

## GEOLOGİYA

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ  
ПИКРИТОВ И ПИКРОБАЗАЛЬТОВ МРОВДАГСКОГО  
АНТИКЛИНОРИЯ (МАЛЫЙ КАВКАЗ)

**В.М.БАБА-ЗАДЕ, М.Н.МАМЕДОВ, В.Г.РАМАЗАНОВ,  
Н.А.ИМАМВЕРДИЕВ, З.И.МАМЕДОВ, М.И.МАНСУРОВ,  
А.М.ИСМАЙЫЛОВА, Ш.Ф.АБДУЛЛАЕВА, У.И.КЕРИМЛИ**  
*Бакинский Государственный Университет*  
*musamamedov@rambler.ru*

*На основании полученных новых геохимических данных рассматриваются петролого-геохимические особенности формирования пикритов и пикробазальтов Мровдагского антиклинория Малого Кавказа. Установлено, что пикриты, пикробазальты, пикродолериты Эльбекдашской и Гашигачайской рудных полей по возрасту соответствуют киммериджскому этапу развития вулканизма Мровдагского антиклинория и являются аккумулятами первичной островодужной оливин-базальтовой магмы, дифференцировавшихся в зрелых островодужных условиях. Доля плавления первичного субстрата составляла 17-20%.*

Мровдагский антиклинорий согласно Э.Ш.Шихалибейли (1994), входит в состав Лок-Гарабагской структурно-формационной зоны. Данный антиклинорий или же надвиг, впервые установленный К.Н.Паффенгольцем (1941), начинается с вершины горы Мровдаг, смещен на северо-восток. В восточном верховье р.Гянджачай надвиг, следуя по водоразделу Мровдагского хребта, имеет пологие углы падения на северо-восток (40-45°). В восточном верховье р.Мейданчай плоскость надвига постепенно выпрямляясь, отходит от хребта и простирается в юго-восточном направлении до реки Тоурагачай, где срезает верхне-юрские известняки, имея углы падения около 60°, поэтому здесь этот надвиг был описан как взброс.

Таким образом, доказывается, что средне- и верхнеюрские вулканогенные, вулканогенно - осадочные комплексы надвинуты на меловые отложения. В геологическом строении Мровдагского надвига принимают участие средне- и позднеюрские, а также меловые комплексы.

В строении данного надвига широко развиты байосские, батские, киммерджские и раннемеловые вулканоплутонические комплексы. Раннебайосский базальтовый комплекс, входящий в состав бимодальной формации, слагает присводовую часть Мровдагского надвига. Породы отмеченного комплекса, при мощности 1500-1700 метров, характеризуются чередованием пирокластических, лавовых и вулканогенно-осадочных образований. В площадном отношении заметно преобладают породы пирокластической фации (70%). Лавовые потоки

базальтов составляют 30%.

Вулканиды позднебайосского комплекса сравнительно меньше распространены и представлены риолитом, риодацитом и др. Необходимо отметить, что лавовые потоки имеют подушечную и шаровую отдельности, на основании которых можно полагать, что вулканический процесс происходил в подводных условиях. Субвулканические образования представлены экструзивами, вулканическими центрами, куполами и др.

По петрографическому составу породы бимодальной формации представлены базальтом, андезибазальтом, риолитом, риодацитом и дацитом. Породы же субвулканической фации, выступающие в виде даек, силл и куполов представлены долеритом, микродиоритом, альбитизированным риолитом.

В петрохимическом отношении байосские вулканиды соответствуют дифференциатам известково-щелочной серии, при содержании глинозема 50-53% и 68-70%. Однако, контрастность или же дискретность рассматриваемой формации наблюдается в области содержания кремнезема между андезитом и дацитом.

Батский этап вулканизма широко развит в восточной части Мровдагского антиклинория и представлен лавовыми, вулканокласстическими и субвулканическими фациями. Породы батского этапа вулканизма представлены базальтом, андезибазальтом, андезитом, дацитом и риолитом. Среди отмеченных петрографических типов пород заметно преобладают порфировые базальты и андезибазальты, остальные породы сравнительно меньше распространены. Судя по площадным распространениям указанных типов пород можно отметить, что ведущим фактором эволюции первичного оливин-базальтового расплава являлась кристаллизационная дифференциация.

Киммериджские вулканиды развиты в районе Эльбекдашского медно-полиметаллического месторождения и представлены трахиандезитами и трахириолитами. В петрогеохимическом отношении эти породы относятся к калий-натриевой субщелочной серии ( $\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}=0,81-0,91$ ). Все породы низкотитанистые ( $\text{TiO}_2=0,25-0,45\%$ ) и высокоглиноземистые ( $\text{al}'=2,3-2,8\%$ ).

В целом средне- и позднеюрские вулканиды Мровдагского антиклинория соответствуют известково-щелочной серии.

Интрузивные комплексы Мровдагского антиклинория, согласно Р.Н.Абдуллаеву и др. (1988) представлены Гызыларахачским, Гошгардагским, Оджагдаг-Гашгачайским и др. интрузивами.

Интрузивы Оджагдаг-Гашгачайской группы располагаются тремя прерывистыми выходами, расположенными согласно простиранию вмещающих туфогенно-осадочных пород средней юры. Они имеют пластовые морфологии при ширине 10-50 м и 50-100 м. На правом склоне Беюк-Гошгачай отмечаются многочисленные маломощные выходы этих интрузивов. По составу эти интрузивы сложены кварцевыми диоритами и кварцевыми габбро-диоритами. Более мелкие выходы интрузивов сложены диоритами, габброидами и габбро-долеритами (диабазами).

Гашгачайские интрузивы располагаются в долине и в склонах этих рек. Здесь также вмещающие батские и байосские вулканиды сложены лавовыми потоками и вулканокластами. В ареоле распространения этих интрузивов широко

развиты дайковые комплексы. Интрузивы сложены также диоритами и его кварцевыми аналогами.

Гошгардагские группы интрузивов выходят на древние поверхности восточного и западного склонов одноименной горы. В отличие от предыдущих интрузивов, здесь состав интрузивных пород варьирует от меланократового габбро через кварцевые диориты до гранодиоритов. Они так же как вышеописанные интрузивы прорывают вулканогенно-обломочные и лавовые фации среднеюрских вулканитов.

В районе развития отмеченных интрузивов широко распространены дайковые комплексы. Дайки простираются в северо-восточном ( $10-80^\circ$ ) и северо-западном ( $280-340^\circ$ ) направлении, при ширине 0,3-3 м и длине 25-250 метров. По составу эти дайки соответствуют породам интрузивной фации. В пределах распространения описанных интрузивов в различном площадном соотношении развиты метасоматические образования. Они сложены эпидозитами, вторичными кварцитами и в малом количестве каолинитами и серицитами.

Среди вышеописанных магматических образований наибольший интерес представляют пикриты и пикробазальты. Пикриты, пикробазальты и пикродолериты в виде штокообразных и дайкообразных тел отмечаются у слияний рек Баладжа- и Бюк Гашгачай. Они установлены также в пределах Эльбекдашском синклинали (Абдуллаев, 1994; Мустафаев, 2007). Здесь пикробазальты встречаются среди киммериджских вулканитов в виде маломощных субвулканических тел.

Необходимо отметить, что здесь киммериджские вулканиты и пикробазальты имеют субщелочной характер и ассоциируются трахиандезитами, трахидацитами. Согласно М.А.Мустафаеву (2007), в составе этих пород суммы щелочей варьируют в пределах 7,40-9,0%.

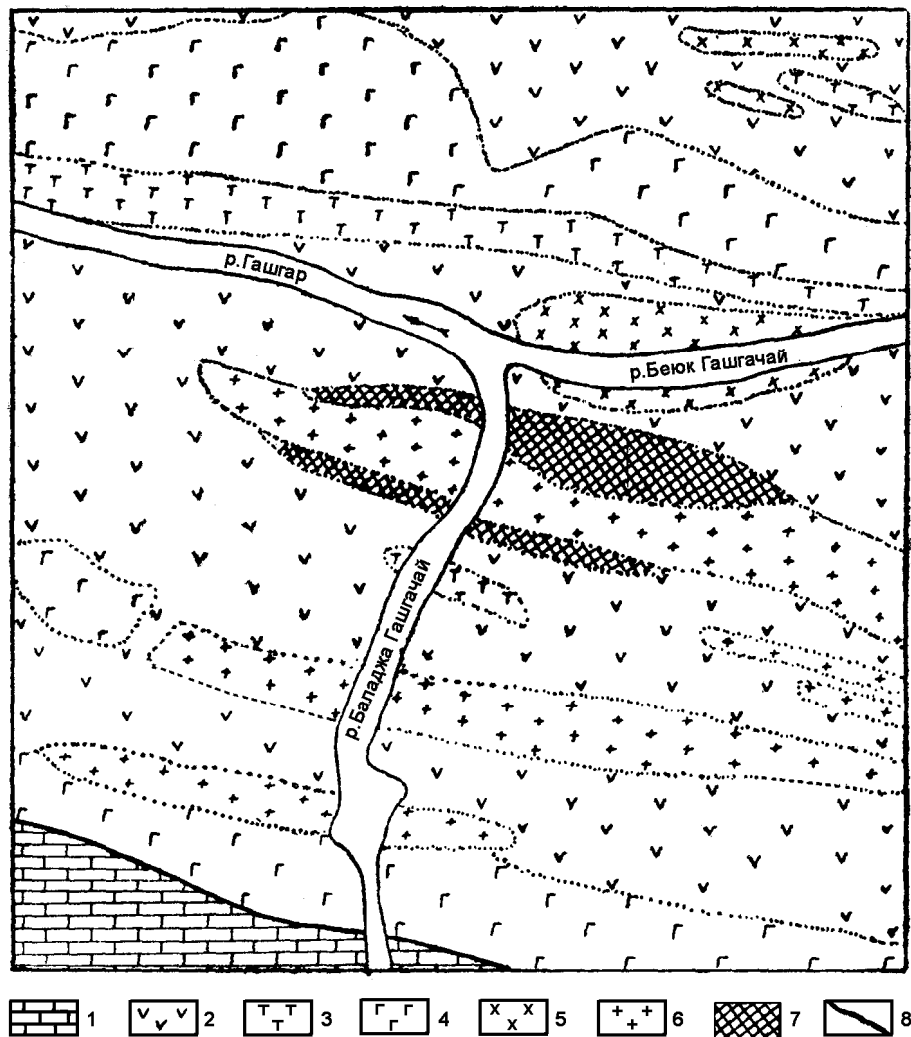
Судя по составу ( $MgO - 15-20\%$ ;  $K_2O - 0,9-2,5\%$ ;  $Ni - 210$  г/т;  $Cr - 360-400$  г/т), данные породы соответствуют пикритам и пикробазальтам.

Проведенные нами исследования показали, что пикриты и пикробазальты в виде маломощных даек, шток и направленных тел действительно прорывают батский вулканогенный комплекс, и в ряде случаев секут кварц диоритовый интрузив. Очевидно, эти пикриты и пикробазальты соответствуют киммериджскому этапу развития вулканизма.

Как видно из приведенной геологической схемы (рис. 1) пикриты и пикробазальты долины Баладжа-Гашгачай в виде неправильно-пластообразных тел прорывают вулканогенно-обломочные и лавовые образования средней юры.

Макроскопические породы имеют черную окраску, нередко на фоне отмеченной окраски наблюдается бутылочно - зеленый цвет измененного оливина и в ряде случаев мелкопризматические кристаллы пироксена.

Пикриты и пикробазальты под микроскопом имеют полнокристаллическую основную массу порфировой структуры. Вкрапленники представлены оливином, клинопироксеном и единичным хромшиনেlem. Оливин образует дипирамидальную, неправильно округлую форму выделения. В большинстве случаев он замещен серпентинитом и в ряде случаев идингсит-боулингитом. Наряду с ними из вторичных минералов в единичных зернах отмечаются магнетит, тальк, хлорит и др.



**Рис.1.** Схематическая карта выходов пикритов и пикробазальтов бассейна Гашгачай (по Раджабову М.М., Магриби А.А., 1966).

1 – плитчатые известняки и мергели кампан – маастрихта; 2 – вулканогенные отложения байос-бата (туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты с маломощными покровами различных порфиритов); 3 – пикритовые порфириты; 4 – диабазы и габбро-диабазы средней юры; 5 – среднеюрские кварцевые и бескварцевые диорит-порфириты; 6 – кварцевые диорит-порфириты неокома; 7 – вторичные кварциты; 8 – линия главного Малокавказского надвига.

Оливин по составу отвечает гиалосидериту ( $Fe_{30-50}$ ). Клинопироксен по сравнению с оливином образует несколько ксеноморфное короткопризматическое выделение и по составу он представлен диопсид-авгитом ( $W_{43}En_{40}Fs_{17}$ ). Необходимо отметить, что в ряде пикритов отмечаются единичные зерна флогопита и хромшпинеля.

Основная масса пикритов преимущественно сложена из мелких зерен авгита и в небольшом количестве магнетита. В отличие от пикрита в полнокри-

сталлической структуре пикробазальтов участвуют лейсты основного плагиоклаза (An<sub>55-64</sub>). В некоторых пикробазальтах количество плагиоклазового лейста заметно преобладает над авгитом.

Таким образом, можно отметить, что даже в пределах небольшого объема петрографически наблюдается кристаллизационная дифференциация. При этом ближе к лежащему боку пластообразных и центральных частей штокообразных тел породы сложены исключительно пикритом, а в краевых – развиты пикробазальты.

Описываемые пикриты и пикробазальты характеризуются пятью силикатными анализами (табл. 1). Из таблицы видно, что все пикробазальты и пикродолериты низкотитанистые (TiO<sub>2</sub>–0,40-0,57%) и калиевые (K<sub>2</sub>O – 0,06-0,42%). Вместе с тем во всех анализах отмечается повышенное содержание закисного железа (FeO – 10,15-16,10%) и умеренные концентрации кальция, магния и глинозема. Однако, несколько повышенное содержание глинозема и кальция, очевидно, связано с модалным плагиоклазом, а также кальциевым авгитом. Они в различном количественном соотношении участвуют в составе пикробазальтов.

Таблица 1

**Химические анализы пикробазальтов Гошгардагского массива**

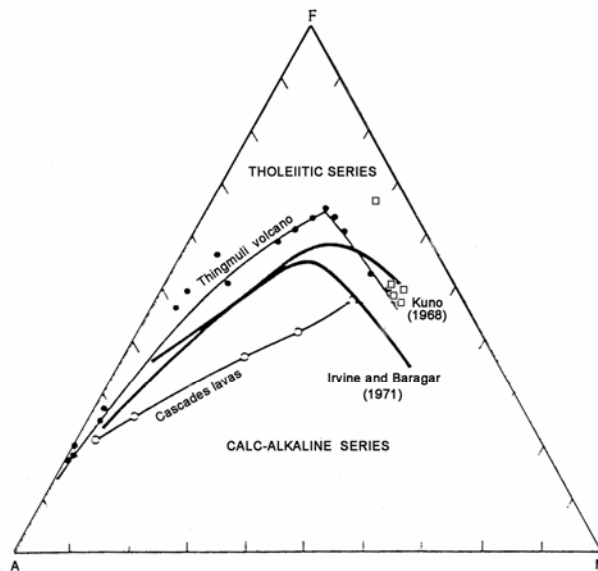
Компоненты	AF-3119/A	AF-3129/A	MSCO-137	MSCO-146	MSCO-152
SiO <sub>2</sub>	48.75	49.75	47.84	47.82	48.86
TiO <sub>2</sub>	0.40	0.57	0.46	0.53	0.51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.53	13.83	12.34	13.59	14.93
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.60	1.77	2.38	2.73	2.71
FeO	11.25	10.65	11.75	16.10	10.15
MnO	0.44	0.14	0.32	0.17	0.13
MgO	11.40	9.86	12.63	8.90	11.30
CaO	9.40	9.63	10.16	8.84	8.28
Na <sub>2</sub> O	2.74	2.84	1.34	1.22	2.45
K <sub>2</sub> O	0.26	0.24	0.06	0.12	0.42
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.09	0.05	0.10	0.11
Σ	99.53	99.37	99.33	99.59	99.75
Нормативный состав по методу CIPW					
Ap	-	-	-	0.3	0.1
Il	0.6	1.1	0.9	1.1	0.9
Mt	2.3	2.5	3.4	3.9	3.9
Ab	23.1	24.1	11.0	10.1	21.0
Or	0.6	1.6		1.1	2.2
An	2.01	24.2	27.8	30.9	28.4
Wo	10.7	9.9	9.4	5.1	5.0
En	6.0	5.5	5.5	2.3	3.0
Fs	4.2	4.0	3.4	2.8	1.7
Fo	13.3	9.3	12.7	1.8	9.6
Fa	10.1	7.1	8.6	2.4	5.9
En	3.3	5.7	7.8	17.2	11.4
Fs	2.1	4.2	5.0	20.7	6.3

Выявленные особенности составов пикробазальтов находят свое подтверждение при расчете нормативных составов этих пород (табл. 1). При этом во всех разновидностях пикробазальтов рассчитываются нормативный гиперстен и оли-

вин.

В этой связи анализируемые разности пикробазальтов слабодосыщены кремнеземом, благодаря которому нормативный оливин заметно преобладает над гиперстеном (табл. 1). Вместе с тем участие основного плагиоклаза в составе пикробазальтов подтверждается заметно повышенным содержанием нормативного анортита (An - 21-31%).

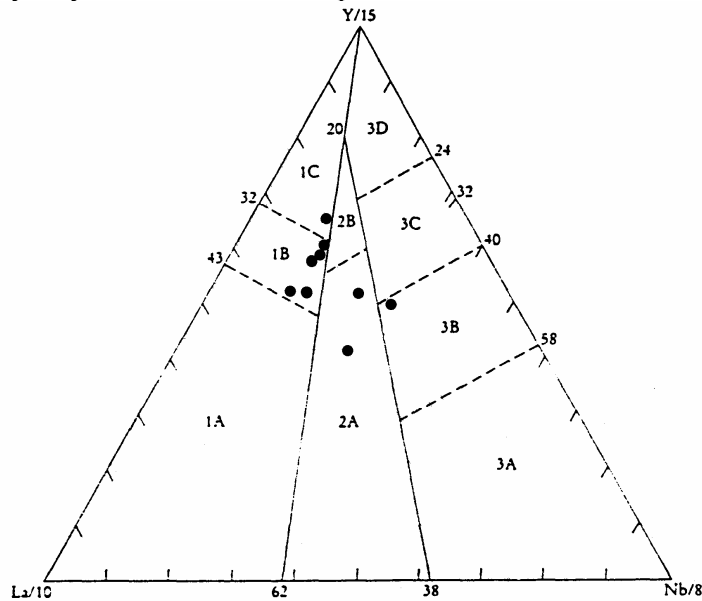
Для всех пород характерно пониженное содержание щелочей ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 1,3-3,0\%$ ), при явном преобладании натрия ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 5,8-22,3$ ), что характерно для толеитовых серий. По значению  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  все породы принадлежат к натриевой серии. Эти породы также характеризуются низкими значениями отношения  $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$  (0,13-0,65), что свойственно толеитовым базальтам и долеритам. Известно, что в известково-щелочных сериях это отношение больше 0,8. На основании приведенных данных можно отметить, что анализируемые пикробазальты и пикродолериты являются дифференциатами островодужной оливин-базальтовой магмы. Это подтверждается диаграммой AFM (рис.2). По расположению на диаграмме фигуративных точек данных пород видно, что они сконцентрированы в поле толеитовой серии.



**Рис.2.** Диаграмма AFM составов пикробазальтов и пикродолеритов Малого Кавказа. Границы толеитовых и известково-щелочных серий показаны по Irvine and Baragar (1971) и Kuno (1968). На диаграмме показаны также составы пород вулкана Тингмули (толеитовая серия) и каскадных гор (известково-щелочная серия). о – составы пикробазальтов и пикродолеритов.

Анализируя геохимические особенности пикритов и пикробазальтов, необходимо подчеркнуть, что на дискриминантной диаграмме, построенной по соотношению  $\text{La}/10 - \text{Yb}/15 - \text{Nb}/8$ , они также лежат в поле островодужных толеитовых серий (рис.3). Подобный характер рассматриваемых пород наблюдается на диаграмме, построенной по соотношению  $\text{Cr-V}$  и  $\text{Cr-Ce/Sr}$  (рис.4). Фигуративные точки почти всех образцов лежат в поле толеитов островных дуг. На-

блюдаемые на диаграммах переходы толеитовых серий в известково-щелочные, по-видимому, обусловлены началом кристаллизации магнетита.

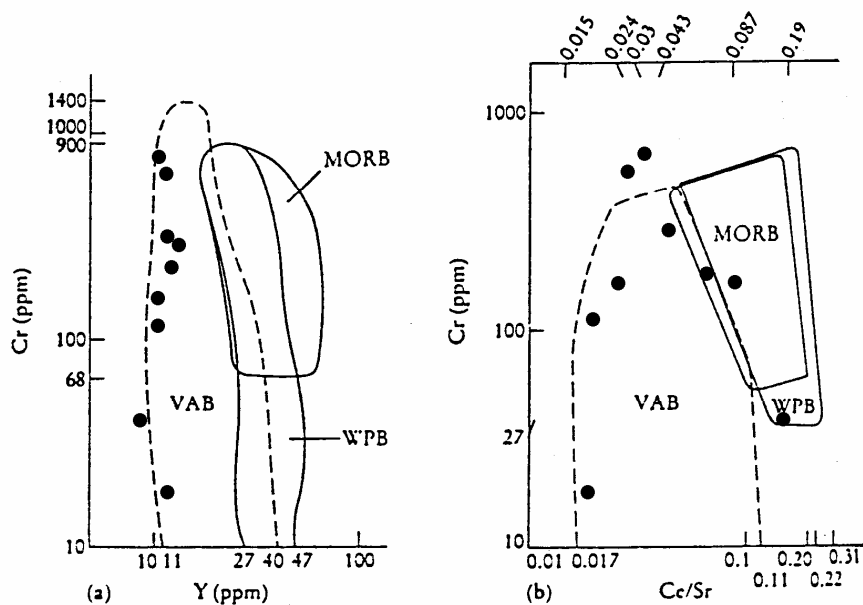


**Рис.3.** La/10-Y/15-Nb/8 дискриминационная диаграмма для пикробазальтов и пикродолеритов. Поля показывают: 1 – базальты островных дуг; 2 – континентальные базальты; 3 – океанические базальты. 1А – известково-щелочные базальты; 1С – толеиты островных дуг; 1В – переходные между 1А и 1С; 2А – континентальные базальты; 2В – базальты задуговых бассейнов; 3А – внутриконтинентальные щелочные базальты; 3В, 3С – E-type MORB, 3D – N-type MORB.

Наряду с ними в отношении количественного поведения хрома, никеля и кобальта наблюдаются различия. При этом концентрация хрома в пикритах и пикробазальтах колеблется от 49 г/т до 815 г/т. Наибольшее содержание хрома установлено в пикритах. В составе этих пород участвует модальный железистый хромшпинель.

Очевидно, хром в различной количественной концентрации распределяется между аксессуарным железистым хромшпинелем и диопсид-авгитом. Пикриты и пикробазальты меньше обогащены никелем (6,1-83 г/т) и кобальтом (10,6-58г/т). Однако содержание ванадия заметно повышенное, где его концентрация колеблется в пределах от 218 г/т до 345 г/т (табл.2).

Распределение РЗЭ в пикритах, пикробазальтах и пикродолеритах слабо-фракционировано ( $La/Sm = 1,7-3,0$ ) и несколько обогащено легкими лантаноидами  $La/Yb = 1,7-3,9$ . Отмеченные особенности поведения редкоземельных элементов отчетливо наблюдаются на графике нормированных содержаний этих элементов к хондритам. Как видно из рис.6 в целом кривые имеют пологий вид, несколько обогащенными легкими редкоземельными элементами. Кривые распределения РЗЭ для рассматриваемых пород имеют субпараллельный характер (рис.6).



**Рис. 4.** Cr-V и Cr-Ce/Sr дискриминационные диаграммы для пикробазальтов и пикродолеритов. На диаграммах выделены следующие поля: MORB – базальты срединно-океанических хребтов; VAB – островодужные базальты; WPB – внутриплитные базальты (по Pearce, 1982).

Во всех анализированных петрографических типах пород отсутствует европий минимум, нормированное европиевое отношение не превышает 0,8-1,2. Такие меланократовые породы, в которых европиевое отношение тождественно хондритовому, являются кумулатами исходной базальтовой магмы. Это подтверждается низкими никель-кобальт и хром-ванадий отношениями (табл.2).

На основании полученных результатов можно отметить, что все изученные петрографические типы пород в большинстве случаев соответствуют дифференциатам исходной магмы.

При сравнении пикробазальтов, пикродолеритов и примитивных базальтов (Sun, McDonough, 1989), по отношению к примитивной мантии, наблюдается максимум K, Rb, Ba, Lu, Ce, а также слабая отрицательная Ta, Nb аномалия. Выявленные особенности этих пород показывают, что они ближе подходят к субдукционному магматизму (рис. 6).

Для оценки степени плавления мантийного субстрата нами использована диаграмма – построенная по соотношению  $(La/Yb)_n - Yb_n$  (рис.7). Из этой диаграммы видно, что доля плавления субстрата составляет 17-20%. Полученные результаты показывают, что первичный расплав по составу соответствует островодужному оливиновому базальту. Очевидно, субстрат по составу был близок шпинелевому лерцолиту. По-видимому, высокая доля плавления мантийного субстрата обеспечивала повышенное содержание хрома и магния в некоторых породах. Сравнительно низкие содержания этих элементов в других породах обусловлены дифференциацией первичного расплава.

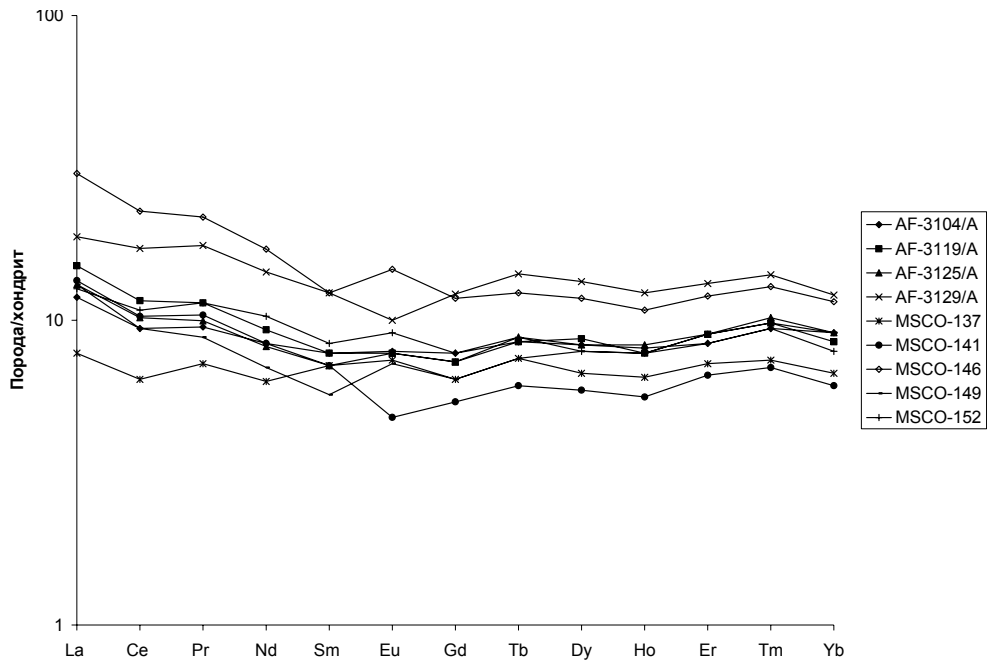


Рис.5. Распределение РЗЭ в пикробазальтах и пикродолеритах Малого Кавказа.

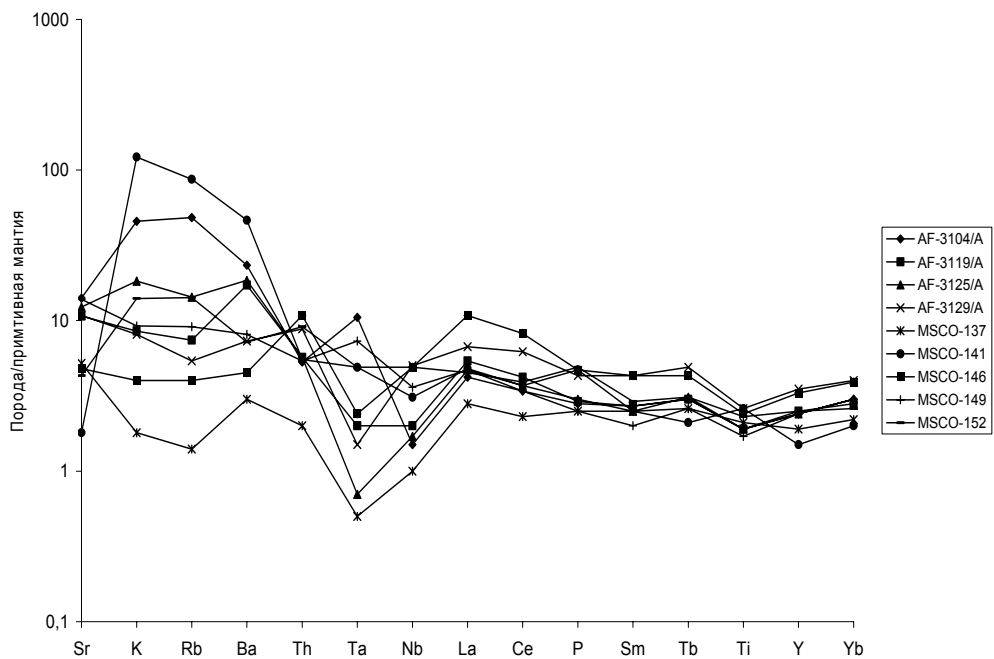


Рис.6. Распределение редких элементов в пикробазальтах и пикродолеритах Малого Кавказа (по Sun, McDonough, 1989)



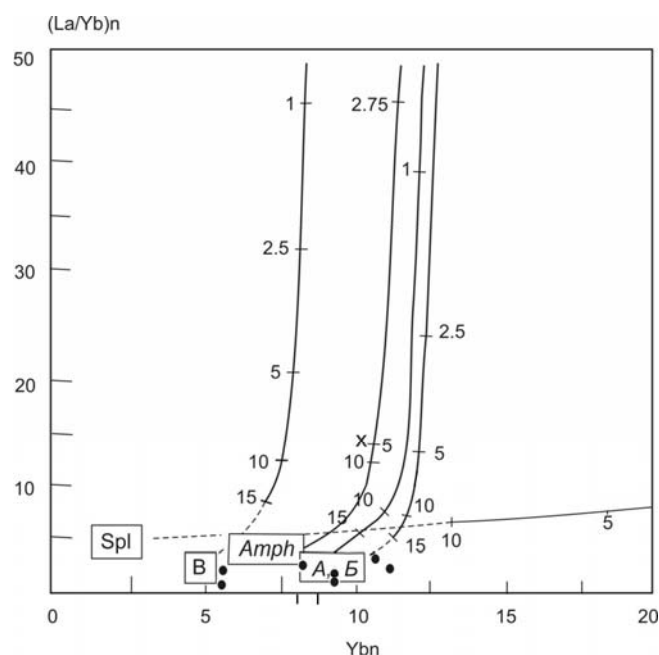


Рис. 7. Диаграмма  $(La/Yb)_n$ - $Y_n$  для пикробазальтов Малого Кавказа.

#### Выводы:

1. Установлено, что пикриты, пикробазальты, пикродолериты Эльбекдашской и Гашгачайской рудных полей по возрасту соответствуют киммериджскому этапу развития вулканизма Мровдагского антиклинория.

2. Отмеченные породы являются аккумулятами первичной островодужной оливин-базальтовой магмы. Доля плавления первичного субстрата соответствует 17-20%. Первичный оливин-базальтовый расплав дифференцировался в зрелых островодужных условиях. Субщелочные различия пикритов, пикритобазальтов и пикродолеритов связаны с ассимиляцией известняков и доломитов оливин-базальтовой магмой. Плутоническая часть расплава эволюционировала свой состав от меланократового габбро до гранодиорита.

3. В металлогеническом отношении отмеченный расплав специализировался на медно-колчеданное и золото-металлогеническое оруденение. Необходимо отметить, что пикриты и пикробазальты являются реальными источниками платиноидной минерализации.

*Подготовка настоящей статьи осуществлена при финансовой поддержке Американского фонда гражданских исследований и развития (CRDF).*

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев Р.Н. и др. Мезозойские магматические формации Малого Кавказа и связанное с ними эндогенное оруденение. Б., Элм, 1988, 158 с.
2. Магриби А.А. О новых минералах медно- и серноколчеданных руд бассейна р.Кашкачай Дашкесанского района. Изв. АН Азерб.ССР, серия геолого-географическая, №4, 1965.
3. Мустафаев М.А. Петрология и геодинамические условия формирования мезозойских магматических комплексов Кавказской окраины Тетиса (Азербайджан). Вестник Бакинского Университета. Серия естественных наук. №4, 2007, с.139-152.

4. Раджабов М.М., Магриби А.А. Новые данные о Кашкачайских интрузивах. Ученые записки АГУ, серия геолого-географическая, №1, 1966, с.20-26.
5. Паффенгольц К.Н. Нижне-среднеюрские отложения Восточного Закавказья. В кн. Геология СССР, т.10, ч.1. М-Л, Госгеолиздат, 1941.
6. Шихалибейли Э.Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа. Б.Элм, 1968, т.И, 222 с.
7. Irvine T.N. and Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Can. J. Earth Sci. 1971. № 8. p. 523-548.
8. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic oceanic basalts implications for mantel composition and processes magmatism in the ocean basins //Geological Society Special Publication, 1989, №42, p.313-345.

**MUROVDAĞ ANTİKLİNORİSİNİN PİKİRİT VƏ  
PİKROBAZALTLARININ FORMALAŞMASININ  
PETROLOJİ-GEOKİMYƏVİ XÜSUSİYYƏTLƏRİ  
(KİÇİK QAFQAZ)**

**V.M.BABAZADƏ, M.N.MƏMMƏDOV, V.G.RAMAZANOV,  
N.Ə.İMAMVERDİYEV, Z.İ.MƏMMƏDOV, M.İ.MANSUROV,  
A.M.İSMAYILOVA, Ş.F.ABDULLAYEVA, Ü.İ.KƏRİMLİ**

**XÜLASƏ**

Məqalədə alınmış yeni geokimyəvi məlumatların əsasında Kiçik Qafqazın Murovdağ antiklinorisinin pikrit və pikrobazaltlarının formalaşmasının petro-geokimyəvi xüsusiyyətlərinə baxılır. Müəyyən edilmişdir ki, Elbekdaş və Qaşqaçay filiz sahələrinin pikritləri, pikrobazaltları və pikrodoleritləri yaşına görə Murovdağ antiklinorisinin vulkanizminin inkişafının kimmeric mərhələsinə uyğun gəlir və yetkin ada qövsləri şəraitində diferensiasiyaya uğramış ilkin ada qövsü olivin-bazalt maqmasının akkumulyatlarıdır. İlkin substratın ərimə payı 17-20% təşkil etmişdir.

**PETROLOGICAL-GEOCHEMICAL PECULIARITIES OF THE FORMATION  
OF PYCRITES AND PYCROBASALTS IN THE MROWDAG ANTICLINORIUM  
(THE LESSER CAUCASUS)**

**V.M.BABAZADEH, M.N.MAMEDOV, V.G.RAMAZANOV, N.A.IMAMVERDIYEV,  
Z.I.MAMEDOV, M.I.MANSUROV, A.M.ISMAYILOVA, Sh.F.ABDULLAYEVA,  
U.I.KERIMLI**

**SUMMARY**

On the base of new geochemical data there have considered petrological-geochemical peculiarities of the formation of pycrites and pycrobasalts in the Mrowdag anticlinorium in the Lesser Caucasus. It has been determined that pycrites, pycrobasalts and pycrodolerites in the Elbekdash and Gasgachai ore fields by their age correspond to the Kimmerician stage of the development of volcanism in the Mrowdag anticlinorium and they are the accumulates of the initial insular-arc olivine-basalt magma, differentiated in mature insular-arc terms. Share of the melting of the initial substrate is 17-20 %.