ISSN 2221-3198

Геология и Геофизика Юга России

№ 4 / 2018

УДК 552.323.5
DOI:10.23671/VNC.2018.4.20131

ПАЛЕОГЕНОВАЯ БАЗАЛЬТ–ТРАХИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ ЗАПАДНОГО КАВКАЗА: ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИФИКА, ВОПРОСЫ ПЕТРОГЕНЕЗИСА, ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ, МЕТАЛЛОГЕНИЯ

© 2018 В.М. Газеев[1, 2], к.г.-м.н., А.Г. Гурбанов[1, 2], к.г.-м.н., И.А. Кондрашов[1]

[1]ФГБУН Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Россия, 119017, г. Москва, Старомонетный пер., 35;

[2]ФГБУН Федеральный научный центр «Владикавказский научный центр РАН», Россия, 362027, РСО-Алания, г. Владикавказ, ул. Маркуса, 22,
e-mail: gazeev@igem.ru.

В юго-западной части Большого Кавказа в среднем течении р. Мзымты встречаются палеогеновые субщелочные породы основного и среднего составов. Проведено петрографическое и геохимическое изучение пород и приведены результаты их анализов методами *RFA, ICP-MS*. Установлено обогащение пород *LILe, REE, HFSE*, концентрации которых сопоставимы с *OIB*. Выявлена геохимическая редкометалльно–редкоземельная специализация пород БТФ, а их металлогеническая специализация – ртутная и титановая. Показано, что исходные расплавы возникли при 2-3% плавлении шпинелевого перидотита. Предполагается, что причиной появления частичных выплавок в верхней мантии являлись тектонические процессы, затронувшие территорию юго-западной окраины Скифской плиты, и синхронные с процессами рифтообразования, развивавшимися в эоцене в Черноморском регионе и Аджаро-Триалетском прогибе.

Ключевые слова: петрография; геохимия; геодинамическая типизация; металлогения, рифтообразование, палеогеновая базальт-трахитовая формация Западного Кавказа.

Введение

В юго-западной части Большого Кавказа, в структурно-формационных зонах Южного склона и Главного хребта известны магматические породы палеогенового возраста [Афанасьев, Борсук, 1959; Борсук и др., 1976]. К ним отнесены субщелочные габброиды (эссекситы, кринаниты), риолитовые и трахитовые порфиры, выделенные в базальт-трахитовую формацию (**БТФ**) [Афанасьев, Гурбанов, 1974]. В сопредельных регионах Малого Кавказа (**МК**), в Аджаро-Триалетском (**АТП**), Севано-Акеринском (**САП**), Талышском (**ТП**) прогибах палеогеновый вулканизм проявился необычайно широко и разнообразно. Например, палеоценовые дациты и пирокласты известны на юго-востоке **АТП**. В эоцене в **АТП** и **САП**, синхронно с фазами складчатости, происходило внедрение пород габбро-плагиогранитной формации, сопровождавшееся извержением андезибазальтов, кислых лав и пирокластов. В позднем эоцене вулканизм в **САП** представлен продуктами известковощелочной андезитовой формацией, а в **АТП** и **ТП** – это калиевые и лейцитовые базальты, анальцимовые трахиты и сиениты, относимые к субщелочной слабо дифференцированной базальтовой формации. В раннем олигоцене вулканизм прекращается [Дзоценидзе, 1970]. Кратко история палеогенового вулканизма в региональ-

ном геотектоническом плане обобщена в [Хаин, Балуховский, 1993] и представлена следующим образом. Наступившая на Кавказе в позднем сеноне разрядка напряжений сменилась в эоцене мощной вспышкой андезитового вулканизма, охватившего обширные пространства – весь Малый Кавказ, Анатолию, Иран до Загросского шва. Происхождение этого вулканизма, очевидно, только частично может быть прямо связано с завершением субдукции океанической коры вдоль Загросской сутуры, а его северные проявления, скорее всего, обязаны рифтообразованию в отдаленном тылу этой субдукции, подобно тому, как это произошло в Андах и Северо-Американских Кордильерах и характеризуется повышенной щелочностью этого вулканизма и комагматичных ему плутонов монцонит-сиенитового (Зангезур – Карадаг) и даже нефелиносиенитового (Памбак) составов. В настоящей публикации представлены результаты геохимического изучения пород (рис. 1) базальт–трахитовой формации палеогенового возраста, встречающихся в юго-западной части Большого Кавказа.

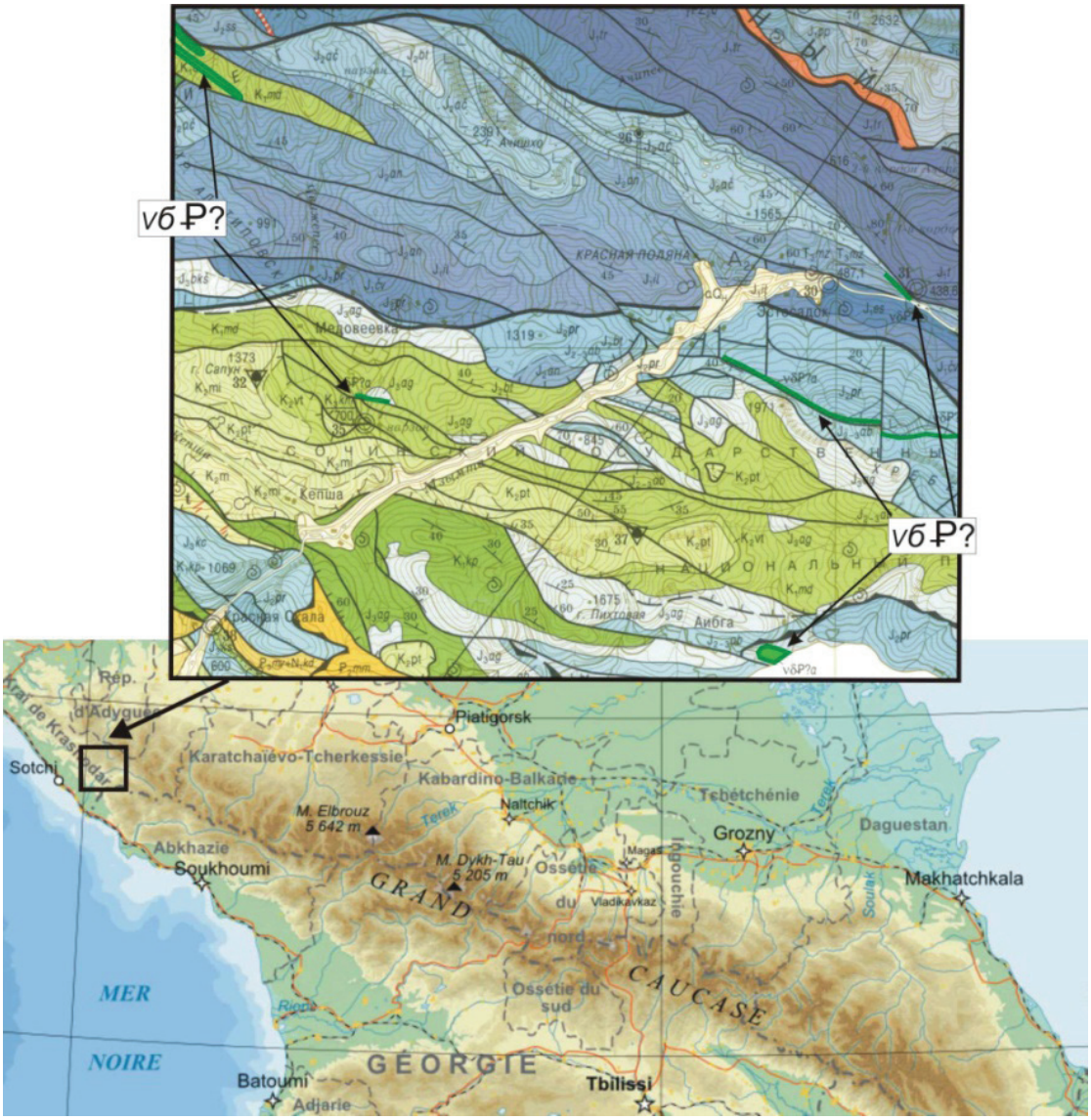

Рис. 1. Фрагмент геологической карты с магматическими телами палеогенового возраста. (ФГУГП «Кавказгеолсъемка», лист К-37-V, 2001 г. Авторы: В.А. Лаврищев, Н.И. Пруцкий, В.М. Семенов и др.)

Фактический материал и методы его исследования

Материалом для исследования послужила коллекция образцов, собранная И.А. Кондрашовым в 90-х годах XX века из силлов и даек палеогенового возраста распространенных в структурно-формационной зоне Южного склона БК в верховьях рек Крепостная, Беш, Арашха и на хребте Тепе-Баши. Из собранных образцов были изготовлены шлифы и проведено их петрографическое описание. Определены концентрации макро- и микроэлементов рентгено-флуоресцентным анализом (*XRF*); рудных, редких и редкоземельных элементов – методом спектроскопии с индукционно связанной плазмой с масс-спектрометрическим окончанием (*ICP MS*) на масс-спектрометре *X-Series II*. Аналитические работы выполнены в ФГБУН ИГЕМ РАН с использованием методик и условий анализов, принятых в ЦКП «ИГЕМ – Аналитика». Точность анализа контролировалась путем измерения российских и международных стандартных образцов. Нами дополнительно использовались результаты анализов пород БТФ из публикаций [Афанасьев, Борсук, 1959; Афанасьев, Гурбанов, 1974; Гурбанов, 1977]. На основе результатов аналитических исследований построены классификационные, петрогенетические диаграммы и графики для расшифровки условий образования пород рассматриваемой формации.

Краткая петрографическая характеристика пород

Среди изученных пород БТФ наиболее распространенными разновидностями являются эссекситы и трахиты, залегающие в виде даек, силлов и мелких штоков. В данной публикации мы сохранили наименования пород использовавшиеся ранее [Афанасьев, Борсук,1959; Афанасьев, Гурбанов, 1974]. **Эссекситы** – масссивные среднезернистые породы**,** черного цвета с зеленоватым оттенком. Микроструктура габбро-диабазовая, диабаз-офитовая, местами порфировидная. Состоят породы из плагиоклаза, анортоклаза, моноклинного пироксена, роговой обманки, рудного минерала и примеси поздних, вторичных, рудных и акцессорных минералов: кварца, биотита, хлорита, карбоната, ильменита, титаномагнетита, пирита, сфена, рутила, апатита, циркона. Плагиоклаз (олигоклаз-андезин). Его кристаллы размером до 1,0×3,0 мм, содержат включения апатита, рудного минерала и карбоната *in situ*. Анортоклаз встречается в виде пятнистых выделений с микроклиновой решеткой, нарастающих на плагиоклаз, обычно вблизи с интерстиционными промежутками. Полевые шпаты заметно пелитизированы и серицитизированы. Авгит присутствует в виде ксеноморфных и субизометричных кристаллов размером до 2,0 мм. В некоторых случаях у его кристаллов отмечается слабо розоватый оттенок (титан-авгит). Иногда авгит заметно корродируется остаточным раствор-расплавом, накапливавшимся в межзерновых промежутках и замещается амфиболом. Авгит содержит включения рудного минерала.

Интерстиции выполнены минеральным агрегатом, состоящим из тонкочешуйчатой хлоритовой массы и сфена. В других случаях в интерстициях отмечаются: цеолит, карбонат, рудный минерал, сфен, реже калиевый полевой шпат, биотит и кварц. Рудные минералы, количество которых приближается к 5–8%, представлены ильменитом, титаномагнетитом и пиритом. Ильменит по периферии кристаллов обрастает титаноморфитом. **Трахиты** – массивные мелко-, среднезернистые породы серого и зеленовато-серого цвета. Микроструктура гипидиоморфнозернистая. Состоят они, преимущественно, из полевых шпатов - анортоклаза и олигоклаза. Оли-

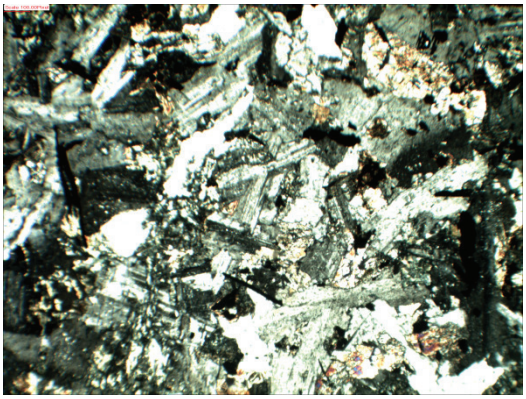

Рис. 2а. Эссексит. Структура диабазо-офитовая. (Диагональ снимка 2,9 мм)

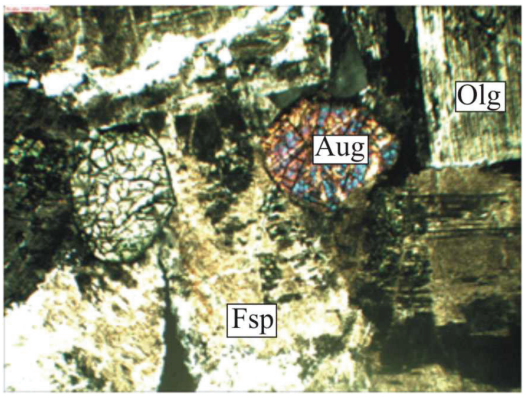

Рис. 2б. Трахит. Структура гипидиоморфнозернистая. (Д 2,9 мм)

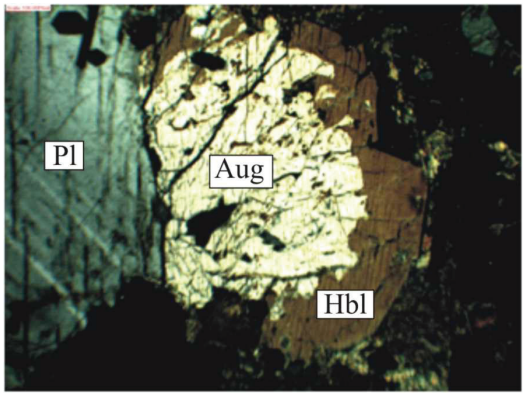

Рис. 2в. Эссексит. Амфиболовая каемка на авгите. (Д 1,5мм)

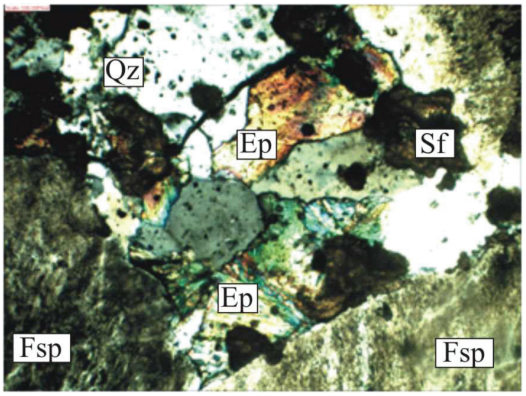

Рис. 2г. Трахит. Кварц, сфен и эпидот в промежутках между кристаллами анортоклаза. (Д 1,5мм)

Рис. 2. Микрофотографии пород

гоклаз наблюдается в виде серицитизированных кристаллов размером до 2,0×5,0 мм, иногда с включениями карбоната *in situ*. Анортоклаз образует кристаллы и наблюдается в виде каемок на олигоклазе. В промежутках между полевыми щпатами, присутствуют: авгит, роговая обманка, эпидот, кварц, биотит, сфен. Некоторые интерстиции выполнены минеральным агрегатом, состоящим из тонкочешуйчатой хлоритовой массы и сфена. Рудные и акцессорные минералы: ильменит, титаномагнетит, апатит.

Петрохимические и геохимические характеристики пород

На классификационной диаграмме вулканических пород $(Na_2O+K_2O) - SiO_2$ (рис. 3а) фигуративные точки составов исследованных пород БТФ группируются в поле умеренно щелочных пород (от трахибазальтов до трахитов). На AFM (рис. 3б) диаграмме точки составов сгруппированы вдоль границы раздела толеитовой и известково-щелочной серий, указывая на Боуэновский тип магматической дифференциации с последовательным накоплением щелочей в конечных дифференциатах.

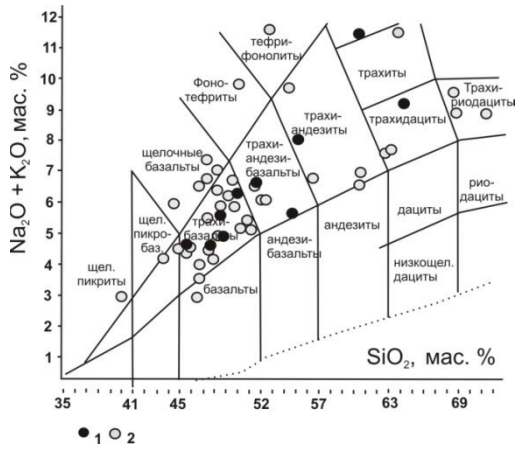

Рис. 3а (Na_2O+K_2O) – SiO_2

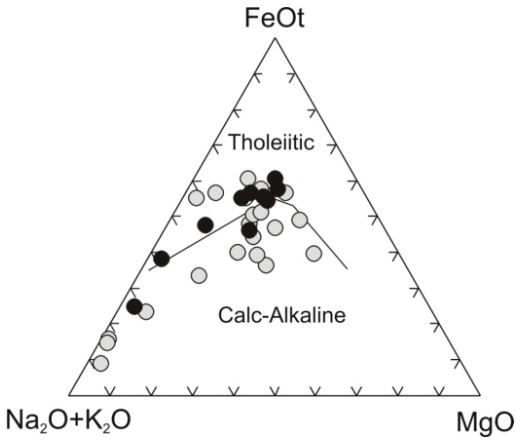

Рис. 3б. (Na_2O+K_2O) – $FeOt$ – MgO

Рис. 3. Составы пород на классификационных диаграммах.
Условные обозначения: 1 – составы пород по результатам РФА табл. №1; 2 – по литературным источникам [Афанасьев, Борсук, 1959; Афанасьев, Гурбанов, 1974; Гурбанов, 1977]

На вариационных диаграммах SiO_2 – петрогенные элементы (рис. 4) точки составов пород образуют четкие тренды, указывающие на прямую корреляцию Al_2O_3, Na_2O, K_2O и обратную корреляцию TiO_2, $FeOt$, CaO, MgO с содержанием SiO_2. В связи с незначительным количеством собственного материала нами на рисунках 3 и 4 вынесены составы пород БТФ из публикаций [Афанасьев, Борсук, 1959; Афанасьев, Гурбанов, 1974]. В целом, это высокотитанистые, умеренно-глиноземистые, низко-магнезиальные *(Mg#* = 0,13 – 0,39), в большинстве своем, умеренно- и реже высококалиевые образования. Тип щелочности по Na_2O/K_2O отношению в эссекситах натриевый (>4), в трахитах – калиево-натриевый (1–4) (табл. 1).

По положению фигуративных точек на петрогенетических диаграммах породы диагностируются как внутриплитные базальты и их производные (*Zr/Y – Zr,* рис. 5а), внутриплитные толеиты (*Zr/4 – Nb×2 – Y,* рис. 5б), и базальты континентов (*La/10-Y/15-Nb/8,* рис. 5в).

На диаграмме (*Nb/Y – Zr/Y,* рис. 5г) где показаны: *(DEP*) – деплетированный компонент, *(EN)* – обогашенный компонент, *(REC)* – рециклированный компонент слеба, *(PM)* – примитивная и *(ДМ)* – деплетированная мантия, вносящие вклад в образование базальтов [Туркина, 2014], точки составов пород БТФ группируются вблизи с точкой *(EN)* в поле островных дуг и активных континентальных окраин (*IAB, ACMB*). На диаграмме концентраций редкоземельных элементов (рис. 5е), нормированых по хондриту *[San, McDonough, 1989*], спектры эссекситов и трахитов различаются. У эссекситов спектр *REE* имеет вид полого наклонной линии, без европиевой аномалии, $La^н/Sm^н$ отношение находится в пределах 1,5 - 2,1; $Gd^н/Yb^н$ =1,4–2,0. $La^н/Yb^н$ отношение, как показатель степени фракционирования *REE*, изменяется от 2,2 до 4,3. Известно, что низкая степень плавления без гранатового лерцолита приводит к обогащению *LREE*, с плоским участком графика в диапазоне *MREE-HREE* [Мартынов, 2010]. $\sum$ *REE* варьирует в пределах от 147 до 298 г/т, а $\sum$ *REE /n* – 223 г/т. У трахитов на графике присутствует отчетливый *Eu* минимум. Эта аномалия является индикатором, как активности кислорода, так и присутствия плагиоклаза в системе. В базитовых магмах она преимущественно связана с процессами плагиоклазового фракционирования. Величина количественного дефицита европия характеризуется коэффициентом *Eu/Eu*,* где $Eu^* = (Sm_n + Gd_n)/2$. В трахитах

Таблица № 1.

Результаты рентгено-флуоресцентного анализа (*XRF*) пород палеогеновой базальт–трахитовой формации Западного Кавказа (оксиды в мас. %; элементы в г /т)

№ обр	К-104/90	К-112/90	К-118/90	К-121/90	К-128/90	К-146/90	К-147/90	К-151/90	К-154/90	К-158/90
SiO_2	50,02	48,82	55,13	60,51	54,45	48,19	45,10	47,27	64,20	51,49
TiO_2	3,45	2,31	1,88	0,56	2,77	4,54	4,39	3,20	0,65	3,13
Al_2O_3	13,29	14,69	14,65	17,68	15,04	12,63	11,88	12,69	13,77	13,86
Fe_2O_3	14,63	12,90	11,05	4,92	9,49	14,27	16,09	15,46	6,79	13,45
MnO	0,387	0,230	0,274	0,090	0,085	0,260	0,285	0,233	0,159	0,350
MgO	3,60	4,22	1,78	0,58	3,59	4,21	4,57	4,90	0,55	3,12
CaO	4,72	8,57	4,44	2,26	2,97	8,07	9,35	8,89	3,26	4,73
Na_2O	4,59	4,11	5,56	5,06	5,23	4,40	3,79	3,94	6,33	5,83
K_2O	1,68	0,82	2,49	6,46	0,43	1,02	0,76	0,66	2,85	0,81
P_2O_5	0,96	0,46	0,55	0,07	1,14	0,56	1,74	0,43	0,11	0,90
S	<0.02	0,11	0,15	<0.02	1,12	0,09	0,10	0,11	<0.02	0,06
nnn	2,40	2,71	1,92	1,42	4,51	1,64	1,83	2,03	1,00	2,09
Сумма	99,73	99,95	99,87	99,61	100,8	99,88	99,89	99,81	99,67	99,82
Cr	<10	29	89	<10	39	<10	<10	17	<10	<10
V	141	265	41	22	311	306	235	385	17	195
Co	17	27	10	<10	30	34	32	44	<10	12
Ni	<10	14	30	<10	31	<10	<10	36	<10	<10
Cu	27	56	21	<10	17	27	23	95	<10	30
Zn	156	147	149	118	40	118	118	111	148	149
Pb	<10	21	15	15	<10	<10	<10	<10	18	15
Rb	35	16	51	114	15	23	19	20	53	20
Sr	256	76	336	106	300	243	386	380	123	210
Ba	346	72	445	352	165	242	185	147	314	154
Nb	14	10	16	19	16	12	10	9	24	15
Zr	491	221	447	1697	357	207	228	200	1246	469
Y	120	50	97	112	92	64	92	58	133	109
Na_2O/K_2O	2,73	6,10	2,23	0,78	12,16	4,31	4,98	5,96	2,22	7,19
Al^{I}	0,72	0,75	1,14	3,21	1,14	0,68	0,54	0,62	1,87	0,83
Mg#	0,32	0,39	0,24	0,18	0,42	0,36	0,36	0,38	0,13	0,31
Zr / Nb	35	22,1	27,9	89,3	22,3	17,2	22,8	22,2	51,9	31,2

Примечание: К-104/90, К-112/90, К-118/90, К-121/90 – р. Крепостная; К-128/90 – р. Беш; К-146/90, К-147/90, К-151/90, К-154/90, К-158/90 – р. Арашха.

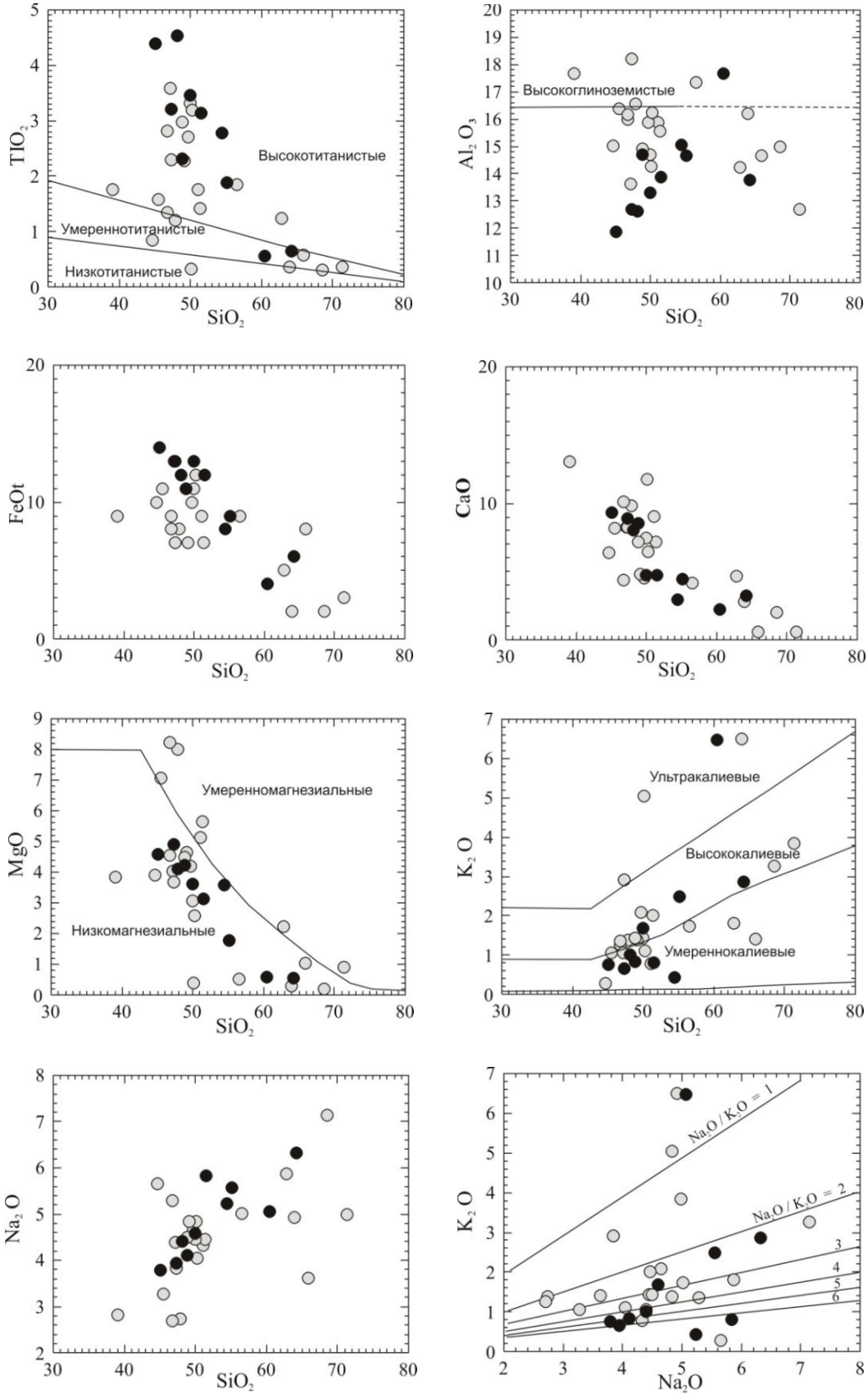

Рис. 4. Диаграммы концентраций петрогенных компонентов (в масс. %). Условные обозначения приведены на рис. 3.

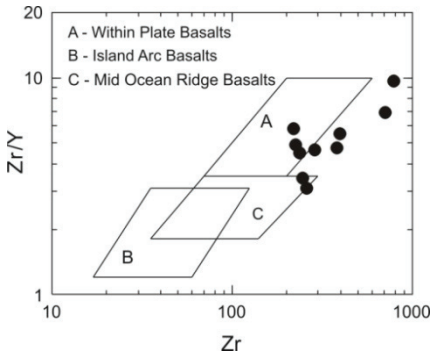

Рис. 5а. Zr/Y – Zr

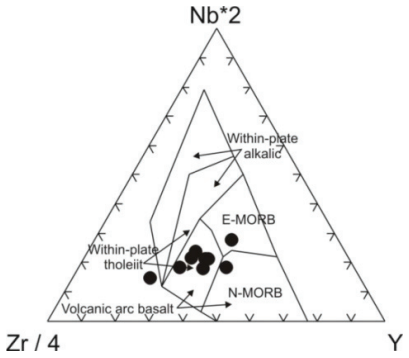

*Рис. 5б. Zr/4 – Nb*2 – Y*

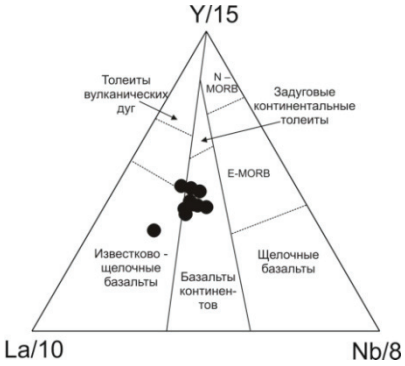

Рис. 5в. La/10-Y/15-Nb/8

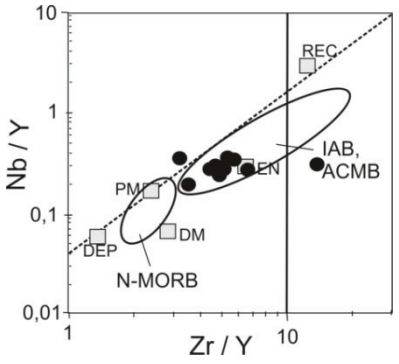

Рис. 5г. Nb/Y – Zr/Y

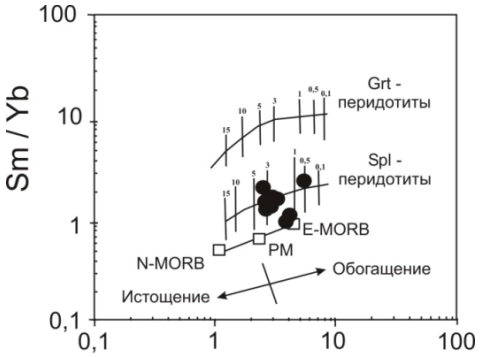

Рис. 5д. Sm/Yb - La/Sm

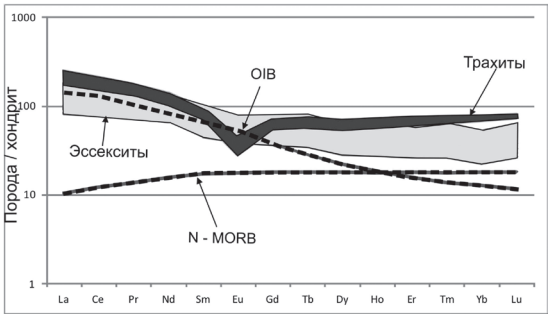

Рис. 5е. Концентрации REE, нормированные к хондриту

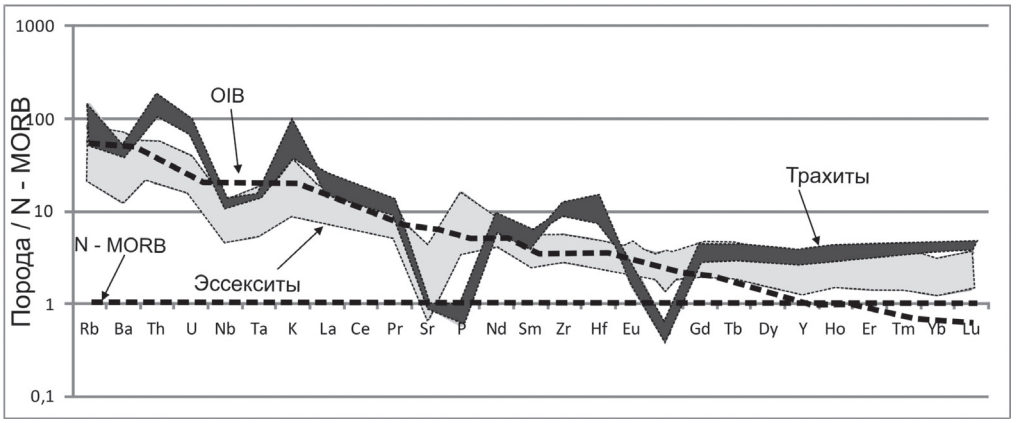

Рис. 5ж. Концентрации несовместимых элементов нормированные к N-MORB. Состав OIB (базальты океанических островов - производные обогащенной мантии) по [San, McDonough, 1989].

Рис. 5. Составы пород на петрогенетических и спайдер диаграммах.

Таблица №2.

Результаты ICP-MS анализа пород палеогеновой базальт–трахитовой формации Западного Кавказа (содержания элементов в г /т)

Элементы	Номера проб									
	К-104/90	К-112/90	К-118/90	К-128/90	К-146/90	К-147/90	К-151/90	К-154/90	К-158/90	К-121/90
Li	28,1	26,6	10,8	67,1	16,8	15,1	24,4	24,9	20,2	3,5
Be	3,42	1,58	2,48	2,47	1,36	1,36	1,56	6,48	2,30	6,28
Sc	29,61	41,08	21,71	33,23	41,28	34,32	48,61	11,15	30,15	9,483
Ti	18500	14060	11070	16250	26310	23570	19870	3890	19040	3173
V	153,4	343,9	28,42	277,4	341,3	327,7	556,1	17,01	214,7	21,24
Cr	4,22	29,16	98,02	39,13	4,72	4,91	29,78	5,18	4,74	4,58
Mn	2855	1794	2058	633	2036	2123	1928	1181	2718	554,1
Co	19,9	33,96	9,54	27,64	31,14	32,33	41,07	3,16	22,27	2,814
Ni	3,1	15,28	51,17	28,47	2,97	2,28	32,47	1,85	3,03	3,14
Cu	26,14	53,71	22,3	18,36	33,72	25,92	94,66	6,81	31,56	8,01
Zn	151,1	152,2	155,5	40,11	130,2	139,3	130,8	140,1	152,8	282
Rb	31,98	12,24	44,63	10,9	18,98	13,81	16,76	29,21	16,42	76,68
Sr	222,3	63,73	290,5	310,8	227,3	349,4	377,5	87,67	199,6	83,2
Y	83,18	37,49	72,17	61,94	52,99	71,3	45,88	101,9	81,04	79,35
Zr	258,3	218,2	398,4	286,7	237,4	245,9	223,8	703	383,3	860,9
Nb	28,46	12,57	26,88	18,05	15,19	14,92	11,13	30,97	23,81	25,36
Mo	2,71	1,61	4,02	2,81	1,11	1,01	0,96	1,87	2,05	0,51
Ag	0,76	0,57	0,84	0,76	0,57	0,58	0,61	1,57	0,91	2,69
Cd	0,50	0,41	0,44	0,20	0,24	0,25	0,28	0,59	0,35	0,90
Sn	0,93	4,00	0,19	0,24	0,53	0,31	0,15	0,89	0,34	11,07
Sb	0,82	0,46	1,65	1,21	0,14	0,21	0,19	0,31	0,18	0,17
Cs	0,84	0,15	0,88	0,62	0,18	0,86	0,41	0,38	0,49	0,44
Ba	357,8	80,48	421,1	150	192,3	176,8	147,8	250,6	167,3	289,5
La	41,61	23,31	34,61	58,91	21,66	32,33	19,46	59,45	40,87	40,38
Ce	99,68	54,62	85,84	118,6	55,54	83,29	47,67	129,5	98,6	93,52
Pr	14,31	7,44	11,99	15,15	8,144	12,16	6,959	16,61	13,71	12,27
Nd	62,71	31,68	53,21	63,36	37,27	57,53	31,08	64,66	60,65	46,43
Sm	15,15	7,01	12,26	13,02	9,07	13,95	7,69	13,98	14,14	10,5
Eu	4,48	2,27	4,00	6,62	3,05	4,15	2,56	2,69	3,88	1,62
Gd	15,95	7,64	13,3	14,07	10,2	15,24	8,81	15,13	15,83	10,99
Tb	2,91	1,30	2,30	2,08	1,73	2,44	1,49	2,76	2,49	2,08
Dy	16,1	7,29	13,45	11,28	10,26	13,63	8,53	17,26	14,99	13,49
Ho	3,69	1,59	2,92	2,30	2,17	2,83	1,86	4,05	3,22	3,13
Er	9,77	4,43	8,48	6,29	5,88	7,72	5,20	12,46	9,03	10,03
Tm	1,63	0,68	1,26	0,87	0,86	1,05	0,74	1,91	1,30	1,64
Yb	8,81	3,87	8,21	5,37	5,34	6,25	4,77	13,15	8,32	11,69
Lu	1,58	0,67	1,31	0,81	0,82	0,95	0,74	2,02	1,26	1,88
Hf	6,91	5,18	9,46	6,58	5,61	5,88	5,52	16,45	9,21	29,1
Ta	2,33	0,97	1,63	1,21	1,05	1,02	0,74	1,92	1,57	1,90
W	1,91	2,26	1,47	1,35	1,77	0,6	0,67	0,94	0,83	0,94
Tl	0,72	0,19	0,32	0,14	0,15	0,11	0,11	0,20	0,14	0,43
Pb	4,30	18,39	9,40	2,57	2,83	2,18	3,03	16,16	6,78	6,09
Bi	0,29	0,07	0,03	0,03	0,01	0,01	0,01	0,05	0,01	0,01
Th	6,54	3,70	5,49	6,26	2,40	3,55	2,72	13,28	5,86	20,17
U	1,76	1,02	1,52	1,76	0,74	0,9	0,78	3,26	1,63	4,48
∑REE	298,4	153,8	253,1	318,7	172,0	253,5	147,5	355,6	288,3	259,6
Nb /Ta	12,2	12,9	16,4	14,9	14,4	14,6	15	16,1	15,1	13,3
Zr / Hf	37,3	42,1	42,1	43,5	42,3	41,8	40,5	42,6	41,6	29,5

*Eu/Eu** находится в пределах 0,46 – 0,56; $La^{н}/Sm^{н}$ = 2,4 – 2,9; $Gd^{н}/Yb^{н}$ = 0,7 – 2,1; $La^{н}/Yb^{н}$ = 2,4 – 7,8; ∑*REE*=259-318 г/т; ∑*REE/n* = 311 г/т. Концентрации несовместимых элементов, нормированые к *N-MORB* [San, McDonough, 1989], в большинстве исследованных образцов имеют близкие профили. Отмечается обогащение пород *LILe*, *REE, HFSE,* концентрации которых близки с эталоном *OIB,* но превышают его в области *MREE-HREE.* На фоне профиля *OIB* в эссекситах заметны слабый трог по *Nb, Ta*, негативная аномалия *Sr* и положительные аномалии *K, P*. В трахитах установлены негативные аномалии *Sr, P, Ti*, и положительные аномалии *Zr, Hf, K, Rb, U, Th* (рис. 5ж). Известно, что петрогеохимические типы пород, сформировавшихся в разных геодинамических обстановках, закономерно различаются по концентрациям петрогенных (*Ti, Al, Mg, K, P*) и малых (*Li, Nb, Ta, Zr, Rb, Sr, Ba*) элементов. Также известно, что геохимическая специализация геологического тела любого ранга – это повышенные, по сравнению с эталоном, содержания химических элементов. Для уточнения геодинамической позиции пород и их геохимической специализации были составлены ранжированные ряды кларков концентрации с Кк>1,5. При их расчете использованы усредненные содержания элементов в основных и средних по составам породах (табл. 2), и эталоны главных типов горных пород [Гусев, Кудрявцев и др. 1999]. Для *REE* рассчитаны средние значения Кк.

Ниже приведены ранжированные ряды кларков концентрации элементов с Кк>1,5 для эссекситов и трахитов. Так. для эссекситов характерны следующие величины Кк – $Ag_{6,6}\,Be_{4,8}\,REE_{2,6}\,\mathbf{Nb_{2,5}}\,Hf_{2,5}\,Y_{2,2}\,Th_{2,2}\,\mathbf{Ti_{1,8}}\,U_{1,8}\,Cd_{1,8}\,\mathbf{Zr_{1,7}}\,Zn_{1.6}$, а для трахитов – $Ag_{86,4}\,Hf_{5,1}\,\mathbf{Zr_{4,8}}\,Sb_{4,2}\,Cd_{4,0}\,REE_{3,2}\,Be_{3,1}\,\mathbf{Nb_{2,8}}\,Mo_{2,3}\,Y_{2,2}\,Zn_{2,1}\,\mathbf{Ta_{1,6}}\,\mathbf{Ti_{1,5}}$

Сравнение *Кк* индикаторных элементов с геохимическими породными эталонами для 12 геодинамических обстановок, приведенных в работе [Гусев и др. 1999] показало, что в геохимическом плане изученные породы близки к магматическим породам тыловых рифтов активных континентальных окраин. Геохимическая специализация, в целом, редкометально – редкоземельная.

В шлих-протолочках из пород БТФ установлены рудные минералы: ильменит, титаномагнетит, молибденит, пирит, арсенопирит и киноварь. С измененными (альбитизированными) разностями пород БТФ ассоциирует рудопроявление киновари [Афанасьев, Борсук, 1959]. На карте полезных ископаемых, составленной ФГУГП «Кавказгеолсъемка», лист К-37-V, 2001 г., отражена пространственная ассоциация геохимических аномалий и рудопроявлений киновари с телами пород БТФ. В истоках р. Псоу известно титановое рудопроявление Аибга, ассоциирующие с крупными телами палеогеновых эссекситов и кринанитов, а вниз по долине р. Псоу от этих тел прослежена аллювиальная россыпь ильменита и титаномагнетита. Эту россыпь геолог ФГУГП «Кавказгеолсъемка» Тузиков Р.П. проследил на несколько километров в прибрежной части моря от устья р. Псоу и за пос. Леселидзе. Следовательно, можно считать, что металлогеническая специализация пород формации ртутная и титановая.

Обсуждение результатов аналитических исследований

Изученные породы БТФ, развитые в юго-западной части Большого Кавказа, связаны с тектоно-магматической эволюцией Черноморского региона, в котором в эоцене, как в Закавказье, так и в Понтидах, доминировала обстановка растяжения. Бассейн проходил фазу погружения, сопровождавшуюся крупномасштабным про-

явлением базальтового, щелочно-базальтового и андезитового вулканизма [Никишин и др., 2005]. С другой стороны, эти породы можно рассматривать как периферические магматические объекты АТП. В 80-х годах XX и в начале XXI веков грузинские геологи Ш.А. Адамия, И.П. Гамкрелидзе, Г.С. Закариадзе, М.Б. Лордкипанидзе в своих работах обосновали рифтогенное происхождение Аджаро-Триалетского трога, который активно развивался в течении палеогена [Абрамович, 1991; Adamia et al., 2011].

Особенности химического состава, такие как обогащение *LILe, LREE*, и отрицательная *Nb* аномалия, выявленные в породах БТФ, могут являться индикаторами: 1 – плавления мантии в области подвергшейся влиянию более раннего субдукционного магматизма или мантийного метасоматизма; 2 – непосредственного выплавления в субдукционных обстановках; 3 – коровой контаминации [Цибуляев, Савко, 2017; Школьник и др. 2009]. Для определения магматических источников изученных пород был использован параметр $\Delta Nb = log(Nb/Y) + 1{,}74 - 1{,}92 \times log(Zr/Y)$. Значения $\Delta Nb > 0$ соответствуют базальтам с плюмовой компонентой, а с $\Delta Nb < 0$ – отвечают базальтам, возникшим при частичном плавлении деплетированной верхней мантии. Использование параметра ΔNb для выявления плюмовой компоненты имеет ряд ограничений, связанных с отклонением этой величины в сторону отрицательных значений. Первое ограничение связано со случаями взаимодействия плюма с континентальной литосферой и его контаминацией коровым материалом. Второе ограничение касается степени частичного плавления верхней мантии. Малые степени плавления гранатового лерцолита (<1-2%) и высокие (30–60%) степени плавления плюмового источника сильно влияют на величины отношения *Nb/Y* и *Zr/Y* в генерируемых расплавах, что также отражается на параметре ΔNb, показывающем отрицательные значения. Наиболее информативной группой пород для выявления плюмовой компоненты являются вулканиты, генерировавшиеся при умеренных степенях частичного плавления (2-3% – 15–20%) [Цибуляев, Савко, 2017]. На модели равновесного плавления гранатового (*Ol55Opx25Cpx10Grt10*) и шпинелевого (*Ol55Opx25Cpx15Sp15*) перидотита *(Sm/Yb – La/Sm,* рис. 5д*)* точки составов изучаемых пород группируются вдоль тренда плавления шпинелевого перидотита в диапазоне значений частичных выплавок 2-3 %. Расчетные величины ΔNb: для эссекситов варьируют от + 0,03 до – 0,39; для трахитов – от –0,94 до –1,28. По-видимому, эссекситы являются производными расплавов образованных при частичном плавлении пород верхней мантии, однако о деплетированности, либо о наличии плюмовой составляющей говорить сложно. По величине отношения инертных элементов *Zr* и *Nb*: в эссекситах (*Zr/Nb* = 17–35) они близки к островодужным толеитам (*Zr/Nb* ~20–36) [Цибуляев, Савко, 2017]. Однако, не высокие значения отношений *Ba/Th* = 14–80; *U/Th* = 0,15-0,3; *Cs/Th* = 0,02–0,24 говорят о малой вероятности того, что на расплав оказывал влияние флюид субдукционного происхождения. Расположение фигуративных точек составов пород БТФ вблизи с точкой *(EN)* – обогашенный компонент на диаграмме (*Nb/Y – Zr/Y,* рис. 5г*)*, близость составов исследованных пород с составом эталона *OIB (*рис. 5е, 5ж) свидетельствуют, по нашему мнению, о наличии здесь более ранних явлений мантийного метасоматизма. Единые тренды фигуративных точек от эссекситов к трахитам на диаграммах (рис. 4) позволяют предполагать существование единой исходной магмы. При этом, отсутствие разновидностей пород с повышенной магнезиальностью, может указывать на то, что родоначальной магмой для пород БТФ был уже достаточно эволюционированный расплав. Высокие содержания немобильного в водном

флюиде *Th* (*Th* = 2,4–20,2 г/т, среднее 7,0 г/т), с большой вероятностью указывают на контаминацию расплава нижнекоровым материалом. Значительное обеднение пород *Mg, Ca, Fe, Ti, Sr, P, Eu* позволяет предполагать, что образование трахитов происходило в верхнекоровой магматической камере в процессе фракционирования ильменита, титаномагнетита, апатита, плагиоклаза и возможно моноклинного пироксена.

В идеальной схеме рифтогенного магматизма подъем мантийного диапира или восходящее конвективное перемещение мантийных масс вызывает прогрессивное увеличение полноты плавления субстрата и уменьшение глубины генерации магмы. Нечто подобное наблюдается и в том случае, когда исходным импульсом рифтогенеза оказывается тектонический стресс, вызывающий разрыв литосферной плиты и декомпрессионное плавление мантийного вещества. Эволюция рифтогенного магматизма может оборваться на любой стадии. Это объясняется тем, что подъем расплавов к земной поверхности возможен лишь в условиях достаточной проницаемости земной коры, что в свою очередь зависит от характера распределения тектонического стресса. Смена режима растяжения на относительное сжатие приводит к коллапсу магмогенерирующей системы [Абрамович, 1991]. Полученные геохимические данные, как нам представляется, указывают на причинно-следственную связь возникновения пород БТФ с тектоническими процессами, проявившимися на территории юго-западной окраины Скифской плиты. Последние были отголоском более интенсивных событий происходивших в Черноморском регионе и Аджаро-Триолетском прогибе в эоцене.

Заключение

Палеогеновые магматические породы БТФ, распространенные в юго-западной части территории Большого Кавказа, являются внутриплитными образованиями, с повышенными содержаниями *LILe*, *REE, HFSE,* концентрации которых сопоставимы с эталоном *OIB*, но превышают его в области *MREE-HREE.* Они являются производными расплава образовавшегося при частичном (до 2-3%) плавлении, по-видимому, метасоматизированного шпинелевого перидотита. Появление частичных выплавок в верхней мантии было связано с тектоническими процессами, затронувшими территорию юго-западной окраины Скифской плиты, синхронными с процессами рифтообразования развивавшимися в эоцене в Черноморском регионе и Аджаро-Триалетском прогибе. В геохимическом плане изученные породы близки к магматическим породам тыловых рифтов активных континентальных окраин. Металлогеническая специализация пород БТФ ртутная и титановая.

Работа поддержана Госзаданием ИГЕМ РАН «Петрология и минерагения магматизма внутриплитных и посторогенных обстановок: роль литосферных и астеносферных источников в формировании расплавов» и подготовлена при поддержке гостемы НИР КНИО ВНЦ РАН № 0196-2015-0001 и темы НИОКТР КНИО ВНЦ РАН: АААА-А17-117060910044-5.

Литература

1. Абрамович И.И. Петрохимические исследования при геодинамических реконструкциях. Методические рекомендации // Л-д: ВСЕГЕИ, 1991. – 90 с.

2. Афанасьев Г.Д., Борсук А.М. Новые данные о послеюрском магматизме Северо-Западного Кавказа // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1959. – №2. – С. 24–42.

3. Афанасьев Г.Д., Гурбанов А.Г. Мезо-кайнозойский интрузивный магматизм осевой части зоны Главного Кавказского хребта на примере Кардывачского магматического узла (Северо-Западный Кавказ) // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1974. – №1. – С. 19–44.

4. Борсук А.М., Гурбанов А.Г., Тронева Н.В. Базитовые формации поздних этапов эволюции подвижной области (на примере мезо-кайнозоя Большого Кавказа) // Очерки геологической петрологии. – М.: Наука, 1976. – С. 61–72.

5. Гурбанов А.Г. Мезо-кайнозойские магматические формации осевой части зоны Главного Кавказского хребта // Магматические формации Кавказа и юга Восточно-Европейской платформы. – М.: Наука, 1977. – С. 148–183.

6. Гусев Г.С., Кудрявцев Ю.К., Гущин А.В. и др. Геохимическая и металлогеническая специализация структурно-вещественных комплексов // С.–Пб.: ВСЕГЕИ, 1999. – 514 с.

7. Дзоценидзе Г.С. О некоторых общих особенностях мезо-кайнозойского магматизма Карпат, Балкан, Крыма и Кавказа. // Проблемы металлогении и магматизма Кавказа. – М.: Наука, 1970. – С. 24–47.

8. Никишин А.М., Фокин П.Л., Тихомиров Е.Ю. и др. 400 миллионов лет геологической истории южной части Восточной Европы. – М.: ГЕОКАРТ. ГЕОС, 2005. – 351 с.

9. Мартынов И.А. Основы магматической геохимии. – Владивосток: Дальнаука, 2010. – 215 с.

10. Туркина О.М. Лекции по геохимии магматического и метаморфического процессов. – Новосибирск: РИЦ НГУ, 2014. – 118 с.

11. Хаин В.Е., Балуховский А.Н. Историческая геотектоника (мезозой, кайнозой). – М.: «АВИАР», 1993. – 430 с.

12. Цыбуляев С.В., Савко К.А. Геохимическая типизация палеопротерозойских вулканитов бимодальной серии Курбакинской свиты Курского блока Восточной Сарматии // Вестник ВГУ. Серия: Геология. – 2017. – №1. – С. 61–75.

13. Школьник С.И., Резницкий Л.З., Беличенко В.Г., Бараш И.Г. Геохимия, вопросы петрогенезиса и геодинамическая типизация метавулканитов Тункинского террейна (Байкало – Хубсугульский регион) // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50, №9. – С. 1013–1024.

14. Adamia Sh., Zakariadze G., Chkhotua T. et al. Geology of the Caucasus: A Review // Turkish Journal of Earth Sciences (Turkish J. Earth Sci.). – 2011. – Vol. 20. – Pp. 489–544.

15. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts // Geol. Spec. Publ. – 1989. – №42. – Pp. 313–345.

PALEOGENIC BASALT-TRACHYTIC FORMATION OF WEST CAUCASUS: GEOCHEMICAL SPECIALIZATION, QUESTION OF PETROGENESIS, GEODYNAMIC TYPISATION, METALLOGENY

© 2018 V.M. Gazeev[1, 2], Sc. Candidate (Geol.-Min.), A.G. Gurbanov[1, 2], Sc. Candidate (Geol.-Min.), I.A. Kondrashov[1]

[1]Institute of geology of ore deposits, petrography, mineralogy and geochemistry RAS, Russia, 119017, Moscow, Staromonetny Lane, 35;

[2]Vladikavkaz Scientific Center of the Russian Academy of Sciences, Russia, 362027, RNO-Alania, Vladikavkaz, Markusa Str., 22, e-mail: gurbanov@igem.ru

In the south-western parts of Geater Caucasus in the middle cource of river Mzimta the Paleogenic subalkaline rocks of basic and medial composition are occur. Petrographical and geochemical investigation have been carrying out and results of its analysis by RFA, ICP-MS methods was done. Enrichment of rocks by LILe, REE, HFSE, concentration of which are comparison with OIB have been identify. Rare-metal and rare-earth geochemical specialization of BTF rock is identified and its mercury and titanium metallogenic specialization. It is shown, that primary melts are appears in 2-3% melting of spinel peridotite. It is suggested that the reason of initiation of the partial melting in the upper mantle was a tectonic processes, which are touched on area of south-western margin of Scythian plate, synchronous with processes of rifting which are developing in Eocene in Black Sea area and in Adjaro-Trialeti depression.

Keywords: petrography, geochemistry, geodynamic typisation, metallogeny, rifting, paleogenic basalt-trachytic formation of West Caucasus.

References

1. Abramovich I.I. Petrohimicheskie issledovanija pri geodinamicheskih rekonstrukcijah. Metodicheskie rekomendacii [Petrochemical studies in geodynamic reconstructions. Guidelines]. Leningrad, VSEGEI, 1991. 90 p. (in Russian)

2. Afanas'ev G.D., Borsuk A.M. Novye dannye o poslejurskom magmatizme Severo-Zapadnogo Kavkaza [New data on the post-Jurassic magmatism of the North-Western Caucasus]. Izv. AN SSSR. Ser. geol. 1959. No.2. Pp. 24–42. (in Russian)

3. Afanas'ev G.D., Gurbanov A.G. Mezo-kajnozojskij intruzivnyj magmatizm osevoj chasti zony Glavnogo Kavkazskogo hrebta na primere Kardyvachskogo magmaticheskogo uzla (Severo-Zapadnyj Kavkaz) [Meso-Cenozoic intrusive magmatism of the axial part of the zone of the Main Caucasus Range on the example of the Kardyvach magmatic node (North-West Caucasus)]. Izv. AN SSSR. Ser. geol. 1974. No.1. Pp. 19–44. (in Russian)

4. Borsuk A.M., Gurbanov A.G., Troneva N.V. Bazitovye formacii pozdnih jetapov jevoljucii podvizhnoj oblasti (na primere mezo-kajnozoja Bol'shogo Kavkaza) [Basic formations of the late stages of the evolution of the mobile region (on the example of the Meso-Cenozoic Greater Caucasus)]. Ocherki geologicheskoj petrologii. M. Nauka, 1976, Pp. 61–72. (in Russian)

5. Gurbanov A.G. Mezo-kajnozojskie magmaticheskie formacii osevoj chasti zony Glavnogo Kavkazskogo hrebta [Meso-Cenozoic igneous formations of the axial part of the zone of the Main Caucasus Range]. Magmaticheskie formacii Kavkaza i juga Vostochno-Evropejskoj platformy. M. Nauka, 1977. Pp. 148–183. (in Russian)

6. Gusev G.S., Kudrjavcev Ju.K., Gushhin A.V. i dr. Geohimicheskaja i metallogenicheskaja specializacija strukturno-veshhestvennyh kompleksov [Geochemical and metallogenic specialization of structurally-material complexes]. S.–Pb. VSEGEI, 1999. 514 p. (in Russian)

7. Dzocenidze G.S. O nekotoryh obshhih osobennostjah mezo-kajnozojskogo magmatizma Karpat, Balkan, Kryma i Kavkaza [On some general features of the Meso-Cenozoic magmatism of the Carpathians, the Balkans, the Crimea and the Caucasus]. Problemy metallogenii i magmatizma Kavkaza. M. Nauka, 1970. Pp. 24–47. (in Russian)

8. Nikishin A.M., Fokin P.L., Tihomirov E.Ju. i dr. 400 millionov let geologicheskoj istorii juzhnoj chasti Vostochnoj Evropy [400 million years of geological history of the southern part of Eastern Europe]. M. GEOKART. GEOS, 2005. 351 p. (in Russian)

9. Martynov I.A. Osnovy magmaticheskoj geohimii [Fundamentals of magmatic geochemistry]. Vladivostok, Dal'nauka, 2010. 215 p. (in Russian)

10. Turkina O.M. Lekcii po geohimii magmaticheskogo i metamorficheskogo processov [Lectures on the geochemistry of magmatic and metamorphic processes]. Novosibirsk, RIC NGU, 2014. 118 p. (in Russian)

11. Hain V.E., Baluhovskij A.N. Istoricheskaja geotektonika (mezozoj, kajnozoj) [Historical geotectonics (Mesozoic, Cenozoic)]. M. «AVIAR», 1993. 430 p. (in Russian)

12. Cybuljaev S.V., Savko K.A. Geohimicheskaja tipizacija paleoproterozojskih vulkanitov bimodal'noj serii Kurbakinskoj svity Kurskogo bloka Vostochnoj Sarmatii [Geochemical typification of Paleoproterozoic volcanites of the bimodal series of the Kurbakinskaya suite of the Kursk bloc of Eastern Sarmatia]. Vestnik VGU. Serija: Geologija. 2017. No.1. Pp. 61–75. (in Russian)

13. Shkol'nik S.I., Reznickij L.Z., Belichenko V.G., Barash I.G. Geohimija, voprosy petrogenezisa i geodinamicheskaja tipizacija metavulkanitov Tunkinskogo terrejna (Bajkalo – Hubsugul'skij region) [Geochemistry, issues of petrogenesis and geodynamic typification of metavolcanites of the Tunkinsky terrain (Baikal - Hubsugul region)]. Geologija i geofizika. 2009. Vol. 50, No.9. Pp. 1013–1024. (in Russian)

14. Adamia Sh., Zakariadze G., Chkhotua T. et al. Geology of the Caucasus: A Review // Turkish Journal of Earth Sciences (Turkish J. Earth Sci.). – 2011. – Vol. 20. – Pp. 489–544.

15. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts // Geol. Spec. Publ. – 1989. – №42. – Pp. 313–345.