

**РАННЕЮРСКИЙ БАЗАЛЬТОИДНЫЙ ВУЛКАНИЗМ
КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ КАВКАЗСКОГО СЕКТОРА
МЕЗОТЕТИСА: ГЕОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОДИНАМИКА**

М.А.МУСТАФАЕВ

Институт геологии НАН Азербайджана

e-mail: mmirza@rambler.ru

Рассмотрены геолого-тектоническое положение, вещественный состав и петрогеохимические особенности раннеюрских базальтоидов Тфанской осевой зоны растяжения Большого Кавказа и Нахчыванской континентально-рифтогенной зоны Малого Кавказа и Кавказа в целом. Проведен их сравнительный анализ между собой и таковыми современных геодинамических обстановок. Выделены три типа базальтов, соответствующих трем типам геодинамических обстановок: 1) толеитовые (ТО) базальты континентально-рифтогенного (КР) типа однородной формации; 2) известково-щелочные (ИЩ) базальты активных континентальных окраин (АКО) западно-тихоокеанического (островодужного) типа, являющегося индикаторным образованием субдукционных геодинамических обстановок; 3) базальты океаническо-рифтогенного (ОР) типа, петрохимическая специфика которых определяется близостью их к таковым срединно-океаническим хребтов (СОХ), окраинных морей (ОМ) и внутриокеанических островов (ВОО). Для каждой обстановки характерны свой тип вулканизма, специфические термодинамические параметры формирования вулканитов и индикаторные петрохимические серии.

Материалы, которые послужили основным источником для проведения петролого-геодинамического сопоставления раннеюрского вулканизма Кавказа, объемом около 250 опубликованных полных химических анализов базальтов охватывают Восточный Кавказ (Тфанская и Нахчыванская зоны), а также Северный и Северо-Западный Кавказ – территории смежные с Тфанской зоной. Кроме собственных анализов автора, использованы также анализы базальтов, заимствованные из опубликованных работ Р.Н.Абдуллаева, Г.Д.Афанасьева, М.А.Беридзе, А.М.Борсука, П.Д.Гамкрелидзе, А.Г.Гурбанова Т.В.Джанелидзе, Г.С.Дзоценидзе, Г.И.Заридзе, И.Р.Кахадзе, Р.Б.Керимова, Л.А.Кондакова, Ю.А.Корякина, М.Г.Ломизе, А.А.Цветкова и др. Все анализы объединены в соответствии с их тектоническим положением в 16 выборках (табл. 1). Каждой выборке соответствует одна формация, в которой отражен средний состав базальтов по типам щелочности. Для каждого типа пород рассчитаны коэффициент первичности (M') и P-T условия формирования пород, глубина генерации (Н) магмы, фугитивность кислорода (f_{O_2}), дискриминационные функции Дж. Пирса (F_1 , F_2 и F_3), а также различные петрологические коэффициенты (a_1' , f' , K_ϕ и др.) (табл. 2). Сравнение проводилось на уровне пород базальтового состава

($\text{SiO}_2 \leq 50 \%$). Поскольку, раннеюрские базальты Азербайджана относятся к ТО серии и поэтому для сравнения подбирались, главным образом, однотипные базальты, а иногда субщелочные (СЩ) и щелочные (Щ) их разновидности.

Таблица 1

Выборки базальтов из раннеюрских вулканогенных комплексов Кавказа и современных геодинамических обстановок

Морфоструктуры (районы, зоны) распространения базальтов.	№№ базальтов По табл. 4.7	Формационная и сериальная принадлежности базальтов
1	2	3
Ю. с. Б.Кавказа – Тфанская осевая зона.	1 и 2	Базальтовая, Т.(1), СЩ.(2), О.
М.Кавказ - Нахчыванская зона.	3-5	Базальтовая, ТО (3), СЩ (4 и 5), О.
Северо-Кавказский краевой массив – Бечасинская зона	6	Базальт – андезит - дацитовая, ИЩ, У.
Зона главного хребта – Авадхарский и Домбайский районы.	7	Базальт-андезит-дацит-риолитовая, Т, ПД.
Осевая зона -Сочинский район, Большекавказский бассейн: Абхазия, Рача, Сванетия, бассейн р.Терек.	8	Базальтовая, ТО, О.
Северная Осетия - р.р. Архон, Ардон, Фиагдон.	9-11	Пикрит-базальтовая, ТО (9) и СЩ (10 и 11), О
Зона ю. с. Б.Кавказа: Абхазия, Сванетия, Рача, Военно-Грузинская дорога, Хевсуретия, Кахетия.	12	Базальт-андезито- дацит-кварцевый альбитофир, Т, ПД.

Продолжение табл. 1

1	2	3
СОХ (в целом).	13	N-MORB, ТО-базальты истощенного типа.
Срединно-Атлантические хребты.	14	
Срединно-Атлантические хребты.	15	ТО-MORB, ТО базальты переходного типа.
Срединно-Атлантические хребты.	16	Е - MORB, ТО базальты обогащенного типа.
ВОО (в целом).	17 и 18	ТО (17) и СЦ (18).
КР зоны (в целом).	19-21	ТО (20) и СЦ (19 и 21).
АКО западно – тихоокеанического (островодужного) типа.	22-24	ТО (22) и СЦ (23 и 24).
АКО восточно – тихоокеанического (андийского) типа.	25 и 26	ТО (26) и Ц (25).
Окраинные моря.	27 и 28	ТО (27) и СЦ (28).

Примечание: сериальные типы базальтов: ТО – толеитовый, ИЩ – известково-щелочной, СЦ – субщелочной и Ц – щелочной; формационные типы базальтов: О – однородный, У – укороченный, ПД – последовательно дифференцированный. 1-28 – типы пород (по табл. 2): базальты (№ 1-3; 5-9; 11-18; 20-28), пикробазальты (№ 4 и 19), пикрит (№ 10).

Таблица 2

**Средние составы и характерные петрохимические параметры раннеюрских базальтов Кавказа
и современных геодинамических обстановок**

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	47,86	46,45	47,93	42,62	49,47	46,32	48,84	48,71	49,80	44,50	40,90	49,97	49,13	49,66
TiO ₂	2,19	1,93	2,78	1,14	2,46	1,06	1,24	1,52	1,48	0,86	2,08	1,22	1,17	1,23
Al ₂ O ₃	13,45	16,15	14,92	9,02	13,58	17,48	15,91	15,47	16,87	9,48	16,96	15,47	15,64	16,14
Fe ₂ O ₃	7,54	4,86	8,86	5,08	7,92	3,58	2,80	1,92	1,91	3,26	2,68	2,30	2,64	1,30
FeO	7,80	10,79	4,81	8,64	6,07	4,88	7,45	8,12	8,36	9,71	7,68	8,06	6,66	8,19
MgO	6,60	6,13	4,56	20,43	4,35	3,70	7,48	7,64	7,86	27,27	8,00	6,58	8,22	8,74
CaO	9,24	7,89	8,35	6,12	7,23	9,23	6,37	9,20	9,77	3,57	9,75	7,45	11,84	11,39
Na ₂ O	2,30	2,36	3,39	1,00	3,85	3,38	3,63	3,49	3,24	1,43	3,27	3,65	2,40	2,61
K ₂ O	0,29	1,18	0,50	0,39	1,72	1,22	0,10	0,11	0,28	0,43	1,06	0,32	0,20	0,08
M*	45	42	39	73	37	45	57	58	58	80	58	54	62	62
T°C	1238	1245	1180	1449	1178	1163	1242	1240	1246	1552	1243	1283	1233	1259
P	11	21	11	18	20	18	16	16	11	15	17	11	11	14
H	33	63	33	54	60	54	48	48	33	45	51	33	33	42
fo ₂	- 14,2	- 9,7	+1,3	-6,3	-8,6	-11,2	-6,9	-8,1	-8,4	-6,0	-8,6	-4,6	-8,5	-8,9
al'	0,61	0,74	0,82	0,26	0,74	1,44	0,90	0,89	0,93	0,24	0,92	0,91	0,89	0,89
f'	24,1	23,7	21,0	35,3	20,8	13,2	19,0	19,2	19,6	41,1	20,4	18,2	18,7	19,5
Kφ	70	72	75	40	76	70	58	57	57	32	56	61	53	52
FeO'/MgO	2,32	2,55	3,0	0,67	3,22	2,29	1,37	1,31	1,31	0,48	1,30	1,57	1,13	1,09
K ₂ O/ TiO ₂	0,13	0,61	0,18	0,34	0,70	1,15	0,08	0,07	0,19	0,50	0,51	0,26	0,17	0,07

Продолжение табл. 2

	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
SiO ₂	49,80	46,45	49,84	47,22	41,73	48,30	46,75	49,57	47,90	50,04	43,70	50,30	49,60	47,66
TiO ₂	1,15	2,94	2,52	2,94	2,20	2,21	2,40	0,50	0,82	1,27	2,34	0,85	1,18	2,18
Al ₂ O ₃	15,00	16,66	14,09	16,19	10,00	14,25	14,99	17,55	14,64	18,04	13,43	18,88	15,48	16,40
Fe ₂ O ₃	1,77	1,31	3,06	3,17	5,01	2,94	4,30	2,93	3,42	4,30	5,06	2,28	1,95	4,43
FeO	8,67	8,73	8,61	7,82	8,12	9,10	8,13	7,85	6,48	5,71	8,13	7,28	8,12	5,55
MgO	8,44	5,30	8,52	5,96	2,33	7,56	7,17	8,52	10,80	5,02	9,95	5,91	7,70	5,48
CaO	12,15	10,38	10,41	8,89	8,97	10,87	9,72	10,70	11,28	9,55	12,30	10,59	11,89	10,15
Na ₂ O	2,09	3,75	2,15	3,56	2,53	2,77	2,85	1,75	2,48	3,26	3,12	3,95	2,65	3,09
K ₂ O	0,14	1,24	0,38	1,80	0,90	0,80	1,35	0,21	1,18	1,95	1,42	0,44	0,22	1,39
M*	59	49	57	50	74	54	52	59	67	44	58	53	59	50
T°C	1255	1217	1257	1224	1456	1253	1239	1259	1279	1194	1290	1208	1240	1196
P	13	17	12	21	18	16	21	11	21	22	20	11	11	20
H	39	51	36	63	54	48	63	33	63	66	60	33	33	60
fo ₂	-9,1	-9,1	-5,0	-11,1	-5,7	-8,7	-10,2	-7,6	-8,9	-10,5	-10,9	-8,2	-8,7	-10,8
al'	0,80	1,09	0,70	0,96	0,30	0,73	0,76	0,91	0,71	1,20	0,58	1,22	0,87	1,06
f	20,0	18,3	22,7	19,9	35,7	21,8	22,0	19,8	21,5	16,3	25,5	16,3	19,0	17,6
Kφ	55	65	58	55	39	61	63	56	48	67	57	62	57	65
FeO/MgO	1,24	1,89	1,37	1,84	0,65	1,59	1,73	1,27	0,92	1,99	1,33	1,62	1,38	1,82
K ₂ O/TiO ₂	0,12	0,42	0,15	0,61	0,41	0,36	0,56	0,41	1,44	1,54	0,61	0,52	0,19	0,64

Наиболее ранние признаки мезозойского вулканизма известны в Локском выступе, где установлены тоар-ааленские пемзовые и пепловые туфы (200 м) риолитового состава с редкими покровами того же состава (Гогишвили, Кипиани, 1975). Сходная по составу 300 метровая свита геттанг-синемюрского возраста, преимущественно пирокластической фации низко - и нормальнокалиевого типа дацитового и риолитового состава обнажается в Дзирульском выступе.

В Северо-Кавказском краевом массиве, в Бечасынской зоне, поздний плинсбах-тоарский вулканизм проявлен в междуречье Кубани и Терека Балкарского. Породы отличаются низкой титанистостью (0,15-1,15 % TiO_2) и высокой для нормальных пород щелочностью (4,20-7,78 % ($Na_2O + K_2O$)). В них содержание элементов группы железа (Co, Ni, Cr) закономерно уменьшается в сторону кислых пород. Содержание малоподвижных высокозарядных элементов (Zr, Y, Nb, Ti) характеризует породы ИЩ серии ОД или АКО.

Вулканическая деятельность на севере – в зоне Главного хребта и на юге – в Центрально-Абхазской зоне началась в конце синемюра и продолжалась до нижнего домера включительно. В Центрально-Абхазском блоке пачка риолитов (30-150 м) с небольшой долей базальтов и андезитов в верхних частях разреза датируется поздним синемюром-ранним домером. На западе (Сочинский район, Абхазия, Сванетия, Рача, бассейн р. Терек) лавы изливаются в позднем домере-раннем тоаре и в раннем аалене.

На всем протяжении Большого Кавказа домер-тоарские базальты представлены низкокалиевыми ТО, в которых содержания крупноионных литофилов и РЗЭ находятся на низком уровне, а их тренды – полого хондритовые. Изотопные отношения $^{87}Sr / ^{86}Sr$ в базальтах находятся в интервале 0,7032-0,7034. По этим особенностям домер-тоарские базальты отвечают таковым ТО СОХ, что типично для задуговых и интрадуговых рифтов (Lordkipanidze et al., 1988). Домер-тоарские трещинные излияния ТО базальтов фиксируют два импульса спрединга, начавшегося на западе и мигрировавшего в восточную часть бассейна.

Раннеюрский вулканизм в Азербайджане имеет ограниченное развитие. Достоверное присутствие его отмечается лишь в двух регионах – в южной Нахчыванской и в крайне северной Тфанской зонах, геодинамическая позиция которых определяется тем, что в первом случае вулканизм приурочен к пассивной окраине Иранского микроконтинента – к зоне сопряжения Шаруро-Джультинской и Ордубадской структур с рифтогенным режимом развития в Нахчыванской складчатой системе Малого Кавказа (Южная вулканическая зона по М.Мустафаеву (2006)), во втором случае – к активной окраине Скифской плиты – к осевой зоне растяжения Большекавказского окраинноморского бассейна (Северная вулканическая зона по М.Мустафаеву (2006)). Несмотря на большую пространственную разобщенность вулканических зон, для них уникальным является извержение продуктов однородной магмы ТО-базальтового состава (М.Мустафаев, 2003; М. Mustafayev, 2001, 2004).

Установлено, что вулканизм в ранней юре на Кавказе протекал в сходных геодинамических обстановках – в условиях преобладающего растяжения. Вулканогенные породы формируют контрастную базальт-риолитовую (Авадхарский и Домбайский районы, Дзирульский массив и др.), непрерывно дифференцированную базальт-андезит-дацит-риолитовую (зона Главного хребта, Цен-

трально-Абхазский блок) и однородную базальтовую (Казбекский район – Военно-грузинская дорога, верховья р. Бзыбь, Тфанские и Нахчыванские зоны), “укороченную” базальт-андезит-дацитовую (Бечасынская зона) формации.

Ниже приводится сравнение раннеюрских вулканитов Кавказа. Сначала сравниваются раннеюрский вулканизм Тфанской зоны южного склона Большого Кавказа и Нахчыванской складчатой системы Малого Кавказа, занимающих, соответственно, самые северную и южную зоны Азербайджана.

Так, базальты Тфанской зоны представлены пикробазальтами, базальтами, долеритами преимущественно натриевой (Na) и калиево-натриевой (K-Na) специализации (рис. 1, а), являющимися производными однородной ТО-базальтовой магмы (М.Мустафаев, 2000₁, 2000₂, 2003). Геохимические данные по литофильным элементам с большими ионными радиусами (Zr, Ti и др.), накапливающимся в жидкой фазе магмы (Буго и др., 1984) показывают, что нижнеюрские базальтоиды Тфанской зоны значительно дифференцированы в отношении циркония (рис. 1, б), интенсивно накапливающегося в остаточных жидкостях при ведущей роли трендов фракционирования оливина, клинопироксена и основного плагиоклаза. Среди базальтов Нахчыванской зоны имеются пикробазальты с высоким содержанием (до 40 %) модального оливина, никеля (1463 г/т) и хрома (3812 г/т) (Корякин, 1989), отражающие ТО-базальтовый состав родоначальной магмы. Коэффициент первичности (M') в них составляет 73, температура плавления – 1449°C, глубина генерации – 54 км (18 кбар) (табл. 2) (М.Мустафаев, 2006). Заслуживает внимания ряд микроэлементов, особенно Sr, Ni, Zr, Nb, Ba, Sr, содержание которых в ходе дифференциации резко возрастает, достигая в базальтах Нахчыванской складчатой зоны иногда значительных величин. При этом в перечне пород обеих зон фиксируются базальты, по составу близкие к исходным ТО магмам, что более уверенно определяется на диаграммах $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O) - SiO_2$ (рис. 1, а) и $(Fe + Mg)/200 - 2 \times (Ni + Co) - (Ba+Rb)/2$ (рис. 1, в), где точки составов базальтоидов Тфанской и Нахчыванской зоны ложатся в поле ТО оливин-базальтовой магмы (рис. 1, в, поле II). Первичный расплав для них на диаграмме $TiO_2 - Zr$ (рис. 1, б) соответствовал ТО недеплетированной мантии (Pearce, Norry, 1979). Рассматриваемые базальтоиды по щелочности относятся к нормальнощелочной серии с невысокой (меньше единицы) величиной отношения калия к натрию ($K_2O/Na_2O = 0,06-0,50$) и низким окислительным коэффициентом ($Fe_2O_3/FeO < 1$) (М.Мустафаев, 2000₁, 2003). По содержанию глинозема они относятся к низкоглиноземистым ($al' = 0,51-0,74$), характеризуются повышенной титанистостью, которая имеет отчетливую прямую корреляционную связь с железистостью и обратную – с магнистостью и глиноземистостью (М.Мустафаев, 2006).

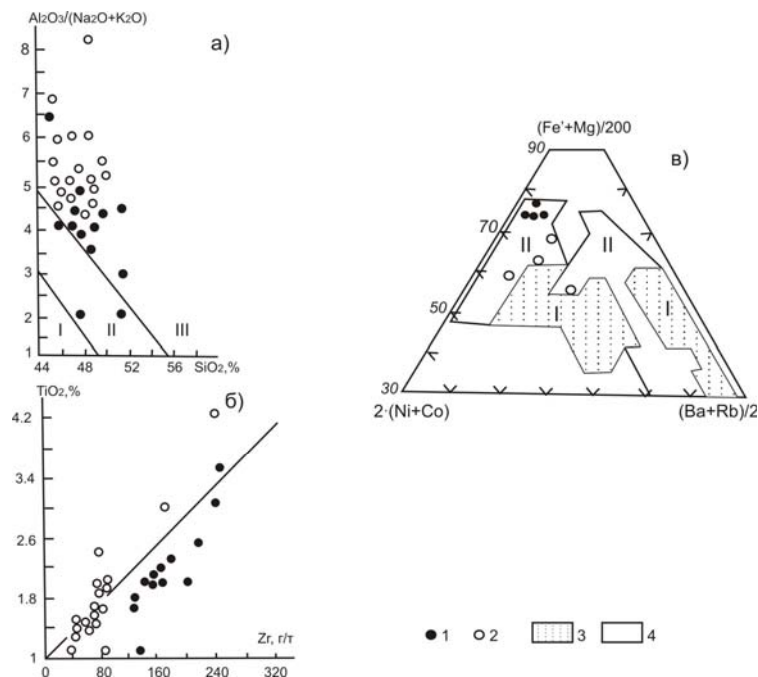


Рис.1. Положение пород раннеюрской базальтовой формации Тфанской зоны Большого Кавказа и Нахчыванской зоны Малого Кавказа на диагностических диаграммах.

Диаграммы: а) $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ – Типы магмы: I –Щ оливин базальтового, II – переходного и III –ТО-го; б) $\text{TiO}_2 - \text{Zr}$ –сопряженные изменения содержаний Ti и Zr: линия на диаграмме – корреляционный тренд TiO_2 и Zr для недеплетированной мантии (Pearce, Norry, 1979); в) $(\text{Fe}' + \text{Mg})/200 - 2 \times (\text{Ni} + \text{Co}) - (\text{Ba} + \text{Rb})/2$ – разделение Щ оливин базальтовых (I) и ТО оливин базальтовых (II) магм (Adel, Zeinab, 1980). 1 и 2 – фигуративные точки базальтов Тфанской (1) и Нахчыванской (2) зон, 3 и 4 – поля магм: Щ оливин-базальтовой (3) и ТО оливин-базальтовой (4).

Отношение Ni/Co является одним из геохимических критериев первично-мантийного генезиса магм, значение которого для мантийных выплавов варьирует в интервале 2,5-5 (Когарко, 1973). По этим показателям раннеюрские базальтоиды рассматриваемых зон укладываются преимущественно в интервале 0,5-2, со средним значением 1,1 – для базальтоидов Тфанской и 1,8 – для таковых Нахчыванской зон. Однако среди базальтоидов обеих зон имеются разновидности со значением $\text{Ni}/\text{Co} \geq 3$, что свидетельствует о мантийном генезисе, малоглубинной дифференциации мантийных магм в промежуточных очагах их продуктов ($\text{Ni}/\text{Co} < 2.5$). В целом, Ni/Co отношения косвенно свидетельствует о геохимическом родстве их с магматическими источниками (М.Мустафаев, 2003).

Содержание Al_2O_3 в базальтоидах Тфанской (10-16 %) и Нахчыванской (9-15 %) зон имеет близкие значения. Все они низко ($a_1' < 0,75$) - и умеренно ($a_1' = 0,75-1,0$) глиноземистые. Базальтоиды в целом высокотитанистые (1,93-2,78 %), низкокалиевые (0,29-1,18 %) (табл. 2).

Несмотря на значительную общность вещественного состава, петрохимических особенностей и геодинамического режима формирования рассматриваемые базальтоиды имеют отдельные свои особенности, которые четко выявляются при геохимических исследованиях. Различия между ними резко выявляются по содержанию “мантийных” – Cr, Ni, Zr, а также всех остальных элементов, которые в базальтоидах Тфанской зоны меньше, чем в Нахчыванской зоне. Исключение составляет Ti и V, которые в базальтоидах обеих зон содержатся приблизительно в равных количествах. По значениям отношений малых элементов раннеюрские вулканы сопоставляются ТО СОХ (в Тфанской зоне) и КР (в Нахчыванской зоне), а иногда в них совмещены черты рифтогенных и океанических ассоциаций. Весьма показательны также отношения FeO/MgO , значения которых варьируют в интервале 2,32-2,55 и 0,67-3,22. По первому показателю раннеюрские базальтоиды сопоставимы с ОР (Тфанская зона), а по второму – с КР (Нахчыванская зона) ТО базальтами. По характерным K_2O/TiO_2 отношениям (для Нахчыванской зоны – 0,18-0,70, а для Тфанской зоны – 0,13-0,61), данные базальтоиды существенно не различаются. Отличие между ними установлено по отношению распространенности в них магнитных минералов. Так, базальтоиды Тфанской зоны не содержат фенокристаллов магнетита и их примесей, что вызвано низкой фугитивностью кислорода (fO_2 от -14,2 до -9,7) при их кристаллизации, что моделирует формирование их в условиях восстановительной среды. Базальтоиды Нахчыванской зоны обогащены магнитными минералами, что фиксируется повышенным значением фугитивности кислорода (fO_2 от -8,6 до +1,3) при их кристаллизации, что характерно для пород, образовавшихся в окислительной среде.

Прослеживая размещение раннеюрских базальтоидов Кавказа в целом по сравнению с современными аналогами (табл. 1 и 2, рис. 2) на диаграмме Б.Г.Лутца (1980) нами установлены определенные петрохимические тренды в их эволюции: тренд островодужного типа (I), особенность которого заключается в том, что базальтоиды, соответствующие этому типу, сформировались на континентальной коре. Здесь наблюдается соответствие базальтоидов Бечасинской зоны современным аналогам АКО западно - тихоокеанического (островодужного) и восточно - тихоокеанического (андийского) типов; тренд океанического типа (III) охватывает СОХ, ВОО острова и окраинные моря (ОМ), особенность которых заключается в том, что базальтоиды в них сформированы в коре океанического и субокеанического типа. Этому тренду соответствуют базальтоиды Тфанской, Осевой зоны Большекавказского бассейна (Сочинский район, Абхазия, Сванетия, Рача, Кахетия и др.), а также базальтоиды N-MORB, T-MORB, ВОО, ОМ. Базальтоиды Нахчыванской, Северо-Осетинской зон, ТО обогащенного типа (E-MORB), базальты КР (II), щелочные базальты АКО восточно-тихоокеанического (андийского) типа, а также СЩ базальты ВОО и ОМ по эволюционному тренду соответствуют трендам КР и занимают промежуточное положение между трендами ОД и СОХ.

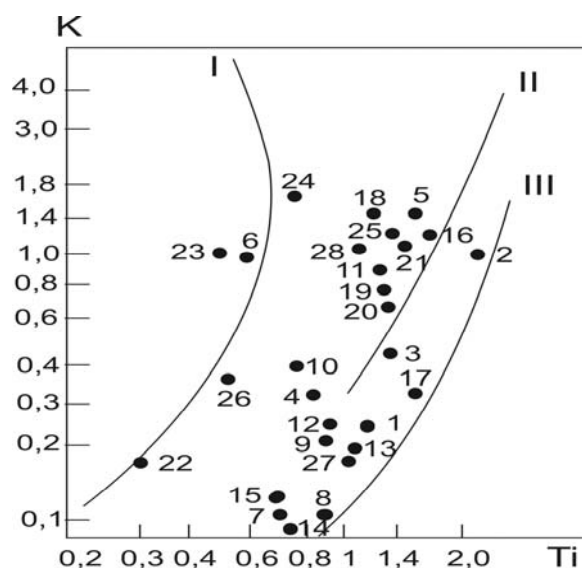


Рис.2. Положение базальтоидов различных геодинамических обстановок на диаграмме Б.Г.Лутца (1980).
 I-III тренды базальтоидов на диаграмме: ОД (I), КР (II), СОХ (III). 1-28 – точки составов раннеюрских базальтоидов, согласно табл. 2.

На дискриминационных диаграммах Дж.Пирса (Pearce, Norry, 1979) (рис. 3) точки средних составов рассматриваемых базальтоидов легли довольно разбросанно, но при этом различаются три поля базальтов Кавказа, соответствующие геодинамическим обстановкам ОД, КР и СОХ.

По данным М.О.Хара (О'Нара, 1967) минеральный состав пород верхней мантии в безводных условиях состоит из четырех фаз – оливина, энстатита, клинопироксена и фазы, богатой алюминием, которая в зависимости от давления может быть представлена плагиоклазом (для давлений до 7 кбар), шпинелью (от 10 до 18 кбар) и гранатом (≥ 18 кбар и более). Экспериментально установлено, что при частичном плавлении лерцолитовой мантии в диапазоне давлений 5-10 кбар могут быть образованы жидкости, близкие по составу к океаническим ТО (Кадик и др., 1990). К подобным выводам об условиях генерации океанических ТО базальтов пришли Д.Пресналл и др. (Presnall et al., 1979). Ими в системе $\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO} - \text{SiO}_2$ при 9 кбар магнезиальные базальты рассматриваются как первичные. Именно на уровне 9 кбар находится точка пересечения кривых солидуса плагиоклазового и шпинелевого лерцолитов и океанической геотермы. Они утверждают, что на уровне 9 кбар и температуры около 1300°C выплавляется высокомагнезиальная базальтовая магма. Итак, величина давления при вплавлении высокомагнезиальных ТО, которые рассматриваются как первичные магмы, у всех исследователей близка и варьирует в пределах от 6-8 до 10 кбар.

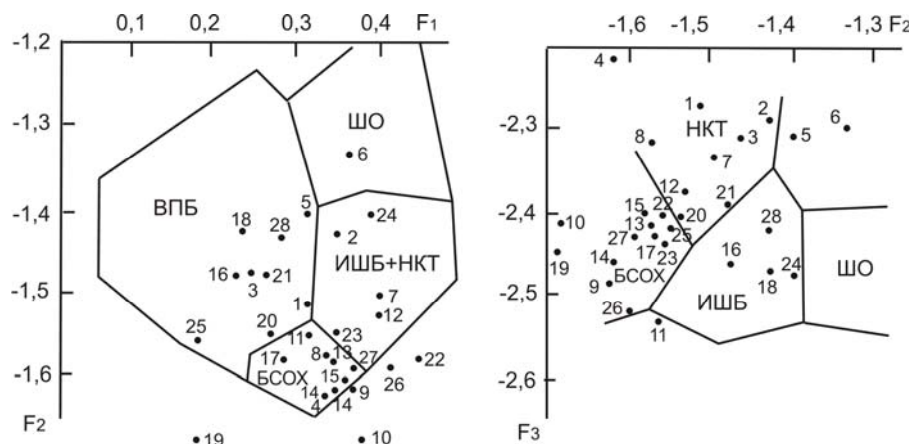


Рис.3. Дискриминационные диаграммы для идентификации базальтоидов различных геодинамических обстановок (Pearce, Norry, 1979). На диаграммах: ВПБ – внутриплитные базальты, БСОХ – базальты СОХ, ИШБ – ИШБ базальты зон субдукции, НКТ – низкокальциевые ТО зон субдукции, ШО – шошониты. F_1 , F_2 и F_3 – дискриминантные функции Дж.Пирса. 1-28 – тоже, что на рис. 2.

Котектическая природа раннеюрских базальтов Малокавказских и Большекавказских палеобассейнов выявляется при их сравнении с современными аналогами из различных геодинамических обстановок на экспериментально изученной системе (рис. 4), где показаны поля устойчивости некоторых природных лерцолитов с различным минеральным составом. Согласно этой системе, подразделение парагенезисов природных лерцолитов по температуре и давлению определяется с большой точностью по составу клинопироксенов: так, отношение $100 \cdot \text{CaSiO}_3 / (\text{CaSiO}_3 + \text{MgSiO}_3)$ особенно чувствительно к температуре, а отношение $100 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaSiO}_3 + \text{MgSiO}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3)$ больше зависит от давления. Из этого следует, что раннеюрские базальтоиды (Тфанские, Нахчыванские, Северо-Осетинские) заканчивали кристаллизацию из магмы, находящейся вблизи солидуса при низком давлении ($P = 11$ кбар). ТО базальты зоны Главного хребта (Авадхарский и Домбайский районы) и осевой зоны Большекавказского бассейна (Абхазия, Сванетия, Рача и др.) а также СЩ базальты Северной Осетии в соответствии с современными аналогами (точки 16 и 20) являются высокотемпературными ($1240-1243^\circ$) и, возможно, выплавлялись из больших глубин (порядка 54-56 км). Относительно высокощелочные базальты Тфанской и Нахчыванской зон (точки 2 и 5) четко обособились в граничной зоне шпинеловых и гранатовых лерцолитов. Наконец, пикробазальты Нахчыванской зоны Малого Кавказа, Северной Осетии и КР зон (точки 4, 10 и 19), обнаруживают максимальные концентрации вблизи солидуса, что соответствует давлениям от 15 до 18 кбар, близким к экспериментальным данным, приведенным М.О.Хара (Onuma, 1967). В целом, как раннеюрские базальтоиды Кавказа, так и современные их аналоги с условиями генерации от 11 до 20 кбар и температурой плавления $1100-1250^\circ\text{C}$ сконцентрированные в поле первичного источника, соответствуют шпинелевой фации глубинности. Однако, устанавливается и более глубокий источник от-

носителньо Ш и СЩ разновидностей рассматриваемых базальтоидов. Их фигуративные точки смещаются к полю гранатового лерцолита (рис. 4).

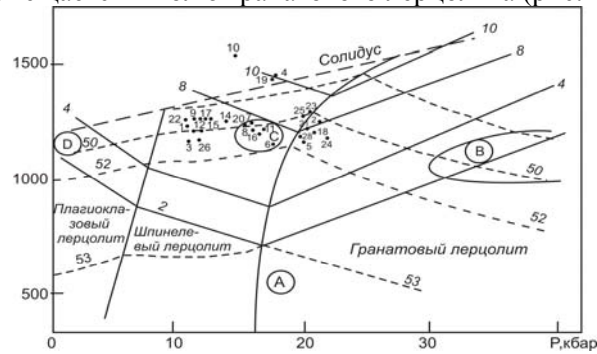


Рис. 4. Диаграмма полей устойчивости пиропы шпинели в поле стабильности лерцолитов. По М.ОХара (О'Нара, 1967) с изменениями по Кармайклу и др. (Carmichael et al., 1974). На диаграмме: 2-10 – отношение $100 \times \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaSiO}_3 + \text{MgSiO}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3)$ в клинопироксене, 45-53 – отношение $100 \times \text{CaSiO}_3 / (\text{CaSiO}_3 + \text{MgSiO}_3)$ в клинопироксене. Поля: А – норвежские гранатовые перидотиты, В – нодулы в кимберлитах, С – перидотит из Лизарда, Корнуолл, Д – перидотит из Новой Зеландии. 1-28 – фигуративные точки, тоже, что на рис. 2.

Аналогичных выводов придерживается Л.В.Дмитриев (1986), согласно которому предполагается наличие в мантии трех источников выплавления исходных магматических расплавов – связанных с плагиоклазовой, шпинелевой и гранатовой фациями глубинности (рис.5). Перегретость этих исходных расплавов по отношению к океанической геотерме позволила Л.В.Дмитриеву предположить, что их появление связано с процессом диапиризма, развивающимся в условиях, близких к адиабатическим. Здесь, как и на рис. 4, раннеюрские базальтоиды наиболее компактно расположились в поле шпинелевого лерцолита.

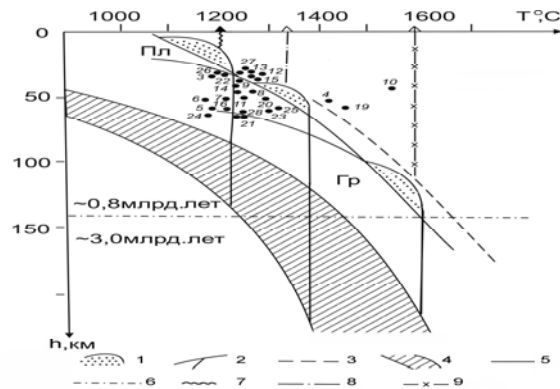


Рис. 5. Положение зон частичного плавления мантии (~15%) в сухих условиях на уровнях плагиоклазовой (Пл), шпинелевой (Шп) и гранатовой (Гр) фаций глубинности относительно поля океанических геотерм по Л.В.Дмитриеву (1986).

1 – зона частичного плавления мантии, 2 – линия солидуса, 3 – линия частичного плавления (~15%), 4 – поле океанических геотерм, 5 – адиабаты при различных начальных температурах, 6 – приблизительная возрастная граница, 7 – базальты ТОР-2, 8 – базальты ТОР-1, 9 – базальты островов. 1-28 – тоже, что на рис. 2.

В пользу базальтового состава большинства первичных магм, в первую очередь, свидетельствуют геолого-петрографические факторы (Фролова, Бурикова, 1997) – обилие базальтов среди продуктов вулканизма океанов при большой редкости пикритов, отсутствие стекол или афировых разностей базальтов с содержанием магния больше 11%, котектический состав которых позволяет считать их непосредственными выплавками из мантийного вещества. Составы, близкие к магнезиальным ТО (9,5% MgO), были получены экспериментально при частичном плавлении лерцолитов при 10 кбар и температурах 1250–1350°C. Л.В.Дмитриев (1986). Обобщая петрологические исследования магматизма океанов, в частности, на примере Атлантического океана, выделили две петрохимические группы ТО ОР (ТОР), которые являются продуктами дифференциации двух различных первичных расплавов - ТОР-1 и ТОР-2. Разница между ними объясняется разными давлениями в момент последнего равновесия этих расплавов с мантией. Они отделяются от сухого лерцолита на уровне шпинеловой или плагиоклазовой фаций при степени плавления от 17 до 15%, при температуре 1350 и 1250°. При этом высокомагнезиальный, близкий к пикриту ТОР-1 образовался при степени плавления 10-20 % и при давлении 10 кбар, а высокоглиноземистый ТОР-2 – при степени плавления 10-15 % и давлении 6-8 кбар. На основании расчета составов жидкостей, равновесных с остаточными минералами мантии, показали, что при давлениях больше 10 кбар вблизи солидуса перидотитов могут быть устойчивыми только высокомагнезиальные пикритовые расплавы (Рябчиков и др. 1978). Условия их генерации определяются ими в 15-20 кбар при температуре до 1450°C и степени плавления 10-15 %. В раннеюрских пикритах (табл. 2, № 4 и 10) содержание MgO достигает 20,43 и 27,27%, соответственно. Условия их генерации 15-18 кбар, температура плавления 1449-1552°C.

Раннеюрские высокомагнезиальные базальты по многим петрогенетическим особенностям близки к базальтам – производным из пикритового расплава путем частичного плавления (~ 15 %) мантийного субстрата, экспериментально полученного М.О.Хара, И.Д.Рябчиковым с соавторами, Л.В.Дмитриевым и др. Источником первичного расплава для них служит сухой лерцолит на уровне шпинелевой фации верхней мантии.

ВЫВОДЫ

1. Следуя основным принципам актуализма, установлены, что при становлении раннеюрских вулканогенных формаций, регионы Кавказа представляли собой АКО западно-тихоокеанского типа, являясь зоной переходной от континента к океану. Сравнение материалов показало, что раннеюрская вулканическая деятельность на Северном, Северо-Западном и Восточном Кавказе, проявившаяся с той или иной интенсивностью, протекала в сходных геодинамических обстановках – в условиях преобладающего растяжения и образовавшиеся при этом вулканы объединяются в составе контрастных, однородных, а иногда протяженных магматических формаций. Синхронный вулканизм в Тфанской зоне происходил в условиях океанического (субокеанического), а в Нахчыванской склатчатой зоне – континентального рифтогенеза. Раннеюрский вулканизм в них характеризуется простым петрографическим составом пород (базальты и

долериты) и почти одинаковым составом породообразующих минералов и характером их вторичных изменений. Типоморфные породы обеих зон почти неразличимы щелочностью, титанистостью, магнизиальностью. Геодинамические обстановки их формирования также близкие: в Нахчыванской зоне раннеюрский вулканизм спровоцирован континентальным рифтогенезом, а в Тфанской зоне – субокеаническим. Однако в первой зоне преобладает вулканиты К-На, а во второй – Na типов. Одно из уникальных явлений того времени является извержение продуктов однородной магмы ТО базальтового состава. Первичным расплавом для них является мантийное вещество, отвечающее лерцолиту шпинеловой фации глубинности. Появление расплава такого типа по Л.В.Дмитриеву (1986) связано с мантийным диапиризмом. Главной отличительной особенностью регионов с раннеюрским вулканизмом является наличие флишевого прогиба на южном склоне Большого Кавказа с широким развитием покровных структур, где с ТО базальтами ранней юры генетически, либо парагенетически связаны медно-колчеданные, медно-пирротиновые рудные формации (Абдуллаев и др., 1975; Гугушвили, 2000; Г.Мустафаев, М.Мустафаев, 2007).

2. Проявление раннеюрского вулканизма Тфанской осевой зоны Большого Кавказа связано с нарастающим растяжением на активной окраине Скифской плиты, где на фоне осадения глубоководных песчано-глинистых отложений происходили массовые трещинные излияния ТО базальтов Na-го типа, тяготеющих к таковым СОХ. Судя по составу пород, этот вулканизм, очевидно, маркирует спрединг раннеюрского этапа. В этот же период в северной пассивной окраине Иранского микроконтинета, в Нахичеванской складчатой зоне Малого Кавказа, в сопрягаемой зоне Шаруро-Джюльфинского антиклинория с Ордубадским синклинорием раннеюрский вулканизм был спровоцирован рифтингом. В результате вулканической деятельности центрально-трещинного типа формировалась вулканическая формация ТО-базальтового состава, характерная для КР.

3. Одной из наиболее характерных особенностей минералогии ТО- базальтов Тфанской зоны является почти полностью отсутствие в них фенокристаллов магнитных минералов или их примесей, что вызвано низкой фугитивностью кислорода (fO_2 от -10 до -14) при их кристаллизации. Это свидетельствует об образовании базальтоидов Тфанской зоны в условиях восстановительной среды. Базальтоиды Нахчыванской зоны обильны магнитными минералами и при их кристаллизации фугитивность кислорода (fO_2 от -6,3 до +1,3) была намного выше, чем у таковых Тфанской зоны, что характерно для пород, образовавшихся в окислительной среде. Высокая летучесть кислорода отражается в широком развитии магнетитов во вкрапленниках базальтов Нахчыванской зоны. Приведенные особенности сравниваемых групп пород довольно ясно указывают, что в ходе кристаллизации раннеюрских базальтоидов Азербайджана происходит инверсия флюидной системы от восстановительной (в Тфанской зоне) к окислительной (в Нахчыванской зоне) среде, что фиксируется кристаллизацией магнетита.

4. Сравнительным петрологическим анализом установлено, что раннеюрский вулканизм, маркирующий раннеальпийский этап Кавказа, по многим петрогеохимическим параметрам и условиям формирования обнаруживает сходство не только между собой, а также с таковыми современных геодинамических

обстановок. Об этом свидетельствуют данные рис. 2-5, в которых рассматриваемые базальтоиды Кавказа, в частности Тфанской зоны Большого и Нахчыванской зоны Малого Кавказа, как будто вырисовывают единое поле, где области составов многих базальтоидов частично взаимно перекрываются. Вместе с этим нельзя не заметить, что внутри всей совокупности раннеюрских пород Кавказа четко выделяются три типа базальтов: 1) ТО базальты однородной формации континентально-рифтогенного (КР) типа. К ним относятся базальты и пикробазальты Нахчыванской и пикриты Северо-Осетинской зон (табл. 2, № 3, 4, 5, 10). Состав этих базальтов изменяется от пикритов (№ 10) через пикробазальты (№ 4) до СЩ (№ 5) и ТО (№ 3) базальтов, которые обогащены оливином. В них коэффициент первичности M' довольно высокий (от 73 до 80) и поэтому они по составу близки к родоначальному расплаву; 2) базальты АКО западно-тихоокеанического (островодужного) типа. К ним относятся СЩ базальты Бечасинской зоны. Базальты этого типа относятся к начальным членам полной дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой серии, весьма похожей по химизму на базальты современных ОД, формирование которых происходит в условиях субдукции литосферы. По некоторым петрохимическим характеристикам ($f_{O_2} = -11.2$, $K_2O/TiO_2 = 1.15$, $al' = 1.44$, $f = 13.2\%$ и др.) более уверенно устанавливается, что при становлении Бечасинских базальтов господствовал ИЩ тренд дифференциации, который является индикаторными образованиями типичных островодужных дифференцированных серий; 3) базальты окраинноморского типа, который включает базальты однородной серии. К этим типам относятся базальты осевой зоны растяжения Большекавказского бассейна, в частности Тфанского рифта, Северного и Западного Кавказского региона, петрохимическая специфика которых заключается в близости их составов к породам, формирующимся в областях СОХ и ВОО.

5. Для идентификации раннеюрских базальтоидов Кавказа и сравнение их между собой и с таковыми современных геодинамических обстановок, применены петрографические, минералогические, петрохимические и геохимические методы, при помощи которых среди раннеюрских базальтоидов рассматриваемых объектов достаточно надежно выделяются как рифтогенные (субокеанические и континентальные), так и островодужные геодинамические обстановки. Для каждой обстановки характерны свой тип вулканизма, специфические термодинамические параметры пород и индикаторные петрохимические серии, которые создают возможность более надежно отличить их между собой и от таковых других геодинамических обстановок при палеотектоническом анализе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев Р.Н., Курбанов Н.К., Алиев Г.И. Магматизм и колчеданное оруденение Жихих-Чугакской зоны Белоканского рудного района (Большой Кавказ). Известия АН СССР. Серия геоло., № 4, 1975. С. 79-89.
2. Буго А., Жорон Ж.Л., Тройль М. Гетерогенность мантии. Геология мирового океана, 27 МГК. М.: Наука, 1984. С.20-28.
3. Гугушвили В.И. Рудообразование и вулканизм на фоне геодинамической активности океана Тетис в пределах Кавказа и Турции. Мат. науч. сессии посв. 110-летия со дня рождения акад. А.И.Джанелидзе. Т.: 2000. С. 387-401.

4. Гогишвили Т.Ш., Кипиани И.Б. Фация красных криноидных известняков и продукты кислого вулканизма в лейасе Локского массива (Юго-Восточная Грузия). Сообщ. АН Гр. ССР, т. 77, № 2, 1975. С. 385-388.
5. Дмитриев Л.В. Магматизм дна океана и вопросы формирования его литосферы. Геология и геофизика, № 7. Н.: 1986. С. 81-85.
6. Кадик А.А., Луканин О.А., Лапин И.В. Физико-химические условия эволюции базальтовых магм в приповерхностных очагах. М.: Наука, 1990. 345 с.
7. Карякин Ю.В. Геодинамика формирования вулканических комплексов Малого Кавказа. М.: Наука, 1989. 151 с.
8. Когарко Л.Н. Отношение Ni/Co – индикатор мантийного происхождения магм. Геохимия, №10, 1973. С.53-71.
9. Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с.
10. Мустафаев Г.В, Мустафаев М.А.. Геодинамическая обстановка, магматизм и эндогенные рудные месторождения как взаимосвязанные элементы модели рудообразования (на примере мезозоя Азербайджана). Тр. ИГ НАН Азербайджана, № 35. Б.: 2007. С. 124-139.
11. Мустафаев М.А. Мезозойский вулканизм Азербайджана и палеогеодинамические обстановки его формирования. Известия АН Азербайджана, Науки о Земле, № 1, 2000₁, С. 27-33.
12. Мустафаев М.А. Особенности мезозойских вулканических серий Азербайджана в различных геодинамических обстановках. В кн.: Геология и минерально сырьевая база Северного Кавказа. Материалы 9-й Межд. науч.-прак. геологической конференции. Е.: 2000₂. С. 182-191.
13. Мустафаев М.А. Раннеюрский вулканизм зоны растяжения Большекавказской системы Мезотетиса. Известия НАН Азербайджана, Науки о земле, № 1, 2003. С. 40-49.
14. Мустафаев М.А. Закономерности проявления магматизма и геодинамика Кавказского региона в юрском периоде (Азербайджан). Известия. НАН Азербайджана, Науки о Земле, №3, 2006. С. 21-30.
15. Рябчиков И.Д., Богатиков О.А., Бабинский А.Д. Физико-химические проблемы происхождения щелочноземельных магм. Известия АН СССР, Сер.геол., № 9, 1978. С. 5-18.
16. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. Учеб. пособие. М.: МГУ, 1997. 320 с.
17. Adel M.R., Zeinab M.A. The significance of Fe, Mg, Ni, Co, Ba and Rb as a guide to the geochemical classification of common volcanic rocks-Neues jahrbuch mineral Abh, 1980, v. 139, № 3. P. 1837-1886/
18. Lordkipanidze M., Meliksetian B., Djr bashian R. Mezozoic-Cenozoic magmatic evolution of the Pontian-Crimean-Caucasian region // Mem.de la Soc.Geol.de France. Nouv.ser.Paris. 1988. 154 (II). P. 103-124.
19. Mustafayev M.A. Petrology of magmatic series of contact zones of island arc and riftogenic structures in the Lesser Caucasus (Azerbaijan)//Proceedings 5th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology. Thessaloniki, Greece. 2004. P.1187-1189.
20. Mustafayev M.A. Petrology and geodynamic conditions of formation othe early Alpine stage magmatic series of the East Caucasus (Azerbaijan) // 4-th International Symposium on Eastem Mediterranean Geology. Isparta, Turkey, 2001. P. 165-180.
21. O'Hara M.J. Mineral paragenesis in ultrabasic rocks. – In: Ultrabasic and related rocks. P. J.Wyllie, ed., N. Y.John Wiey and Song. Inc., 1967. P.393-403.
22. Pearee J.A., Norry M.J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks // Contrib. Miner. and Petrol., Vol. 69, №1, 1979. P.33-48.

23. Presnall D.C. et al. Generation of mid-ocean ridge tholeites. J. Petrol., Vol. 20, N 1, 1979. P. 3-35.
24. Carmichael I. S. E., Tyrner F. J., Verhoogen J. Igneous petrology. N. Y., McGraw-Hill Book Co., 1974. 739 p.

TETİSİN QAFQAZ SEQMENTİNİN KONTİNENTAL KƏNARININ ERKƏN YURA VULKANİZMİ: GEOLOGİYA, PETROLOGİYA VƏ GEODİNAMİKA

M.A.MUSTAFAYEV

XÜLASƏ

Məqalədə Böyük Qafqazın Tfan gərilmə ox zonasının və Kiçik Qafqazın Naxçıvan kontinental-riftoqen zonasının və bütövlükdə Qafqazın erkən yura bazaltoidlərinin qeoloji-tektonik vəziyyətinə, maddi tərkibinə və petroqeo kimyəvi xüsusiyyətlərinə baxılmışdır. Azərbaycanın erkən yura bazaltoidlərinin həm bir-birilə və həm də müasir geodinamik şəraitlərin bazaltoidləri ilə müqayisəli analizi aparılmışdır. Beləliklə, üç müxtəlif geodinamik şəraitləri seçiyəndirən üç tip bazalt ayrılmışdır: 1) kontinental-riftoqen (KR) tipli bircinsli formasiyalı toleit (TO) bazaltlar; 2) subduksiya geodinamik şəraitlərin indikator əmələgəlməsi sayılan qərbi-sakitokean tipli (adalarqövsü tipli) aktiv kontinental kənarların (AKK) əhəngli-qələvi (ƏQ) bazaltları; 3) petrokimyəvi xüsusiyyətlərinə görə aralıq-okean dağ silsilələrin (AOS), kənar dənizlərin (KD) və okean daxili adaların (ODA) bazaltlarına yaxın olan okean-rift (OR) tipli bazaltlar. Hər geodinamik şəraiti öz vulkanizmi, vulkanitərin formalaşmasının özünə-məxsus termodinamik parametrləri və indikator petrokimyəvi seriyaları seçiyəndirir.

THE EARLY JURASSIC BASALTOID VOLCANISM OF THE CONTINENTAL MARGIN OF THE CAUCASIAN SEGMENT OF MESOTETHYS: GEOLOGY, PETROLOGY AND GEODYNAMICS

M.A.MUSTAFAYEV

SUMMARY

There have been considered geological-tectonic position, material composition and petrogeochemical peculiarities of rock of the early Jurassic basaltoids in the Tfan axial zones of the extension of the Greater Caucasus and the Nakhchyvan continental-riftogenic zone of the Lesser Caucasus and the Caucasus on the whole. There has been performed their comparative analysis between each other and with those of the recent geodynamic environment: 1) tholeiitic (TO) basalts of a continental-riftogenic (CR) type of the uniform formation; 2) calcic-alkaline (CA) basalts of the active continental margins (ACM) of west pacific-oceanic (insular arc) type which is the indicator formation of subduction geodynamic environments; 3). basalts of oceanic-riftogenic (OR) type. Their petrochemical specific character is determined by their proximity to those of median-oceanic ridges (MOR), marginal seas (MS) and intraoceanic islands (IOI). For every environment its own type of volcanism specific thermodynamic parameters of the formation of volcanites and indicator petrochemical series are typical.