

## ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

© А.Д.Исмаил-Заде, 2010

## ФОРМИРОВАНИЕ ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОИДНОГО КОМПЛЕКСА ТАЛЫША В РЕЖИМАХ «ОСТРОВОДУЖНОЙ» И «РИФТОГЕННОЙ» СИСТЕМ

А.Д.Исмаил-Заде

*Институт геологии НАН Азербайджана  
AZ1143, Баку, просп. Г.Джавида, 29 А  
arifismail@excite.com*

Талыш – структурная зона по СВ борту Эльбурской складчатой системы, приуроченная к области погружения её на СЗ при сопряжении с Малым Кавказом. Среди эоценовых магматических комплексов Центрального Ирана и Эльбурса, представленных дифференцированными известково-щелочными и субщелочными сериями островодужной системы, Талышская структура выделяется субщелочным и щелочным составами базальтового магматизма, отличающимися по вещественным характеристикам от «островодужных» типов. Комплексом петро-геохимических параметров рассмотрена проблема происхождения исходных для комплексов магм, характеризующихся сочетанием «рифтогенных» и «островодужных» геохимических признаков. Произведена увязка с геодинамикой региона.

**Геотектоническое развитие.** Талышская структурная зона на территории Азербайджана выступает по северо-восточному борту Эльбурской складчатой системы, погружающейся на северо-западе в сторону Нижнеаразского прогиба (рис.1).

В строении зоны принимают участие комплексы: карбонатный, 80-100 м (поздний сенон) и туфогенно-флишоидный, 1000-1200 м (даний-палеоцен) на юго-западе; вулканогенно-осадочный, 3500 м (эоцен) и молассовый, 1500 м (олигоцен-миоцен) – в центральной части и аллювиально-пролювиальный (плиоцен-четвертичный) – на северо-востоке региона (Азизбеков и др., 1979).

Исследуемый эоценовый вулканогенно-осадочный комплекс Талыша представлен (рис.2): вулканогенной щелочно-базальтовой формацией с субформациями:

- трахибазальт – трахиандезит – трахитовой, ранне-среднеэоценовой, развитой в Космальянском прогибе (космальянская свита); слагается лаво-пирокластическими толщами андезитов, андезибазальтов, пикрит-трахидолеритов, лейцитовых базани-

тов, трахидолеритов и туфами трахиандезитов с экструзивно-дайковыми образованиями эссекситов, габбро-тешенитов; перекрывается осадочной толщей (неслинская свита);

- трахибазальт – фонолитовой, позднеэоценовой, развитой в Дыманском прогибе (дыманская свита); слагается лавами и пирокластами плагиоклаз-порфириновых и анальцимовых трахиандезитов и субщелочных витробазальтов, трахидолеритов с субвулканами эссекситов, трахидолеритов и трахитоидных виттербитов (фонолитов), (пештасарская свита);

интрузивной – субщелочной ультраосновной формацией с субформациями:

- габбро-пироксенитовой – пироксениты, габбро-пироксениты, пикриты;
- габбро-сиенитовой – габбро-сиениты, сиениты и щелочные лампрофиры; перекрывается осадочной толщей (аркеванская свита).

Для Талыша выделяются две эпохи тектонического развития: мел-эоценовая – заложение глубинных разломов и структурных



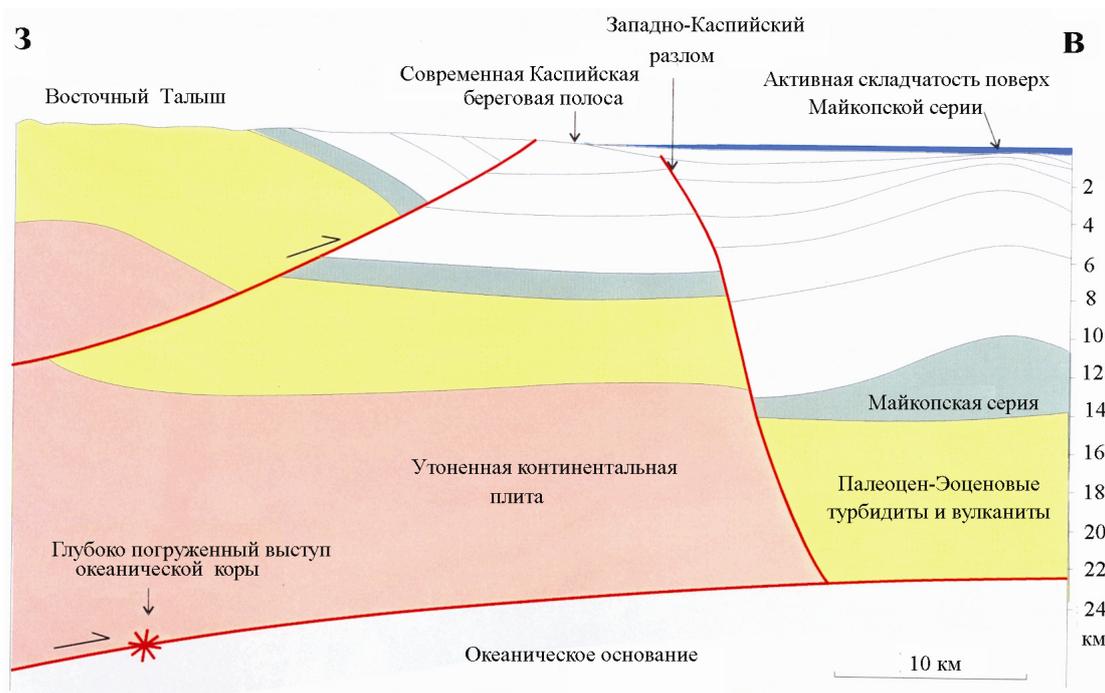


Рис. 3. Схематический геологический профиль сопряжения структурных зон Талыш-Каспий. (Stephan et al., 2005)

характерны присущие островодужным системам особенности: сейсмичность с неглубоким залеганием гипоцентров, наличие линейных вулканических поясов и глубинных межструктурных разломов, по которым отмечаются шарьяжно-покровные малоамплитудные надвиги. Для вулканических зон, приуроченных к областям погружений, характерна неоднородность полей напряжений, выраженная чередованием элементов структур сжатия и растяжения, способствовавших сочетанию в пределах Талыша островодужных комплексов с рифтогенными.

Регион Талыша является переходным звеном между двумя разнотипными по геодинамике формирования структурными зонами – системой Эльбурса с континентальной корой и Южно-Каспийской впадиной с субокеанической корой, прошедшими разные пути геологического развития.

**Петрография и минералогия.** Базальтоиды обеих субформаций Талыша в лавовых и субвулканических фациях имеют порфировую структуру, обусловленную наличием вкрапленников ОI, Рх, РI. Структура основной массы в ранне-среднеэоценовых разностях трахибазальтов, трахидолеритов преимущественно пилотакситовая, интерсертальная, а в

позднеэоценовых – витрофировая с преобладанием микролитов РI, СРх, TiMgt. Субвулканическая фация обеих субформаций и интрузивные фации характеризуются большей раскристаллизованностью, представленной для вулканогенных долеритовой и габбровой, а для интрузивной – габбро-офитовой, местами порфировидной структурами.

Кристаллизация базальтовых магм обеих субформаций начинается с формирования субликвидусных фаз вкрапленников ОI и мелких магнетита, вслед за которыми отмечаются СРх и РI, представляющие собой интрателлурические вкрапленники глубинного магматического очага. На следующем этапе кристаллизации в промежуточной камере выделяется лейцит. При извержении на заключительном этапе наблюдается формирование лейст РI, в меньшей мере микролитов СРх и TiMgt, а в раскристаллизованном стекле основной массы отмечается К-Na полевой шпат. В интрузивных породах наблюдается сочетание полнокристаллической структуры пород, представленных ОI, ОРх, СРх, Vi (в пироксенитах) и реже РI (в габбро-пироксенитах), с наличием мелких межинтерстиционных выделений вулканического стекла, замещенного хлоритом; для всей породы характерна амфиболизация.

Оливины в трахибазальтах и витробазальтах субформаций замещены илдингситом и боулингитом, а по трещинкам – магнетитом. В интрузивах в составах ОI от биотитовых пикритов к габбро-пироксенитам отмечается увеличение железистости ( $Fa=11,5$  до  $16,0$ ). Вкрапленники P1 в фациях интрузивной формации представлены битовнитом ( $An=67-70$ ), в вулканитах сменяются андезинами и андезин-лабрадорами, а нередко оконтуриваются полевыми шпатами Na – санидинов. ОРх установлен лишь в фациях интрузивной формации и представлен энстатитом ( $En=84,4-90,3$ ). Клинопироксены основных фаций интрузивной формации и вулканогенных субформаций отвечают по составам в пироксенитах и габбро-пироксенитах титанистым авгитам ( $Wo=43,8-42,0$ ;  $Fs=13,9-18,5$ ), в фациях вулканогенных формаций – диопсиду ( $Wo=47,0$ ;  $Fs=12,0$ ) и салиту ( $Wo=45,0$ ;  $Fs=14$ ). Железо-титан-окисные минералы в пределах формаций представлены: в вулканитах – титаномагнетитами, в субвулканических фациях – совместно с ильменитами, в слюдяных пироксенитах – магнетитами, в щелочных габброидах – титаномагнетитами и в меньшей степени ильменитами, в сиенитах – ильменитами. Титаномагнетиты характеризуются различным содержанием  $TiO_2$ : от 12-15% в трахибазальтах ранне-среднеэоценовой субформации до 21-23% в эссекситах позднеэоценовой субформации; в пироксенитах и габбро-пироксенитах – до 12,05%. Это хорошо увязывается с температурой Кюри этих пород, изменяющейся от  $T_c=500^\circ C$  в трахибазальтах ранне-среднего эоцена до  $T_c=250^\circ C$  в эссекситах позднего эоцена, в слюдяных пироксенитах  $T_c=578^\circ C$ , в щелочных габбро и габбро-сиенитах  $T_c=300, 425, 600^\circ C$  (Исмаил-Заде, Саттаров, 1985). Пересчет на минеральные фазы показывает, что в титаномагнетитах от ранне-среднеэоценовых к позднеэоценовым устанавливается уменьшение содержаний магнетита ( $Fe_3O_4$ ), а также шпинели ( $MgAl_2O_4$ ) и весьма незначительно феррохромита ( $FeCr_2O_4$ ) и увеличение содержаний ульвошпинели и ильменита ( $Fe_2TiO_4 + FeTiO_3$ ). Стекло основной массы вулканитов, содержащее микролиты P1, TiMgt и K-Na полевые шпаты базитового состава, в более поздних дифференциатах достигает высоких по щелочности трахитовых и

фонолитовых составов ( $SiO_2 = 55-56,8$  мас.% и  $Na_2O + K_2O = 9,9-11,4$  мас.%).

Петролого-магнитные особенности вулканических пород и данные экспериментальных исследований титаномагнетитов при высоких P-T-параметрах (Геншафт, Саттаров, 1982) позволили установить:

- позднеэоценовые вулканиты соответствуют расплавам более глубоких, а ранне-среднеэоценовые – более высоких уровней глубинности магматического очага;
- титаномагнетиты трахибазальтов ранне-среднего эоцена образовались при  $T \geq 1100^\circ C$  и  $P_{O_2} = 10^{-7}-10^{-9}$  атм., а эссекситы позднего эоцена при  $T \leq 950^\circ C$  и  $P_{O_2} = 10^{-11}-10^{-15}$  атм., т.е. на глубинах, соответствующих нижним слоям земной коры;
- петромагнитные параметры щелочных базальтоидов Талыша отражают различия в геодинамических условиях развития региона, выраженные в переходе режимов растяжения-сжатия в ранне-среднем эоцене к преобладающему растяжению в позднем эоцене.

**Классификация пород.** Вулканиты вулканогенной формации Талыша различаются петрохимической сериальностью. Базальтоидные фации ранне-среднеэоценового комплекса являются оливин-нефелин нормативными ( $Ol=4,51-11,09$ ,  $Ne=4,76-6,51$ ), а позднеэоценового комплекса – кварц-гиперстеновыми ( $Q=3,11$ ,  $Hu=4,51$ ); все базальтоиды отвечают параметрам  $(Na_2O+K_2O) > 5$  (масс.%) при  $Na_2O/K_2O=0,7-0,9$  (табл. 1). Согласно классификации Петрографического Комитета РАН (1997), эти параметры демонстрируют принадлежность исследуемых базальтов к базальтоидам K-Na субщелочной серии – трахибазальтам, трахидолеритам. Это определение, основанное на особенностях их химического и минералогического составов, не противоречит их генетической общности и подтверждает возможность существования в составе щелочно-базальтового комплекса как Ol-Ne нормативных трахибазальтов, так и более кремнекислых разностей, соответствующих Q – Hu нормативам. К последним относятся и расположенные с ними в единой структурной зоне по ЮЗ борту Эльбурса эоценовые базальтоиды Караджской формации, отличающиеся относительно повышенными содержа-

ниями окислов титана, железа и пониженными кремнезема и кальция при близких соотношениях щелочей. Однако для комплексов Тальша характерно завершение каждой стадии вулканизма щелочными дифференциатами – трахитами, лейцитовыми тефритами, лейцит-санидиновыми трахиандезитами, виттербитами, сиенитами, отсутствующими в комплексах Караджской формации. Формирование щелочных серий, характеризующихся

повышенным содержанием щелочных алюмосиликатов и пониженным полевошпатовой извести и цветных компонентов, отражается и на минералогических их составах преобразованием железисто-магнезиальных пироксенов в известковистые, обогащением альбитовой молекулой плагиоклазов, появлением лейцита, санидина, что является отличительной петрологической особенностью щелочно-базальтового вулканизма.

Таблица 1

Химический состав (мас. %) и редкие элементы (г/т) пород эоценового вулкано-плутонического комплекса Тальша

	37т	2т	32т	116т	35т	26т	4т	25т	82т
SiO <sub>2</sub>	48,66	54,45	56,80	49,99	54,62	55,37	42,62	48,75	50,90
TiO <sub>2</sub>	0,99	0,64	0,65	1,14	0,61	1,06	0,65	1,39	1,39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,86	17,92	19,28	16,78	20,58	12,84	8,43	18,05	18,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,64	3,61	2,90	3,33	3,89	2,97	3,74	3,18	2,21
FeO	4,26	3,46	2,10	5,85	2,74	1,68	8,81	4,91	5,77
MnO	0,15	0,19	0,11	0,15	0,10	0,08	0,22	0,13	0,16
MgO	7,21	3,12	1,80	5,97	2,30	0,70	22,99	5,38	3,22
CaO	8,22	6,32	2,38	8,07	6,89	2,56	7,43	10,59	5,58
Na <sub>2</sub> O	2,76	3,55	4,68	2,63	3,51	6,14	-	2,95	4,48
K <sub>2</sub> O	4,06	3,35	5,48	2,99	3,85	5,50	1,07	1,19	4,19
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,49	0,28	-	0,50	-	0,40	0,12	0,55	0,54
ппп	1,47	1,84	3,96	1,40	1,26	2,68	3,18	1,96	2,21
Σ	99,77	99,07	99,38	98,30	100,35	99,18	99,26	99,75	99,45
K	1,7	1,4	2,27	1,6	1,24	2,3	0,44	0,49	1,74
Li	23	14	9,7	14	11	2,3	19	8	12
Rb	84	85	134	81	77	90	22	24	74
Ba	1050	1350	1800	1050	1040	2100	450	450	1500
Sr	476	498	840	567	586	463	256	772	925
Th	5,8	10	13,7	10	5,6	12,0	2,1	2,5	6,0
U	1,3	2,8	4,2	3,3	2,0	3,7	0,7	0,9	1,6
Pb	13	19	18	7	10	22	,5	5	6
Cu	96	200	20	87	150	180	50	67	58
Zn	37	30	28	44	40	35	100	64	90
Cr	180	30	-	170	30	10	966	119	10
V	301	300	170	300	200	140	218	269	250
Co	23	20	3,6	48	10	28	65	28	16
Ni	129	24	30	155	30	18	485	46	34
Ti	4600	4360	4380	6500	4400	67,20	4200	6566	8400
Zr	122,4			173,9	121,6				

**Примечание:** трахибазальт-трахиандезит – трахитовая субформация (ранне-средний эоцен): 37т – трахибазальт, 2т – трахиандезит, 32т – трахит; витробазальт – фонолитовая субформация (поздний эоцен): 116т – витробазальт, 35т – порфиновый трахиандезит; 26т – лейцитовый сиенитовый комплекс: 4т – пикрит-пироксенит, 25т – щелочное габбро: 82т – габбро-сиенит.

Магматизм Талыша завершается образованием субвулканических интрузий, представленных биотитовыми пикритами, пироксенитами, щелочными габбро, габбро-тешенитами и габбро-сиенитами (Гамарат, Алиабад, Алашар и др.), являющимися дифференциатами (кумуляты) более глубоких частей магматического очага.

Петрохимические различия между породами ранне-среднеэоценового и позднеэоценового комплексов Талыша и породами Караджской формации вырисовываются на трехкомпонентной диаграмме (рис.4), отражающей соотношения щелочного, железистого и магниального компонентов в процессе их формирования. Основные вулканиды этих комплексов при сравнительной стабильности содержания щелочных элементов с повышением кремнезема характеризуются повышением железистости и уменьшением магниальности. Сочетание щелочно-базальтовой и известково-щелочной серий связано с особенностями условий их генерации, а именно, с участием мантийных щелочных флюидов в формировании их минералогических составов. При этом эволюция расплава известково-щелочного состава сопровождалась увеличением кислотности, щелочности и уменьшением известковистости и магниальности, приводящими к образованию оливин – плагиоклаз (андезин) – щелочной полевой шпат – авгитовой минеральной ассоциации, а для расплава щелочно-базальтового состава – оливин – плагиоклаз (лабрадор) – санидин – анортотлаз – лейцит – эгирин – авгитовой ассоциации. Для позднеэоценового вулканогенного комплекса Талыша (Дыманский прогиб) с тенденцией к известково-щелочной серии отмечается минеральная ассоциация плагиоклаз (андезин) – калиевый полевой шпат – пироксенового (диопсид-салит) ряда.

Анализ фактического материала и сопоставление его с экспериментальными данными систем (Иодер, Тилли 1965) показывает, что дифференциация вышеупомянутых вулканических комплексов связана в каждом случае с гравитационно-кристаллизационной дифференциацией, поведением летучих компонентов и потенциалом кислорода в родоначальном расплаве. Осаждение в родоначальной магме оливина приводит к обогащению

остаточного расплава глиноземом, что в купе с щелочными флюидами способствует кристаллизации щелочных алюмосиликатов.

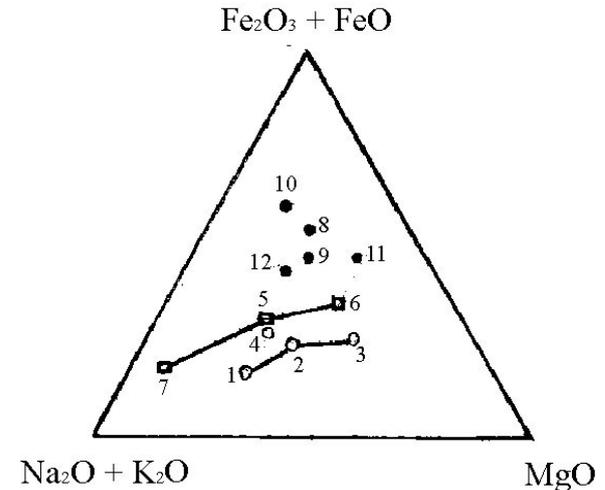


Рис. 4. Соотношение компонентов в субформациях щелочно-базальтоидного комплекса Талыша и пород Караджской зоны: ранне-среднеэоценовая: трахибазальты (3) – трахиандезиты (2) – трахиты (1); позднеэоценовая: трахиандезиты (4,5) – трахибазальты (6) – фонолиты (7); эоценовые базальты Караджской зоны (8,9,10,11,12)

**Геохимия.** Щелочные базальтоиды Талыша ранне-среднеэоценовой и позднеэоценовой субформаций при относительной близости элементов с крупноионными радиусами (КИР) Li, Rb, Ba, а также радиоактивными Th, U и рудными Pb, Zn, Cu характеризуются повышенными значениями элементов группы железа Co, Ni, Cr, V в ранне-среднеэоценовых вулканидах, а также суммой щелочей  $Na_2O + K_2O = 6,82\%$  против  $5,6\text{мас.}\%$  при  $Na_2O/K_2O = 0,7$  против  $0,9$  и весьма высокой магниальностью  $M = 66$  против  $54$  в позднеэоценовых вулканидах (табл.2).

Базальтоиды щелочно-базальтоидного комплекса Талыша по отношению к базальтоидам островодужного комплекса Караджской зоны (Hajlari, 1999) более щелочные ( $Na_2O + K_2O = 6,82-5,4$  при  $Na_2O/K_2O = 0,7-1,3$ ), менее железисты ( $Fe_2O_3 = 9,2-14,7$ ) и титанисты ( $TiO_2 = 0,99-1,14$  против  $1,61-3,25$  мас.%). При сравнении редкоэлементного их состава для комплекса Талыша оказываются повышенными содержания некогерентных – Rb, Ba, а также радиоактивных элементов – Th и

U. Степень фракционирования в них редкоземельных элементов по сравнению с островодужными оказывается более значительной (La/Yb=15-20 против 10-16 в ОД системе). На графиках распределения магматофильных элементов для Талыша и Караджа устанавливаются (рис. 5) незначительные преобладания в нормированных содержаниях Th, U, Hf, а также Ni и Sr вулканитов Талыша. Отличие геохимических характеристик отчетливо выражается в значениях маркирующих редкоэлементных отношений: щелочные базальтоиды имеют значительно высокие величины отношений Ba/Nb=64-46, Sr/Nb=56-89, Ba/Zr=6-13, Th/U=3,2-4,5 в сравнении с таковыми островодужных низкокальциевых базальтоидов Караджской формации (22-39; 24-35; 3,4-4,5; 0,7-2,6) (табл.3, 4). Обращают внимание преобладающие значения концентраций Ba, Rb, Sr в щелочных базальтах, что, очевидно, связано с их родством с флюидами, особенно активными при формировании щелочных комплексов.

**Модель происхождения щелочно-базальтовой магмы Талыша.** Важным фактором при построении модели петрогенезиса щелочно-базальтоидного комплекса Талышской складчатой зоны является учёт пространственной его сопряженности с эоценовыми островодужными комплексами Караджской зоны Эльбурской системы и Урмийско-Дохтар Центрального Ирана (National Iranian..., 1977). Развитая по южному обрамлению Каспийского бассейна Эльбурская складчатая система представлена в центральной части комплексами мезозоя, а по южному борту – вулканогенным комплексом эоцена Караджской формации, сформированной базальт-андезитовым комплексом субщелочной и известково-щелочной серий. Исследуемый щелочно-базальтоидный комплекс Талыша распространен на северо-западной оконечности Эльбурса. Таким образом, в пределах Эльбурской складчатой системы пространственно сопряженными оказались две серии разновозрастных комплексов: на северо-западе – Талышский щелочно-базальтоидный комплекс, а по южному борту – Караджский субщелочной и известково-щелочной.

**Таблица 2**

Химический состав (мас. %) и редкие элементы (г/т) пород эоценового комплекса Эльбурской системы Ирана (Hajlari, 1999)

	M-1	M-2	M-4	M-5	M-6
SiO <sub>2</sub>	49,00	49,16	49,74	47,43	48,34
TiO <sub>2</sub>	1,76	1,72	3,25	0,91	1,61
Ae <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,62	16,63	15,68	14,66	16,35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,70	12,11	14,71	11,24	11,65
MnO	0,20	0,21	0,37	0,19	0,32
MgO	6,04	6,46	4,17	9,91	6,09
CaO	7,62	6,27	7,95	11,52	7,64
Na <sub>2</sub> O	1,83	3,26	4,1	2,25	2,98
K <sub>2</sub> O	3,58	3,07	1,28	1,78	3,85
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,04	0,96	1,09	0,33	0,91
ппп	3,54	3,18	5,21	4,66	5,12
Σ	100,39	99,84	102,33	100,21	99,74
K	1,5	1,3	0,5	0,7	1,6
Li	30,6	36	32,5	44,1	18,4
Rb	30,6	36	32,5	44,1	18,4
Ba	868	618	798	373	249
Sr	807	773	1404	688	365
Th	1,4	1,5	1,4	0	4,8
U	0,6	2,2	1,7	0,4	1,8
Pb	0,6	4,1	2,5	4,5	6,5
Cu	105	102	67	83	22
Zn	116	120	296	64	106
Cr	102	99	113	228	10
V	216	212	216	241	244
Co	29	26	25	43	20
Ni	41	38	53	72	11
Ti	10599	10606	19627	5848	9749
Zr	174,3	182	159,4	83,3	347,3

**Таблица 3**

Содержание редкоземельных элементов (г/т) в породах эоценового вулканоплутонического комплекса Талыша

	37 т	2 т	32 т	116 т	35 т
La	21	28	36	33	29,3
Ce	29	10	45	50	54,3
Nd	28,5			36,6	26,2
Sm	4,6	5,6	5,9	7,2	5,5
Eu	3,7	6,4	4,0	6,6	1,6
Tb	1,21	0,68	1,56	2,8	0,8
Yb	1,44	1,24	1,5	1,65	2,2
Lu	0,24	0,07	0,04	0,07	0,3
Hf	5,4	8,4	13,0	12,2	3,2
Ta	0,32	0,79	0,59	0,83	0,88
Nb					15,8

Таблица 4

Содержание редкоземельных элементов (г/т) в породах эоценового комплекса Эльбурской системы Ирана (Hajlari, 1999)

	M-1	M-2	M-4	M-5	M-6
La	41,4	41,7	30,4	17,1	36,4
Ce	83,4	82,7	74,5	36,7	74,3
Nd	40,1	38,7	48,5	21,2	38,1
Sm	8,0	7,7	12,7	5,1	7,8
Eu	2,4	2,4	4,4	1,7	2,4
Tb	1,1	1,1	2,4	0,7	1,1
Yb	2,6	2,6	6,6	1,6	2,8
Lu	0,4	0,4	1,0	0,2	0,4
Hf	3,8	4,0	7,8	2,2	4,1
Ta	1,3	1,3	1,3	0,3	1,1
Nb	26,3	27,6	20,2	6,3	23,8

Геохимические особенности магматических пород обоих типов комплексов демонстрируют участие в их образовании вещества мантии, различно метаморфизованной под воздействием щелочных флюидов.

В геохимическом аспекте базальтоиды Тальша характеризуются высокими содержаниями Cr, Co, Ni, легких РЗЭ больше, чем в таковых известково-щелочной серии. Высокие значения элементов группы железа, низкие V/Ni и высокие Cr/V и Ni/Co отношения отражают принадлежность основных дифференциатов серии мантийным расплавам с относительно высоким содержанием когерент-

ных элементов (Cr, Ni, Fe, V) и низким некогерентных (Ba, Sr, Rb, ЛРЗЭ). Повышение содержания последних в процессе магматической дифференциации соответствует «коровому» типу концентрации, т.е. тренду дифференциации базальтовых серий на уровне земной коры.

Подтверждением этому служат также включения глубинных пород и минералов, установленные в субвулканах ранне-среднеэоценового комплекса Тальша, отвечающие по составу пироксенитам, амфиболитам, щелочным габбро и соответствующие коровым образованиям. Комплекс петрохимических и магнитных параметров вулканогенной формации Тальша позволяет установить соответствие базитов ранне-среднеэоценового магматизма режимам орогенных эффузивов и островных дуг, т.е. областям, характеризующимся развитием преимущественно растягивающих и сжимающих усилий, а базитов позднего эоцена – породам областей с сжимающими усилиями (Исмаил-Заде, Саттаров 1982). Явно выраженная смена тектонического режима интенсивного растяжения – сжатия (пикриты, лейцитовые тефриты, базаниты, эссекситы и шошониты) режимом растяжения (витробазальты в витробазальт-трахитоидной субформации со слабо дифференцированными основными вулканитами) есть признак изменения геодинамического режима.

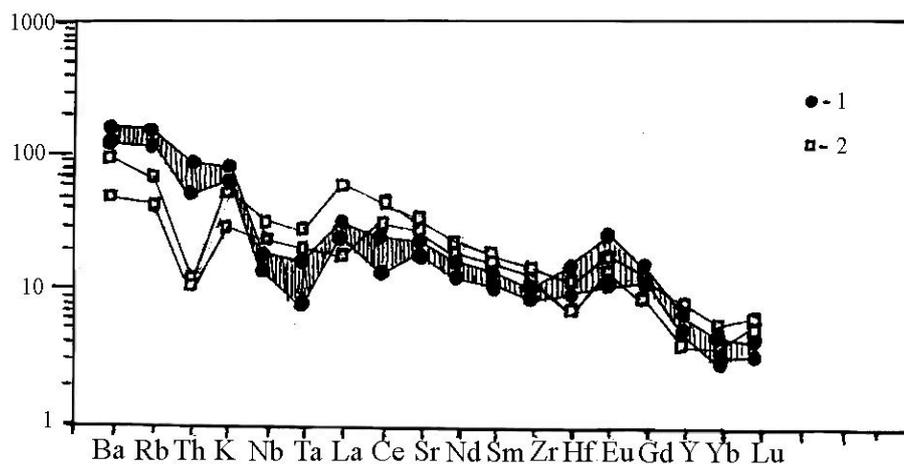


Рис. 5. Диаграмма вариации нормализованных относительно состава примитивной мантии геохимических элементов в эоценовых трахибазальтах: 1-поле трахибазальтов Тальша; 2-поле трахибазальтов Караджа

Талыш по комплексу геофизических данных, а именно наличию ряда гравитационных максимумов, положительной магнитной аномалии, низких значений плотности тепловых потоков ( $q_{cp}=40-50 \text{ m/Vm}^{-2}$ ), а также по особенностям глубинного строения (маломощный "гранитный" слой 3-5 км, с утонением к Каспийскому морю до полного выклинивания при мощности коры до 30 км) (Гаджиев, 1965) отражает геодинамические условия развития, характерные для континентальных областей.

Геохимические особенности вулканитов Талышской зоны позволяют выделить ее в самостоятельную область, соответствующую по геолого-структурным особенностям и глубинному строению окраинным или же задуговым бассейнам, сформировавшимся на континентальной (субконтинентальной) коре. Для континентальных областей задуговые бассейны редки и они образуют энсиалические бассейны, ложе которых сложено корой основного состава – Японское море, Калифорнийский залив (Фролова, Коновалов 1985). Подобная редкость энсиалических бассейнов объясняется большей устойчивостью континентальной коры литосферы к процессам раскалывания и спецификой тектонического перемещения литосферных плит.

Обогащение вулканитов задуговых бассейнов элементами с КИР, очевидно, необходимо увязывать с метасоматозом мантийного вещества при воздействии на него флюидной фазы, богатой элементами с КИР в результате возможной дегидратации океанической коры в процессе её субдукции в островодужной системе.

При разработке модели формирования щелочно-базальтовой магмы Талыша и интерпретации положения её связи со структурами островодужного вулканического пояса необходимо учитывать возможность участия в магмогенерации нескольких магм или одной гибридной магмы мантийного источника, а также выявление геодинамического режима развития региона, способствовавшего подобному сочетанию.

Предлагаемая нами модель (рис.6) предусматривает одновременное существование в литосфере континентального типа процес-

сов: сжатия, способствовавшего формированию пояса Караджской формации, и растяжения – сжатия, или пассивного задугового рифтогенеза, сопровождаемого формированием щелочно-базальтоидного комплекса Талыша. Одновременность проявления процессов и пространственная их сопряженность позволяет предположить формирование для Талышской зоны гетерогенной магмы, образованной в результате внедрения в область метасоматизированной мантии недеплетированного астеносферного вещества. В условиях снижения давления и возрастания температурных градиентов магмообразование реализуется с учетом подтока гидратированного флюида из зоны субдукции (по южному борту Эльбурса) в линейные зоны интенсивно метасоматизированной и частично гибридизированной мантии. Стадийное проявление щелочно-базальтового и известково-щелочного магматизма предполагает развитие в задуговой области островодужной системы пассивного рифтогенеза, обусловленного развитием глубинных разломов в связи с формированием Южно-Каспийской впадины.

В геодинамическом аспекте кайнозойский магматизм Ирана обусловлен послетурон-домастрихтским перемещением Афро-Аравийского континента на северо-восток, приведшим к столкновению его с Центрально-Иранским континентом. Именно с этим периодом субдукции в Периаравийском океаническом бассейне связано формирование комплексов Центрального и Северного Ирана (Хаин, 1978), вызвавшее впоследствии в эоцене островодужно-рифтогенный вулканизм в Центральном Иране (Урмия-Дохтар), островодужный – по южному борту Эльбурса (Карадж) и задуговой пассивно-рифтогенный (Талыш) – на северном его борту. Комплексы последнего ныне сохранились лишь вдоль юго-западного обрамления Южно-Каспийской впадины.

#### **Выводы:**

- Щелочно-базальтоидный комплекс Талыша формировался из гетерогенной магмы, образованной в процессе внедрения в область метасоматизированной мантии недеплетированного астеносферного вещества;

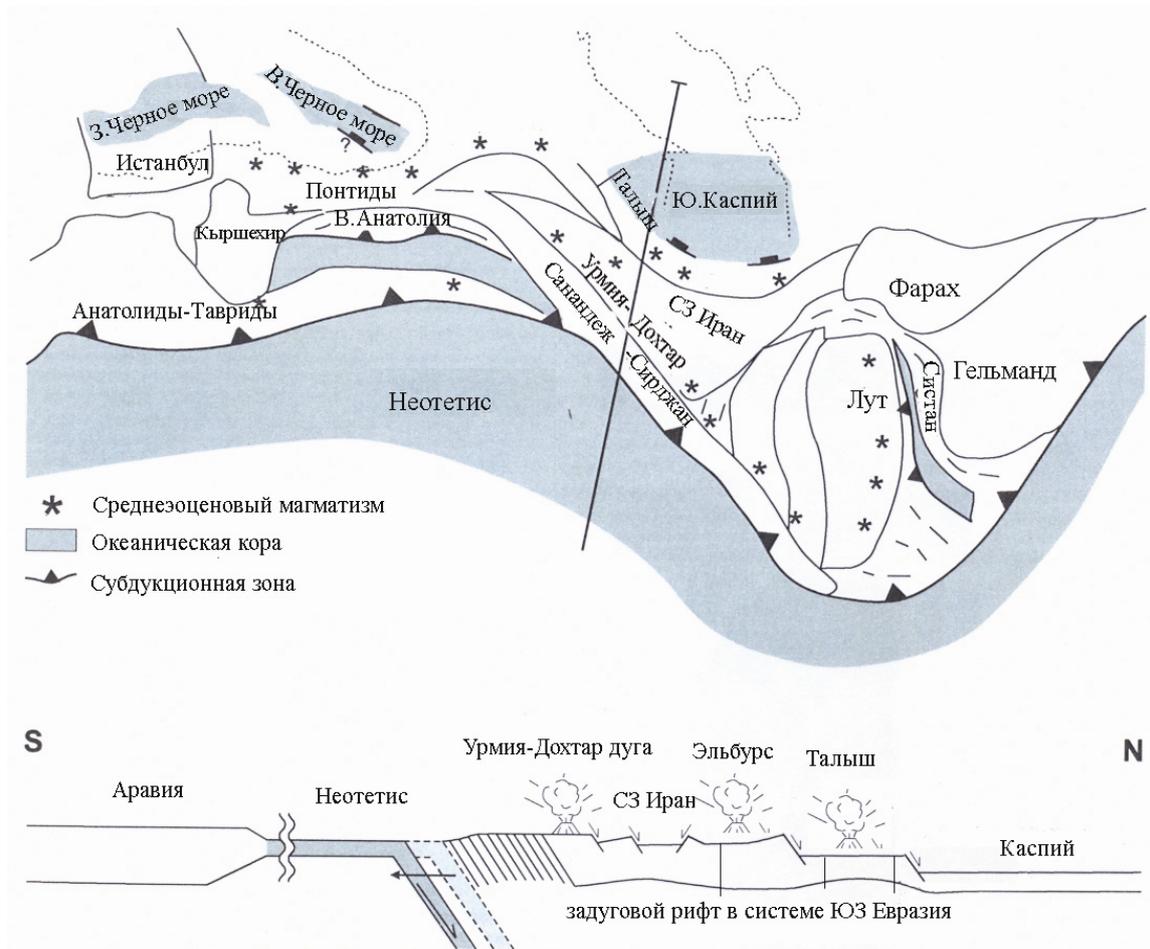


Рис. 6. Геодинамическая обстановка проявления эоценового магматизма Центрального Ирана, Караджа и Талыша

- Формирование щелочно-базальтоидного комплекса Талыша в фациях, переходных между «рифтогенными» и «островодужными» геохимическими типами, обусловлено пространственно-временной сопряженностью вулканизма двух зон Эльбурсской системы, проявленных в различных геодинамических режимах: преимущественного сжатия по южному борту – субдукционного Караджской зоны и сжатия–растяжения по северному борту – в виде задугового пассивного рифтогенеза Талышской зоны, наложенного на островную дугу.
- Щелочно-базальтоидный магматизм Талыша, проявленный в режиме задугового пассивного рифтогенеза, приурочен к переходной зоне от континентальной окраины Иранской плиты к субокеанической плите Каспийского бассейна, т.е. к

зоне, характеризующейся развитием глубинных разломов в процессе растяжений, связанных с началом проседания южной части бассейна, что указывает на более ранний, возможно, позднемезозойский возраст начала формирования Южно-Каспийской впадины.

#### ЛИТЕРАТУРА

- АЗИЗБЕКОВ, Ш.А., БАГИРОВ, А.Э., ВЕЛИЕВ М.М., ИСМАИЛ-ЗАДЕ, А.Д., НИЖЕРАДЗЕ, Н.Ш., ЕМЕЛЬЯНОВА, Е.Н., МАМЕДОВ, М.Н. 1979. Геология и вулканизм Талыша. Баку. 246.
- ГАДЖИЕВ, Р.М. 1965. Глубинное геологическое строение Азербайджана. Баку. 200.
- ГЕНШАФТ, Ю.С., САТТАРОВ, М.М. 1982. Магнитные свойства и состав ферромагнитных фаз базальтов, кристаллизовавшихся при высоких давлениях и температурах. *Изв. АН СССР. Физика Земли*, 7, 48-54.
- ИОДЕР, Г.С., ТИЛИ, К.Э. 1965. Происхождение базальтовых магм. Москва. Мир. 247.
- ИСМАИЛ-ЗАДЕ, А.Д., САТТАРОВ М.М. 1985. Физико-

- химические особенности кристаллизации титаномагнетитов и некоторые вопросы петрогенезиса щелочных базальтоидов. В *материалах Всес. Совещ. по физ. свойствам горных пород при высоких P и T*. Ереван, 55-66.
- ИСМАИЛ-ЗАДЕ, А.Д., САТТАРОВ, М.М. 1982. Тектономагматические особенности проявления щелочно-базальтоидного вулканизма Талыша по петрохимическим и магнитным параметрам. В сб.: *Физ-хим. исследования продуктов глубинного магматизма*, Недра, Москва, 108-116.
- ФРОЛОВА, Т.И., КОНОВАЛОВ, Ю.И. 1985. Вулканизм Японского моря как индикатор его образования. *Вест. МГУ*, 4, 2, 54-74.
- ХАИН, В.Е. 1978. Кавказ и Закавказье. Тектоника Европы и смежных областей. Наука. Москва. 562.
- GEOLOGICAL MAP OF IRAN. 1977. National Iranian Oil Company. 1:1000000. Tehran.
- HAJLARI, M.B. 1999. Petrology of volcanic rocks in east of Loshan. Earth science faculty. Shahid Beneshty University. Ms. Thesis. (in Farsi).
- LE BAS, M.J., LE MAITRE, R.W., STRECKEISEN, A., ZANETTIN, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkalisilica diagram. *J., Petrol*, 27. 475-750.
- STEPHEN, J.V., ALLEN, M.B., ISMAIL-ZADEH, A.D., RACHEL, F., FOLAND, K.A., SIMMONS, M.D. 2005. Insights from the Talysh of Azerbaijan into the Paleogene evolution of the South Caspian region. *Geological Society of America Bulletin*, 117, 11/12.