al_2O_3 , FeO^* , MgO , CaO , P_2O_5 уменьшается за счет фракционирования титаномагнетита, клинопироксена, плагиоклаза, амфибола, апатита. Известково-щелочной тренд андезит-дацит-риолитовой серии контролируется не только фракционированием магнетита, но и кристаллизацией роговой обманки, обладающего высоким Fe/Mg отношением и недосыщенным SiO_2 . Эта закономерность особенно отчетливо видна при изменении содержания SiO_2 между 60-64%. Медленное увеличение содержания K_2O и Na_2O в породах формации объясняется кристаллизацией калиевого полевого шпата.

6. В вулканитах андезит-дацит-риолитовой формации при увеличении содержания SiO_2 от андезитов к риолитам и уменьшения количества MgO когерентные элементы, так же как и в макроэлементах дают линейную, а иногда и выраженную ломанным трендом зависимость. В начале этих трендов зависимости стоят фигуративные точки глубинных включений. Распределение этих элементов в породах формации контролируется фракционированием

породообразующих минералов и аккумулятивной (гомеогенной) кристаллизацией включений. Содержание несовместимых элементов (Rb, Th, Nb, Zr, Hf, LREE и др.) в глубинных включениях минимальное и демонстрируя, свое геохимическое наследие в ряду андезит-дацит-риолит содержание их начинает возрастать. В породах формации легкие лантаноиды преобладают по отношению к тяжелым и по этой причине отношения La/Sm, La/Yb высокие. В средних породах (кварцевых латитах, андезитах) при приближении отношения Eu/Eu^* к единице ($Eu/Eu^*=0,94-1,05$) в более кислых породах отмечается Eu-минимум ($Eu/Eu^*=0,58-0,63$) и указывает на фракционирование плагиоклаза при образовании кислых пород. Установлено, что в породах формации содержание Ba и Ba/Y, Rb/Y, Th/Yb отношений быстро увеличиваются. Обогащения пород формации литофильными и редкоземельными элементами обусловлено относительно высокой степенью плавления расплава, обогащенными флюидами.

7. На основе моделирования было установлено, что в результате высокого фракционирования первичного расплава ($F=0,96$) при смешивании 32,4% андезита и 63,4% риодацита возможно получение дацита гибридного происхождения.

8. Обогащение пород формации легкими редкоземельными, многими некогерентными элементами указывает на достаточно большую роль обогащенного мантийного вещества в их образовании. Для пород формации высокоглиноземистые базальты можно считать материнской магмой. Их образование связано с фракционированием в обстановке высокого водного давления из начального высокомагнезиального расплава оливин-клинопироксеновой ассоциации.

9. В конце коллизионного этапа развития Малого Кавказа формируются отличающиеся по содержанию SiO_2 салические ($SiO_2 - 72-77\%$) и мафические ($SiO_2 - 48-60\%$) вулканиты, образующие бимодальную ассоциацию. В мафических вулканитах поведение петрогенных элементов указывает на их образование в составе трахибазальт-трахиандезитовой формации в результате фракционирования оливина, моноклинного пироксена, роговой обманки, основного плагиоклаза, апатита, магнетита. Кислые вулканиты связаны с формированием «сухого» высокотемпературного расплава в промежуточных очагах, не подверженных кристаллизационной дифференциации.

10. Распределение редкоземельных элементов в породах трахибазальт-трахиандезитовой формации показывает, что источником вулканитов явился метасоматически измененный гранатсодержащий мантийный субстрат. В исследуемых вулканитах $(Tb/Yb)_n=1,7-3,0$ указывает на присутствие граната в источнике первичной магмы.

11. В породах риолитовой формации общее содержание редкоземельных элементов низкое ($REE=66-116г/т$), отмечается резко выраженное низкое отношение европия (дефицит европия), что указывает на раннее удаление из расплава плагиоклаза или щелочного полевого шпата.

12. Микроэлементный состав пород трахибазальт-трахиандезитовой формации и их соотношения осложняют модель кристаллизационной дифференциации и определяют взаимодействие мантийной магмы с субстратом земной коры. Таким субстратом могут быть риолиты, изотопным и геохимическим составом близкие к земной коре, и образующие пространственно-временную контрастную ассоциацию с породами трахибазальт-трахиандезитовой формации.

13. В результате компьютерного моделирования установлено, что эволюция умеренно щелочных оливиновых базальтов (считающихся первичным мантийным расплавом для пород трахибазальт-трахиандезитовой формации) происходит за счет изменения состава главных породообразующих и аксессуарных минералов. Средние породы формации образовались за счет ассимиляции слабо дифференцированной первичной магмы кислым расплавом.

14. Геохимические особенности умеренно щелочных оливиновых базальтов указывают на то, что источником магмы является метасоматизированная, флогопит-гранат-рутил содержащая литосферная мантия. Очень возможно, что при плавлении такого источника рутил остается в рестите, и магма обедняется Nb и Ta.

15. В результате расчетов было установлено, что доля плавления риолитового расплава, отделенного от андезитового субстрата близка к 15%. После удаления расплава оставшийся рестит целиком соответствует составу нижней земной коры. Характерные отношения редкоземельных элементов подтверждают это.

16. Геохимический состав кислых вулканитов отвечает коллизии. Размещение на диаграммах некоторых фигуративных точек в поле островных дуг объясняется тем, что в этих вулканитах сохраняются некоторые черты химизма, присущие породам предшествующей субдукционной обстановки.

17. Позднеплиоцен-четвертичный вулканизм Малого Кавказа, являющегося зоной конвергенции Евразийской и Африко-Аравийской континентальных плит, контролируется разломами северо-западного и близмеридионального направления. Вулканические серии объединены в три группы: 1) базальты мантийного происхождения и их дифференциаты; 2) риолиты, риодациты, дациты и их стекла образовавшиеся в результате плавления салического субстрата земной коры; 3) гибридные базальтовые андезиты, латиты и андезиты, образовавшиеся в результате смешивания мантийной магмы и субстрата земной коры.

18. Вулканические породы восточной вулканической зоны в разной степени обогащены редкими элементами и легкими лантаноидами. Такое обогащение можно считать результатом метасоматического преобразования с привнесением редких элементов и флюидов в зоны магмообразования. Эти флюиды могут образоваться в условиях предшествующей субдукционной обстановки или же в зонах коллизии.

19. В петрогенезисе большинства кавказских молодых вулканических пород значительную роль сыграл нижний мантийный источник, вещественный

состав которого близок к резервуару «Common» с изотопной характеристикой $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7041 \pm 0,0001$, $\epsilon_{\text{Nd}} = +4,1 \pm 0,2$; $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,105 - 0,114$ и названный «Caucasus» (Лебедев, 2010). Первичные расплавы по составу соответствует К-На умеренно щелочным оливиновым базальтам.

IMAMVERDIYEV N.A., VELIYEV A.A., HASANGULIYEVA M.Y.

**PETROLOGY AND GEOCHEMISTRY OF THE LATE CENOZOIC
COLLISION VOLCANISM OF THE LESSER CAUCASUS**

One of the pressing problems of collision zones of the study is to elucidate the evolution of magmatism occurring within them. Display magmatic associations, their petrochemical characteristics reflect the specificity of their manifestations, as well as the development of magmatism from magmagenesis to the evolution of magmatic melt in the earth's crust. Materials on the distribution of rare and rare earth elements in different rock types, as well as other of their geochemical and petrological characteristics allow using the well-known models to analyze some aspects of the processes of birth, evolution and crystallization of deep magmatic melts.

In this sense, the study of the geochemical characteristics of mantle and crystal sources of magmatism that have come out in a collision like the continent - the continent is quite topical. Therefore, the study late collision volcanism of the Lesser Caucasus is a theoretical and practical interest.

Late Cenozoic geodynamics of the Alpine-Himalayan belt is defined sector of the Mediterranean collision of Eurasian and the Afro-Arabian megaplate. According to modern concepts, folded structures of the Caucasus emerged as a result of their convergence. According to N.V.Koronovsky and L.I.Demina, [1999] in the Caucasian segment of the Alpine-Himalayan orogen Late Cenozoic volcanism manifested itself in an atmosphere of NS compression in the region, led to an accelerated movement towards the north of the Arabian plate due to disclosure in the Late Miocene (about 11-10 million years ago) the Red Sea. This collision stage is divided into the stage of mild collisions (late Middle Eocene - Middle Miocene) and the stage of hard collisions (with the Late Miocene to present). This fragmentation of rigid crust was accompanied by volcanism; mark the sites of local stretching of the lithosphere.

By Y.V. Karyakin, [1989] the collisional stage of tectonic development of the Lesser Caucasus lasted from the late Senonian to the Quaternary period, inclusive, and is divided into 2 stages: the initial (Late Senonian - Middle Oligocene) and final (Late Oligocene-Anthropogenic).

By M.I.Rustamov, [2005] collision stage late alpine orogeny in the development of the Central Segment of the Mediterranean belt begins at the turn of the Maastrichtian and the Paleocene and continues until a Quarter inclusive. Collision stage late alpine orogeny in the region of the dismemberment of the soft – early collision (Maastrichtian-Upper Eocene - 65-35 million years), hard - actually collision (upper Eocene-middle Miocene - 35-15 million years) and fragile-late collision stage (Upper Miocene-Quaternary - 15-0 million years).

Thus, the situation manifestations of the Late volcanism of the Caucasus segment is characterized by the terms of the overall compression and increase the capacity of the earth's crust in areas of its localization.

Within the Lesser Caucasus Late Cenozoic volcanism covers part of the Transcaucasian transverse uplift (Akhalkalaki volcanic region, Kechut, Aragats volcano-structural sub-zones) and the eastern volcanic zone (Gegham, Vardenis, Syunik, Kaphan - in Armenia, Karabakh, Kelbajar, Nakhchivan in Azerbaijan) (fig. 1).

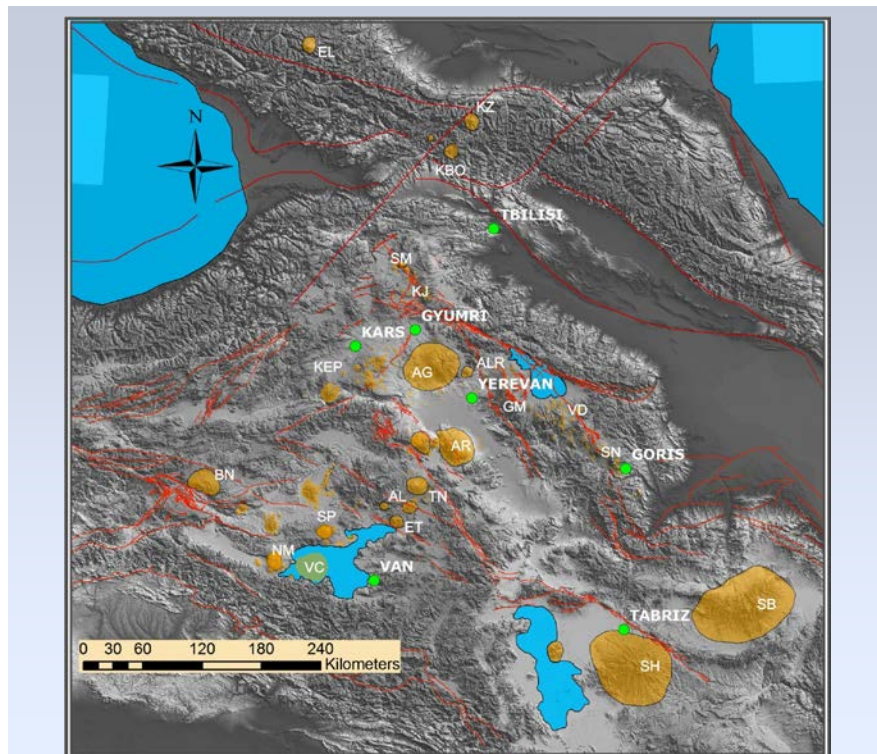


Fig1. The distribution of Neogene-Quaternary volcanoes in Eastern Anatolia, the Caucasus, North-West Iran

Since the Middle Miocene, in these zones formed a high volcanic terrain, located on 2, often above the 3-km altitude above sea level. Their association corresponds to the Caucasian age of folding, when the intense collision of the Arabian and Eurasian plates. Due to volcanic activity, there were formed many relatively large volcano-tectonic structures, such as Aragats, Ishgly and others, erupting volcanoes of the central, central-type fracture.

Products of volcanism in the Late within Azerbaijan distributions upper river Terter and Akera and are characterized by lava flows and pyroclastics varied composition (fig. 2).

Neogene volcanism. Neogene volcanism in the Lesser Caucasus is mainly manifested itself, starting from the upper Sarmatian, Meotis-Ponte to the Upper Pliocene. However, M.I. Rustamov [3] in the south-western part of Lesser Caucasus to carry a molasse basin (Nakhchivan, Karadag) trachyandesite-teschenite and analcite alkaline basalt-trachyandesite, with the absolute age of 14-15 million years, volcanic fissure and concludes that the Neogene stage of volcanism in the region did not begin in the upper Sarmatians, and in the Middle Miocene.

In the central part of the Lesser Caucasus upper-volcanogenic complex with a capacity of 200m in the literature described as Agdzhagyz suite and submitted dacite,

rhyolite, pyroclastic rhyodacites and their derivatives - dacite and rhyolite - vitroclastic tuffs. The layers of fine-sedimentary rocks - carbonaceous shales, lignites are present between the volcanic rocks.

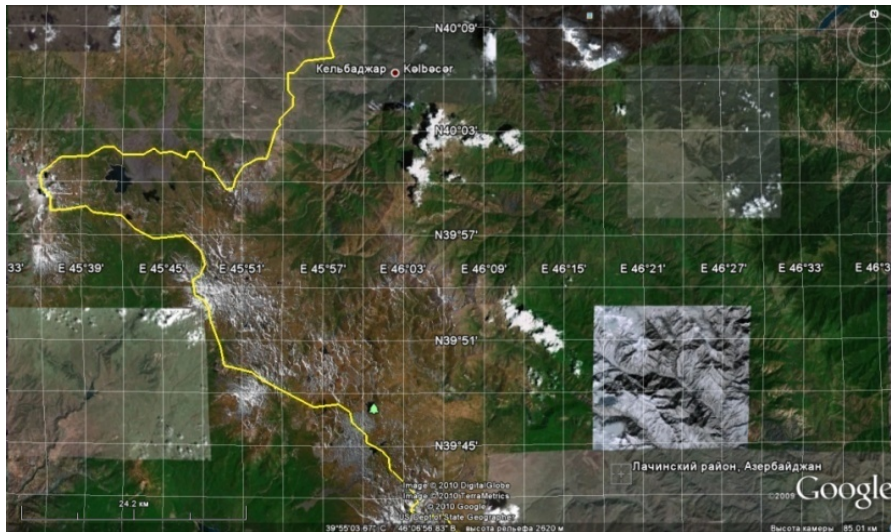


Fig. 2. The distribution of Neogene-Quaternary volcanoes in the central part of the Lesser Caucasus (Azerbaijan)

Volcanic complex with a capacity of 1150 m Meotis-Pont age first isolated [Kashkay M.A., Khain V.E, Shihalibeyli E.SH., 1952] as Basarkechar suite and submitted dacite-trachydasite, andesite and trachyandesite & latites. This complex with the angular and azimuthally unconformity lies at Agdzhagyz suite and places, Eocene and Cretaceous sediments. They overlap with an angular unconformity Upper Pliocene and Quaternary volcanic rocks in the volcanic highlands (fig. 3).

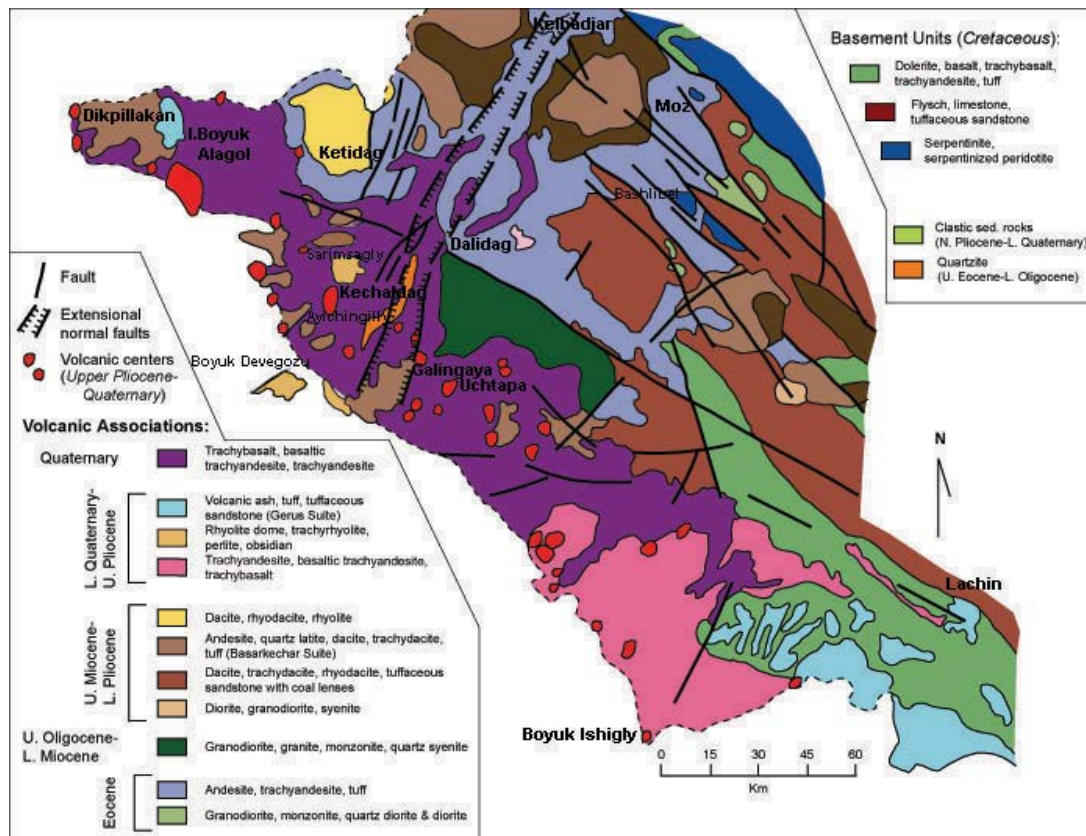


Fig.3. Geological map of Late Cenozoic volcanic associations of the central part of the Lesser Caucasus (Azerbaijan)

These volcanic complexes of us united in the differentiated andesite-dacite-rhyolite association [Imamverdiev N.A., 2000]. Based on geological data, the age of association is defined as the Late Miocene-Low Pliocene.

Close to the age volcanic rocks are known in several other areas of the Lesser Caucasus. Thus, within Mishano-Zangezur infantry and Yerevan-Ordubad development zones of andesite-dacite association Low Pliocene age. Similar rocks developed within Geghama, Vardenis highlands of Armenia.

Late Pliocene-Quaternary acidic volcanic associations as independent volcanism is widely developed within the Caucasian segment of the Mediterranean belt. Within Azerbaijan, they are confined Kelbajar and Karabakh uplands and form a dome-shaped volcanoes, and a number of small extrusive domes (Kechaldag, Devegezy) with their lava flows composed of rhyolite, rhyodacites their subalkaline varieties, as well as obsidian and perlite (fig. 3).

Age of acidic volcanic rocks of the Lesser Caucasus in the region studied is considered a late Pliocene-Akchagyl-Absheron [Kashkay M.A., Mamedov A.I., 1961]. This is confirmed by the absolute age. Thus, according to [Karapetian S.G., Jrbashian R.T, Mnatsakanian A.Kh., 2001] age of rhyolite volcanic rocks Devegezy identified 0.61 million years, Kechaldagh 0.7 million years. Based on these data, the age of acidic volcanic rocks can be considered Quaternary.

Upper Pliocene-Quaternary volcanic associations with a more basic and medium composition, cover the entire Lesser Caucasus, form vast volcanic plateaus and large volcanoes. These volcanic associations in the eastern area of Armenia and

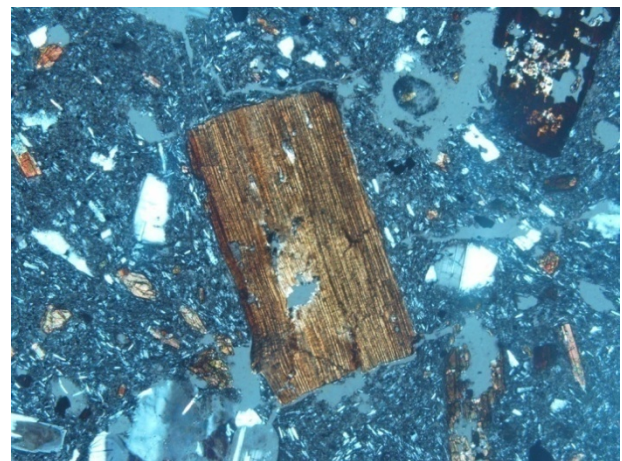
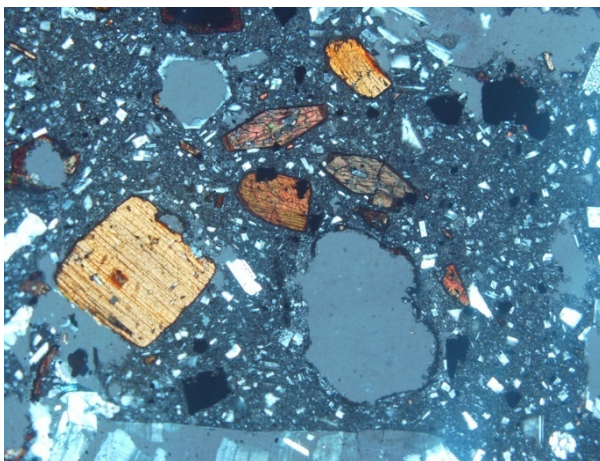
Azerbaijan within the differentiated form a continuous trachybasalt-basaltic trachyandesite-trachyandesite-trachyte series and cover Geghama, Vardenis and Syunik, Karabakh, Kelbajar highlands. In Armenia Kaphan zone has recently been formed basanite-tephrite-pikrobazaltice series.

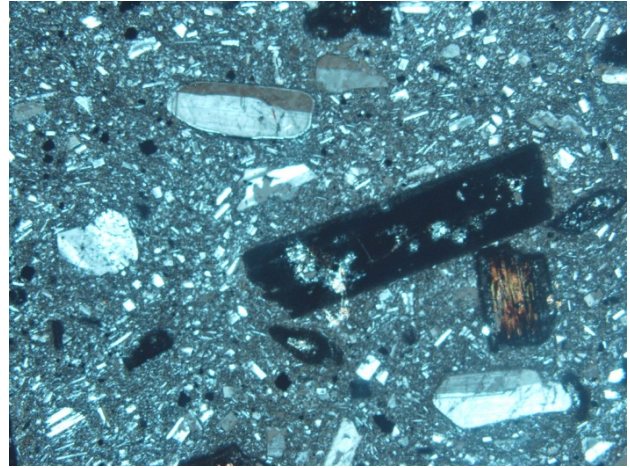
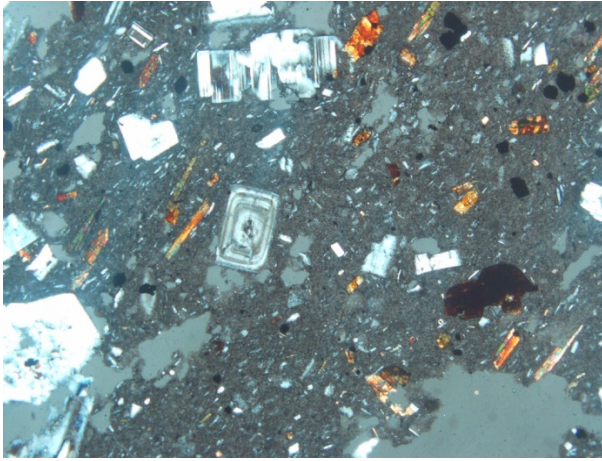
Research Methods

This article used data from the Neogene-Quaternary volcanism of the Azerbaijan part of Lesser Caucasus based on the authors. Chemical analysis of rocks was determined by the Institute of Geology of Azerbaijan Academy of Sciences Flyuotsent X-ray method. Rare and rare-earth elements in Geological and Geochemical Bronitsk expeditions in Russia. Microprobe analysis of mineral composition written in IGEM Academy of Sciences of Russia and all in Sant-Peterburg. Measuring the isotopic composition of He performed in Geochemistry Institute of Academy of Sciences Russia, also used the data Sr and Nd [Lebedev V.A. et al., 2007,2008], performed on the material of Armenia and Georgia.

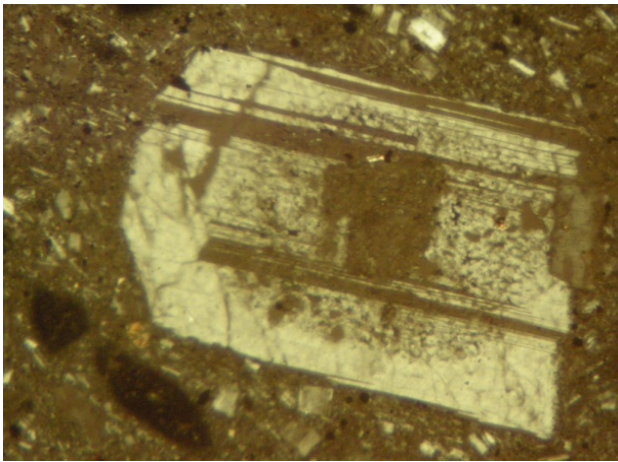
Petrography characteristics

The rocks of the *andesite-dacite-rhyolite associations* form thin flows and subvolcanic body in the form of dikes, extrusions and other recent distributed along the Tartar, Lachin-Bashlybel, Istibulag-Agyatak deep faults. Structure of porphyritic rocks, with high (25-30%) content of phenocrysts. In andesites, trachyandesites, latites phenocrysts are plagioclase, feldspar, clinopyroxene, amphibole. In the more acidic varieties (dacites, rhyodacites, rhyolites their varieties) the proportion of dark-colored minerals decreases, leucocratic minerals also increased to 10%, there is quartz, biotite. The bulk of these rocks have gialopilitic, glass structure (fig. 4).





Andesites, trachyandesites



Dacites

Fig 4.

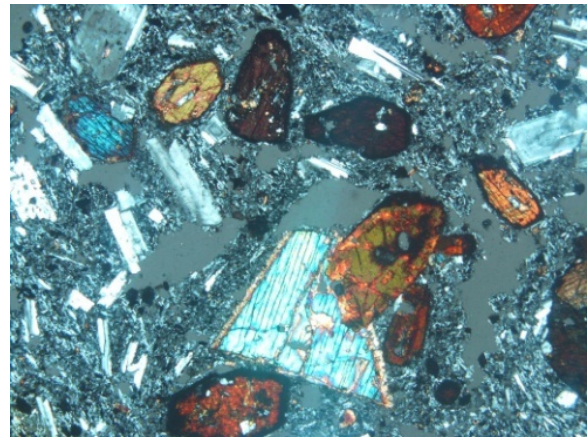
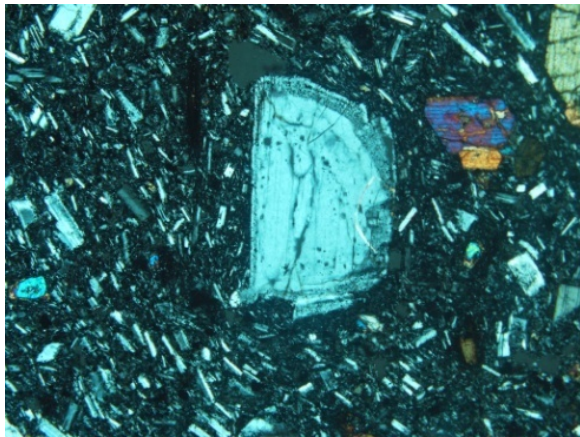
The compositions of plagioclase in the rocks have An_{30-40} and are paragenesis with amphibole, biotite, clinopyroxene, feldspar. Plagioclases second generation are relatively acid composition (An_{20-30}), crystallized on its own effusive stage. Feldspar in the rocks present in quartz latites, trachyandesites. The composition ranges from $Or_{55.3}Ab_{26.3}An_{0.3}$ to $Or_{73.4}Ab_{44.0}An_{3.4}$. They belong to an intermediate structural-optical type, and are monoclinic, but not homogeneous and presented albite and orthoclase phases. Composition of clinopyroxene varies from medium to acid rocks and the proportion of the component increases Fs: $Wo_{37.1-41.4}En_{43.9-40.0}Fs_{19-19.6}$ (for andesites), $Wo_{40.0-44.4}En_{45.4-44.8}Fs_{15.2-11.2}$ (for quartz latites) and $Wo_{41.7-42.7}En_{36.3-34.6}Fs_{22-22.7}$ (for dacites). The compositions of amphiboles in the classification of B.E. Like (1969) are responsible chermakit-, pargasit- and magnesian hornblendes.

The rocks of the *rhyolite association* of petrographic composition and structural and textural features are divided into crystallized - rhyolites, trachyrhyolites, rhyodacites and glass - obsidians and perlites. Phenocrysts crystallized rocks are plagioclase (An_{30-40}), quartz, less feldspar, biotite and hornblende. Number of phenocrysts is 5-10%.

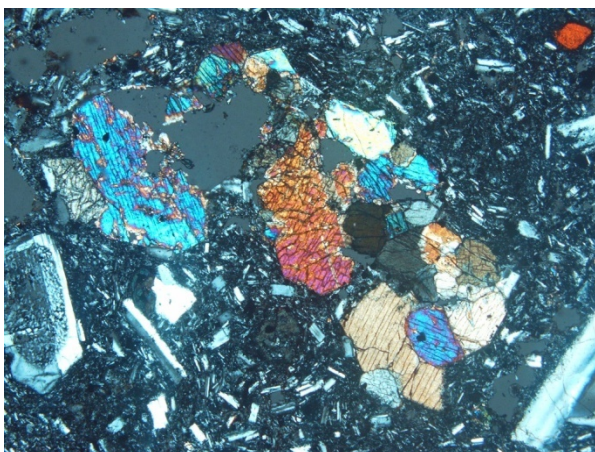
The rocks of the *trachybasalt-trachyandesites associations* form a continuous series of differentiated trachybasalts to trachyandesites, sometimes comes to trachytes. The most basic rock associations are alkaline olivine basalts. The rocks of porphyric & afiric. Fenocrysts – olivine, clinopyroxene, plagioclase, amphiboles (fig. 5). Sanidine occurs in the form megacrysts. The structure of the bulk pilotaxitic, gialopilitic, mikrolitic.

Clinopyroxene rock associations more calcium and composition correspond to augite, salite. Plagioclases have relatively basic composition (An_{63-75}). The composition of olivine in the basic rocks more magnesian (Fo_{83-87}) and corresponds to the forsterite-chrysolite. In basaltic trachyandesites and trachyandesites olivine composition more glandular (Fo_{61-70}).

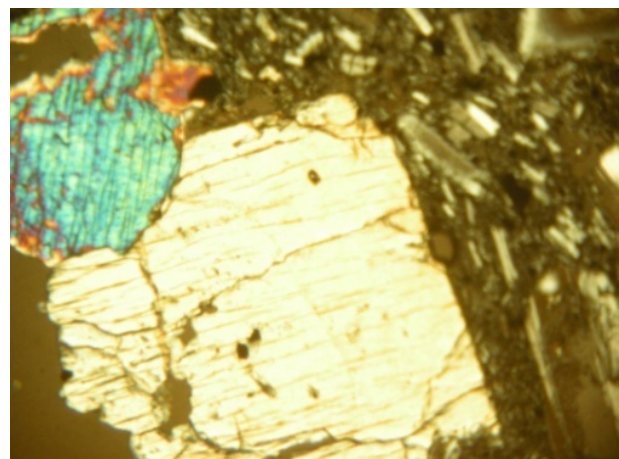
The rocks occur as idiomorphic porphyritic crystals of apatite precipitates, the number of which reaches 0,5-1,25%, and fluoro-apatite. Often present as inclusions in phenocrysts of clinopyroxene and hornblende, indicating that the earlier crystallization.



Trachyandesite



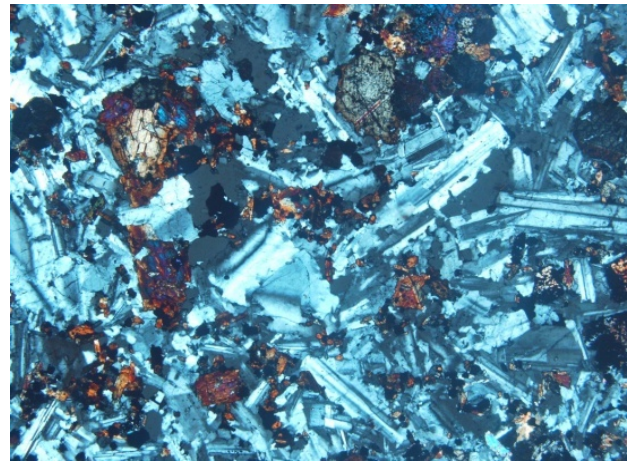
Basaltic trachyandesite



Trachybasalt



Alcaline olivine basalt



Trachydolerite

Fig. 5.

In the rocks of andesite-dacite-rhyolite and trachybasalt-trachyandesites associations there are two types of inclusions: 1-inclusion, representing cumulates parent rocks, (pyroxenites, gabbro, hornblendites, etc.), 2-crustal inclusion - xenoliths of country rocks, trapped melts of crustal rocks (gabbro-amphibolites, quartz-diorite, quartz-feldspar rocks, etc.). Typical mantle inclusions in rocks associations are absent. Along with the rocks in the rocks of these associations are marked megacrysts sanidine, clinopyroxene, amphibole, phlogopite [5].

Petrochemical features

Andesite-dacite-rhyolite association. For silica rock associations form a continuous series of andesites ($\text{SiO}_2 > 60\%$) to rhyolites (table 1²), and the ratio $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{-SiO}_2$ [Le Bas MJ, Le Mitre R.W, Streckeisen A., Zanettin B. A., 1986] are the rocks of normal alkalinity (Fig. 6) (some breeds – mid alkaline) in the diagram $\text{K}_2\text{O}\text{-SiO}_2$ [Pecerillo A., Taylor S.R., 1976] most of the samples falls within the high K calc-alkaline series (Fig. 7), the diagram $\text{FeO}^*/\text{MgO}\text{-SiO}_2$ composition points are located in the field calc-alkaline series (Fig. 8).

²The table showsonlyas a representativeanalysis. In constructingthe diagramsare usedasdataN.A.Imamverdiyevgivenin [5].

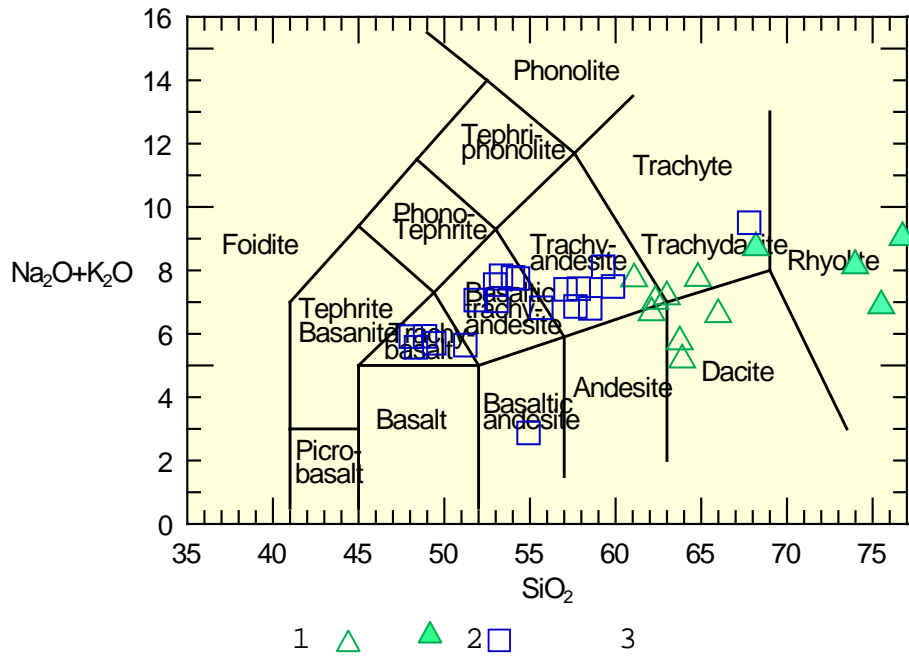


Fig.6. Total alkali vs. -SiO₂ (TAS) classification diagrams [Le Bas MJ, Le Mitre R.W, Streckeisen A., Zanettin B. A., 1986] of Late Cenozoic volcanic associations of the Lesser Caucasus. In. 1 - andesite-dacite-rhyolite; 2 - rhyolitic association; 3 - trachybasalt-trachyandesite associations.

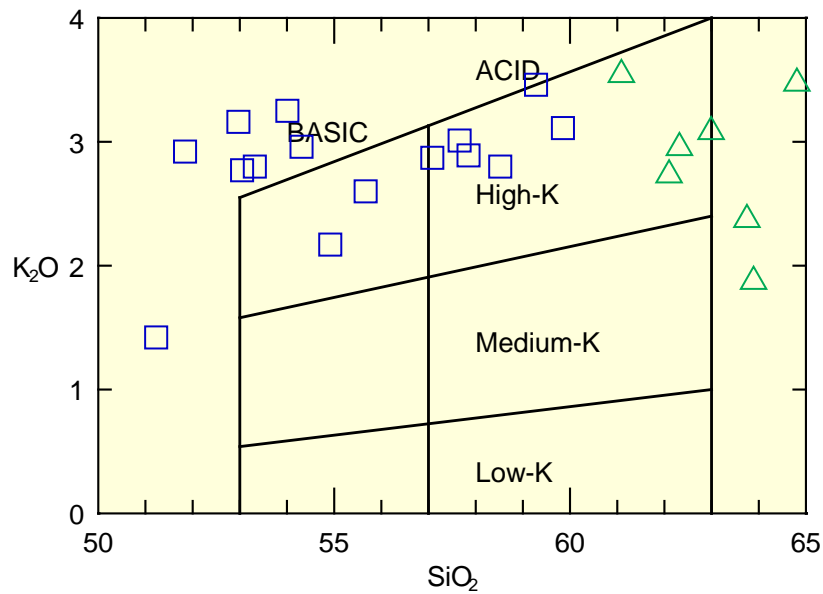


Fig.7. K₂O-SiO₂ diagrams [Pecerillo A., Taylor S.R., 1976] of Late volcanic associations Lesser Caucasus. See Figure 6 for the data sources

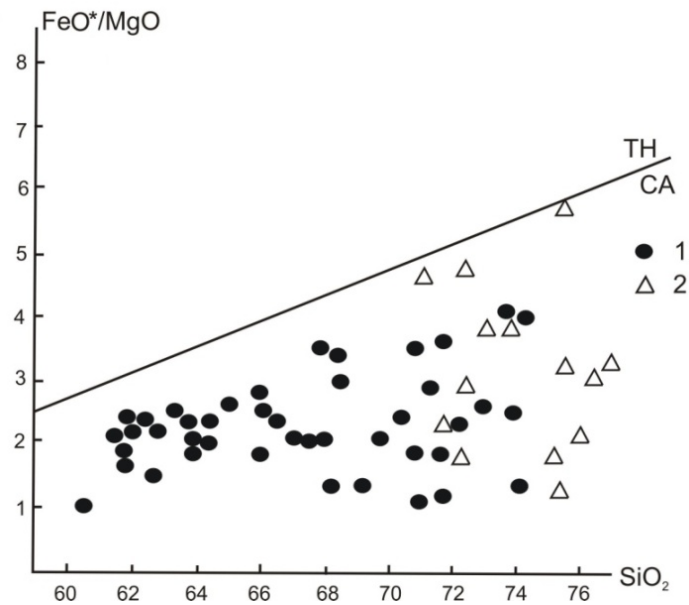
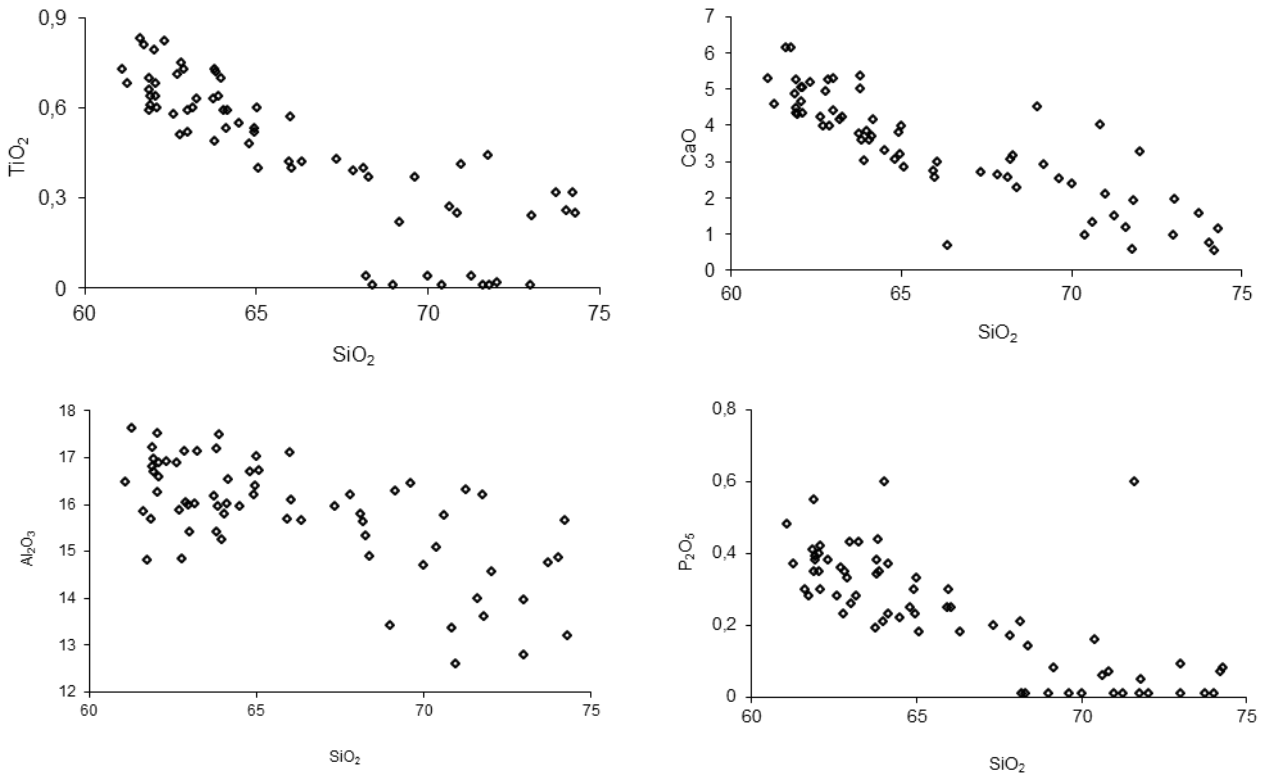


Fig. 8. FeO*/MgO-SiO₂ diagrams of volcanic associations of the Lesser Caucasus. 1 - andesite-dacite-rhyolite association, 2 - rhyolite association

The rocks of this association are characterized by different contents of major elements. In volcanic rocks with increasing SiO₂ content decreases TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, CaO, P₂O₅, due to fractionation of titanomagnetite, clinopyroxene, plagioclase, and possibly apatite. Weak rates increased content of K₂O. Na₂O is distributed evenly, but also an increase in the number of its slower rate (Fig. 9). The reason for this pattern may be a potassium feldspar in the more acidic varieties of rocks.



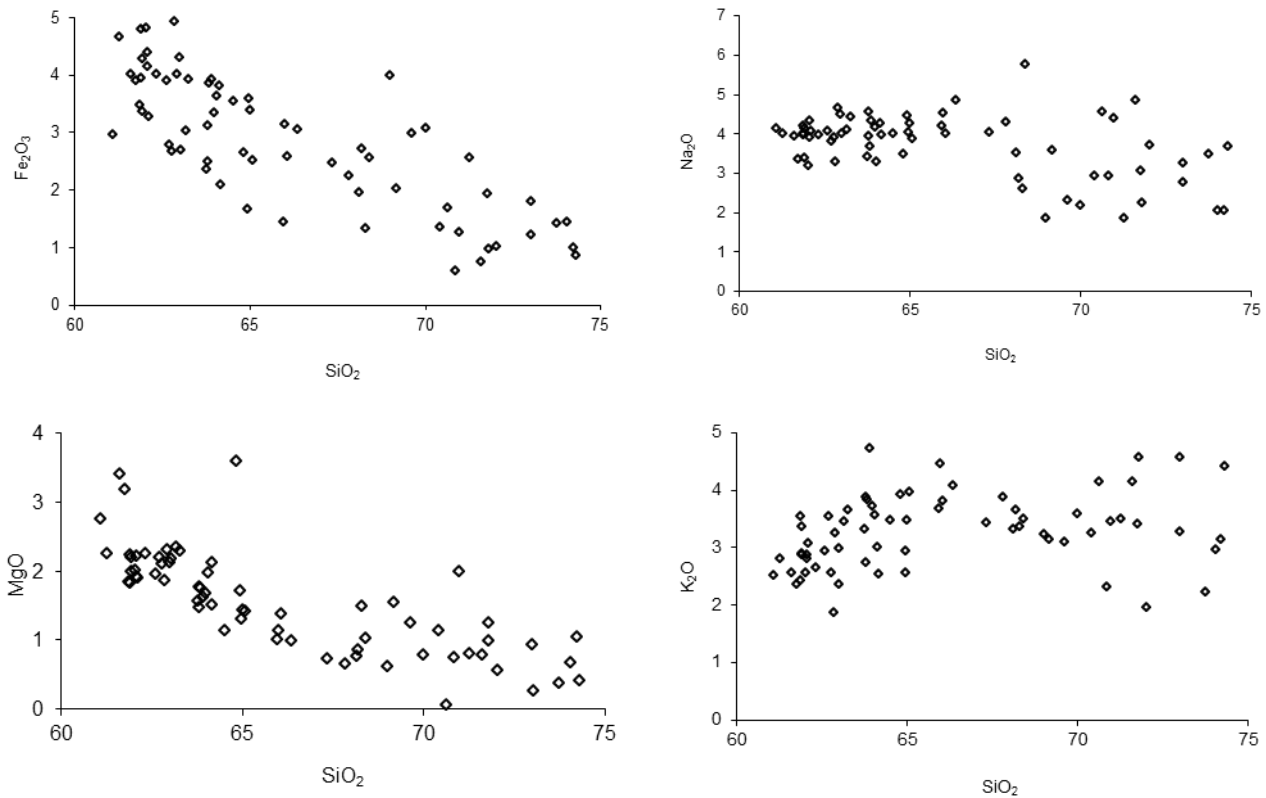


Fig.9. Selected major element vs. SiO_2 variation diagrams for the andesite-dacite-rhyolite association

Rhyolitic association. Rocks associations, in contrast to the previous rock associations, are characterized by ultra-structure and high alkalinity. There is approximately equal ratio of Na_2O and K_2O and low contents of CaO , MgO , FeO (Table 1). In the normative composition of the rocks are calculated high content of silic components of quartz, feldspar and corundum.

Trachybasalt-trachyandesite association. For silica rock associations form a continuous series from basalts to andesites (Table 1) and belong to the mildly alkaline series (Fig. 6). In the diagram K_2O - SiO_2 composition points fall in the region high - K calc-alkaline and shoshonite series (Fig. 7). In rock associations in the range of "trachybasalt-basaltic trachyandesite" with increasing silica content of TiO_2 , MgO , Fe_2O_3 , CaO , P_2O_5 is reduced to a large extent, the contents of the same Al_2O_3 , Na_2O decreases the slow pace. In the transition to trachyandesites content of these elements varies in a narrow range (Fig. 10). The maximum content of MgO is observed in trachybasalts and alkaline olivine basalts and varies from 3,97 to 6,81% (Table 1), and the coefficient of Mg (M) from 56 to 71. In subsequent decrease differentiates the content of MgO and "M".

In the normative part of some mildly alkali olivine basalts and trachybasalts calculated normative nepheline and olivine, in more acidic differentiates calculated hypersthene and quartz. Normative and mineral composition reflects the characteristic feature of the association: transition nepheline-normative, olivine containing mildly alkaline rocks to hypersthene-normative and sometimes quartz-bearing alkaline rocks.

Table 1

Major (wt %) and trace-element (ppm) composition of a representative rocks of the Late Cenozoic associations in the Lesser Caucasus (Azerbaijan)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Elements	40	8	15	100	190	194	106	74	96	12/13	6/174	OA 409	MA 19	105	129	132
SiO ₂	61.09	62.1	62.32	62.99	63.75	63.89	64.81	65.99	68.19	73.99	75.51	76.75	77.01	51.23	48.35	48.88
TiO ₂	0.59	0.49	0.58	0.6	0.81	0.75	0.6	0.52	0.27	0.01	0.01	0.08	0.09	1.39	1.2	1.57
Al ₂ O ₃	15.7	15.41	16.9	16.6	14.81	17.15	17.03	16.41	15.77	13.48	13.79	12.85	12.67	16.49	15.77	15.86
Fe ₂ O ₃	3.47	2.5	3.91	3.28	3.91	4.94	3.38	3.59	1.69	1.2	0.55	n.d.	n.d.	7.74	6.38	5.61
FeO	1.29	0.94	1.01	1.29	2.46	0.43	0.73	0.28	0.43	1.78	0.71	0.66	0.71	0.86	2.16	2.73
MnO	0.06	0.06	0.04	0.09	0.1	0.09	0.03	0.09	0.04	0.01	0.01	0.08	0.06	0.13	0.15	0.14
MgO	1.85	1.77	1.95	1.9	3.18	1.86	1.43	1.31	0.05	0.14	0.36	0.11	0.05	6.04	6.74	6.29
CaO	4.85	5.34	4.24	4.32	6.13	5.25	3.97	3.19	1.32	0.53	1.9	0.44	0.47	8.33	9.8	9.09
Na ₂ O	4.19	3.93	4.07	4.08	3.37	3.3	4.27	4.05	4.57	3.27	2.92	4.44	4.06	4.22	3.61	4
K ₂ O	3.54	2.73	2.95	3.08	2.37	1.87	3.47	2.55	4.14	4.87	3.96	4.59	4.86	1.42	1.96	1.92
P ₂ O ₅	0.41	0.38	0.28	0.3	0.28	0.35	0.33	0.23	0.06	0.01	0.01	n.d.	0.01	0.65	1.03	1.18
LOI	0.81	1.96	0.54	0.46	0.13	0.83	0.47	0.96	0.27	0.38	0.54	n.d.	n.d.	0.7	1.5	0.93
Total	98.63	99.31	99.08	98.1	98.3	99.21	100.72	98.15	99.23	99.67	100.27	100	99.99	99.2	98.65	98.1
Rb	83	66	63	74	42	51	86	72	97	160	180	209	174	23	34	32
Li	20	14	19	19	19	8	12	14	13	67	70	n.d.	n.d.	9	9	9
Sr	1105	935	935	850	520	860	935	833	420	150	100	10	16	1190	1700	1700
Ba	1250	640	650	690	400	850	690	760	830	100	100	10	26	748	780	1060
Cr	120	180	180	180	n.d.	n.d.	180	100	n.d.	30	n.d.	3.13	2.75	346	412	270

Table 1 continued

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
V	170	40	60	60	150	110	40	100	40	n.d.	20	n.d.	n.d.	170	170	210
Ni	24	22	30	31	69	25	32	25	15	20	3	n.d.	n.d.	115	113	110
Co	20	30	35	16	34	24	3	15	9	5	3	0.1	0.2	31	29	50
Sc	7	6	7	13	10	10	10	10	3	n.d.	n.d.	2.52	1.93	10	17	21
Cu	20	20	37	83	57	28	22	26	13	30	2	n.d.	n.d.	69	71	70
Zn	65	63	65	54	100	97	57	59	70	100	30	31.4	26.1	50	64	100
Zr	178	150	160	150	130	160	170	150	240	100	80	83	86	n.d.	230	240
Nb	12	10	11	10	8	11	14	14	17	15	10	37	34	n.d.	20	18
Ta	0.84	0.82	0.72	0.94	0.46	0.77	1.4	1.1	1.2	n.d.	n.d.	3.11	2.71	0.85	0.92	0.92
Hf	4.8	4	3.6	3.3	3.8	4.3	4.7	4.2	6	n.d.	n.d.	3.87	3.51	4.7	4.6	5.2
Th	11	11	9.3	10	n.d.	10	18	16	5.2	25	31	37.3	34.5	3.2	2.6	2.6
U	2.7	4.7	5.7	4.4	4	4	5.4	3.3	14	9.3	12	12.1	10.2	4	4	4
La	45	37	43	36	23	47	47	38	47	33.5	36	23.5	30.7	40	65	63
Ce	88	73	77	76	57	91	87	74	78	60	59	41.4	53	81	130	130
Sm	4.2	3.6	3.9	4.2	7.5	5.1	3.6	4.4	5	3	2.8	2.42	2.51	5.3	9.5	9.8
Eu	1.2	1	1.2	1	1.6	1.6	1.1	0.95	0.79	0.2	0.65	0.1	0.16	1.7	2.5	2.5
Tb	0.67	0.43	0.56	0.58	1.1	0.9	0.44	0.42	0.57	0.6	0.68	0.15	0.13	0.88	1.5	1.3
Yb	1.2	1.3	1.4	1.5	3.6	1.8	1.3	1.3	1.4	2.3	2.3	1.3	1.32	2.4	2.7	2.4
Lu	0.19	0.18	0.2	0.2	0.69	0.23	0.17	0.17	0.18	0.32	0.42	0.24	0.22	0.42	0.39	0.33
Y	36	16	11	10	11	16	n.d.	11	29	10	10	11	11	31	30	34

Table 1 continued

	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
Elements	134	21	57	208	53	87	109	120	167	174	13	25	33	143	160	185	73/P
SiO ₂	48.05	51.84	49.42	52.97	53.32	53.05	54.92	55.67	54.31	54.01	57.66	58.52	59.85	57.08	59.28	57.85	67.8
TiO ₂	1.45	1.36	1.44	1.3	0.97	1.14	1.14	1.08	1.18	1.5	0.79	0.82	0.8	1.24	1.24	0.75	0.48
Al ₂ O ₃	15.53	16.64	16.27	16.46	17.39	17.46	16.38	17.13	16.82	17.49	16.41	16.23	16.57	17.25	16.55	17.7	15.7
Fe ₂ O ₃	3.55	6.11	7.16	7.04	6.11	5.66	4.54	6.59	5.02	5.79	4.09	4.8	4.88	4.62	4.95	3.79	n.d.
FeO	4.46	1.01	0.72	0.3	0.57	1.65	2.59	0.43	2.17	2.46	1.87	0.87	0.5	3.09	1.3	1.88	3
MnO	0.13	0.11	0.12	0.12	0.1	0.13	0.1	0.12	0.12	0.12	0.05	0.09	0.11	0.11	0.1	0.13	0.05
MgO	6.81	4.42	5.27	3.65	3.81	4.12	3.76	4.66	3.84	3.37	3.18	3.23	2.67	2.29	2.79	2.77	1.1
CaO	9.19	8.58	9.1	7	7.17	6.71	6.88	6.24	6.66	6.8	6.25	6.24	5.61	6.09	5.82	6.12	2.2
Na ₂ O	4.18	4.14	3.22	4.39	5.03	4.27	0.7	4.22	4.78	4.53	3.85	4	4.38	4.53	4.65	4.53	5.5
K ₂ O	1.73	2.92	2.48	3.16	2.8	2.77	2.17	2.6	2.96	3.25	3.01	2.8	3.11	2.87	3.46	2.89	4
P ₂ O ₅	1.13	1.31	1.04	0.93	0.82	0.83	0.94	0.58	0.75	0.94	0.57	0.68	0.79	0.68	0.76	0.44	0.35
LOI	1.79	0.61	1.9	1.1	0.14	0.35	0.85	0.41	0.19	0.44	0.64	0.4	0.35	0.27	0.2	1.15	0.01
Total	98	99.05	98.14	98.42	98.23	98.14	98.47	99.07	98.8	100.7	98.32	98.68	99.72	100.12	101.1	100	100.19
Rb	34	60	31	60	37	36	42	54	70	43	55	49	66	40	56	48	70
Li	9	14	9	13	12	12	13	14	14	13	10	12	16	14	17	15	20
Sr	1700	2635	2550	1900	1615	1615	1445	1020	1275	1785	1360	1275	1615	1647	1360	790	1356
Ba	990	1300	1170	1170	1140	1000	1080	680	1100	1770	830	1060	900	900	1016	930	1100
Cr	450	170	220	n.d.	157	200	224	280	n.d.	n.d.	160	188	100	n.d.	n.d.	n.d.	140

Table 1 continued

V	260	140	200	150	200	200	150	170	240	150	80	130	100	140	140	110	70
Ni	100	43	64	45	46	48	34	65	40	39	50	54	50	33	29	31	13.5
Co	24	26	50	45	19	50	22	45	55	35	45	16	20	40	19	13	11
Sc	26	20	20	20	10	20	9	20	16	16	20	14	11	18	10	10	6.7
Cu	67	94	90	66	53	21	44	46	46	21	63	37	100	50	28	35	41
Zn	56	98	120	110	100	95	200	80	100	140	91	70	80	100	100	100	55
Zr	250	200	220	250	180	210	250	190	250	250	190	180	220	207	200	160	303
Nb	20	28	27	23	10	21	18	19	23	22	18	13	18	21	23	15	33
Ta	0.96	1.2	1.7	1.5	0.8	0.99	n.d.	1	1.4	1.3	0.81	0.87	1	0.98	1.4	0.88	1.43
Hf	5.1	4.5	4.6	5.2	4.2	4.7	n.d.	4.4	4.8	5	4.8	4.5	5.3	4.7	4.7	4.3	6.6
Th	4.9	5.2	7.4	8.1	6.1	5.3	n.d.	5.6	6.4	6.5	6.3	6.5	8.8	5.6	9.5	9.7	3.2
U	4	4	4	3	4	4	n.d.	4	3	4	3.6	6.3	4	4	4	4	12.2
La	62	76	77	77	59	66	69	52	96	80	60	60	70	59	67	48	72
Ce	120	150	160	160	120	130	130	98	120	160	120	120	120	120	140	88	115
Sm	9.1	10	11	9.5	6.3	7.4	7.4	5.9	7.4	9.8	5.7	5.3	5.8	7.2	8.6	5.7	6
Eu	2.4	2.5	2.8	2.5	1.6	1.8	2	1.7	2.2	2.7	1.6	1.7	1.7	2	2	1.4	1.5
Tb	1.1	1	1.3	1.3	1	1.4	1.1	0.9	1.1	0.95	1.1	0.94	0.85	1.8	1.2	0.59	1.12
Yb	2.2	1.8	1.9	2.3	1.8	2.1	2	2	2.2	2	1.8	1.9	2	2.2	2.1	1.3	2.1
Lu	0.31	0.22	0.34	0.34	0.25	0.28	0.22	0.39	0.31	0.27	0.31	0.3	0.26	0.25	0.24	0.24	0.25
Y	29	16	23	23	20	24	21	19	27	25	14	15	19	16	19	15	10

1-9 - andesite-dacite-rhyolite; 10-14 - rhyolitic association; 15-33 - trachybasalt-trachyandesite associations.

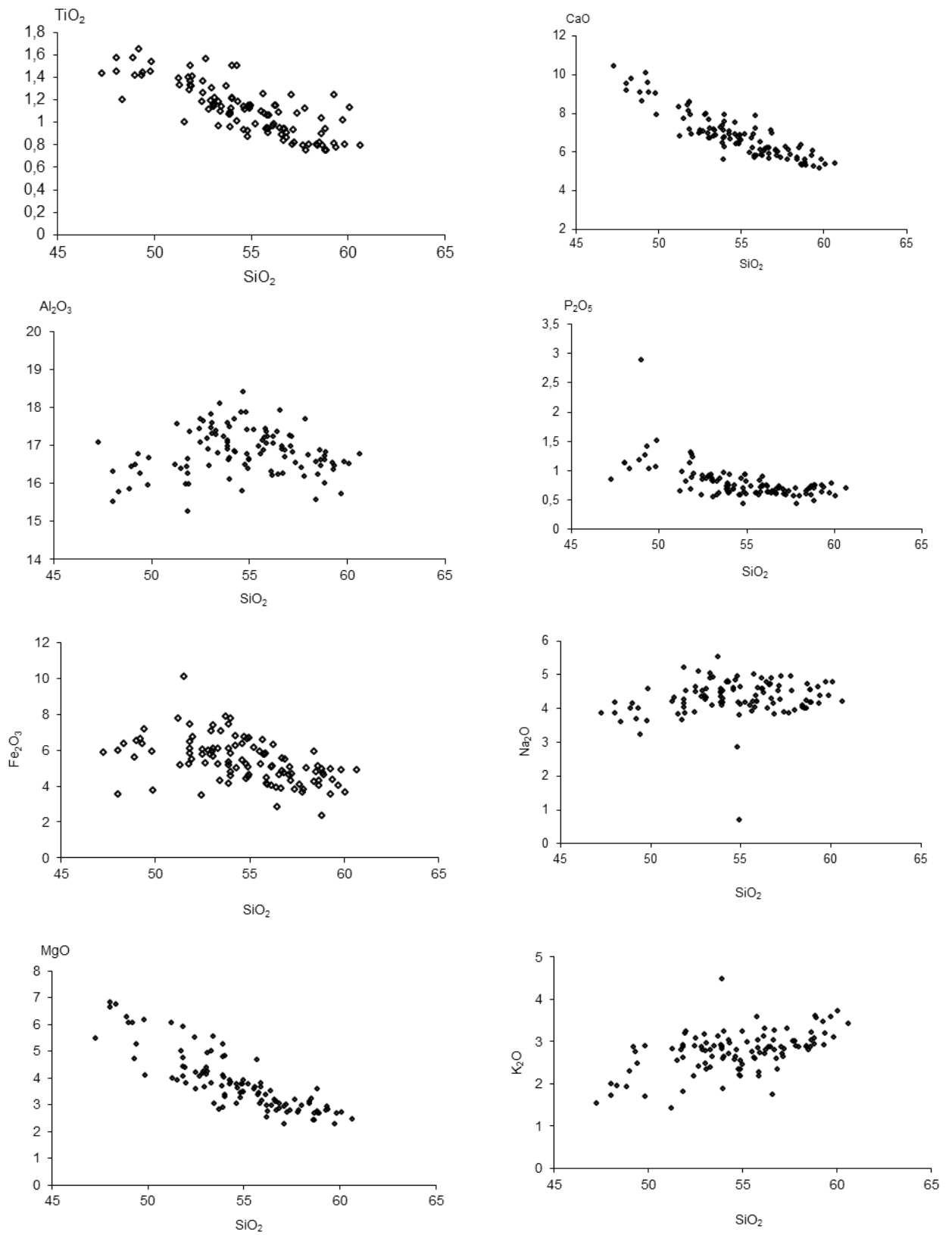
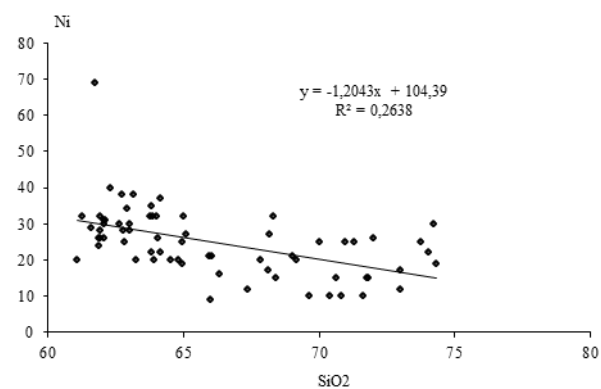
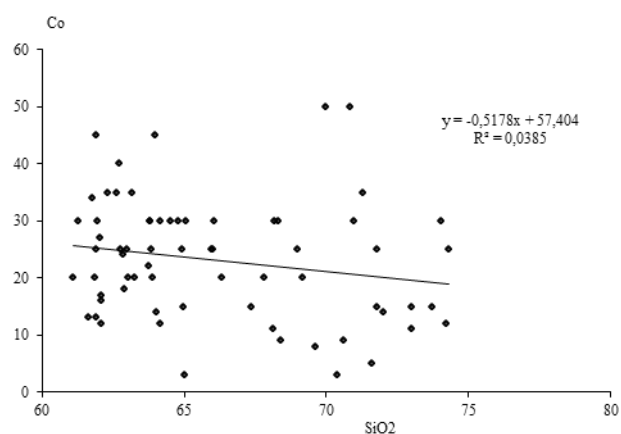
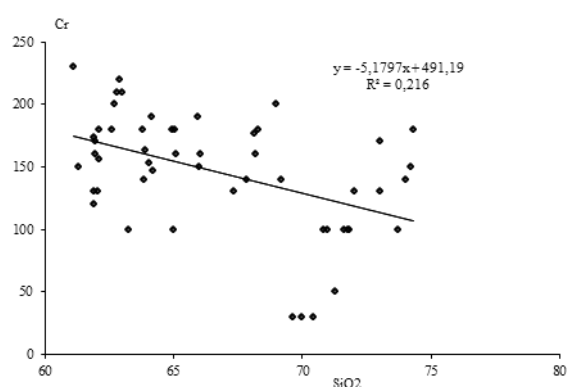
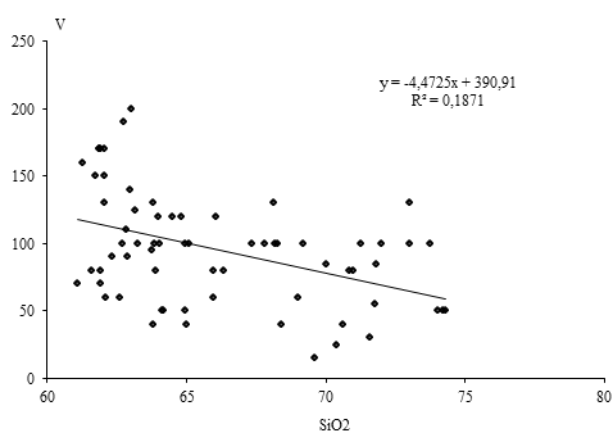


Fig. 10. Selected major element vs. SiO₂ variation diagrams for the trachybasalt-trachyandesite association

Geochemical features

The concentrations of rare and rare earth elements in rocks of andesite-dacite-rhyolite association as a whole regularly changing. Thus, the concentration of lithophile elements increases from andesite to rhyolites (Rb from 44 to 128 ppm, Th 6 to 24 ppm) (table 1). From the coherent elements in increasing the acidity of rocks in general, the content of V, Cr, Co, Ni decreases (fig.11). These elements are the same Sr form of silica negative dependence. Positive, but more vague correlation with silica form the content of Y and highly charged elements (HFSE - Nb, Zr, Hf). The above features show the leading role of crystallization differentiation in the association of rocks.



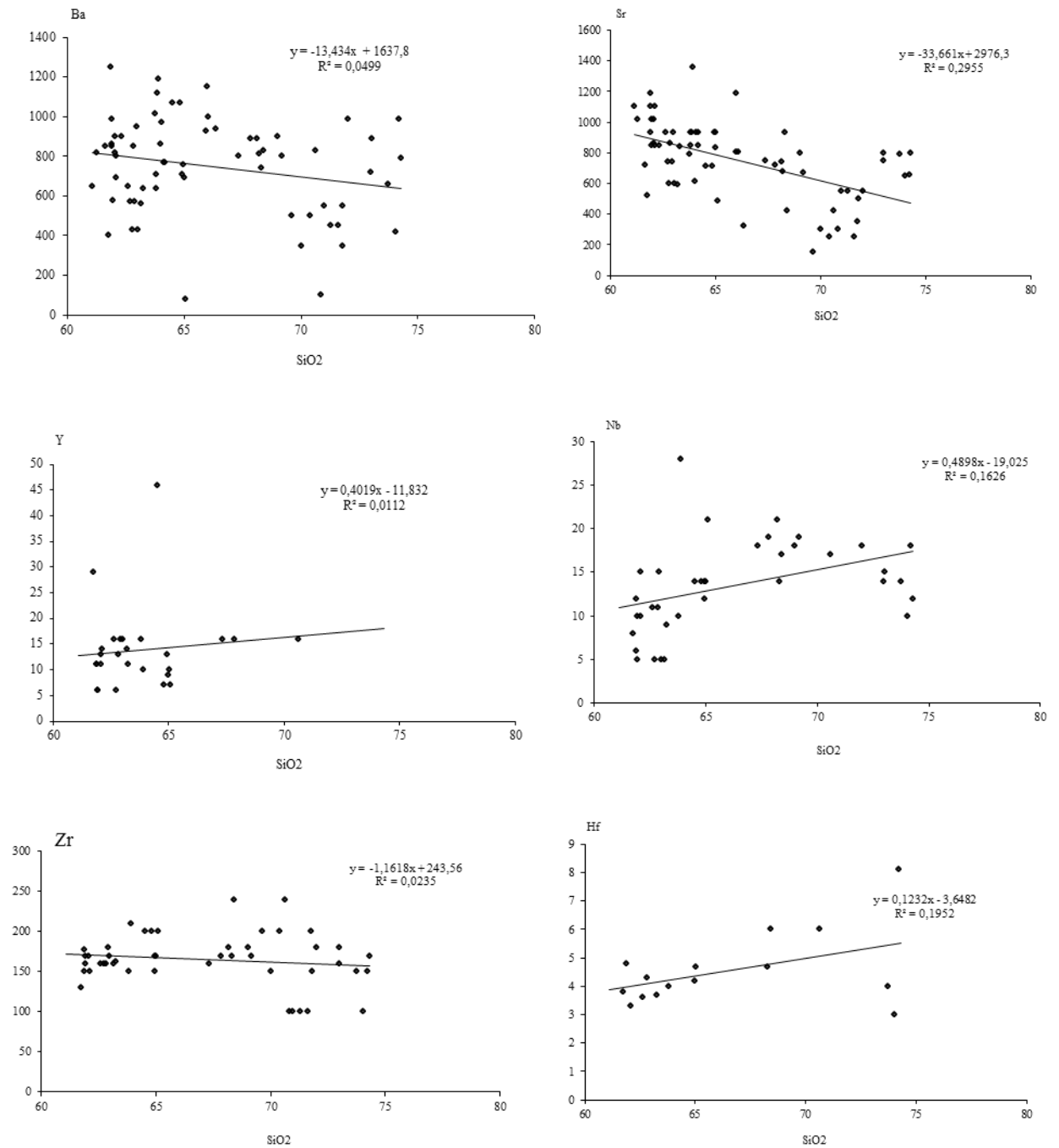


Fig. 11. Selected trace element (ppm) vs. SiO₂ variation diagrams for the andesite-dacite-rhyolite association

As shown Y.Dilek et al. (2010) comparison of impurity elements rocks andesite-dacite-rhyolite association and the primitive mantle [Sun S.-S., McDonough W.E., 1989] shows the reduced content of Nb and Ta and elevated levels of large ionic lithophile elements (Rb, Ba, Th, La, Ce, Sr) (LILE). Thus, in relation to the primitive mantle there is a maximum Rb, Ba, Th, La, Ce, Sr, and negative Ta-Nb anomalies (fig. 12).

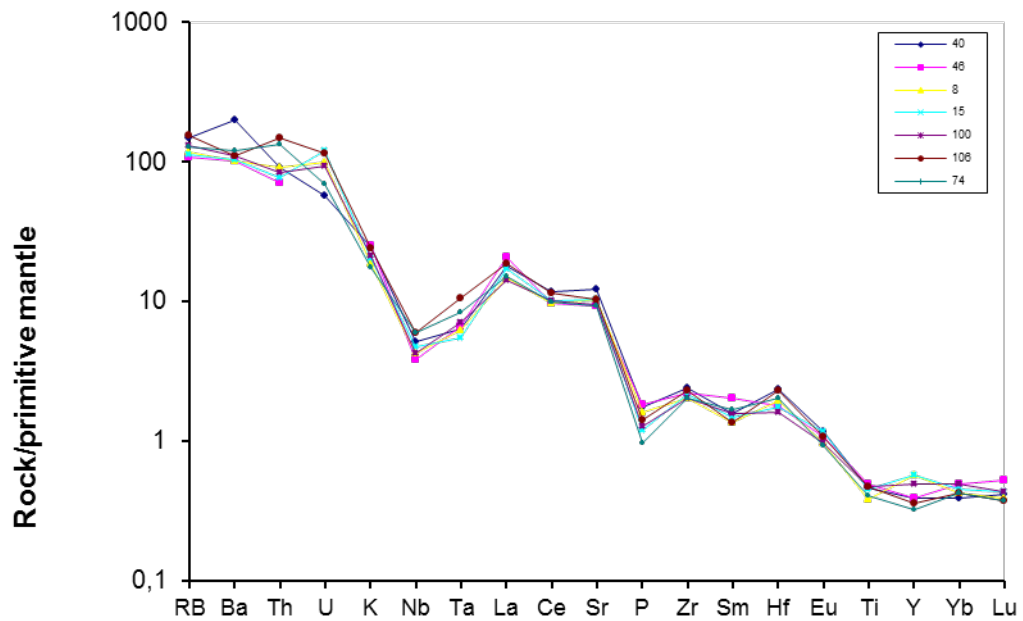


Fig.12. Normalized to the primitive mantle [Sun S.-S., McDonough W.E., 1989] spider diagrams for the andesite-dacite-rhyolite association

It is conceivable that this feature brings these rocks with supersubduction volcanic associations. From the same type of rocks of andesite-dacite-rhyolite association rocks rhyolite associations differ depleted femic components, a lower content of iron group elements, highly charged elements and enrichment of ore elements in the earth crust, as well as lithophile elements (Pb, Th, U). The distribution of trace elements normalized to primitive mantle for the rhyolite, showed that, like the rock of the previous association, rhyolite is enriched in LILE and depleted in highly charged elements. However, the nature of the schedule rhyolite is different from the schedule rocks previous association and is close to the top of the crust, suggesting a different genesis of the rocks of this association. In the rocks trachybasalt-trachyandesite association occurs in about the same pattern as in the rocks of andesite-dacite-rhyolite association, but more clearly. Rocks of this association inherent to the high content of Rb, Ba, La, Sr, as well as high values of La/Yb, La/Sm relations. Compared with the composition of primitive mantle [Sun S.-S., McDonough W.E., 1989] alkaline basalts are enriched in most LILE and some highly charged elements: Rb, Ba, Th, La, Ce, Sr, Zr (fig. 13).

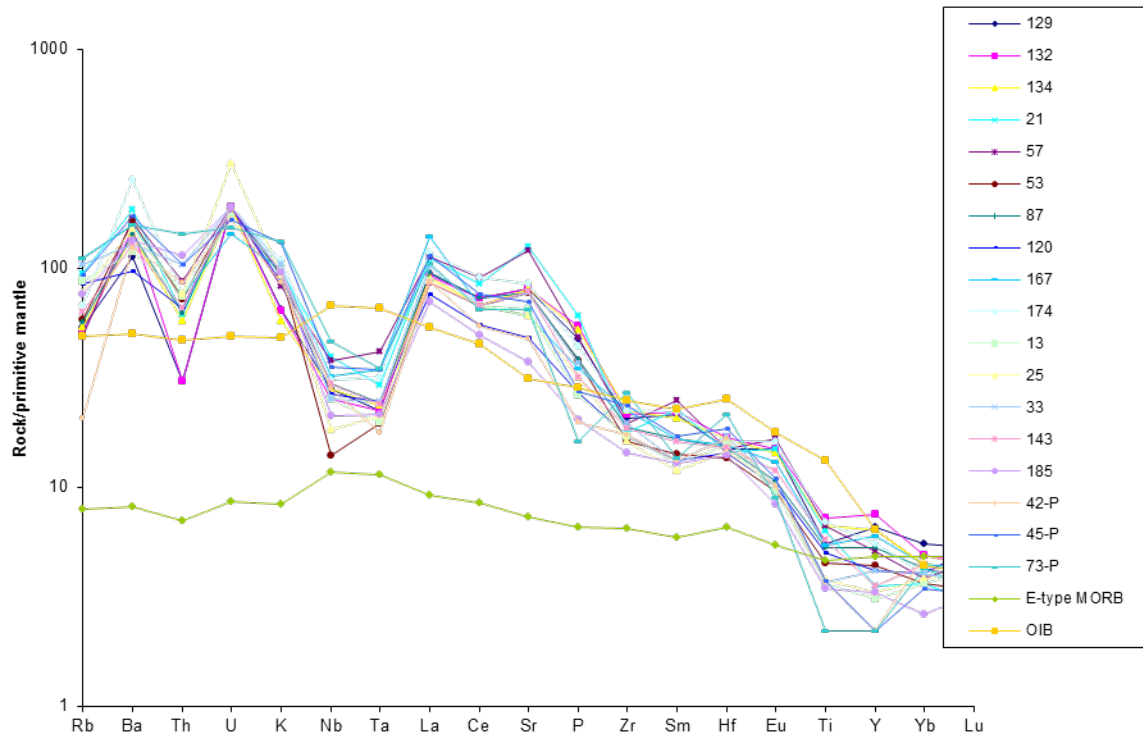
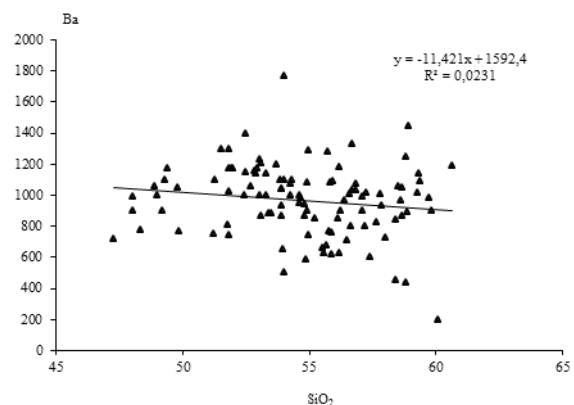
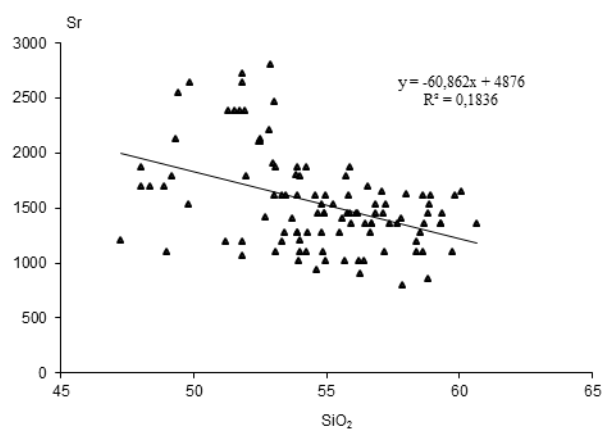
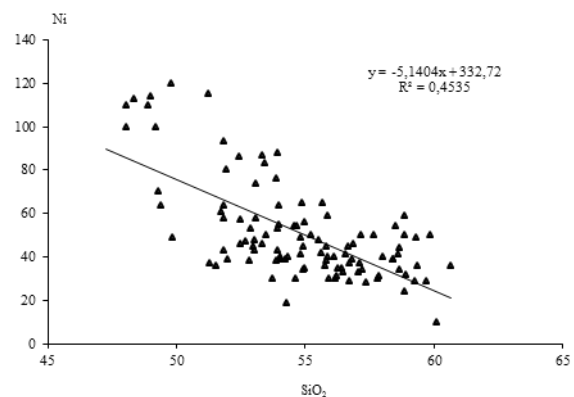
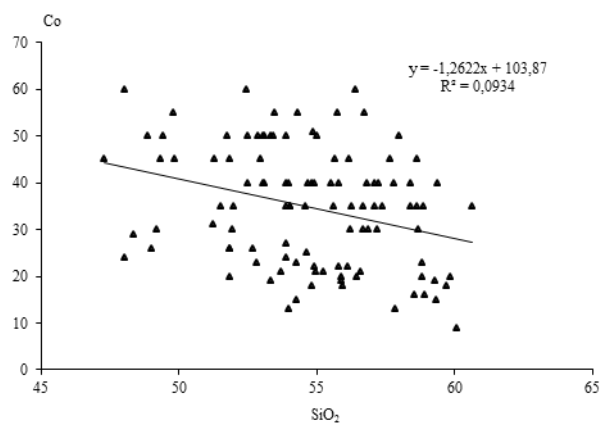
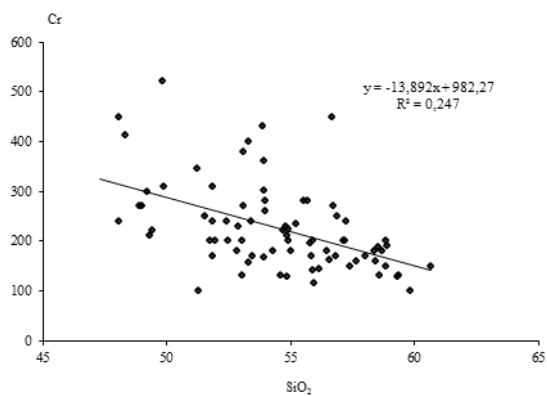
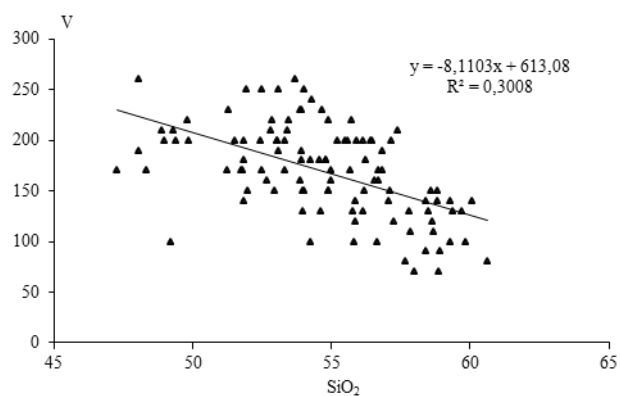


Fig.13. Normalized to the primitive mantle [Sun S.-S., McDonough W.E., 1989] spider diagrams for the andesite-dacite-rhyolite association

Geochemical data for this association show that the diversity of species association is due mainly to fractional crystallization. This is evidenced by: 1) with increasing SiO_2 content decreases compatible elements (Cr, Ni) and increasing concentrations of incompatible elements (Rb, Th, U) (fig. 14) due to fractionation of olivine and clinopyroxene, and 2) revealed clear positive correlation connection LREE with phosphorus, calcium and fluoride, due to the concentration of light rare earth elements in apatite (the distribution coefficients of REE for apatite is 10-100). These data indicate that fractional crystallization is particularly important for trachybasalts and basaltic trachyandesites. In the process of differentiation of the content of trace elements naturally varies depending on the composition of the melt, its temperature, as well as the composition and crystal-chemical properties of rock-forming minerals. Content and types of spectra of these elements of the breed trachybasalt-trachyandesite associations of the Lesser Caucasus are close to the rocks of oceanic islands and the rift zones formed from the enriched mantle source. Similarity of plots the distribution of elements on the primitive mantle may indicate comagmatic members of the association.



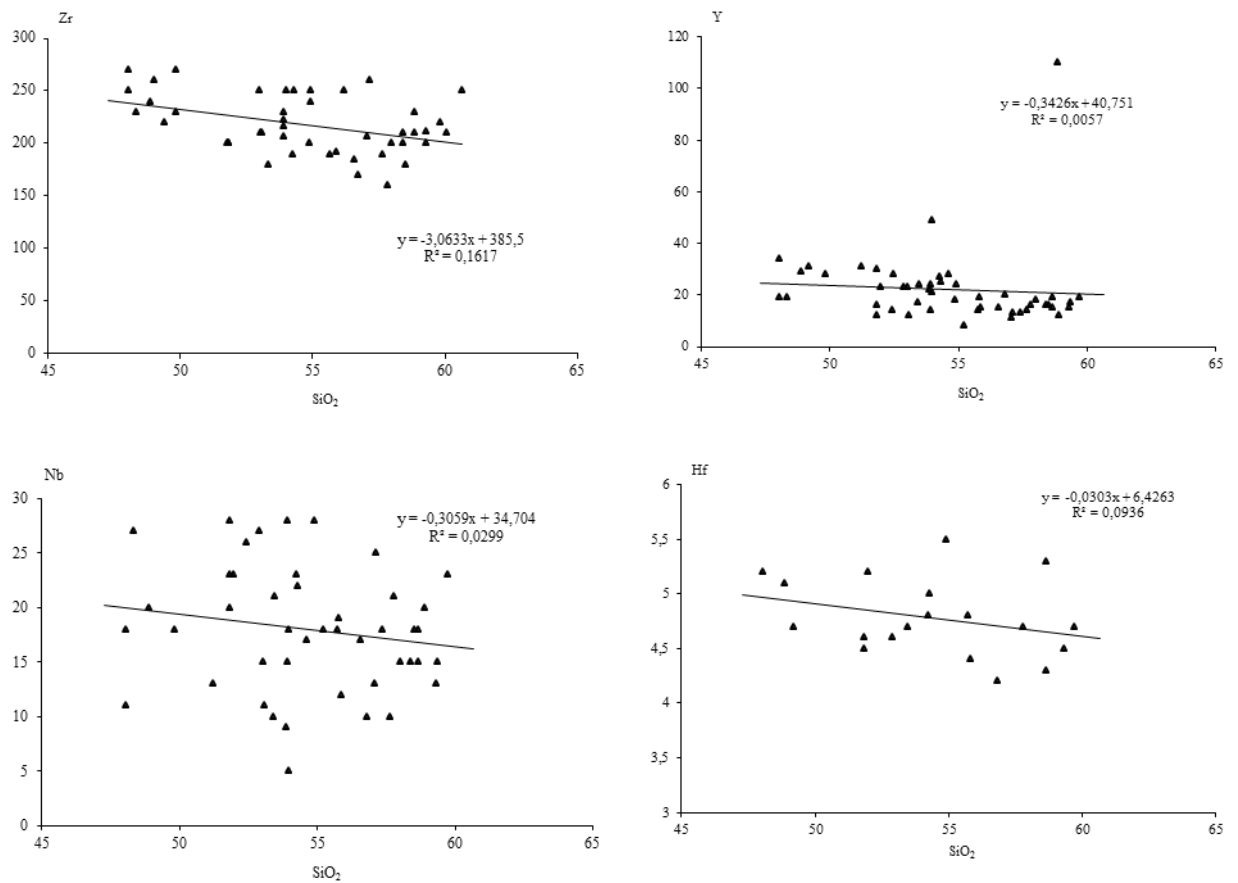


Fig. 14. Selected trace element (ppm) vs. SiO₂ variation diagrams for the trachybasalt-trachyandesite association.

Isotopic composition

For the Neogene - Quaternary rocks of the Lesser Caucasus, we have obtained for the 7 samples of volcanic rocks and their nodules isotopic compositions of He (table 2). The highest ratio of ³He/⁴He (³He/⁴He = 0,93 × 10⁻⁵) is characteristic for alkali olivine basalts, which brings them to the mantle derivatives. Approximately the same value is obtained for amphibole megacrysts from trachyandesite approaching the isotope ratios of primary helium mantle reservoirs (1-5 × 10⁻⁵) [Mamyrin B.A, Tolstikhin I.N., 1981] and to the gases carbon sources, the most active areas associated with manifestations of modern volcanism of the Lesser Caucasus (³He/⁴He = 10⁻⁵) [Matveeva E.S., Tolstikhin I.N., Yakutseni V.P., 1978]. A fractional difference between the rocks of trachybasalt-trachyandesite association, their nodules, as well as andesite of andesite-dacite-rhyolite association have lower values of helium isotopes (table 2). These data indicate that differentiate the first association, incorporation and andesite second association crystallized in the earth crust.

Unfortunately, isotopic data Sr, Nd of the Azerbaijan part of Lesser Caucasus absent. There is anecdotal evidence about the Armenian and Georgian part of the Lesser Caucasus. I.V. Chernyshev, and his co-workers [Lebedev V.A. et.al., 2007,

2008] determined the absolute age of alkali basalts Javakheti Plateau, we propose a new version of the geochronological scale of the Neogene-Quaternary magmatism of the Caucasus. Dan precise absolute age of rhyolite volcanism for different volcanic highlands of the Lesser Caucasus [Karapetian S.G., Jrbashian R.T, Mnatsakanian A.Kh., 2001]. Data above authors argue that the dominant role in the petrogenesis of lavas played by processes of fractional crystallization and contamination of the parent melts geochemically distinct from them, crustal matter [Lebedev V.A.et al., 2008]. A sour rhyolite volcanism developed in the context of tectonic and thermal activity of mantle lesions and relationship with the processes of local anatexis in the lower crust zones of metamorphism [Karapetian S.G., Jrbashian R.T, Mnatsakanian A.Kh., 2001]. Our petrology and geochemistry data confirm these findings.

Table 2

Isotopic composition He in Late Cenozoic rocks of the Lesser Caucasus

No samples	Rocks and minerals	$^3\text{He}/^4\text{He} \cdot 10^{-6}$	$^4\text{He} \cdot 10^{-6}$
132	Alkaline olivine basalte	9,29 ($\pm 1,46$)	0,604 ($\pm 0,006$)
21	Trachybasalte	1,76 ($\pm 0,27$)	2,70 ($\pm 0,03$)
13	Trachyandesite	1,05 ($\pm 0,18$)	1,54 ($\pm 0,02$)
15	Andesite	0,924 ($\pm 0,162$)	2,36 ($\pm 0,02$)
Nodules			
25-B	Pyroxsenites	3,33 ($\pm 0,49$)	3,43 ($\pm 0,03$)
13-M	Megacryste amphybole	9,39 ($\pm 1,42$)	2,90 ($\pm 0,03$)

Discussion of results

This section discusses the nature of the mantle substrate region under study, as well as the origin of each of volcanic associations.

Mantle sources

These isotopic composition of Sr and Nd for late Cenozoic volcanic rocks of the Lesser Caucasus show that the primary melts to produce a mantle sources. Acid rock has mostly crustal origin. There have been offset mantle and crustal magmas. In general, this assumption is acceptable for the Azerbaijan part of the region.

A common feature for most of the Neogene-Quaternary volcanic rocks of the Lesser Caucasus is a relative enrichment in light REE and large lithophile elements (Rb, Ba), and weak depletion for heavy rare earth elements, as well as Nb, Ta, Hf. These geochemical data confirm the presence of restite of garnet in the magmatic source for the andesite-dacite-rhyolite and trachybasalt-trachyandesite associations. In addition, we believe in the petrogenesis of Late collision basaltoids important role played mantle substance metasomatically processed by previous subduction processes, as evidenced by the relatively high oxidized rocks associations.

Fig.15. $(Ce/Yb)_{MN} - Yb_{MN}$ shows the calculated line of equilibrium partial melting of garnet peridotite with different content of garnet. Calculated trends melting portions of garnet peridotite, containing 2,5, and 4% garnet, borrowed from [Brandshaw T.K, Hawkesworth C.J, Gallagher K., 1993]. As seen from fig.15, composition points of rocks of andesite-dacite-rhyolite associations are in the range of values with a relatively high degree of melting (3-10%) mantle source containing 4% garnet. Lineups alkali basaltoids trachybasalt-trachyandesite association on this chart are in the range of values with a low degree of melting (1-2,5%) garnet peridotite and, apparently, mantle source was more metasomatized [Imamverdiev N.A., 2003]. It can be assumed that a lower degree of melting of the mantle of the substrate led to the association of basaltic melt at high alkalinity and a significant enrichment of the melt K, P, F, Ba, LREE due priority to the melting of phlogopite, apatite, amphibole, which are the main carriers of these elements.

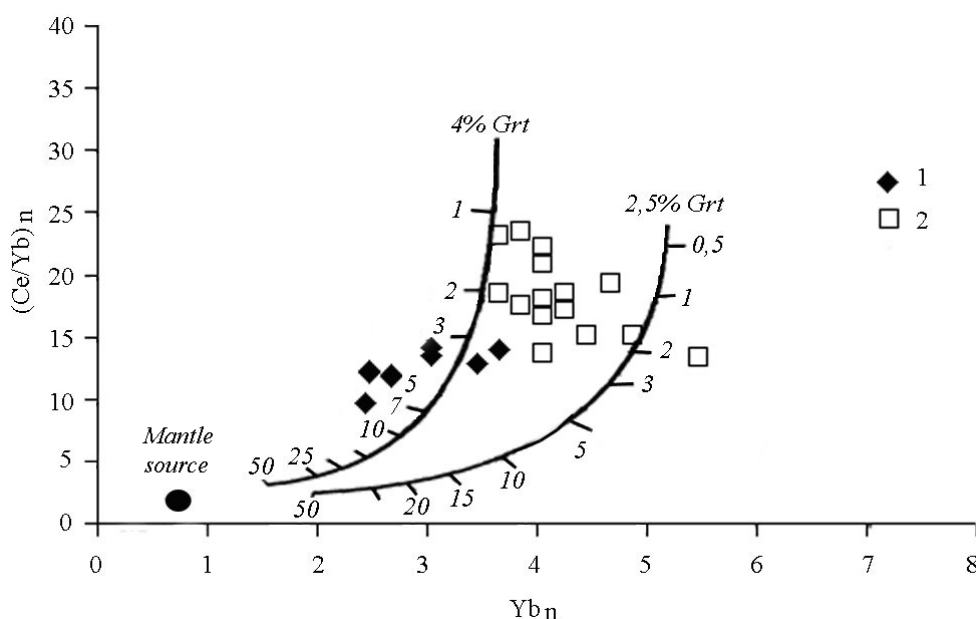


Fig.15. Normalized to primitive mantle [Sun S.-S., McDonough W.E., 1989] the ratio of Ce/Yb-Yb in the Late Cenozoic basalts and andesites of the Lesser Caucasus. Calculated trends melting portions of garnet peridotite, containing 2,5, and 4% garnet [Brandshaw T.K, Hawkesworth C.J, Gallagher K., 1993]. The numbers along the curves - the percentage of melting. Legend: 1 - andesite-dacite-rhyolite association, 2 - trachybasalt-trachyandesite association.

At present, the association of these volcanic rocks are often associated with the association of subduction “windows” (slab-window) and see the result of decompression melting of asthenospheric diapir. These volcanics differ from typical subduction magma and have geochemical characteristics of OIB sources. They are described for the active continental margin of North America, Philippines, Kamchatka, East Sikhote-Alin [Defant M.J., Drummond M.S. 1990, Kelemen P.B., 1995, Sajona F.G. et al., 2000, Martynov Y.A. et al. 2007, Fedorov P.I. et al., 2008]. For collision volcanics this idea is developed [Pearce J.A. et al., 1990, Keskin M.A., 2003, 2005, Keskin M.A. et al., 2008, Ershov A.V., Nikishin

A.M., 2004]. Such rocks are called adakites. They are characterized by high ratio LREE / HREE and are formed by melting of garnet containing material (eclogite) oceanic plate.

Note that we also do not deny the delamination subduction lithospheric slab in the association of Late Cenozoic volcanic rocks of the Lesser Caucasus [Imamverdiev N.A., 2008, Imamverdiev N.A. et al., 2017]. This is evidenced Seismic and some of petrology and geochemistry data. Part of Late Cenozoic andesite and dacite of the Lesser Caucasus can be considered derivatives adakites melts. They $(La/Yb)_n$ varies from 17,5 to 26,4, the concentration of Y from 6 to 13 ppm, Yb from 1,2 to 1,8 ppm. Figure Sr/Y-Y majority of species fall into the field adakites [Defant M.J., 1990] (fig.16).

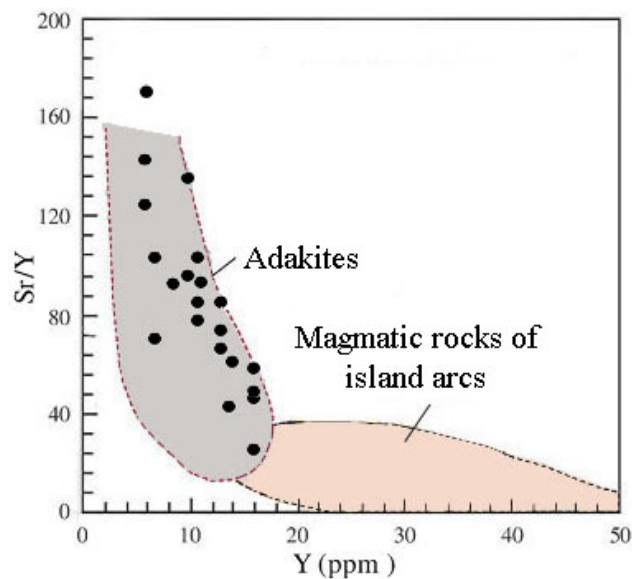


Fig.16. Sr/Y vs. Y in the Neogene andesite-dacite-rhyolite association. The range of adakite and arc magmatic rocks is after [Defant M.J., 1990].

Thus, it is found that the rocks of the Neogene andesite-dacite-rhyolite and Upper Pliocene-Quaternary trachybasalt-trachyandesite association smelt garnet sources at a depth of not less than 60-80 km [Imamverdiev N.A., 2000, Imamverdiev N.A., Gasangulieva M.Y., Veliyev A.A., 2007]. Not be excluded on the association of andesite melting subduction oceanic crust [Lebedev V.A., 2007]. As Upper Pliocene-Quaternary acidic volcanic rocks, as shown by the full range of studies and published isotopic data for the region, the source of rhyolite-dacite magmas could serve as a rock granite-metamorphic layer, metamorphosed to amphibolite and granulite facies metamorphism. The high concentrations of K, Li, Rb, Cs, U, Th, Rb and low Sr, Ba, Zr, Ti and light lanthanides, the presence of a deep negative Eu - anomalies may indicate relatively low levels of fusion substrate, in which a significant portion of plagioclase and accessories remained in the restite. The eastern part of the Lesser Caucasus (Vardenis and Syunik uplands) $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ are 0,70444-0,70811 [Karapetian S.G., Jrbashian R.T, Mnatsakanian A.Kh., 2001].

Fractional crystallization

Petrochemical data show that the association of andesite-dacite-rhyolite and trachybasalt-trachyandesite association of fractional crystallization occurred. Thus, in the rocks of andesite-dacite-rhyolite association with increasing silica content decreases femic rock-forming oxides, increasing the content of incompatible elements due to fractionation of dark-colored minerals and feldspars. However, fuzzy trends show the influence of processes of assimilation and crustal contamination on the association of these rocks. Thus, an attempt to get out of andesitic dacites and from dacitic rhyolites by fractionation of clinopyroxene, amphibole, biotite, magnetite and feldspar failed. Therefore, as will be shown below, apparently, the association of these rocks is dominated by a single process of AFC, i.e. assimilation and fractional crystallization.

We believe that fractional crystallization played a leading role in the association of rocks trachybasalt-trachyandesite association. This is evidenced by the behavior of a number of rock-forming trace elements. For example, a change in slope of trends MgO-SiO₂, TiO₂-SiO₂, Ni-SiO₂ in the field trachyandesite explained by fractionation of olivine, clinopyroxene, magnetite (fig. 10).

Past balance calculations on a computer showed that the evolution of the melt occurred as a result of changes in the composition and quantity of rock-forming minerals. The results of balance calculation of fractional crystallization of alkaline olivine basalt-trachybasalts showed that the latter is obtained by fractionation of 19,8% Cpx, 57,6% Pl (An₆₅), 15,0% Ol (Fo₈₄) and 7,6% Mt. As seen from table 3 the absolute and calculated values for major and trace elements in the whole match ($\Delta R^2 = 0.507$). The degree of fractionation at the same time is about 61%.

Table 3

Balance calculation for alkaline olivine basalt-trachybasalts
(petrogenic elements recalculated to 100%)

		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
Parental magma	1	51.36	1.05	16.77	7.76	6.29	10.48	3.14	2.10	1.05
Calculated parental magma	2	51.76	0.84	16.68	7.80	6.31	10.46	3.36	1.61	1.14
Daughter magma	3	54.60	1.07	17.13	6.85	4.28	8.57	4.28	2.14	1.07

	Rb	Ba	Sr	V	Cr	Ni	Zr	Sc	Cu	La	Ce	Sm	Eu	Yb	Y
1	35	943	1871	105	315	105	240	11	73	63	130	9.8	2.5	2.4	19
2	44	953	1956	2119	575	56	151	22	73	158	112	7.5	1.5	0.8	12
3	64	1392	2821	150	182	46	214	21	101	81	161	10.7	2.1	1.1	17
D	0.01	0.01	0.04	1.99	4.02	1.53	0.08	1.12	0.16	0.03	0.05	0.08	0.09	0.11	0.11

D – Bulk partition coefficient (are taken from [Imamverdiev, 2000, Rollinson H., 1993]).

Fractionation of the above minerals, and amphibole leads to further differentiates associations and the result is a continuous differential series - trachybasalt-basaltic trachyandesite-trachyandesite. Possible further differentiation of the melt to the trachytes, trahyriodasites that is, for example, in a large polygenic volcano Ishygly.

Although, FC simulation of least squares using the basic rock-forming oxides and some trace elements gives good results, the majority of trace elements do not conform to this model. Thus, the content of LREE and HREE for different types of rocks vary in narrow limits. At Harker diagrams micronutrients - SiO₂, where not all elements give a clear linear dependence. This suggests their association by other mechanisms, too.

Crust contamination

By N.A.Imamverdiyev previously shown that the role of crustal contamination in the genesis of Late Cenozoic volcanic rocks of the Lesser Caucasus is negligible [Imamverdiyev, 2000]. In other works [Popov V.S., Semin, V.A, Nikolaenko Y.S., 1987, Ismail-Zadeh A.D., 1990] speculation about a significant transassociation of the primary magmas of crustal processes. We obtained the last petrogeochemical data suggest involvement in petrogenesis Late Cenozoic volcanic enriched mantle source (lithospheric mantle) and a significant contribution to processes of crustal contamination. The calculations show AFC - a model of crustal material required for the appropriate changes to the source mantle composition of rocks trachybasalt-trachyandesite association can be achieved during the fractionation of basalts (degree of fractionation of $F = 0,5-0,6$) with the absorption of a large number of acid melt (the ratio of assimilation rock and cumulates $r = 0,3-0,5$) (table 4). A similar pattern is observed for rocks of andesite-dacite-rhyolite association, but this shift is achieved with a high degree of fractionation ($F=0,7-0,9$) and with a large number of acidic substances ($r=0,6$). Obviously, with such volumes of assimilation acidic substances are not stored petrochemical characteristics of the primary rocks (andesites and basalts). Therefore Harkers figures are not observed clear trends.

Below are the results of AFC - modeling for rocks trachybasalt-trachyandesite association.

Table 4

Results AFC - modeling for rocks trachybasalt-trachyandesite association

Elements	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	52,46	79,17	64,73	64,94	55,74	79,17	58,76	58,90
TiO ₂	1,09	0,00	0,00	0,10	1,09	0,00	0,00	0,61
Al ₂ O ₃	16,39	13,54	17,86	17,87	16,39	13,54	18,16	17,89
FeO*	7,10	0,00	4,02	4,04	6,01	0,00	5,98	5,99
MgO	6,56	0,00	2,23	2,24	4,37	0,00	3,21	2,96
CaO	9,84	0,00	5,58	5,55	8,74	0,00	7,48	7,51
Na ₂ O	4,37	4,17	3,35	3,34	4,37	4,17	4,27	3,95
K ₂ O	1,09	3,13	2,23	1,87	2,19	3,13	2,14	1,75
P ₂ O ₅	1,09	0,00	0,00	0,04	1,09	0,00	0,00	0,47
Rb	32	180	59	68	37	174	35	58

Sr	1700	100	1819	1918	2635	16	1543	1306
Ba	1060	100	815	524	1300	26	662	666
Zr	240	80	223	125	250	86	205	152
Ni	110	3	45	28	43	3	43	56
Cr	270	30	180	174	170	3	214	166
V	110	20	78	790	140	20	128	142
$\Sigma R^2=0,154$ $r=0,53$ $F=0,57$								$\Sigma R^2=0,93$ $r=0,25$ $F=0,68$

1 - alkaline olivine basalts (initial melt), 2 - rhyolite (assimilation rock), 3 - trachyandesite (hybrid), 4 - calculated composition of trachyandesites, 5 - trachybasalt (initial melt), 6 - rhyolite (assimilation rock), 7 - basaltic trachyandesite (hybrid), 8 - calculated composition (all analyses have been converted to 100%).

As seen from table 4, the intermingling rhyolite and basic rocks (alkaline olivine basalts and trachybasalt) may be formed basaltic trachyandesite and trachyandesite.

Summarizing the above data, the association of Late Cenozoic volcanic series of the Lesser Caucasus can be represented as follows.

Within the Lesser Caucasus in the late Cenozoic volcanism expressed high-K calc-alkaline, mildly alkaline and partly alkaline associations. In Neogene time (Upper Miocene-Lower Pliocene), with decompression occurs anatexis metasomatized mantle and lower strata of basalt layer at a sufficiently large depth, which determines the enrichment of these melts with alkali, alkaline earth and light rare earth elements.

This process resulted in association of basaltic melts, enriched in alkalis. Perhaps such a melt was formed at low degrees of partial melting (3-10%) of garnet peridotite or eclogite. We can assume that it corresponds subduction oceanic crust. In the future, as a result of growing tension mantle melts penetrated the upper layers of the earth crust, where it mixes basic and acid magma, with the association of hybrid andesite, andesite-dacite lavas. Progressive cooling of the deep source magma origin may be the cause of education dike fields in the region studied and possibly fractured outpouring mildly alkaline volcanism observed in the other parts of the Lesser Caucasus. Due to additional heating and the flow of volatiles formed fairly large volcanoes of calc-alkaline composition of Neogene age. Then Upper Pliocene-Quaternary formed bimodal volcanism. Thus, the temporal spatial conjugation of crustal and mantle magmatism led to the introduction of mantle melts, under conditions of tension in the lower crust, which resulted in its melting and the association of acidic volcanic rocks rich in radiogenic Sr and Nd (rhyolite association). Simultaneously, in this situation, a change of scenery compression and tensile contributed to the development rifts depressions, arching and exercise slow differentiated and undifferentiated volcanic (trachybasalte-basaltic trachyandesite-trachyandesite and basanite-tefrite series). Thus, the evolution of the melt in the earth crust dominated by a single process of AFC (assimilation and fractional crystallization). As the fractionation rare

elements, intermediate rocks can be formed by mixing trachybasaltic and rhyolite melts.

Conclusions

A distinctive feature of the investigated Late Miocene- Early Pliocene rocks of the Lesser Caucasus is that they are generally medium and acid. Volcanites composition meets mainly andesites and trachyandesites, dacites and trachydacites and also rhyolites. The volcanism was very powerful in relation to the tectonic activity of Late Miocene-Early Pliocene. During this period there occurs Pre-Mesozoic base uplift and volcanism is mainly manifested in the central parts of the anticlinal zones of the Lesser Caucasus. The andesites and andesidacites with acid pyroclasts dominate in the products' composition at the beginning of the volcanic phase and at its end - andesite lavas. Magmatism of the main composition of high alkalinity has locally been manifested in the extreme parts of the anticlinal zones. Subvolcanic appearances of formation invaded after volcanogenic strata (Basarkechar suite) formation and have more acid composition. After active effusive-explosive activity of Meotian-Pontian-Early Pliocene volcanoes, more acid and viscous magma, cooling at a depth, rising along fractures at shallow depths hardened in the form of dikes and other subvolcanic bodies.

On the basis of 9 petrogenic elements oxides (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO^* , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5) such independent groups as andesite-trachyandesite-quartz latites, dacite-trachydacites and rhyodacite-rhyolites have been defined for andesite-dacite-rhyolite formation using factorial diagram.

It has been shown that with increasing SiO_2 content in the rocks composition, the content of TiO_2 , Al_2O_3 , FeO^* , MgO , CaO , P_2O_5 decreases due to fractionation of titanomagnetite, clinopyroxene, plagioclase, amphibole and apatite. The calc-alkaline trend of andesite-dacite-rhyolite series is controlled not only by magnetite fractionation but also by the hornblende crystallization, having a high Fe/Mg ratio and by SiO_2 undersaturation. First it has been proved that the early hornblende crystallization in the Neogene magmatism evolution is the principal factor in the calc-alkaline series formation. This regularity is especially obvious during change of SiO_2 content between 60 and 64 %. The slow increase of K_2O and Na_2O content in the rocks formation is explained by potassium feldspar crystallization.

In formation's volcanites with increasing SiO_2 content from andesites to rhyolites and with decreasing MgO quantity the coherent (compatible) elements as macroelements give a linear and sometimes expressed broken dependence. The figurative points of the homeogenous inclusions are at the beginning of these dependence trends. These elements distribution in the rocks of formation is controlled by fractionation of rock-forming minerals and accumulative (homeogenous) crystallization of the inclusions. The incompatible elements content (Rb, Th, Nb, Zr, Hf, LREE, etc.) is minimal in the deep-seated inclusions.

In rocks of formation the light lanthanoids prevail in relation to heavy and therefore La/Sm, La/Yb relations are high. In medium rocks (quartz latites, andesites) it is defined approaching Eu/Eu* relation to unit ($Eu/Eu^*=0,94-1,05$) and in more acid rocks - Eu-minimum ($Eu/Eu^*=0,58-0,63$) that indicates on plagioclase fractionation. It has been established that the content of Ba and Ba/Y, Rb/Y, Th/Yb relations are rapidly increased in the formation's rocks. The formation's rocks enrichment with lithophilous and rare-earth elements caused by relatively high degree of fusion melting that enriched by fluids.

Based on the modeling, it was determined that as a result of high fractionation of the initial melt ($F=0,96$) during mixing of 32.4% andesite and 63.4% rhyodacite it is possible to obtain dacite of hybrid origin. The leading role of single process of Assimilation and Fractional Crystallization (AFC) is responsible for forming the igneous rocks of formation.

It has been shown that the enrichment of formation's rock with light rare-earth elements and many incompatible elements indicates on sufficiently important role of the enriched mantle matter in their formation. The high-alumina basalts can be considered as the parental magma for formation's rocks. Their formation is connected with fractionation in the environment of high water pressure from the initial high-magnesian melt of the olivine-clinopyroxene association.

So, the Neogene volcanic series formation of the Lesser Caucasus can be represented as follows.

At the beginning of the Late Cenozoic the mantle metasomatism occurred as a result of regional compression in the lifting diapir. In the Late Miocene-Early Pliocene anatexis of the metasomatized mantle and lower parts of the basalt layer occurs due to decompression at sufficiently great depth that determines these melts enrichment with alkali, alkaline-earth, light rare-earth elements. As a result of this process there is formed basalt melts enriched by alkalines. Further evolution of these melts occurs in conditions of continental Earth crust where medium-acidic rocks as steeply dipping dikes and volcanic edifices of the central, central-fractured type are formed due to melts differentiation.

The primary magma evolution was accompanied by fractionation of olivine-clinopyroxenic mineral associations and the appearance of high-alumina residual magma in the deep-seated foci. The last ones outcropping are accompanied by a stop at the intermediate foci, fractionation of plagioclase, clinopyroxene, amphibole, surrounding rock melting, crustal material contamination and by hybrid magma formation.

The works area can be considered metallogenetically perspective in relation to new Au, Ag, Hg, As, Sb, Cu-Mo with Au, Pb-Zn, Cu-Pb-Zn fields and ore occurrences. The investigated area is also rich by non-metallic raw materials - tuffs, scorias, pumices, etc.

Therefore, for andesite-dacite-rhyolite formation, developed in the central part of Lesser Caucasus, rocks formation of high-potassium calc-alkaline series is specific unlike the rocks of calc-alkaline series of normal alkalinity. Rocks formation of andesite-dacite-rhyolite formation is caused by fractionation of the

rock-forming minerals in the intermediate foci and later due to contamination of the differentiated basaltic melt by the surrounding rocks. Single process of crystallization and assimilation caused the rocks buildup of the formation.

Two volcanic formations of the Late Pliocene-Quaternary age are separated at the end of the collision stage of development of the Azerbaijan part of the Lesser Caucasus, forming a bimodal association: 1-rhyolite; 2-trachybasalt-trachyandesite.

In the mafic volcanics of the behavior of major elements indicate their origine by fractionation of olivine, clinopyroxene, hornblende, basic plagioclase, apatite, magnetite. Acidic volcanic rocks associated with the formation of "dry" high temperature of the melt in the intermediate chambers are not of fractional crystallization.

The distribution of rare earth elements in rocks trachybasalt-trachyandesite formation indicates that the source was the metasomatic alteration of volcanic rocks containing garnet mantle. In the studied volcanics $(Tb/Yb)_n = 1,7-3,0$ indicates the presence of garnet in the source of the primary magma.

In the rocks of rhyolite formation contents of rare earth elements is low ($REE = 66-116$ ppm), there is a pronounced low ratio of europium, which indicates that early removal of the molten plagioclase and alkali feldspar.

Trace element composition of the rocks trachybasalt-trachyandesite formation and their relationships complicate the model and determine the fractional crystallization of the magma mantle interaction with the substrate of the crust. In this substrate can be rhyolites, geochemical and isotopic composition similar to the Earth's crust, and forming a spatio-temporal association with the rocks contrast trachybasalt-trachyandesite formation.

The simulation revealed that the evolution of moderately alkaline olivine basalts (considered a primary mantle melt the rocks trachybasalt-trachyandesite formation) occurs due to changes in the composition of the main rock-forming and accessory minerals. Average rock formations formed by the assimilation of poorly differentiated primary magma acidic melt. Geochemical features of moderately alkaline olivine basalts indicate that the source of magma is metasomaticized, phlogopite-garnet-rutile containing lithospheric mantle. It is very possible that the melting of such a source is rutile to a restaurant, and magma is depleted Nb and Ta.

The calculations have shown that the proportion of melting rhyolitic melt separated from andesite substrate close to 15%. After removal of the remaining melt restite entirely consistent with the composition of the lower crust. The typical ratio of rare earth elements to confirm this.

These fact sheets, model calculations indicate various sources of education salic and mafic melts. Thus, the generation of mafic melt (moderately alkaline olivine basalt composition) came from a differentiated mantle protolith formation of a salic melt occurs during lifting mafic magma by melting of crustal substrate. On the other hand, the salic is going to melt in the top of the magma reservoir and prevents lifting heavier mafic magma, and in a short time in the melt is subjected to intermediate focuses differentiated. During subsequent evolution differentiated mafic melt reacts with rhyolitic melt, which entails the formation of secondary rocks.

Thus, the formation of bimodal volcanism in contrast, the central part of the Lesser Caucasus in the Late Pliocene-Quaternary period is as follows.

Temporary space conjugate crust and mantle magmatism led to the introduction of mantle melts under tension in the lower crust, which led to its melting and the formation of acidic volcanic rocks enriched in radiogenic *Sr* and *Nd* (rhyolite formation). At the same time in this situation, a change of scenery compression tensile contributed to the manifestation of poorly differentiated volcanism. At the same time, the evolution of the melt in the earth's crust are dominated by a single process of AFC (assimilation and fractional crystallization) and intermediate chambers became necessary mixing of mafic (trachybasalt) and salic (rhyolite) melts and created the conditions for the formation of intermediate rocks. However, due to different densities and viscosities of melts salic mafic and such mixing occurred in small quantities.

Thus, in the petrogenesis of the majority of Caucasian young volcanic rocks has played a significant role lower mantle source material which is close to the tank «Common» with characteristic isotopic $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7041 \pm 0,0001$, $\epsilon_{\text{Nd}} = +4,1 \pm 0,2$; $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,105 - 0,114$ and named «Caucasus» (Lebedev, 2010). The primary melt composition corresponds to K-Na moderately alkaline olivine basalts. The magma formed by the plume of the Caucasus in the atmosphere of Earth's crust formed the ever-increasing mantle diapir, he's at the very beginning of its process uplift served the development of large volumes of mantle fluids. Due to the hot magma mantle diapir melts the material of Earth's crust, magma is formed, which corresponds to the isotopic composition of the Earth's crust, and subsequently, to varying degrees due to contamination of the mantle and crustal magma formed hybrid rocks.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абих Г.В. Геология Армянского Нагорья (Восточная часть). Орографическое и геологическое описание /*Зап. Кавк. отд. Русского геогр. общ-ва, Тифлис, 1902. Кн.23, 67 с.*
2. Адамия Ш.А., Мумладзе Т., Садрадзе Н. и др. Позднекайнозойская тектоника и геодинамика Грузии (юго-западный Кавказ) // *Грузинский Международный журнал Науки и Технологии, 2008, 1, с.77-107.*
3. Азизбеков Ш.А. Геология и петрография северо-восточной части Малого Кавказа. Баку: Изд-во АН АзССР, 1947, 305 с.
4. Азизбеков Ш.А. Геология Нахичеванской АССР. Москва: Недра, 1961, 502 с.
5. Азизбеков Ш.А., Рустамов М.И. О нижнеплиоценовом эффузивном вулканизме Нахичеванской складчатой области // *ДАН Азерб.ССР, 1958, т.XIV, №4, с.299-306.*
6. Азизбеков Ш.А., Рустамов М.И. Петрохимические особенности нижнеплиоценового эффузивного вулканизма Нахичеванской складчатой области // *Изв. АН Азерб.ССР. Серия геол.-геогр. наук и нефти, 1962, №1, с.3-11.*
7. Аллахвердиев Г.И. Геологическое строение и история тектонического развития Кельбаджарской наложенной мульды /*Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук, Баку: 1967, 40 с.*
8. Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. Москва: Наука, 2000. 363 с.
9. Арискин А.А., Бармина Г.С., Озеров А., Нильсен Р.Л. Генезис высокоглиноземистых базальтов Ключевского вулкана // *Петрология, 3(5). 2005, с.496-521.*
10. Артемьев М.Е. Некоторые особенности глубинного строения впадин Средиземноморского типа по данным об изостатических аномалиях силы тяжести // *Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1971, т.XLVI, №4, с.39-52.*
11. Арутюнян Е.В., Лебедев В.А., Чернышев И.В. Геохронология неоген-четвертичного вулканизма Гегамского нагорья (Малый Кавказ, Армения) // *Докл. РАН, 2007, т.416, №1, с.91-95.*
12. Асланов Г.П. Миоплиоценовый вулканизм Кельбаджарской наложенной мульды (Малый Кавказ) /*Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук, Баку: 1973, 28 с.*
13. Атакишиев З.М. Дайковый комплекс северо-западной части Севано-Карабахской зоны и его взаимоотношение с оруденением /*Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук, Баку: 1966, 25 с.*
14. Ахвердиев А.Т. Четвертичный вулканизм Кельбаджарской наложенной мульды (Малый Кавказ) /*Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук, Баку: 1970, 36 с.*

15. Баба-заде В.М. Эндогенные рудные формации Севано-Карабахской зоны / *Автореф. дисс.... докт. геол.-мин. наук*, Баку: 1975, 50 с.
16. Баба-заде В.М., Азадалиев Дж.А., Рамазанов В.Г., Зейналов Н.А. Петрохимические особенности кайнозойских вулканитов Кельбаджарской наложенной мульды / *Вопросы магматизма Азербайджана*, Баку: Изд-ва АГУ им.С.М.Кирова, 1983, с.13-25.
17. Баба-заде В.М., Мехтиев А.Ш., Пашаев А.М. и др. Тектоническое развитие, геодинамическая формирования и закономерности размещения месторождений полезных ископаемых Кавказского сегмента Средиземноморского пояса (Азербайджан). Баку: Озан, 2009, 146 с.
18. Баба-заде В.М., Мусаев Ш.Д., Насибов Т.Н. и др. Золото Азербайджана. Баку: Азербайджан Энциклопедиясы, 2003, 424 с.
19. Баба-заде В.М., Насибов Т.Н., Заманов Ю.Д. Ртутные, сурьмяные и мышьяковые месторождения Азербайджана. Баку: «Нафта-Пресс», 2001, 142 с.
20. Бабанский А.Д., Рябчиков И.Д., Богатилов О.А. и др. Эволюция щелочно-земельных магм, М.: Наука, 1983, 150 с.
21. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 265 с.
22. Балашов Ю.А. Изотопно-геохимическая эволюция мантии и коры Земли. М.: Наука, 1985, 224 с.
23. Бернэм К.У. Значение летучих компонентов / *Эволюция изверженных пород: развитие идей за 50 лет*. Москва: Мир. 1983. с.425-467.
24. Бидеман И.Н. О возможных механизмах смешения магм // *Геохимия*, 2001, №2, с.291-296.
25. Бидеман И.Н. Объемные пропорции пополнения очагов новыми порциями магм, смешение магм и вулканические извержения // *Геохимия*, 2002, №2, с. 310-316.
26. Богатилов О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли. М.: Наука, 2010, 606 с.
27. Бубнов С.Н., Гольцман Ю.В. Изотопно-геохимические и геофизические свидетельства нижнемантийного источника "Caucasus" Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса // *Тезисы докладов XI Всероссийской петрографической конференции с участием зарубежных ученых. Магматизм и метаморфизм в истории земли. 24-28 августа 2010 года, Екатеринбург, Россия. www.igg.uran.ru/Conferences/Petrographic/pdf/s2/s2_23.pdf*
28. Бубнов С.Н., Лебедев В.А., Гольцман Ю.В. "Caucasus" – региональный нижнемантийный источник вещества неоген-четвертичных магматических пород Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса: изотопно-геохимические характеристики / *Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. Т.1, С.-Пб: ИП Каталкина, 2009, с.85-87.*
29. Бубнов С.Н., Лебедев В.А., Чернышев И.В. и др. К проблеме мантийного источника неоген-четвертичного магматизма Кавказа: Изотопно-геохимические данные / *XVIII Симпоз. по геохимии изотопов им. акад. А.П.Виноградова, 2007. Сб. тез. докл.*, М.: ГЕОХИ РАН, 2007, с.58-59.

- 30.Волынец О.Н., Аношин Г.Н. Антипин В.С. Петрология и геохимия щелочных и субщелочных лав как индикатор геодинамического режима островных дуг // *Геология и геофизика*, 1986, № 8, с. 10-17.
- 31.Волынец О.Н., Аношин Г.Н., Пузанков Ю.М. и др. Геохимическая типизация позднекайнозойских базальтов Камчатки (по данным нейтронно-активационного анализа) // *ДАН СССР*, 1987, т. 293, № 3, с.685-688.
- 32.Гамкрелидзе И.П. Геодинамическая эволюция и механизм формирования структуры Средиземноморского складчатого пояса / *В кн.: Геодинамика Кавказа*. М.: Наука, 1989, с.28-36.
- 33.Гамкрелидзе И.П. Основные черты тектонического строения Кавказа // *Геотектоника*, 1966, №3, с.40-63.
- 34.Гасангулиева М.Я. Петрогеохимические особенности неогенового вулканизма центральной части Малого Кавказа // *Отечественная геология*, №2, 2014, с.45-53.
- 35.Гасангулиева М.Я., Велиев А.А., Имамвердиев Н.А. и др. Вопросы петрогенезиса позднекайнозойского коллизионного вулканизма Малого Кавказа // *Отечественная геология*, 2010, № 4, с.33-42.
- 36.Гейдаров А.С. Особенности распределения урана, тория, лития, рубидия, цезия и фтора в вулканических породах Кельбаджарского района (Центральная часть Малого Кавказа) // *В кн.: Вопросы геохимии и химии редких элементов*, Баку: Элм, 1979, с.34-45.
- 37.Гейдаров А.С., Исмаил-заде А.Д. Поведение щелочных и радиоактивных элементов в эволюции кайнозойского вулканизма Кельбаджарского прогиба Малого Кавказа / *Тр. Ин-та геологии*, Баку: 1995, №25, с.120-127.
- 38.Гейдаров А.С., Мамедов А.И., Дубовая Н.П. Геохимические особенности распределения радиоактивных и щелочных элементов в породах дайковых комплексов бассейна р.Тертер Кельбаджарского района // *Известия АН Азерб. ССР, серия наук о Земле*, 1988, №4, с.26-35.
- 39.Геншафт Ю.С., Исмаил-заде А.Д., Саттаров М.М., Емельянова Е.Н. О глубинной принадлежности продуктов плиоцен-четвертичного вулканизма Кельбаджарской мульды // *Изв. АН Азерб.ССР, сер. наук о Земле*, 1986, №1, с.15-23.
- 40.Геншафт Ю.С., Юханян А.К., Говоркян Р.Г. Ксенолиты и мегакристаллы в лавах Гегамского района / *В кн.: Физико-химические исследования продуктов глубинного магматизма*, М.: 1983, с.6-38.
- 41.Геология Азербайджана, т.4. Тектоника. Баку: Нафта-Пресс, 2005, 505 с.
- 42.Геология Азербайджана. Магматизм, т.3. Баку: Нафта-Пресс, 2001, 434 с.
- 43.Гинзберг А.С. Геолого-петрографическое описание восточной части Севанского бассейна / *В кн.: Басс. озера Севан*. Тифлис: Изд-во АН СССР, 1933, т.3, вып.2, 288 с.
- 44.Грачев А.Ф. Идентификация мантийных плюмов на основе изучения вещественного состава вулканитов и их изотопно-геохимических характеристик // *Петрология*, 2003, т.11, №6, с.618-654.

45. Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение базальтовых магм / В кн.: Петрология верхней мантии, М.: Мир, 1968, с.132-228.
46. Гущин А.В., Иванова Т.А., Ганзеев А.А. Тефрит-шошонитовая серия юго-восточной Армении // *Известия Высших Учебных Заведений, Геология и разведка*, 1991, №11, с.3-14.
47. Демина Л.И., Короновский Н.В. Геодинамические следствия процессов дегидратации в земной коре коллизионных областей / *Научная конференция, Ломоносовские чтения, апрель 2008, секция геология*, с.30-31.
48. Демина Л.И., Короновский Н.В. Эволюция магматических расплавов в условиях коллизии // *Известия секции наук о Земле РАЕН*, 1998, 1, с.106-121.
49. Джрбашян Р.Т., Гукасян Ю.Г., Карапетян С.Г. и др. Базальтовый позднекайнозойский вулканизм Армении / www.kscnet.ru/ivc/conferences/symposium_4/abstr/abs4-33.pdf
50. Джрбашян Р.Т., Карапетян С.Г., Мнацакян А.Х. Позднекайнозойский риолитовый вулканизм северо-восточной части Армянского нагорья / *Труды ГИН АН Грузии*, 2002, нов. сер., вып. 117, с.52-63.
51. Ершов А.В., Никишин А.М. Новейшая геодинамика Кавказско-Восточно-Африканского региона // *Геотектоника*, 2004, №2, с.55-72.
52. Иванов Б.В. Типы андезитового вулканизма Тихоокеанского подвижного пояса. М: Наука, 1990, 136 с.
53. Имамвердиев Н.А. Геохимия позднекайнозойских вулканических комплексов Малого Кавказа. Баку: Nafta-Press, 2000, 192 с.
54. Имамвердиев Н.А. Геохимия редкоземельных элементов позднекайнозойских вулканических серий Малого Кавказа // *Геохимия*, 2003, №4, с.425-442.
55. Имамвердиев Н.А. Деламинация субдуцированного литосферного слэба как причина проявления позднекайнозойского коллизионного вулканизма Малого Кавказа // *Вестник Бакинского Университета, серия естественных наук*, 2008, №3, с.123-138.
56. Имамвердиев Н.А. Минералогические особенности и эволюция состава породообразующих и акцессорных минералов пород позднекайнозойских вулканических серий Малого Кавказа // *Минералогический журнал*, т.21, 1999, №5/6, с.93-100.
57. Имамвердиев Н.А. Петролого-геохимические особенности позднеорогенного вулканизма Кельбаджарской наложенной мульды (Малый Кавказ) / *Автореф. дисс. канд. геол-мин. наук*, Баку: 1988, 22 с.
58. Имамвердиев Н.А. Петролого-геохимические особенности позднекайнозойских вулкаников Малого Кавказа / *Автореф. дисс. докт. геол-мин. наук*, Баку: 2002, 51 с.
59. Имамвердиев Н.А. Петрохимия трахибазальт-трахиандезитовой формации Малого Кавказа // *Вестник Бакинского Университета, серия естественных наук*, 2000, №1, с.151-165.

- 60.Имамвердиев Н.А. Природа и условия эволюции составов первичных магм верхнеплиоцен-четвертичных субщелочных базальтоидов Малого Кавказа // *Геохимия*, 2000, №3, с.341-345.
- 61.Имамвердиев Н.А. Роль литосферной мантии в формировании позднекайнозойского постколлизийного вулканизма центральной части Малого Кавказа (Азербайджан) // *Вестник Бакинского Университета, серия естественных наук*, 2010, № 3, с.90-98.
- 62.Имамвердиев Н.А. Роль рифтогенеза в формировании позднекайнозойских вулканических серий Малого Кавказа // *Бюллетень Московского Общества Испытателей Природы, Отдел геологический*, т.75, вып. 5, 2000, с.16-24.

63. Имамвердиев Н.А. Физико-химические условия кристаллизации позднекайнозойских вулканических формаций Малого Кавказа // *Петрология*, т.11, 2003, № 1, с.82-101.
64. Имамвердиев Н.А. Формационная принадлежность неогеновых вулканических пород Малого Кавказа и их петрохимическая характеристика // *Вестник Бакинского Университета, серия естественных наук*, 1999, №3, с.146-159.
65. Имамвердиев Н.А., Баба-заде В.М., Романько А.Е., Абдуллаева Ш.Ф., Гасангулиева М.Я., Бабаева Г.Д., Велиев А.А. Формирование позднекайнозойских вулканических комплексов Малого Кавказа // *Геотектоника*, 2017, № 5, с. 30–41
66. Имамвердиев Н.А., Гасангулиева М.Я., Бабаева Г.Д., Абдуллаева Ш.Ф., Велиев А.А. Петрогенезис позднекайнозойского коллизионного вулканизма центральной части Малого Кавказа (Азербайджан) // *Геология и геофизика*, 2018, № 1.
67. Имамвердиев Н.А., Велиев А.А., Гасангулиева М.Я., Мамедов М.Н., Бабаева Г.Д. Петрогеохимические и геодинамические аспекты коллизионного вулканизма Малого Кавказа / *Материалы Всероссийской конференции с международным участием: «Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит»* Владивосток, 2011, с.223-225. http://conf2011.fegi.ru/ru_abstracts
68. Имамвердиев Н.А., Гасангулиева М.Я., Аскеров Р.Г. Петро-геохимические аспекты генезиса позднекайнозойского коллизионного вулканизма Малого Кавказа / *В кн.: Проблемные вопросы геодинамики, петрологии и металогении Кавказа. Материалы научной сессии посвященной 100-летию со дня рождения академика Ш.А.Азизбекова*. Баку: 2006, с.104-113.
69. Имамвердиев Н.А., Гасангулиева М.Я., Велиев А.А. Геохимия верхнеплиоцен-четвертичного вулканизма Малого Кавказа: петрогенезис, характеристика мантийного источника // *В сб.: Научное наследие академика М.А.Кашкая. Взгляд из XXI века. Материалы научной сессии посвященной 100-летию со дня рождения академика М.А.Кашкая*. Баку: 2007, с.153-165.
70. Имамвердиев Н.А., Гасангулиева М.Я., Велиев А.А. Петрогеохимические особенности индикаторных позднекайнозойских вулканических формаций Кавказа. Сообщение I. Форма проявления и геологическое положение // *Вестник Бакинского Университета, серия естественных наук*, 2007, №2, с.119-128.
71. Имамвердиев Н.А., Гасангулиева М.Я., Велиев А.А. Петрогеохимические особенности индикаторных позднекайнозойских вулканических формаций Кавказа. Сообщение II. Петрогеохимические особенности // *Вестник Бакинского Университета, серия естественных наук*, 2007, №3, с.75-83.
72. Имамвердиев Н.А., Гасангулиева М.Я., Велиев А.А., Мамедов М.Н., Бабаева Г.Д. Вопросы петрогенезиса позднекайнозойского коллизионного

- вулканизма Малого Кавказа // *Отечественная геология*, 2010, № 6, с.33-42
- 73.Имамвердиев Н.А., Гасангулиева М.Я., Велиев А.А. Петрогеохимическая модель позднеплиоцен-четвертичного коллизионного вулканизма Малого Кавказа // *Вестник Бакинского Университета, серия естественных наук*, 2015, №1, с.66-80.
- 74.Имамвердиев Н.А., Гейдаров А.С., Абдуллаев З.Б. Особенности распределения щелочных, щелочноземельных и радиоактивных элементов в породах неогеновых вулканических формаций Малого Кавказа // *Вестник Бакинского Университета, серия естественных наук*, 1999, № 2, с.138-147.
- 75.Имамвердиев Н.А., Мамедов М.Н., Бабаева Г.Д. О происхождении верхнеплиоцен-четвертичной вулканической серии Малого Кавказа. Модель фракционной кристаллизации // *Вестник Бакинского Университета, серия естественных наук*, 1998, № 3, с.97-107.
- 76.Имамвердиев Н.А., Махмудов С.А., Мамедов М.Н. Петролого-геохимические аспекты формирования субщелочного вулканизма Малого Кавказа // *Изв. АН Азербайджана, серия наук о Земле*, 1990, №2, с.10-17.
- 77.Имамвердиев Н.А., Романько А.Е., Велиев А.А., Гасангулиева М.Я. Роль литосферной мантии в образовании позднекайнозойского коллизионного вулканизма Малого Кавказа / *Геодинамика раннего докембрия: сходства и различия с фанерозоем. Материалы научной конференции и путеводитель научных экскурсий. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН*, 2017. с.100-104
- 78.Исмаил-заде А.Д. Геодинамические обстановки Альпийского магматизма Кавказа / *Материалы Международной конференции Геодинамика Черноморско-Каспийского сегмента Альпийского складчатого пояса и перспективы поисков полезных ископаемых*, Баку: 1999, с.145-146.
- 79.Исмаил-заде А.Д. Индикаторная роль кайнозойских вулканических формаций в геодинамических реконструкциях Малого Кавказа // *Докл. АН Азерб. ССР*, 1989, т.XV, №5, с.55-57.
- 80.Исмаил-заде А.Д. Петролого-геохимические особенности и геодинамика позднеплиоцен-четвертичного вулканизма Малого Кавказа // *Изв. АН Азерб. ССР, серия наук о Земле*, 1986, №4, с.53-57.
- 81.Исмаил-заде А.Д. Эволюция кайнозойского базитового вулканизма Малого Кавказа / *Автореф. дисс. док. геол.-мин. наук*, Тбилиси: 1990, 50 с.
- 82.Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм М.: Мир, 1965, 247 с.
- 83.Йодер Х. Образование базальтовой магмы, М.: Мир, 1979, 238 с.
- 84.Кадик А.А., Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И. Вода в магматических расплавах. М.: Наука, 1971, 267 с .
- 85.Кадик А.А., Луканин О.А., Лапин И.В. Физико-химические условия эволюции базитовых магм в приповерхностных очагах. М.: Наука, 1990, 348 с.

86. Кадик А.А., Максимов А.П., Иванов Б.В. Физико-химические условия кристаллизации и генезис андезитов. М.: Наука, 1986, 154 с.
87. Казмин В.Г. О некоторых особенностях рифтогенеза: на примере развития Красноморского, Аденского и Эфиопского рифтов // *Геотектоника*, 1974, № 6, с.3-14.
88. Карякин Ю.В. Геодинамика формирования вулканических комплексов Малого Кавказа. М.: Наука, 1989, 150 с.
89. Кашкай М.А. Геология верховьев р.Тертер. Баку: Изд-во АН Азерб. ССР, 1955, 242 с.
90. Кашкай М.А. Четвертичные лавы окрестностей минеральных источников Истису в Азербайджане. / В кн.: *Труды Петрографического Ин-та АН СССР*, М.: 1936, вып.9, с.149-179.
91. Кашкай М.А., Мамедов А.И. Перлиты, обсидианы, пехштейны и их минералогическо-петрографические и физико-химические особенности, Баку: Изд-во АН Аз.ССР, 1961, 181 с.
92. Кашкай М.А., Тамразян Г.П. Поперечные (антикавказские) дислокации Крымско-Кавказского региона. М.: Недра, 1967, 76 с.
93. Кашкай М.А., Хаин В.Е., Шихалибейли Э.Ш. К вопросу о возрасте Кельбаджарской вулканогенной толщи // *ДАН Азерб. ССР*, 1952, №6, с.285-289.
94. Кашкай Ч.М., Насибов Т.Н., Бабаев Ш.А., Рамазанов В.Г. О характере распределения ртути и сопутствующих элементов на западном фланге Агятагского рудного поля // *Изв. АН Азерб.ССР, серия наук о Земле*, 1980, №6, с.78-82.
95. Керимов А.Ф. Структура и ртутоносность Агятагского рудного поля (М.Кавказ) / *Автореф. дисс.... канд. геол.-мин. наук*, Баку: 1969, 37 с.
96. Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. Рекомендации Подкомиссии по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук. Перевод с английского. М.: Недра, 1997, 248 с.
97. Коваленко В.И., Антипин В.С., Ярошенко С.К. Коэффициенты распределения бария и стронция в онгонитах и редкометальных литий-фтористых гранитах // *Геохимия*, 2007, № 5, с. 757-772.
98. Кокс К.Г., Белл Дж.Д., Панкхерст Р.Дж. Интерпретация изверженных горных пород. М.: Недра, 1982, 414 с.
99. Короновский Н.В. Геодинамические обстановки проявления позднекайнозойского вулканизма Эгейского, Анатолийского и Кавказского регионов (Центральная часть Альпийского складчатого пояса) // *Вестник МГУ, сер. геол.*, 1994, №1, с.35-48.
100. Короновский Н.В., Демина Л.И. Коллизионный этап развития Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса: геодинамика и магматизм // *Геотектоника*, 1999, №2, с.17-35.

101. Короновский Н.В., Демина Л.И. Магматический петрогенезис коллизионного этапа развития Кавказа / *Труды ГИН АН Грузии*, 2002, нов.сер., вып. 117, с.370-391.
102. Короновский Н.В., Демина Л.И. Особенности химического состава и петрогенезис коллизионных магматитов Большого Кавказа / *В сб.: Научное наследие академика М.А.Кашкая. Взгляд из XXI века. Материалы научной сессии посвященной 100-летию со дня рождения академика М.А.Кашкая*. Баку: 2007, с.153-165.
103. Короновский Н.В., Демина Л.И. Позднекайнозойский магматизм Большого Кавказа / *В кн.: Большой Кавказ в альпийскую эпоху*. М.: Геос, 2007, с.251-284.
104. Лебедев В.А. Петрогенезис позднекайнозойских основных вулканитов Кавказа: результаты Sr-Nd изотопно-геохимического изучения / *Тезисы докладов XI Всероссийской петрографической конференции с участием зарубежных ученых. Магматизм и метаморфизм в истории земли. 24-28 августа 2010 года, Екатеринбург: Россия*. www.igg.uran.ru/Conferences/Petrographic/pdf/s2/s2_23.pdf.
105. Лебедев В.А. Чернышев И.В., Бубнов С.Н. Новый вариант геохронологической шкалы неоген-четвертичного магматизма Кавказа / <http://earth.jssc.ru/uu2006/avtors/Лебедев/>.
106. Лебедев В.А., Бубнов С.Н., Чернышев И.В. и др. Геохронология и особенности генезиса субщелочных базальтов лавовых рек Джавахетского нагорья, Малый Кавказ: К-Аг и Sr-Nd изотопные данные // *Геохимия*, 2007, №3, с.243-258.
107. Лебедев В.А., Волков В.Н., Чернышев И.В. Пространственная миграция магматизма в пределах Кавказского сегмента Альпийского пояса в раннем неогене в условиях смены геотектонической обстановки: изотопно-геохронологические данные // *ДАН России* 2013, т.448, №5, с.576-582.
108. Лебедев В.А., Чернышев В.И., Чугаев А.В. Геохронология извержений и источники вещества материнских магм вулкана Эльбрус (Большой Кавказ): результаты К-Аг и Sr-Nd-Pb изотопных исследований // *Геохимия*, 2010, №1, с.45-73.
109. Лордкипанидзе М.Б. Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса. Тбилиси: Мецниереба, 1980, 162 с.
110. Лятифова Е.Н. Петрология плиоценового вулканизма Чегемского кальдерного комплекса (Северный Кавказ) // *Автореф. дисс. канд. геол. мин. наук*, М.: ИГЕМ РАН, 1993, 25с.
111. Магматические горные породы: Классификация, номенклатура, петрография, М.: Недра, 1983, ч.1, 2, 768 с.

112. Магматические и метаморфические формации Арм.ССР. Ереван: Изд-во АН Арм. ССР, 1981, 331 с.
113. Майсен Б., Беттчер А. Плавление водосодержащей мантии. М.: Мир, 1979, 122 с.
114. Максимов А.П., Кадик А.А., Коровушкина Э.Е. и др. Кристаллизация андезитового расплава при заданной концентрации воды в области давлений до 12 кбар // *Геохимия*, 2008, №5, с.669-679.
115. Мамедов А.И. Кайнозойский магматический комплекс центральной части Малого Кавказа и связанные с ним кислые вулканические стекла // *Автореф. дис. докт. геол.-мин. наук*, Баку: 1971, 55 с.
116. Мамедов М.Н. Петрология и геохимия позднемеловых и эоценовых магматических формаций Малого Кавказа и Талыша. Баку: Нафта-Пресс, 1999, 400 с.
117. Маракушев А.А., Мамедов А.И. Закономерности вариаций состава вулканических кислых стекол // *Изв. РАН, серия геологическая*, 1992, №11, с.6-28.
118. Маракушев А.А., Мамедов А.И., Безмен Н.И. Значение жидкостной несмесимости в генезисе обсидианов и перлитов Азербайджана // *ДАН СССР*, 1988, т.303, №2, с.440-444.
119. Махмудов С.А., Мамедов М.Н. Глубинные включения в породах четвертичной щелочно-базальтовой формации Кельбаджарской наложенной мульды // *Изв.АН Азерб. ССР, сер. Наук о Земле*, 1981, №5, с.10-20.
120. Махмудов Х.И. Мезо-кайнозойские вулканические стекла Азербайджана / *Автореф. дисс. докт. геол.-мин. наук*, Баку: 1992, 28 с.
121. Махмудов Х.И. Перлиты и область их применения, Баку: Азернешр, 1991, 256 с.
122. Милановский Е.Е. Новейшая глобальная активизация рифтогенеза, как проявление экспансионной фазы пульсации Земли в плиоцен-антропогене // *Вестник МГУ, серия 4, Геология*, 1994, №1, с.10-29.
123. Милановский Е.Е. Позднекайнозойский рифтогенез в Средиземноморском подвижном поясе и его связь с геодинамикой // *Вестник МГУ, сер.4. Геология*, 1992, №4, с.25-35.
124. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли. Рифтогенез в подвижных поясах. М.: Недра, 1987, 297 с.
125. Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973, 279 с.
126. Минерально-сырьевые ресурсы Азербайджана. Баку: Озан, 2005, 808 с.
127. Молякко В.Г. Петрология позднекайнозойского магматизма Альпийского пояса Юго-Восточной Европы / *Автореф. дисс.. докт.геол.-мин.наук*, Киев, 1990. 37 с.

128. Насибов Т.Н. Закономерности размещения и условия формирования ртутных месторождений центральной части Малого Кавказа / *Автореф. дисс... канд. геол.-мин. наук*, Баку: 1973, 35 с.
129. Наумов В.Б., Коваленко В.И., Бабанский А.Д., Толстых М.Д. Генезис андезитов по данным изучения расплавных включений в минералах // *Петрология*, 2007, т.5, №6, с.654-665.
130. Осборн Е.Ф. Реакционный принцип / *В кн.: Эволюция изверженных пород*, М: Мир, 1983, с. 136-171.
131. Остроумова А.С., Станкевич Е.К., Центер И.Я. Андезито-дацитовая формация в средней части Зангезурского хребта (Малый Кавказ) и связанные с нею субвулканические образования / *В кн.: Вулканизм и формирование минеральных месторождений в Альпийской геосинклинальной зоне (Карпаты, Крым, Кавказ)*, Новосибирск, Наука: 1973, с. 136-157.
132. Панина Л.И., Махмудов С.А., Имамвердиев Н.А., Мамедов М.Н. и др. Особенности эволюционного преобразования состава субщелочной нефелин-нормативной базальтоидной магмы в процессе фракционной кристаллизации // *Геология и геофизика*, 1989, №4, с.94-101.
133. Паффенгольц К.Н. Геологический очерк Кавказа, Ереван: Изд-во АН Арм.ССР, 1959, 506 с.
134. Паффенгольц К.Н. Четвертичные эффузивы Азербайджана и Восточной Армении // *В кн.: Геология СССР*, М.: 1941, т.10, с.434-446.
135. Попов В.С. Петролого-геохимическая модель формирования орогенных известково-щелочных серий / *В кн.: Геохимия магматизма*, М.: Наука, 1982, с.93-124.
136. Попов В.С. Последовательность кристаллизации известково-щелочных магм и ее петрологическое значение // *Геохимия*, 1981, №11 с.1665-1675.
137. Попов В.С. Смешение магм при формировании новейших вулканитов Кавказа // *Вулканонология и сейсмология*, 1981, № 1, с. 3-13.
138. Попов В.С., Короновский Н.В. Латеральная химическая зональность новейших вулканитов Большого Кавказа и ее тектоническое значение // *Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа*, М.: Недра, 1987, с. 201-206.
139. Попов В.С., Ляпунов С.М., Семина В.А. Редкоземельные элементы в плиоцен-четвертичных вулканитах Кавказа // *Геохимия*, 1987, №8, с.1159-1173.
140. Попов В.С., Семина В.А., Николаенко Ю.С. Геохимия новейших вулканов Кавказа и их происхождение / *В кн.: Геохимия континентального вулканизма*, М.: Наука, 1987, с.143-231.

141. Рамазанов В.Г. Закономерности размещения и условия формирования эндогенного оруденения Кельбаджарской наложенной мульды и ее северо-восточного обрамления (Малый Кавказ) / *Автореф. дис. ...канд. геол.-мин. наук*, Баку: 1981, 30 с.
142. Расцветаев Л.М. Сдвиги и альпийская геодинамика Кавказского региона / *Геодинамика Кавказа*, М.: Наука, 1989, с.106-113.
143. Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981, 584 с.
144. Рустамов М.И. Коллизионная геодинамика Персидского-Кавказского сегмента Средиземноморского пояса // *Известия НАН Азербайджана, серия Науки о Земле*, 2012, №4, с.13-22.
145. Рустамов М.И. Корреляция нижнеплиоценовой биченагской толщи на Малом Кавказе // *Ученые записки АГУ*, 1966, №1, с.33-39.
146. Рустамов М.И. Магматические формации Араксинской зоны и задачи дальнейших исследований / *В кн.: Вопросы геологической петрологии Азербайджана*, Элм, Баку: 1987, с.44-64.
147. Рустамов М.И. Нижнеплиоценовый вулканизм Нахичеванской складчатой области / *Автореф. дисс.... канд. геол.-мин. наук*, Баку: 1960, 17 с.
148. Рустамов М.И. Южно-Каспийский бассейн-геодинамические события и процессы. Баку: изд. Нафта-Пресс, 2005, 245 с.
149. Рябчиков И.Д. Физико-химические условия процессов генерации и дифференциации кислых и средних магм / *Магматические горные породы*, т.4, М.: Наука, 1987, с.348-359.
150. Соколов С.Ю., Трифонов В.Г. Роль астеносферы в перемещении и деформации литосферы: Эфиопско-Афарский суперплюм и Альпийско-Гималайский пояс // *Геотектоника*, 2012, №3, с.3-17.
151. Сулейманов Э.С. Золоторудные формации Малого Кавказа (в пределах Азербайджана). Баку: Изд-во «Элм», 1982, 282 с.
152. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. Пер. с англ., М.: Мир, 1988, 384 с.
153. Тутберидзе Б.Д. Геология и петрология Альпийского позднеорогенного магматизма Центральной части Кавказского сегмента // Тбилиси: Изд-во Тбилисского Университета, 2004, 339 с.
154. Тутберидзе Б.Д. Петрология позднеорогенных вулкаников центральной части Кавказского сегмента (Средиземноморско-Альпийский складчатый пояс) / *Автореф. дис.... док. геол.-мин. наук*, Тбилиси: 1994, 52 с.
155. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок // Изд-во Московского Университета, 1997, 319 с.
156. Фролова Т.И., Бурикова И.А., Гущин А.В. и др. Происхождение вулканических серий островных дуг. М: Недра, 1985, 275 с.

157. Хаин В.Е. Альпийско-Гималайский подвижный пояс. В кн.: Тектоника континентов и океанов. М: Научный Мир, 2001, с.389-482.
158. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984, 344 с.
159. Хасаев А.И. Геолого-структурные условия формирования ртутных месторождений листовенитового типа (на примере Шорбулагского рудного поля на Малом Кавказе) / *Автореф.дис.... канд.геол.-мин. наук*, Баку: 1974, 33 с.
160. Шихалибейли Э.Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа (в пределах Азербайджана). т.1, Стратиграфия мезокайнозойских отложений // Баку: Изд-во АН Азерб. ССР, 1964, 305 с. т.2, Тектоническая структуры и магматизм, 1966, 262 с. т.3, История тектонического развития, 1967, 236 с.
161. Шихалибейли Э.Ш. Геология и полезные ископаемые Нагорного Карабаха. Баку: Элм, 1994, 282 с.
162. Шихалибейли Э.Ш. Некоторые проблемные вопросы геологического строения и тектоники Азербайджана. Баку: Элм, 1996, 215 с.
163. Шихалибейли Э.Ш. Основные черты истории тектонического развития Азербайджана // *Изв. АН Азерб.ССР, сер. наук о Земле*, 1981, №2, ст.1-с.14-23, ст.2-с.43-55.
164. Шихалибейли Э.Ш. Погребенная Арпа-Самурская транскавказская сейсмоактивно-металлоносная зона разломов глубокого заложения // *Изв. АН Азерб. ССР, серия наук о Земле*, 1982, №6, с. 35-47.
165. Шихалибейли Э.Ш. Этапы и зоны проявления альпийских тектонических движений в Азербайджане // *Известия АН Азерб.ССР, серия наук о Земле*, 1980, №6, с.27-31.
166. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991, 263 с.
167. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: Магматизм и глубинная геодинамика // *Геотектоника*, 2000, №5, с.3-29.
168. Adamia Sh., Mumladze T., Sadradze N. et al. Late Cenozoic tectonics and geodynamics of Georgia (SW Caucasus) // *Georgian International Journal of Sciences and Technology*, 2008, v.1, p.77-107.
169. Adamia Sh., Zakariadze G., Chkhotua T. et al. Geology of Caucasus: a Review // *Turkish Journal of Earth Sciences*, 2011, v.20, p.489-544.
170. Allen J.C, Boettcher A.L. The stability of amphibole in andesite and basalt at high pressure // *American Mineralogist*, 1983. 68: p. 307-314.
171. Allen M., Jackson J. & Walker R. Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short term and long-term deformation rates // *Tectonics*, 2004, 23, p.1-16.
172. Allen M., Vincent S., Alsoop G., Ismail-Zadeh A., et al. Late Cenozoic deformation in the South Caspian region: effects of a rigid basement block within a collision zone // *Tectonophysics*, 2003, 366, p.223-239.

173. Anderson D.L. The sublithospheric mantle as the source of continental flood basalts: the case against the continental lithosphere and plume head reservoirs // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1994, v.123, p.269-280.
174. Ayers J., Trace element modeling of aqueous fluid - peridotite interaction in the mantle wedge of subduction zones // *Contrib. Mineral, and Petrol.* 2008. Vol. 132. p. 390-404.
175. Baker D.R., Eggler D.H. Fractionation paths of Atka (Aleutians) high alumina basalts: constrains from phase relations // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1983, 18, p.387-404.
176. Beard J.S., Lofgren G.E. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1,3, and 6.9 kb // *Journal of Petrology*, 2001, 32 (2), p.365-401.
177. Bowen N.L. The evolution of the igneous rocks. Princeton University Press, Princeton: 1928. 334 p.
178. Bowen N.L. The reaction principle in petrogenesis // *Journal of Geology*, 1922, 30, p.177-198.
179. Brandshaw T.K., Hawkesworth C.J., Gallagher K. Basaltic volcanism in the Southern Basin and Range: no role for a mantle plume // *Earth and Planetary Sci. Lett.*, 1993, v.116, p.45-62.
180. Brophy J.G. Basalt convection and plagioclase retention - a model for the generation of high-alumina arc basalt // *Journal of Geology*, 1989, 97 (3), p.319-329.
181. Brophy J.G., Dreher S.T.. The origin of composition gaps at South Sister volcano, central Oregon: implications for fractional crystallization processes beneath active calc-alkaline volcanoes // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2000, 102 (3-4), p.287-307.
182. Brophy J.G., Marsh B.D. On the origin of high-alumina arc basalt and the mechanics of melt extraction // *Journal of Petrology*, 2006, 27 (4), p.763-789.
183. Brunet M.-F., Korotaev M.V., Ershov A.V. et al. The South Caspian Basin: a review of its evolution from subsidence modeling // *Sedimentary geology*, 2003, v.156, issues 1-4, p.119-148.
184. Carmichael I.S.E.. The petrology of Thingmuli, a tertiary volcano in Eastern Iceland // *Journal of Petrology*, 1964, 5 (3), p.435-460.
185. Conceicao R.V., Green D.H. Derivation of potassic (shoshonitic) magmas by decompression melting of phlogopite+pargasite lherzolite // *Lithos*, 2004, v.72, p.209-229.
186. Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // *Lithos*, 2005, v.79, p.491-504.
187. Danyushevsky L.V. Petrolog 3.0.1.1. *Petrolog.web.ru*
188. De Paolo D.J. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization // *Earth and Planetary Science Letters*, 1981, 53 (2), p.189-202.
189. Defant M.J., Drummond M.S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // *Nature*, 1990, 347, p.662-665.

190. Defant M.L, et al. The geology, petrology, and petrogenesis of Saba Island, Lesser Antilles // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2001, 107(1-3), p.87-111.
191. Devine J.D. Petrogenesis of the basalt-andesite-dacite association of Grenada, Lesser Antilles island arc, revisited // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2005, 69 (1-2), p.1-33.
192. Dilek Yildirim, Imamverdiyev Nazim, Altun-kaynak Şafak Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the Peri-Arabian region: Collision-induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint // *International Geology Review*, v. 52, issue 4-6, 2010, p.536-578.
193. Drake M.J., Well D.F. Partition of Sr, Ba, Ca, Y, Eu^{2+} , Eu^{3+} and other REE between plagioclase feldspar and magmatic liquid: an experimental study // *Geochim. et Cosmochim. acta*, 1975, vol.39, p.689-712.
194. Draper D.S., Johnston A.D. Anhydrous PT phase relations of an Aleutian high-MgO basalt: an investigation of the role of olivine-liquid reaction in the generation of arc high-alumina basalts // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2002, 112 (4), p.501-519.
195. Eggler D.H., Burnham C.W. Crystallization and fractionation trends in the system andesite- H_2O - CO_2 - O_2 at pressures to 10 kb // *Geological Society of America Bulletin*, 1973, 84 (8), p.2517-2532.
196. Eichelberger J.C. Andesitic volcanism and crustal evolution // *Nature*, 1978, 275, p.21-27.
197. Ewart A., Taylor S.R. Trace element geochemistry of the rhyolitic volcanic rocks, Central North Island, New Zealand: Phenocryst date // *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1969, vol. 22, p.127-146.
198. Falloon T.J., Danyushevsky L.V. Melting of refractory mantle at 1.5, 2 and 2.5 GPa under anhydrous and H_2O -undersaturated conditions: implications for the petrogenesis of high-Ca boninites and the influence of subduction components on mantle melting // *Journal of Petrology*, 2000, 41 (2), p.257-283.
199. Farmer G.L. Continental basaltic rocks / *Treatise on geochemistry*. Elsevier Ltd, 2003, p.85-121.
200. Fitton J.G. Coupled molybdenum and niobium depletion in continental basalt // *Earth and Planetary Science Letters*, 1995, v.136, p.715-721.
201. Fournelle J., Marsh, B.D. Shishaldin volcano-aleutian high-alumina basalts and the question of plagioclase accumulation // *Geology*, 2001, 19 (3), p.234-237.
202. Frey F.A. The evolution of Mauna Kea volcano, Hawaii: petrogenesis of tholeiitic and alkali basalts // *Journal of Geophysical research*, 1991, v.96, p.14347-14375.
203. Furman T., Bryce J.G., Karson J. et al. East African rift system (EARS) plume structure: insights from quaternary mafic lavas of Turkana, Kenya // *J. Petrology*, 2004, v.45, no.5, p.1069-1088.
204. Gill J.B. Orogenic andesites and plate tectonics. N.Y.-L. Berlin: Springer-Verlag, 1981, 396 p.

205. Green D.H.. Experimental melting studies on a model upper mantle composition at high-pressure under water-saturated and water-undersaturated conditions // *Earth and Planetary Science Letters*, 1973, 19 (1), p.37-53.
206. Green T.H., Pearson N.J. Experimental determination of REE partition coefficients between amphibole and basaltic to andesitic liquids at high pressure // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1985, 49, p.1465-1468.
207. Grove T.L. Origin of magmas / *Encyclopedia of Volcanoes (ed. Sigurdsson)*. Academic press, San Diego, 2000, p.133-147.
208. Grove T.L., Baker M.B. Phase equilibrium controls on the tholeiitic versus calc-alkaline differentiation trends // *Journal of Geophysical Research*, 2004, 89 (B5), p.3253-3274.
209. Grove T.L., Donnelly-Nolan J.M., Housh T. Magmatic processes that generated the rhyolite of Glass Mountain, Medicine Lake volcano, N. California // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2007, 127 (3), p.205-223.
210. Grove T.L., Gerlach D.C., Sando T.W. Origin of calc-alkaline series lavas at Medicine Lake volcano by fractionation, assimilation and mixing // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2002, 80 (2), p.160-181.
211. Grove T.L.. et al. Fractional crystallization and mantle-melting controls on calc-alkaline differentiation trends // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2003, 145 (5), p.515 -533.
212. Haggerty S.E. Upper mantle mineralogy // *Journal of Geodynamics*, 1995, v.20, p.331-361.
213. Hakli T.A., Wright T.L. The fractionation of nickel between olivine and augite as a geothermometer // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1967, v.31, p.877-884.
214. Hilyard M., Nielsen R.L., Beard J.S., Patino-Douce A., Blencoe J. Experimental determination of the partitioning behavior of rare earth and high field strength elements between paragonitic amphibole and natural silicate melts // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2000, 64 (6), p.1103-1120.
215. Hirose K., Kushiro I. Partial Melting of Dry Peridotites at High-Pressure 5 - Determination of Compositions of Melts Segregated from Peridotite Using Aggregates of Diamond // *Earth and Planetary Science Letters*, 1993, 114 (4), p.477-489.
216. Hofmann A.W. Delta Niobium or Delta VICE? / *American Geophysical Union, Fall Meeting 2006*, Abstract no V34B-08.
217. Hofmann A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // *Nature*, 1997, v.385, p.219-229.
218. Huppert H.E., Sparks R.S.J. The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust // *J. Petrology*, 1988, v.29, p.596-624.
219. Imamverdiyev N.A. Geochemistry of the Lesser Caucasus Upper Pliocene-Quaternary Subalkaline Basaltoids // *Geochemistry International*, 1993, vol.30, № 10, p.63-73.

220. Imamverdiyev N.A. Genesis and Compositional Evolution of the Parental Melts of Late Pliocene-Quaternary Subalkaline Basalts in the Lesser Caucasus // *Geochemistry International*, 2000, vol. 38, №3, p.p.304- 308.
221. Imamverdiyev N.A. Physicochemical Conditions of Crystallization of Late Cenozoic Volcanic Associations in the Lesser Caucasus // *Petrology* vol.11, №.1. 2003. pp. 75-93.
222. Imamverdiyev N.A. Rare Earth Element Geochemistry of Late Cenozoic Volcanic Series in the Lesser Caucasus // *Geochemistry International* vol. 41, №4. 2003. pp. 379-394
223. Imamverdiyev N.A. Physicochemical Conditions of Crystallization of Late Cenozoic Volcanic series in the Lesser Caucasus /5th Intern. Symp. on Eastern Mediterranean Geology, Thessaloniki, Greece, 2004. Proceedings, volume 3, pp. 1131-1134.
224. Imamverdiyev N.A., Baba-zadeh V.M., Romanko A., Abdullayeva Sh.F., Gasankuliyeva M.Y., Babayeva G.C., Veliyev A.A. Formation of the late cenozoic volcanic complexes of the Lesser Caucasus // *Geotectonics*, 2017, Vol. 51, No. 5, pp. 489–498.
225. Imamverdiyev N.A., Mamedov M.N. Neogene-Quaternary volcanism in the Lesser Caucasus, Azerbaijan // *Acta Vulcanologica* Vol. 8(1), Italy,1996, p.111-113.
226. Imamverdiyev N.A., Ramazanov V.G. Geochemistry and ore deposits of late Cenozoic collision volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) / *Proceeding of the first applied geological congress of Iran. Islamic Azad University of Mashad. Islamic Republic Iran 15-16 May 2007*.p.1332-1341
227. Imamverdiyev N.A., Veliyev A.A. Gasankuliyeva M.Y. et al. Petrogenetic evolution Late Cenozoic volcanism of the Lesser Caucasus / *Proceeding the First International Applied Geological Congress (vol.2) Mashad: Iran, 2010*, p.2159-2167.
228. Imamverdiyev Nazim A., Yildirim Dilek, Veliyev A.A. Gasankuliyeva M.Y. Late Cenozoic volcanism of the Lesser Caucasus: the role of lithosphere mantle and continental crust / 7th International Symposium on Eastern Mediterranean geology. Adana-Turkey, 2010, p.28, geology.cu.edu.tr/isemg2010/sites/...cu.../ISEMG2010_abstract_book.pdf.
229. Imamverdiyev N.A., Gasankuliyeva M.Y., Babayeva G.C., Abdullayeva Sh.F., Veliyev A.A. Petrogenesis of the Late Cenozoic volcanism of the central part of the Lesser Caucasus (Azerbaijan) // *Russian Geology and Geophysics, Elsevier*, 2018, No. 1.
230. Johnston A.D. Anhydrous P-T phase relations of near-primary high-alumina basalt from the South Sandwich Islands // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2006, 92 (3), p.368-382.
231. Kar A., Weaver B., Davidson J., Colucci M. Origin of differentiated volcanic and plutonic rocks from Ascension Island, South Atlantic ocean // *Journal of Petrology*, 1998, 39 (5), p.1009-1024.

232. Karapetian S.G., Jrbashian R.T., Mnatsakanian A.Kh. Late collision rhyolitic volcanism in the north-eastern part of the Armenian highland // *Journal of Volcanology and Geothermal Reseach*, 2001, 112, p.189-220.
233. Kawamoto T. Experimental constraints on differentiation and H₂O abundance of calc-alkaline magmas // *Earth and Planetary Science Letters*, 1996, 144, p.577-589.
234. Kelemen P.B. Genesis of high Mg ≠ andesites and continental crust // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2005, 120 (1), p.1-19.
235. Kelemen P.B. Reaction between ultramafic wall rock and fractioning basaltic magma, I, Phase relations, the origin of calc-alkaline magma series and the formation of discordant dunite // *Journal of Petrology*, 2000, 31 (1), p.51-98.
236. Kelemen P.B., Shimizu N., Dunn T. Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust: Partioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003, v.120, p.11-134.
237. Keller J., Jrbashian R., Karapetian S. et al. Armenian and Caucasian obsidian occurrences as sources for the Neolithic trade: volcanological setting and chemical characteristics / *Archaeometry-94, Proc. 29th Int. Symp. Archaeometry, 1994, Ankara: Tubitak*, p.69-86.
238. Keskin M. Domal uplift and volcanism in a collision zone without a mantle plume: Evidence from Eastern Anatolia / www.mantleplumes.org.
239. Keskin M. Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction-accretion complex: An alternative model of collision related volcanism in Eastern Anatolia, Turkey // *Gephys. Res. Lett.* 2002, 30(24), 8046, doi:10.1029/2003GL018019.
240. Keskin M., Pearce J., Mitchell J. Volcano-stratigraphy and geochemistry of collision-related volcanism on the Erzurum-Kars Plateau, northeastern Turkey // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 1998, 85 (1-4), p.355-404.
241. Keskin M.A. FC-Modeler: a Microsoft Excel spreadsheet program for modeling Rayleigh fractionation vectors in closed magmatic systems // *Computers and Geosciences*. 2002, 28 (8), p.919-928.
242. Kinzler R.J. Melting of mantle peridotite at pressures approaching the spinel to garnet transition: application to midocean ridge basalt petrogenesis // *J.Geophys. Res.* 1997, v.102, p.853-874.
243. Kudo A.M., Weill D.F. An igneous plagioclase thermometer // *Contribs. Mineral. and Petrology*, 1970, 25, №1. p.52-65.
244. Kuno H. High-alumina basalt // *Journal of Petrology*, 1960, 1 (2), p.121-145.
245. Kyshiro I. Melting of hydrous mantle and possible generation of andesitic magma: an approach from synthetic systems // *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1977.v.22, p.294-299.
246. Le Bas M.J., Le Maitre R.W., et al. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica (TAS) diagram // *J. Petrol.*, 27, 1986, p.745-750.

247. Macdonald R., Rogers N.W., Fitton J.G. et al. Plume-lithosphere interactions in the generation of the basalts of the Keniya rift, East Africa // *J.Petrology*, 2001, v.42, no.5, p.877-900.
248. Maggi A., Priestley K. Surface waveform tomography of the Turkish-Iranian plateau // *Geophys. J. Int.* 2005, 160, p.1068-1080.
249. McKenzie D.P. Some remarks on the movement of small volume melt fractions in the mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1989, v.95, p.53-72.
250. McKenzie D.P., O'Nions R.K. Partial melt distribution from inversion of rare earth element concentrations // *J.Petrol*, 1991, v.32, p.1021-1091.
251. McKenzie D.P., O'Nions R.K. The source regions of Ocean Island Basalts // *J.Petrol*, 1995, v.36, p.133-215.
252. Menzies M.A., Kyle P.R., Jones M., Ingram G. Enriched and depleted source components for tholeiitic and alkaline lavas from Zuni-Bandera, New Mexico: inferences about interplate processes and stratified lithosphere // *J. Geophys. Res.* 1991, v. 96B, p.13645-13671.
253. Miashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // *Amer. J. Sci.*, 1974, vol. 274, no. 4, p.321-335.
254. Miller D.M., Goldstein S.L., Langmuir C.H. Cerium/lead and lead isotope ratios in arc magmas and the enrichment of lead in the continents // *Ibid.* 1994, v. 368, p.514-519.
255. Moore G., Carmichael I.S.E. The hydrous phase equilibrium (to 3 kbar) of an andesite and basaltic andesite from western Mexico: constraints on water content and conditions of phenocryst growth // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1998, 130, p.304-319.
256. Muntener O., Kelemen P.B., Grove T.L. The role of H₂O during crystallization of primitive arc magmas under uppermost mantle conditions and genesis of igneous pyroxenites: an experimental study // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2001, 141 (6), p.643-658.
257. Myers J.D., Marsh, B.D., Frost C.D. et al. Petrologic constraints on the spatial distribution of crustal magma chambers, Atka Volcanic Center, central Aleutian arc // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2002, 143 (5), p.567-586.
258. Natland J.H. ΔNb and the role of magma mixing at the East Pacific Rise and Iceland / *Plates, Plumes and Planetary Processes*, 2007, p.413-449.
259. Norman M.D., Leeman W.P., Mertzman S.A. Granites and rhyolites from the northwestern USA: temporal variation in magmatic processes and relations to tectonic setting / *Trans. Roy. Soc. Edinburgh Earth Sci.*, 1992, v.83, p.71-81.
260. Pamela D., Kempton J., Fitton G. et al. N-MORB or a depleted plume component? Evidence from Hf-Nd isotope systematic of Tertiary picritic and basaltic lava flows from Baffin island // *Journal of Conference Abstracts*, 2000, v.5(2), p.574-575.
261. Pearce J.A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries / *In Thorpe R.S., ed. Andesites: New York: 1982, Wiley, p.525-548.*

262. Pearce J.A., Bender J.F., De Long, Kidd W.S.F. et al. Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey // *J.Volcanol. Geotherm. Res.* 1990, v.44, p.189-229.
263. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace elements discrimination diagrams for the interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.*, 1984, v.25, p.956-983.
264. Pearce J.A., Norry N.J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nd variations in volcanic rocks // *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1979, vol. 69, p. 33.
265. Pearce J.A., Parkinson U. Trace element model for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis // *Magmatic Processes and Plate Tectonics. Geol. Soc. Special Public/* 1993, № 76, p. 373-403.
266. Pearce J.A., Stern R.J., Bloomer S.H., Fryer P. Geochemical mapping of the Mariana arc-basin system: Implications for the nature and distribution of subduction component // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, v. 6, № 1, doi: 10.1029/2004 GC 00895.
267. Peccerillo A. Plio-Quaternary volcanism in Italy. Petrology, geochemistry, geodynamics. Springer-Verlag Berlin: Heidelberg, 2005, 365 p.
268. Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey // *Contrib. Miner. Petrol.*, 1976, vol. 58, №1, p.63-81.
269. Phillip H., Cisternas A., Gvishiani A., Gorshkov A. The Caucasus: an actual example of initial stage of continental collision // *Tectonophysics*, 1989, v. 161, p. 1-21.
270. Pichavant M., Mysen B.O., Macdonald R. Source and H₂O content of high-MgO magmas in island arc settings: an experimental study of a primitive calc-alkaline basalt from St. Vincent, Lesser Antilles arc // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2002, 66 (12), p.2193-2209.
271. Reichow M.K., Saunders A.D., White R.V. et al. Geochemistry and petrogenesis of basalts from the Western Siberian: an extension of the Permo-Triassic Siberian Traps, Russia // *Lithos*, 2005, v.79, p.425-452.
272. Rogers N., Macdonald R., Fitton J.G. et al. Two mantle plumes beneath the East African rift system: Sr, Nd and Pb isotope evidence from Kenia rift basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2000, v.176, p.387-400.
273. Rollinson H. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. London: 1994. 352 p.
274. Romanko A., Imamverdiyev N., Prokofiev V., Vikentiev I. Sistan and Baluchestan Province, East Iran, Middle East: Some New Data On Alpine Magmatism And Tectonics, Melt And Fluid Inclusions; Some Data On Metallogeny, Hydrocarbons (HC, OIL) in The Region, And Constraints // *IJISSET - International Journal of Innovative Science, Engineering & Technology*, vol. 3 Issue 6, June 2016 p.119-133.
275. Rudnick, R.L., Gao S. Composition of the continental crust. Treatise on Geochemistry, Elsevier Ltd, 2003, v.3, p.1-64.

276. Schiano P., Clocchiatti R., Boivina P., Medard E. The nature of melt inclusions inside minerals in an ultramafic cumulate from Adak volcanic center, Aleutian arc: implications for the origin of high-Al basalts // *Chemical Geology*, 2004, 203 (1-2), p.169-179.
277. Schmidt M.W., Poli S. Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation // *Earth and Planetary Science Letters*, 2008, 163, p.361-379.
278. Shaw D.M. Trace element fractionation during anatexis // *Geochem. Cosmochim. Acta*, 1970, v.34, p.237-243.
279. Sisson T.W. Pyroxene-high silica rhyolite trace element partition coefficients measured by ion microprobe // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1991, 55, p.1575-1585.
280. Sisson T.W., Grove, T.L. Experimental investigations of the role of H₂O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1993, 113 (2), p.143-166.
281. Sosson M., Rolland Y., Muller T. et al. Subduction, obduction and collision in the Lesser Caucasus (Armenia, Azerbaijan, Georgia), new insights // *Geological Society, London, Special Publications*, 2010, v.40, p.329-352.
282. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. / *Eds. A.D.Sanders, M.I.Norry. Magmatism in the ocean basin // Geol. Soc. Spec. Publ.*, 1989, v. 42, p. 313-345.
283. Tatsumi Y., Hamilton D.L., Nesbitt R.W., Chemical characteristic of fluid phase released from subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high-pressure experiments and natural rocks // *Journ. Volcan. Geotherm. Res.*, 1986, v. 29, № 1-2, p.293-309.
284. Tatsumi Y., Ishizaka K. Origin of high-magnesian andesites in the Setouchi volcanic belt, southwest Japan I. Petrographical and chemical characteristics // *Earth and Planetary Science Letters*, 1982, 60 (2), p.293-304.
285. Taylor S.R., McLennan S.M. The geochemical evolution of the continental crust // *Rev. Geophys.*, 1995, v.33, p.241-265.
286. Thorpe R.S. Andesites: orogenic andesites and related rocks. Wiley, New York: 1982, 250 p.
287. Turner J.S., Campbell I.H. Convection and mixing in magma chambers // *Earth Sci. Rev.*, 1986, v.23, no.4, p.255-352.
288. Tutberidze B.D. Cenozoic volcanism of the Caucasian mobile belt in Georgia, its geological-petrological peculiarities and geodynamic conditions // *Turkish Journal of Earth Sciences*, 2012, v.21, p.799-815.
289. Veliyev A.A. Gasankuliyeva M.Y. Babayeva G.J. Petrogenetic evolution Late Cenozoic volcanism of the Lesser Caucasus // *Proceeding the First International Applied Geological Congress (Vol.2) Mashad, Iran*, 2010, p.2159-2167.
290. Vigouroux N., Wallace P.J., Kent A.J.R. Volatiles in high-K magmas from the Western-Mexican volcanic belts: Evidence for fluid fluxing and extreme

- enrichment of mantle wedge by subduction processes // *Journal of Petrology*, 2008, v.19, no.9, p.1589-1618.
291. Wagner T.P., Donnelly-Nolan J.M., Grove T.L. Evidence of hydrous differentiation and crystal accumulation in the low-MgO, high-Al₂O₃ Lake Basalt from Medicine Lake volcano, California // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1995, 121 (2), p.201-216.
292. Walter M.J. Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere // *J. Petrol.*, 1998, v.39, p.29-60.
293. Wang K., Plank T., Walker J.D., Smith E.I. A mantle melting profile across the Basing and Range, SW USA // *J. Geophys. Res.*, 2002, v.107, no. B1.10.1029/2001JB000209.
294. White W.M., McKenzie D.P. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts // *J. Geophys. Res.*, 1989, v.94, p.7685-7729.
295. Wilson M. Geochemical characteristics of oceanic and continental basalts: a key to mantle dynamics? // *J. Geol. Soc. London*, 1993, v.150, p.977-990.
296. Wilson M. Igneous petrogenesis. A global tectonic approach. Harper Collins Academic, 1991, 466 p.
297. Winchester J.A. & Floyd P.A., Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // *Geochemical Geology*, 1977, v.20, p.325-343.
298. Xiong X.I., Adam J., Green T.H. Rutile stability and rutile/melt HFSE partitioning during partial melting of hydrous basalt: Implications for TTG genesis // *Chemical Geology*, 2005, v.218, p.339-359.
299. Zhang L.C., Zhou X.H., Ying J.F. et al. Geochemistry and Sr-Nd-Pb-Hf isotopes of Early Cretaceous basalts from the Great Xinggan Range, NE China: Implication for their origin and mantle source characteristics // *Chemical Geology*, 2008, v.256, p.12-23.
300. Zindler A., Hart S. Chemical geodynamics // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 1986, no.14, p.493-571.
301. Zou H., Zindler A. Constraints on the degree of dynamic partial melting and source composition using concentration ratios in magmas // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1996, v.60, p.711-717.