

GEOLOGİYA**НЕКОТОРЫЕ ГЕОЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ
ВОПРОСЫ УСЛОВИЯ ГЕНЕРАЦИИ
И ЭВОЛЮЦИИ ЩЕЛОЧНЫХ И СУБЩЕЛОЧНЫХ СЕРИЙ
МАЛОГО КАВКАЗА, ТАЛЫША И УРМИЯ-ДОХТАР**

М.Н.МАМЕДОВ*, Г.Д.БАБАЕВА,
М.А.ПУРМУХТАРИ**, В.М.КЕРИМОВ****

*** Бакинский Государственный Университет,**

**** Институт геологии НАН Азербайджана**

e-mail: musamamedov@rambler.ru

В статье рассматриваются вопросы генерации и эволюции щелочных и субщелочных серий Малого Кавказа, Талыша и Урмия-Дохтар. Для каждой серии определены составы первичных магм, доля их плавления. Всесторонне исследованы пути эволюции этих расплавов и сопутствующие им геодинамические режимы.

Анализ распространения дифференциатов щелочных и субщелочных петрохимических серий по сравнению с таковыми известково-щелочными и толеитовыми сериями показало, что в различных геоструктурах они меньше развиты. Отмечаются, что щелочные и субщелочные магматические комплексы возникли 2700 млн. лет тому назад и в настоящее время известно около 1500 выходов щелочных массивов (Щелочные породы, 1984; Когарко, 1998).

В процессе развития литосферной оболочки Земной коры происходит непрерывное нарастание активности щелочного и субщелочного магматизма. В данном контексте щелочной и субщелочной магматизм Кавказского сегмента альпийского Средиземноморья проявился в коньяк-сантонское, эоценовое и олигоценное время (Азизбеков и др., 1976).

Однако дифференциаты субщелочных магматических серий, по сравнению с щелочными, получили широкое развитие и пространственно тесно ассоциируются с дифференциатами известково-щелочных серий. Породы щелочных серий сравнительно меньше распространены и, в редких случаях, ассоциируются субщелочными сериями. Субщелочные калиевые и калий-натриевые серии в пределах Кавказского сегмента альпий-

ского Средиземноморья отмечаются в Аджаро-Триалетии (Лордкипанидзе, 1980), Газахском и Шахдагском прогибах (Абдуллаев, 1990; Ахмедова, 2000; Мамедов, 1999), Куринской впадине (Мамедов, 1999), Вандамской, Тальшской, Гейча-Ширакской зонах (Абдуллаев, 1991; Мамедов, 1999). Субщелочные породы установлены также в Аразской зоне (Рустамов, 1987, 1990) и сопредельной территории Ирана и Турции (Мамедов, 1999). Дифференциаты субщелочных серий Аджаро-Триалетии, Вандамской зонах, Газахском, Ордубадском, Шахдагском прогибах и Куринской впадине пространственно тесно ассоциируются с породами известково-щелочной серии. В Тальшской зоне и Ходжавендском прогибе калиевые субщелочные серии генетически и пространственно ассоциируются с калиевыми и калиево-натриевыми щелочными сериями. Высококалиевые щелочные серии с модальным лейцитом, эпи- и псевдолейцитом установлены на острове Сарай Урмия-Дохтарской зоны и Памбакском хребте Гейча-Ширакской зоны. Относительно, наиболее древние щелочные комплексы сантонского возраста на Малом Кавказе известны на Ходжавендском прогибе, они сложены оливиновыми, клинопироксеновыми анальцимитами, тефритами, трахибазальтами. Дифференциаты субвулканической и интрузивной фаций сложены мелано- и лейкократовыми трахидолеритами и габбро-тешенитами. Габбро-тешенит и тешенит в виде пластового интрузива расположены среди известняков позднемелового возраста в юго-западном окончании Ходжавендского прогиба у селения Туг. Анализ вышеприведенного материала показывает, что исходный расплав слабодифференцированной трахибазальтовой формации при сопровождении окислительных флюидов кристаллизовались в разноглубинных промежуточных очагах и интрузивной камере. Об этом же свидетельствует наличие мегакристаллов флогопита, порфирировых поколений минеральных парагенезисов и гидрокислых минералов, участвующих в составе пород трахибазальтовой формации. Несколькая обедненность оливина форстеритовой молекулой (Fe_{71-80}) и содержания в нем никеля и кобальта дает основание считать, что первичный расплав слабодифференцированной трахибазальтовой формации в глубинных промежуточных очагах и интрузивной камере подвергался кристаллизационной дифференциации. При определении состава и доли плавления верхнемантийного субстрата использовались нормированные соотношения редкоземельных элементов (Ирвин, 1983; Когарко, 1983; Рябчиков, 1988; Chanvel et al., 1984) (рис.1, 2).

Стадийность кристаллизации субщелочного пикритового расплава тесно связана с предшествующими и сосуществующими геодинамическими режимами. При этом породы данной формации заметно обогащены легкими редкоземельными элементами, обеднены щелочными (K, Rb) и щелочноземельными (Ba, Sr) элементами. Эти особенности поведения отмеченных элементов находят свое подтверждение на соответствующей диаграмме (рис.3).

По соотношению Ba/Sr и Rb/Sr тефриты, трахибазальты, меланокра-

товые анальцитимиты и габбро-тешениты располагаются между мантийным флогопитом и амфиболом (рис.3). Однако, заметное преобладание бария (1620-1850 г/т) над стронцием позволяет допустить, что в составе метасоматизированного субстрата доминировал флогопит.

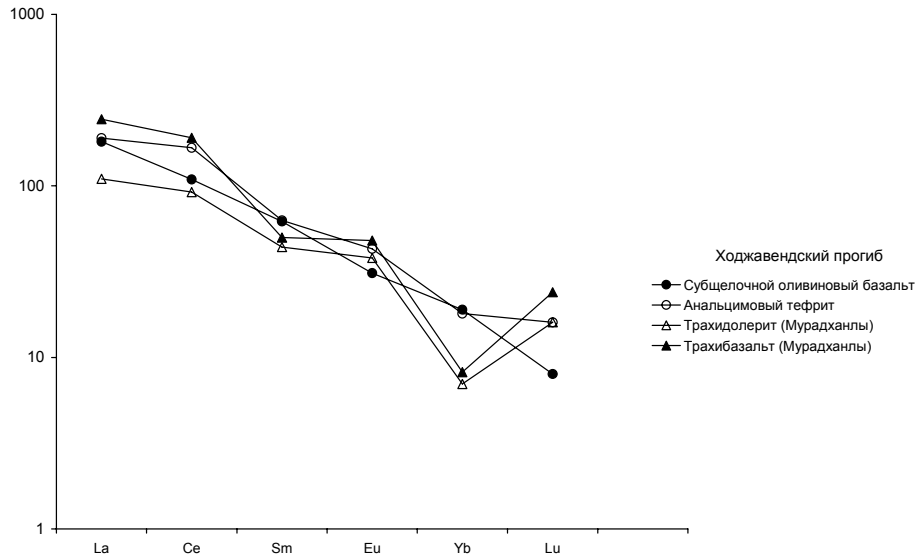


Рис. 1. Нормированное к хондриту (Sun, McDonough, 1989) распределение редкоземельных элементов в позднемеловых щелочных и субщелочных базальтоидах Малого Кавказа. Часть анализов заимствованы из работы Рустамова и Мустафаева (1991).

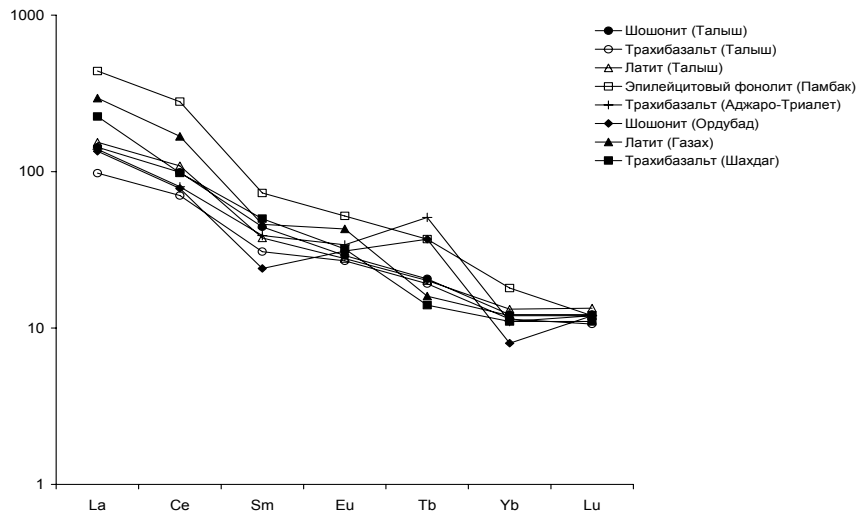


Рис.2. Нормированное к хондриту (Sun, McDonough, 1989) распределение редкоземельных элементов в эоценовых щелочных и субщелочных базальтоидах Малого Кавказа и Талыша. Часть анализов заимствованы из работы Vincent et al. (2005).

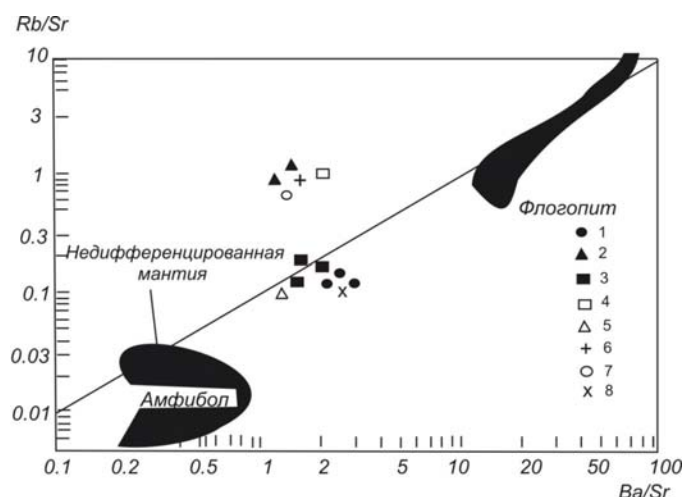


Рис. 3. Вариации Rb/Sr и Ba/Sr отношений в субщелочных и щелочных базальтоидных комплексах Малого Кавказа и Тальша. 1 – субщелочной оливинный базальт и анальцимовый тефрит (Ходжавенд); 2 – трахидолерит, трахибазальт (Мурадханлы); 3 – шошонит, трахибазальт, латит (Тальш); 4 – эпилейцитовый фонолит (Памбак); 5 – трахибазальт (Аджаро-Триалети); 6 – шошонит (Ордубад); 7 – латит (Газах); 8 – трахибазальт (Шахдаг).

С целью определения доли плавления из флогопитизированного субстрата использовалась диаграмма, составленная по соотношению $La_n/Yb_n - Yb_n$, из которого видно, что точки состава исходного расплава расположены на линии слюдяного шпинелевого лерцолита.

Во всех случаях в пропорции плавившихся минералов включались такие мантийные минералы как оливин, шпинель, флогопит, пироксен, амфибол. Количества их затем приравнялись к 100%. В последующих стадиях, согласно Фигенсону (Fiegeenson et al., 1983), для каждой минеральной фазы расчет производился отдельно. После отделения субщелочного пикрита из метасоматического субстрата, наблюдается заметное преобладание флогопитового компонента над амфиболовым. Так до сантонского времени вдоль осевой полосы Ходжавендского прогиба существовал геоантиклинальный режим, благодаря которому проницаемость магмаподводящих разломов уменьшалась, первичный субщелочной пикритовый расплав задерживался в глубинном промежуточном очаге. Здесь расплав частично кристаллизовался, в результате которого происходило осаждение относительно высокотермобарических включений пород и минералов.

Процесс интенсивного прогибания, имевшего место в осевой полосе синклинория, сопровождался излиянием мощных лавовых потоков тефритов, анальцимитов, трахибазальтов и др.

Слабодифференцированный расплав в определенной доле локализовался при небольшой глубине среди сантонских известняков. По-видимому, в интрузивной камере высоконагретые, частично отфракционирован-

ные порции расплава взаимодействовали с породами вмещающей рамы и несколько обогащали свой состав кальцием и глиноземом, благодаря которому из отмеченного расплава в интрузивной камере происходила кристаллизация заметного количества основного плагиоклаза, роговой обманки и др.

Позднемеловой интрузивный щелочной магматизм проявился в Грузинской глыбе (Гугушвили, 1980). Они представлены габбро-тешенитом, тешенитом в виде пластообразных тел и находятся среди до туронского осадочного комплекса (Гелатинский, Курсебинский). В составе этих тешенитов и габбро-тешенитов участвуют лабрадорный плагиоклаз, авгитовый, салитовый клинопироксен, амфибол, биотит, титаномагнетит, анальцит.

Наиболее щелочные вулcano-плутонические комплексы центрального типа Памбакского хребта приурочены к северо-западному продолжению Гейча-Ширакского синклинория (Котляр, 1958). В ранней стадии позднего эоцена происходило образование эксплозивно-эффузивной и субвулканической фаций щелочно-базальтового расплава, представленные эпилейцитовым тефритом, трахибазальтом, латитом, фонолитом и трахитом. В интрузивной камере формировались нефелиновые, псевдолейцитовые и щелочные сиениты.

На основании вышеприведенного можно отметить, что породы вулcano-плутонической ассоциации Памбакского хребта соответствуют высококалийному типу щелочных магм. Все перечисленные факты свидетельствуют о том, что субстрат, из которого расплавлялась щелочная оливин-базальтовая магма, в значительной мере обогащен несовместимыми элементами. Более того, метасоматизированный субстрат согласно диаграмме, составленной по нормированному соотношению $La_n/Yb_n - Yb_n$, расплавлялся не более 1,0-1,5% (рис.4).

Субщелочные базальтоидные комплексы, не ассоциирующиеся с известково-щелочными сериями, развиты только лишь в Талышской зоне, где развиты вулcano-плутонические ассоциации щелочных и субщелочных серий субщелочной оливин-базальтовой магмы. В первой стадии, метасоматизированный гранатовый лерцолит, являющийся литосферным верхнемантийным субстратом, расплавлялся в пределах 6-8%. Отделившийся первичный расплав, соответствующий по составу субщелочному оливиновому базальту.

Интрузивная субщелочная ультраосновная формация Талышской зоны в петрогеохимическом и физико-химическом аспекте подробно анализированы в работе М.Н.Мамедова и Г.Д.Бабаевой (2001). Установлено, что во второй стадии расплавления (поздний эоцен-ранний олигоцен), несколько деплетированный гранат-лерцолитовый субстрат, имевший место в эоценовом времени, снова под воздействием астеносферных флюидных потоков подвергся умеренно метасоматическому переобразованию. В этой связи, во второй стадии доля плавления метасоматизированного гранат-

лерцолитового субстрата увеличивается до 15% (рис.4).

Высококалиевые щелочно-базальтоидные комплексы установлены на острове Сарай Урмийского озера Урмия-Дохтарской зоны Южного Азербайджана. Высококалиевый щелочно-базальтовый вулканизм проявился в миоценовое время и характеризуется двумя комплексами: тефритовый и трахитовый. Тефритовый комплекс соответствует раннемиоценовому этапу вулканизма.

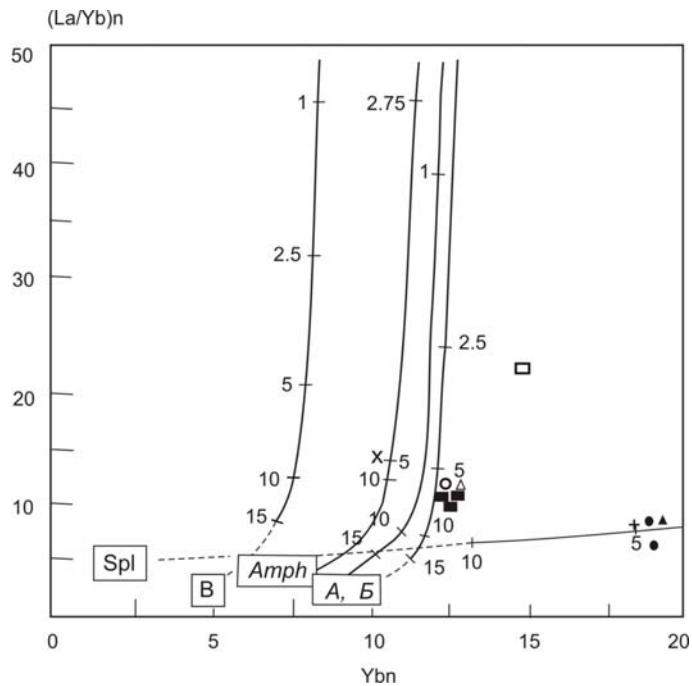


Рис.4. Модель равновесного частичного плавления в координатах нормированных к хондриту $(La/Yb)_n$ - Y_{bn} для щелочных и субщелочных базальтоидных комплексов Малого Кавказа и Тальша. Коэффициенты нормированы к хондриту по данным из работы (Sun, McDonough, 1989). Условные обозначения см. рис.3.

Породы позднемиоценового трахитового комплекса по сравнению с вулканидами тефритового комплекса ограниченно развиты на острове, и сложены лейцитовым фонолитом, афировым и порфировым трахитом, ортоклазитом, щелочным сиенитом и лампрофиром. Анализируя петролого-геохимические характеристики миоценовой высококалиевой щелочно-базальтовой формации острова Сарай Урмия-Дохтарской зоны Южного Азербайджана, можно заключить следующее: 1. Исходный расплав по составу соответствует флогопит-апатитовому клинопироксениту; 2. Субстрат, который подвергался метасоматическому переобразованию, прежде всего, обогащался такими крупными литофильными элементами, как ба-

рий, калий, стронций, рубидий и др., доля плавления этого субстрата не превышала 1%; 3. На фоне постколлизонной стадии развития центрального сегмента альпийского Средиземноморья активность почти всех продольных разломов ослабевает. В этом случае поперечные разломы, приуроченные к зонам сочленения древних геоблоков, активизируются, благодаря которому высококалийный щелочно-базальтовый расплав после отделения из метасоматически переобразованной мантии в условиях земной коры испытывает сложный путь эволюции. В протостадии из флогопит-апатитового первичного расплава кристаллизуются такие высокобарные мегакристаллы, как клинопироксен, флогопит и др. В следующей стадии происходит удаление летучих и кристаллизуется высокотемпературный лейцит, клинопироксен, апатит и др. Остаточный расплав соответствует по составу трахиту.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев Р.Н. и др. Петрология магматических комплексов южного склона Большого Кавказа. Баку, Элм, 1991, 191 с.
2. Азизбеков и др. Позднеальпийские щелочно-базальтоидные формации Средиземноморского пояса. В кн.: Очерки геологической петрологии. Москва, «Наука», 1976, с.99-113.
3. Ахундов Ф.А. Позднемеловые вулканические формации Малого Кавказа. Баку, 2003, 231с.
4. Гугушвили В.И. Поствулканический процесс в древних островных дугах и интрадуговых рифтах. Тбилиси, Мецниереба, 1980, 122 с.
5. Ирвин Т.Н. Изверженные породы, состав которых обусловлен аккумуляцией и сортировкой кристаллов. В кн.: Эволюция изверженных пород. 1983, с.241-300.
6. Когарко Л.Н. Щелочной магматизм в ранней истории Земли. Петрология, т.6, №3. 1998, с.251-258.
7. Котляр В. Н. Памбак. Геология, интрузивы и металлогения Памбакского хребта и смежных районов Армении. Ер. , 1958. 228 с.
8. Лордкипанидзе М.Б. Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса. Тбилиси: Мицниереба, 1980, 162 с.
9. Мамедов М.Н. Петрология и геохимия позднемеловых и эоценовых формаций Малого Кавказа и Талыша. 1999, 400 с.
10. Мустафаев М.А. В сб.: Вопросы магматизма Азербайджана. Баку, 1983, с.35-60.
11. Məmmədov M.N. Geologiya İnstitutunun əsərləri, №28, Xosakənd sinklinorisinin traxibazalt formasiyasının petroloji-geokimyəvi xüsusiyyətləri. 2000, s.86-99.
12. Məmmədov M.N., Babayeva G.J. Talış zonasının subqələvi ultraəsasli intruzivlərinin mineralogiyası və geokimyası. Bakı, 2001, s.183.
13. Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. Москва, Недр, 1981, 575 с.
14. Рустамов М.И., Мустафаев М.А. и др. Петрохимические особенности мезокайнозойских вулканических формаций различных геодинамических обстановок Малого Кавказа. Фонд ИГАН, 1991, с.89-105.
15. Рябчиков И.Д. Геохимическая эволюция мантии Земли. Москва, Наука, 1988, 34 с.
16. Соболев В.С. Строение мантии и способы образования магмы. М., Наука,

1973, 37 c.

17. Щелочные породы. Изд-во «Наука», Москва, 1984, 410 с.
18. Bowen N. The evolution of the igneous rocks. Princeton Univ., Press, 1928, 332 p.
19. Chanvel C., Jahl B.M. Nd-Sr isotope and REE geochemistry of alkali basalts from the Central France. Geochim, Cosmochim Acta, v.48, 1984, p.95-110.
20. Feigenson M.D. et al. The transition from theolitic to alkalic volcanism of Kahala volcano, Hawaii. Contrib. Mineralogy and Petrology, v.84, №4, 1983, pp. 390-405.
21. Shand S.I. Zusammensetzung und genesis der alkaligesteine Sudafrikas. Miner. und Petrogr. Mitt, 44, 1933, p.211-216.
22. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. Geological Society special publication. 1989, №12, p.313-345.
23. Vincent S.I. et al. Insights from the Talysh of Azerbaijan into the Paleogene evolution of the South Caspian region. Geological Society of Amerika Bullten. November. December, 2005, p.1513-1532.
24. Əhmədova T.H. Kiçik Qafqazın Şahdağ çökəkliyinin eosen vulkanik komplekslərinin petrologiyası. Namizədlik disser. avtoref., 2000, 23 s.

**KIÇIK QAFQAZIN, TALİŞİN VƏ URMIYA-DOXTƏRİN
QƏLƏVİ VƏ SUBQƏLƏVİ SERİYALARININ ƏMƏLƏGƏLMƏ
VƏ TƏKAMÜL ŞƏRAİTLƏRİNİN BƏZİ MƏSƏLƏLƏRİ**

**M.N.MƏMMƏDOV, G.C.BABAYEVA, M.Ə.PURMUXTARİ,
V.M.KƏRİMOV**

XÜLASƏ

Məqalədə Kiçik Qafqazın, Talış və Urmiya-Doxtər zonalarının qələvi və subqələvi seriyalarının əmələgəlməsi və təkamül prosesləri araşdırılır. Hər bir seriya üçün ilkinlik əmsalları əsasında substratın tərkibi, ərimə payı, kristallaşma mərhələləri və onları müşayiət edən geodinamik şərait təhlil olunmuşdur.

**SOME PROBLEMS OF GENERATION AND EVOLUTION OF ALKALINE
AND SUBALKALINE SERIES OF THE LESSER
CAUCASUS, TALYSH AND URMIYA-DOKHTAR**

M.N.MAMEDOV, G.J.BABAYEVA, M.A.PURMUKHTARY, V.M.KERIMOV

SUMMARY

In paper the questions of generation and evolution of alkaline and subalkaline series of Lesser Caucasus, Talysh and Urmiya-Dokhtar zones are considered. For each series the structures of primary magma, share of them melting are determined. The ways of evolution of these melts and geodynamic modes, accompanying them are comprehensively investigated.