

## ПОЗДНЕМИОЦЕН-РАННЕПЛИОЦЕНОВЫЕ ВУЛКАНИТЫ ИЗ ОКРЕСТНОСТЕЙ г. ЦХИНВАЛА (РЕСПУБЛИКА ЮЖНАЯ ОСЕТИЯ)

В.М. Газеев<sup>1</sup>, А.Г. Гурбанов<sup>2</sup>, А.Б. Лексин<sup>3</sup>, О.А. Гурбанова<sup>4</sup>

**Аннотация.** В Центральной части Дзирульского выступа Закавказской межгорной зоны, в полосе от г. Цхинвала (на востоке) до г. Кутаиси (на западе), присутствуют редкие, разрозненные тела третичных базальтов и тешенитов. Изучение данной породной ассоциации имеет большое значение для расшифровки геодинамических процессов, проявивших себя в этом регионе начиная с позднего миоцена. Проведено изучение трахибазальтов и трахиандезитобазальтов, распространенных в долинах рек Большая и Малая Лиахва, вблизи г. Цхинвала. Приведены результаты RFA и ICP-MS анализов вулканитов. Дано петрографическое описание пород, рассмотрены их геохимические особенности. Показано, что это интрузивные образования с рифтогенными геохимическими характеристиками.

**Ключевые слова:** Закавказская межгорная зона; петрография; трахибазальт; геохимия; диагностические диаграммы, геодинамические реконструкции.

### КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЯ ЗАКАВКАЗСКОЙ МЕЖГОРНОЙ ЗОНЫ

Закавказская межгорная зона состоит из двух крупных прогибов: Рионского и Куринского, разделенных Дзирульским выступом Закавказского срединного массива (ЗСМ), расположенного между складчатыми сужениями Большого Кавказа (БК) и Аджаро-Триалетской системы Малого Кавказа. Между Закавказским срединным массивом и смежными складчатыми сооружениями протягиваются узкие прогибы, выполненные морской песчано-глинистой олигоцен-миоценовой молассой. Складчатые системы надвинуты на эти прогибы. Рионский и Куринский межгорные прогибы, как самостоятельные геологические структуры, сформировались в орогенный этап развития Кавказа и наложены на узкие олигоцен-миоценовые прогибы и разделяющее их поднятие. Прогибы заполнены грубообломочной, континентальной позднемиоцен-плиоценовой молассой. Наиболее возвышенная часть ЗСМ – Грузинская глыба. Фундамент глыбы выступает в Дзирульском массиве (ДМ), где он преимущественно сложен докембрийскими кристаллическими сланцами, кембрийскими мраморами, филлитами и палеозойскими гранитами. Чехол ДМ представлен осадочными и вулканогенными породами юры и мела, перекрытыми орогенными молассами позднего миоцена и плиоцена, содержащими тела базальтов и тешенитов. Фундамент ЗСМ ступенчато погружается к востоку под западную часть Куринского межгорного прогиба на глубину более 10 км. Дзирульский массив относится и к зоне Транскавказского поперечного под-

нятия (ТПП), которая пересекает все продольные тектонические зоны Кавказского сегмента Альпийско-Средиземноморского складчатого пояса, и вместе с тем лежит на непосредственном продолжении Африкано-Аравийского рифтового пояса и играет роль его северного окончания. К ТПП приурочена подавляющая часть новейших вулканических образований Армянского нагорья, Закавказья, Большого Кавказа и Предкавказья [3].

### МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ПРОВЕДЕННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

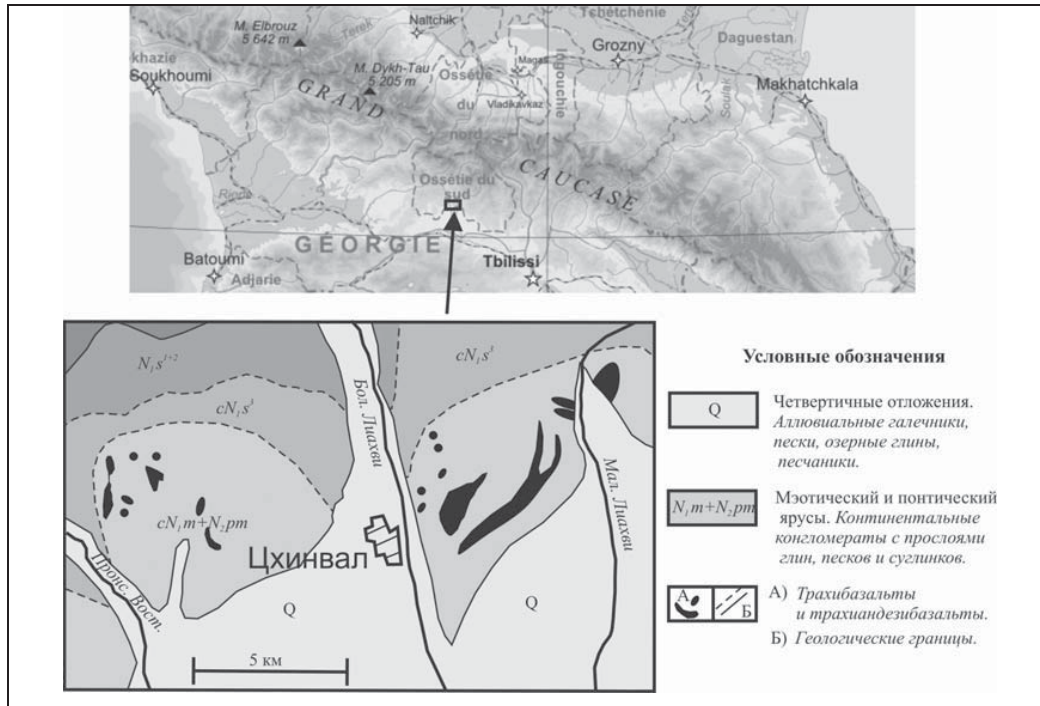
На геологических картах Дзирульского массива 1956 года выпуска (К-38-ХIII; ХIV; ХV), составленных Б.И. Кандарашвили, в полосе от г. Сталинири (ныне Цхинвал) до г. Кутаиси показаны тела базальтов и тешенитов, залегающих по отдельности либо слагающих практически единую ассоциацию (район г. Кутаиси). В районе Ванатского месторождения, на берегу р. Малая Лиахва, потоки базальтов в разрезе чередуются с конгломератами [7], показанными на картах как неразделенные отложения мезотического (верхний миоцен) и понтического (нижний плиоцен) ярусов  $СN_{1m} - N_{2pn}$ , участвующих в складчатости. В 2009 году сотрудниками Лаборатории петрографии ИГЕМ РАН и ВНЦ РАН были отобраны представительные образцы основных разновидностей вулканитов: в левом борту долины р. Малая Лиахва; в приводораздельной части междуречья Малой и Большой Лиахвы; и в районе г. Цхинвала (рис. 1). В 2015 году в ИГЕМ РАН из образцов изготовлены шлифы, а в пробах проведены определения concentra-

<sup>1</sup> Газеев Виктор Магалимович – к. г.-м. н., с. н. с. ВНЦ РАН, г. Владикавказ; н. с. ИГЕМ РАН, г. Москва (gazeev@igem.ru).

<sup>2</sup> Гурбанов Анатолий Георгиевич – к. г.-м. н., в. н. с. ВНЦ РАН, г. Владикавказ; в. н. с. ИГЕМ РАН, г. Москва (gurbanov@igem.ru).

<sup>3</sup> Лексин Алексей Борисович – ведущ. программист, ИГЕМ РАН, г. Москва (lexin@igem.ru).

<sup>4</sup> Гурбанова Ольга Александровна – к. х. н., ассистент кафедры кристаллографии и кристаллохимии геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова.



**Рис. 1.** Местоположение вулканитов на географической и схематичной геологической карте (по Б. И. Каландаришвили, 1956 г.)

ций петрогенных и микроэлементов рентгено-флюоресцентным анализом (XRF), редких и редкоземельных элементов – методом спектроскопии с индукционно-связанной плазмой с масс-спектрометрическим окончанием (ICP-MS) на масс-спектрометре X-Series II с использованием соответствующих стандартов. Методики и условия анализов описаны в [1]. На основе результатов аналитических исследований (таблицы 1–3) построены классификационные, петрогенетические диаграммы, Дополнительно на некоторых диаграммах и таблицах показаны: породы плиоценовых вулканических останцов «Сурх», «Крандух»; Тызильских среднеплейстоценовых вулканических останцов на территории Кабардино-Балкарии; плиоценовые вулканиты свиты Рухс-Дзуар, Северная Осетия; средний плейстоцен-голоценовые вулканиты Кельского вулканического нагорья, Южная Осетия.

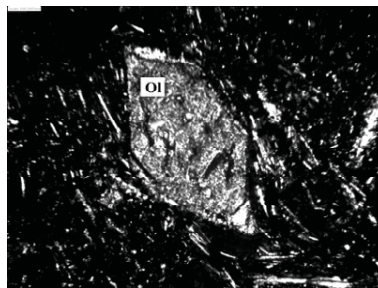


Рис. 2-1. Оливин. Диагональ снимка (Д) 0.65мм

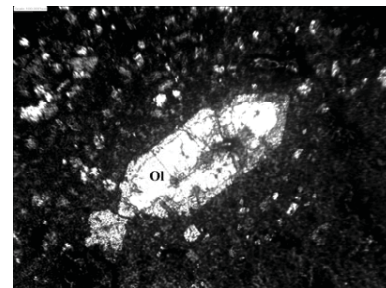


Рис. 2-2. Псевдоморфозы по оливину (Д) 1.55мм

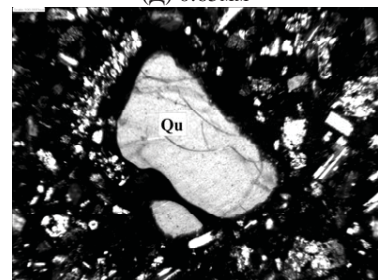


Рис. 2-3. Вкрапленник кварца с пироксеновой каемкой (Д) 1.55мм

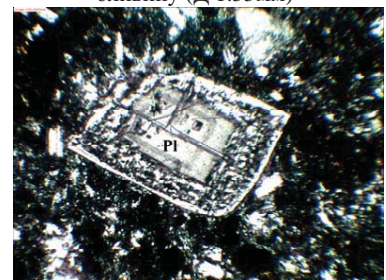


Рис. 2-4. Плагиоклаз с ситовидной внешней зоной (Д) 1.55мм

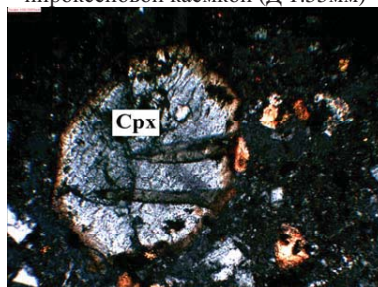


Рис. 2-5. Коричневая каемка вокруг клинопироксена (Д) 1.55мм

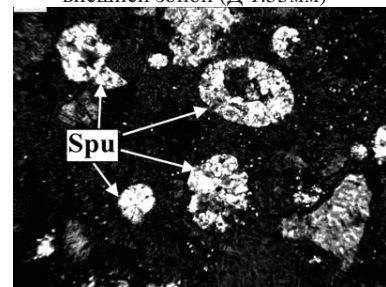


Рис. 2-6. Спуррит в ксенолитах (Д) 0.65мм

**Рис. 2.** Микрофотографии минералов в шлифах

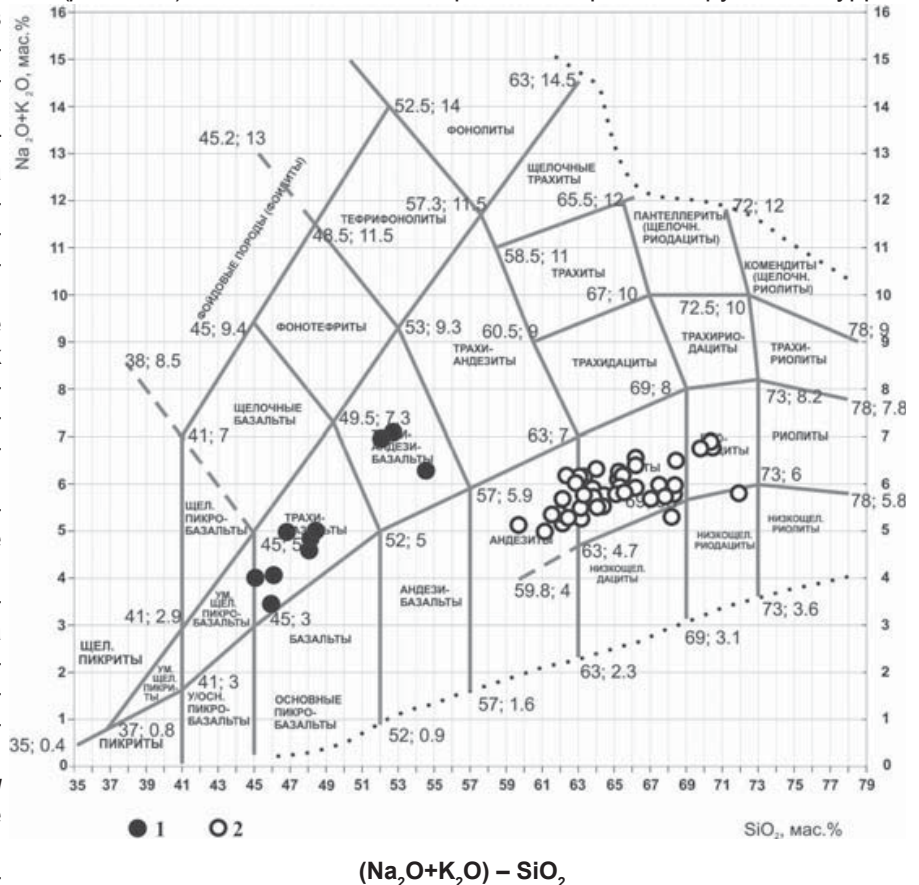
**ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ  
ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД**

Среди изученных вулканитов выявлены две близкие по составу породные разновидности: трахибазальты и трахиандезибазальты. Первые слагают вулканическую постройку в левом борту долины р. Малая Лиахва, вторые – распространены на водоразделе рек Большая и Малая Лиахва.

**Трахибазальты** – это массивные породы темно-серого цвета с редкими мелкими вкрапленниками бурого цвета, размером до 2.0 мм. Микроструктура мелко-редко-порфировая, основная масса пилотакситовая, апоинтерсертально-пилотакситовая или диабазовая. Текстура миндалекаменная. Вкрапленники представлены оливином и пироксеном. Оливин присутствует в виде кристаллов размером до 1.0 × 1.5 мм и их обломков, замещающихся серпентинито подобным веществом (рис. 2–1; 2–2). Пироксен (авгит) – мелкие субизометричные и удлиненно-призматические кристаллы и их обломки без вторичных изменений. Редко встречаются субизометричные кристаллы корродированного кварца, окруженного пироксеновой каемкой (рис. 2–3) и скелетные зерна пироксена, в центральных частях которых присутствуют реликты замещенного оливина. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза (лабрадор-битовнит), ориентированных относительно друг друга в одном направлении, а также авгита, рудного минерала и реже оливина, сцементированных стеклом. Иногда цементирующая масса полевошпатовая, а в некоторых случаях стекло основной массы замещено монтмориллонитом. Многочисленные микропустоты выполнены карбонатом, реже сферолитами цеолитов, либо на их стенках отмечаются каемки зеленоватого, волокнистого, боулингоподобного вещества.

**Трахиандезибазальты** – это массивные, серые или буроватые породы, с редкими мелкими вкрапленниками. Микроструктура сериально-порфировая. Основная масса гиалопилитовая и пойкилитовая. Вкрапленники представле-

ны плагиоклазом, моноклинным пироксеном, реликтовым оливином и кварцем. Плагиоклаз (андезин-лабрадор) присутствует в виде не четко зональных кристаллов размером до 0.8 × 1.5 мм. По периферии кристаллов часто наблюдается зона со структурой скелетного роста (рис. 2–4). Более мелкие кристаллы плагиоклаза (лабрадор) размером до 0.2 × 0.5 мм содержат включения клинопироксена, магнетита. Моноклинный пироксен (авгит) присутствует в виде кристаллов разной размерности: крупные до 1.5 мм с коричневой каемкой (рис. 2–5), мелкие до 0.2 × 0.4 мм, коричневые. Они содержат включения рудного минерала. Кристаллы оливина размером до 0.5 мм замещаются зеленоватым серпентинито-подобным веществом. Кварц присутствует в виде субизометричных корродированных кристаллов, окруженных реакционной пироксеновой каемкой. В основной массе наблюдаются пятнистые выделения полевого шпата, содержащие микролиты моноклинного пироксена, магнетита и расплавные включения. В трахиандезибазальтах встречены мелкие до 3 × 5 см ксенолиты карбонатных пород, в которых обнаружены спуррит



**Рис. 3. Положение составов вулканитов на классификационной диаграмме**

Условные обозначения: 1 – третичные (поздний миоцен-раннеплиоценовые) вулканиты Малой и Большой Лиахвы; 2 – средний плейстоцен-голоценовые вулканиты Кельского нагорья

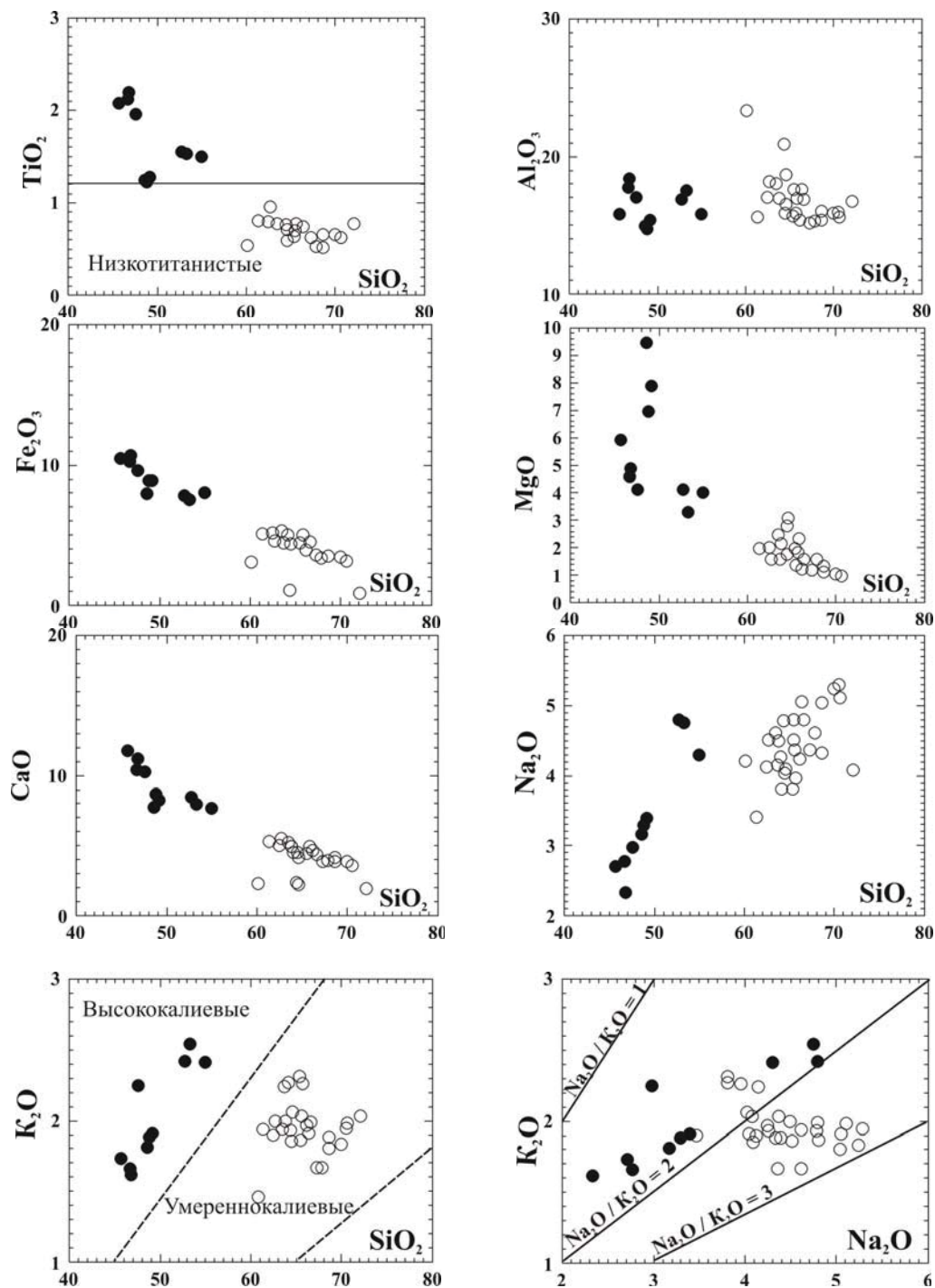
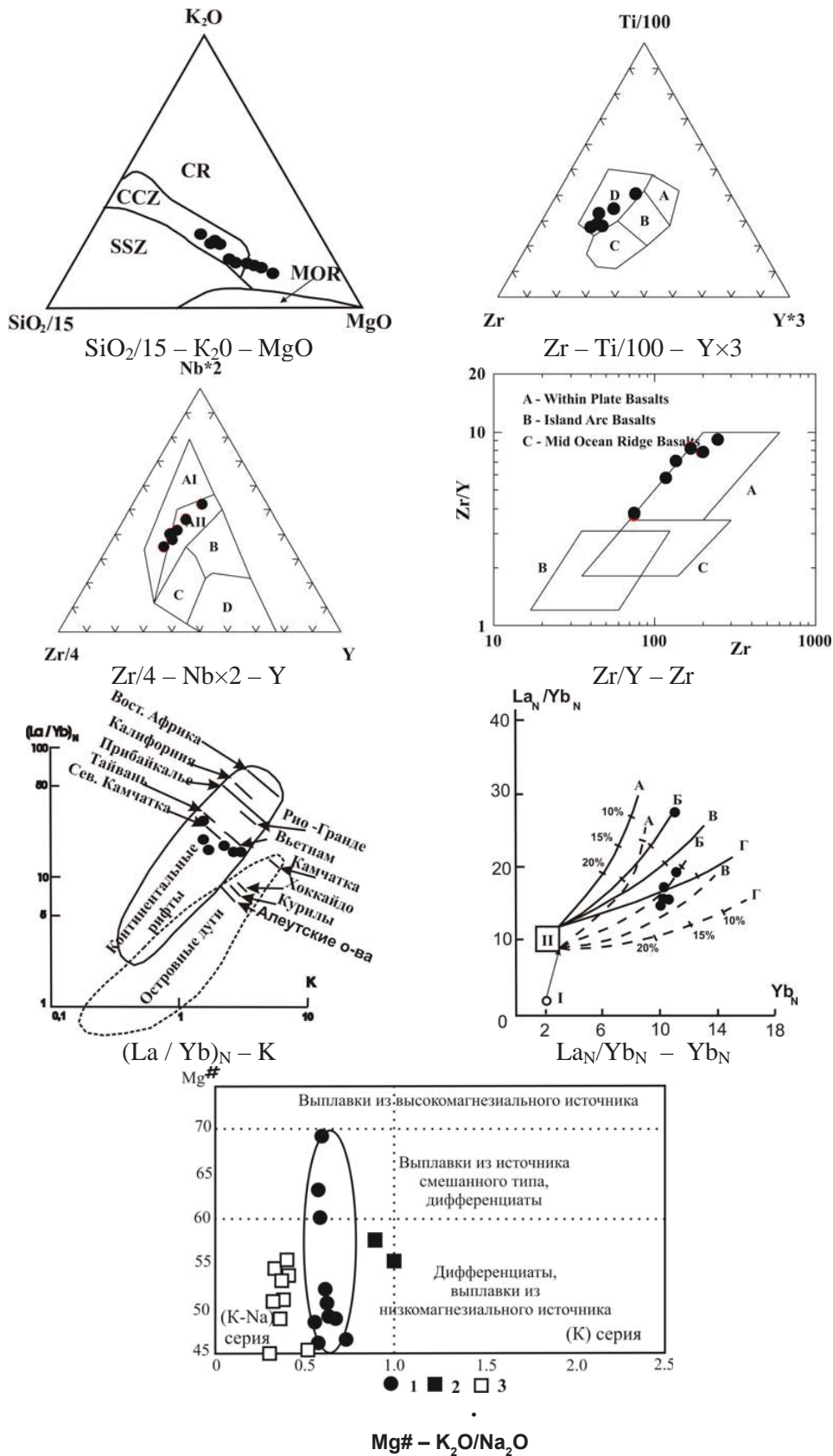


Рис. 4. Составы вулканитов на вариационных диаграммах  $\text{SiO}_2$  – петрогенные элементы (условные обозначения на рис. 3)



Вулканиды: 1 – Малой и Большой Лиахвы; 2 – Сурха и Крандуха; 3 – Тызыла

Рис. 5. Положение вулканидов на петрогенетических диаграммах

Таблица 1

Результаты рентгено-флюоресцентного анализа вулканитов  
(оксиды в весовых %; элементы в г/т)

№ Обр.	12-1/09	12-2/09	13/09	102/09	102-1/09	102-2/09	102-3/09	104-2/09	104-3/09	104-4/09
SiO <sub>2</sub>	47.56	46.69	45.70	46.80	48.56	48.79	49.14	53.29	52.76	55.01
TiO <sub>2</sub>	1.96	2.12	2.07	2.19	1.25	1.23	1.28	1.524	1.55	1.50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.01	17.73	15.79	18.37	14.98	14.77	15.39	17.50	16.87	15.80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.60	10.28	10.46	10.66	7.93	8.87	8.91	7.55	7.84	8.00
MnO	0.14	0.16	0.17	0.16	0.16	0.21	0.11	0.15	0.14	0.14
MgO	4.14	4.60	5.90	4.88	9.45	6.95	7.88	3.31	4.11	4.01
CaO	10.23	10.41	11.73	11.15	7.72	8.69	8.25	7.99	8.46	7.68
Na <sub>2</sub> O	2.98	2.77	2.71	2.33	3.17	3.29	3.39	4.75	4.79	4.30
K <sub>2</sub> O	2.25	1.66	1.73	1.62	1.81	1.88	1.91	2.54	2.42	2.41
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.82	0.82	1.06	0.85	0.42	0.44	0.45	0.56	0.53	0.46
S	0.01	0.01	0.05	0.01	0.01	0.03	0.02	0.01	0.01	0.02
ППП	3.73	2.91	3.30	1.80	4.66	4.51	3.87	0.84	0.98	0.71
Сумма	100.43	100.16	100.67	100.82	100.12	99.66	100.60	100.01	100.46	100.04
Cr	32	32	143	47	319	291	281	154	158	126
V	166	186	213	195	130	127	137	133	131	185
Co	16	21	19	18	33	26	28	22	23	22
Ni	19	22	47	23	266	247	255	35	43	40
Cu	29	43	51	27	60	52	58	25	43	112
Zn	76	95	93	84	74	73	79	64	75	104
Pb	16	19	11	19	16	18	19	12	14	17
Rb	38	19	45	25	37	37	39	52	49	58
Sr	1610	1628	1734	1669	1056	1187	1153	891	894	917
Ba	1037	1185	940	1045	593	703	566	613	596	552
Nb	15	16	20	18	16	11	12	18	20	20
Zr	76	95	93	84	74	73	79	64	75	104
Y	21	22	25	23	18	19	18	22	19	18

(рис. 2–6), ларнит и другие минеральные новообразования спуррит-мервинитовой фации метаморфизма, диагностика которых требует дополнительных исследований.

**Петрохимические, геохимические характеристики пород.** На классификационной диаграмме вулканических пород (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) – SiO<sub>2</sub> (рис. 3), построенной по результатам XRF (табл. 1), фигуративные точки составов исследованных образцов сконцентрированы преимущественно в полях трахибазальта и трахиандезитобазальта [6]. По своим геохимическим характеристикам они близки к породам верхнеплиоцен-четвертичной трахибазальт-трахиандезитовой формации Малого Кавказа (табл. 2), незначительно отличаясь от них меньшими содержаниями К (в масс. %); Zr, Sr, Ba, Nb (в г/т). На БК они сопоставимы с трахиандезитобазальтами Тызильских вулканических построек в Кабардино-Балкарской Республике.

Изученные вулканиты Большой и Малой Лиавы являются высококалиевыми, умеренно титанистыми, умеренно и высокоглиноземистыми

(Al<sup>0</sup> 0.86 – 1.61) образованиями, с калиево-натриевым типом щелочности (Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O = 1.5 – 2.0) [6]. Отмечается прямая корреляция для Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O и обратная корреляция для TiO<sub>2</sub>; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; CaO; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> с содержанием SiO<sub>2</sub> (рис. 4). На петрогенетических диаграммах (рис. 5), фигуративные точки составов трахибазальтов и трахиандезитобазальтов группируются: в полях пород континентальной коллизии (CCZ) и частично (CR) в поле пород континентальных рифтов (SiO<sub>2</sub>/15 – K<sub>2</sub>O – MgO); в поле внутриплитных базальтов (Zr – Ti/100 – Y×3), (Zr/Y – Zr); в поле внутриплитных щелочных базальтов (Zr/4 – Nb×2 – Y); континентальных рифтов (La / Yb)N – K. На диаграмме (LaN/YbN – YbN) составы вулканитов с Большой и Малой Лиавы располагаются в левой (метасоматизированной) части диаграммы в области с относительно высокой (11–16 %) степенью плавления мантийного источника [9]. По соотношению Mg# – K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O их можно считать дифференциатами расплавов, образованных при плавлении мантийного источника смешанного типа.

Таблица 2

Средние содержания микроэлементов (г/т) в породах вулканических формаций Закавказья [2] и вулканитах Большого Кавказа

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8
<b>K, %</b>	2.49	3.41	2.37	1.68	2.16	1.29	1.64	2.11
<b>Rb</b>	78	155	43	40	53.7	56	65	79
<b>Li</b>	12	37	13	21	-	-	29	20
<b>Sr</b>	660	193	1408	1274	886	420	443	528
<b>Ba</b>	681	457	1001	783	667	263	398	317
<b>Zn</b>	75	53	87	81	70	67	55	61
<b>Cu</b>	29	21	54	50	11	27	27	17
<b>Zr</b>	154	103	232	82 (155)	298	141	172	168
<b>Nb</b>	10	26	30	16.6	-	-	7	10
<b>Ta</b>	0.8	2.6	1.2	1.28	1.2	0.57	0.81	0.3
<b>Hf</b>	3.9	3.6	4.9	4.2	7.3	3.0	3.7	2.7
<b>U</b>	7.1	10.5	3.8	1.7	1.8	2.2	1.8	2.2
<b>Th</b>	4.7	24.6	6.4	7.4	13.5	8.6	7.5	5.6
<b>Cr</b>	121	8.3	231	158	181	148	85	64
<b>V</b>	86	11	169	160	-	-	79	73
<b>Ni</b>	23	9	43	99	24	64	18	24
<b>Co</b>	24	4	24	23	29	25	9	11
<b>Sc</b>	9	3	10	18	17	19	16	5
<b>K/Rb</b>	319	220	551	420	402	230	252	267
<b>Ba/Sr</b>	1.03	2.36	0.71	0.61	0.75	0.62	0.89	0.6
<b>Rb/Sr</b>	0.11	0.8	0.03	0.03	0.06	0.13	0.14	0.14
<b>Ba/Rb</b>	8.7	2.9	23	19.5	12.4	4.7	6.1	4.0
<b>Nb/Ta</b>	12.5	10	25	12.9	-	-	8.6	33
<b>Zr / Hf</b>	39	28	47	37	40.8	47	46.4	62.2
<b>Th / U</b>	0.66	2.34	1.68	4.2	7.5	1.77	4.16	2.54
<b>Cr / V</b>	1.4	0.75	1.36	0.99	-	-	1.07	0.87
<b>Ni /Co</b>	0.95	2.25	1.79	4.3	0.82	2.56	2.0	2.1

**Примечание:** 1 – верхний миоцен-нижнеплиоценовая андезит-дацит-риолитовая формация Закавказья (14 проб) (по [2]); 2 – верхнеплиоцен-нижнечетвертичная трахириолитовая формация Закавказья (16 проб) (по [2]); 3 – верхнеплиоцен-четвертичная трахибазальт-трахиандезитовая формация Закавказья (24 пробы) (по [2]); 4 – вулканиты Малой и Большой Лиахвы, Республика Южная Осетия (10 проб); 5 – породы Тызильских вулканических потоков, Кабардино-Балкарская Республика (9 проб); 6 – породы вулканических останцов «Сурх», «Крандух», Кабардино-Балкарская Республика (9 проб); 7 – породы Кельского вулканического нагорья (32 пробы), Республика Южная Осетия; 8 – породы свиты Рухс-Дзуар, Республика Северная Осетия-Алания (47 проб)

По геохимическим данным, полученным методом ICP-MS (табл. 3), построены мультиэлементные спектры и спектры распределения REE. На спайдер-диаграмме (рис. 6), при нормировании по хондриту [10], заметно сильное фракционирование редких земель, обогащение легкими LREE, ровное распределение тяжелых HREE. Среднее  $La^{III}/Lu^{III}$  отношение в трахибазальтах и трахиандезитовых породах составляют, соответственно, 20.6 и 15.8;  $La^{III}/Yb^{III}$  – 20.8 и 15.5;  $La^{III}/Sm^{III}$  – 4.2 и 3.9;  $Gd^{III}/Yb^{III}$  – 2.5 и 2.0. Величина количественного дефицита европия, используемая для оценки степени дифференциации расплава, характеризуется коэффициентом  $Eu/Eu^*$ , где  $Eu^* = \sqrt{(Sm_{пор.}/Sm_{хонд.} \times Gd_{пор.}/Gd_{хонд.})}$ .  $Eu/Eu^*$

в трахибазальтах = 1.06; в трахиандезитовых породах – 1.02, что указывает на отсутствие заметной дифференциации, со значительной ролью фракционирования плагиоклаза.

Мультиэлементные спектры, нормированные по эталону примитивной мантии [10], свидетельствуют о заметном обогащении пород легкими литофильными элементами LILE и в меньшей степени – высокозарядными элементами с высокой валентностью (HFSE). На графике отмечается относительная негативная аномалия тугоплавких элементов (Nb, Ta), заметный минимум в содержании титана и небольшая положительная аномалия стронция. Сопоставление полученных данных с мультиэлементными спектрами

Таблица 3

Результаты ICP-MS анализа вулканитов  
(элементы в г/т)

Элементы	Номер образца					
	13/09	102-1/09	102/09	104-2/09	104-3/09	104-4/09
Li	15	19	23	26	26	20
Be	2.1	1.4	2.0	1.9	1.8	1.9
Sc	21	17	18	19	17	16
Ti	10997	7570	11608	8461	8491	8004
V	235	163	220	148	147	201
Cr	154	306	53	182	190	160
Mn	1097	1071	1119	956	975	912
Co	32	45	32	29	30	27
Ni	55	298	27	54	58	54
Cu	51	69	32	32	44	103
Zn	108	94	106	83	96	132
Rb	45	36	27	50	50	55
Sr	1731	1003	1679	873	878	881
Y	27	19	25	20	20	20
Zr	246	135	196	74	116	168
Nb	24	19	23	21	21	21
Mo	1.3	0.17	0.36	0.29	0.32	0.77
Ag	0.61	0.37	0.60	0.19	0.29	0.39
Cd	0.36	0.20	0.26	0.14	0.19	0.16
Cs	1.7	1.6	2.1	1.4	1.7	3.2
Ba	889	499	993	523	521	513
La	79	34	53	39	38	38
Ce	162	69	113	77	76	75
Pr	20	9.0	15	9.4	9.2	9.2
Nd	72	33	53	33	33	33
Sm	11	5.6	8.7	5.8	5.7	5.7
Eu	3.1	1.7	2.5	1.7	1.7	1.6
Gd	7.4	4.0	6.1	4.3	4.6	4.2
Tb	1.1	0.66	1.0	0.72	0.72	0.71
Dy	5.6	3.7	5.0	3.7	4.0	3.7
Ho	1.0	0.68	1.0	0.70	0.73	0.72
Er	2.3	1.7	2.3	1.8	1.9	1.8
Tm	0.34	0.28	0.35	0.27	0.28	0.27
Yb	2.0	1.7	2.0	1.7	1.8	1.8
Lu	0.29	0.25	0.32	0.24	0.27	0.27
Hf	6.2	3.5	5.1	2.6	3.6	4.4
Ta	1.4	1.0	1.2	1.4	1.3	1.4
W	1.2	0.10	<ПО	0.38	0.31	1.2
Pb	8.8	8.0	11	6.8	8.6	11
Bi	0.080	0.14	0.074	0.005	0.059	0.13
Th	11.9	5.1	5.4	6.7	7.2	8.1
U	2.3	1.7	0.47	1.5	2.0	2.6



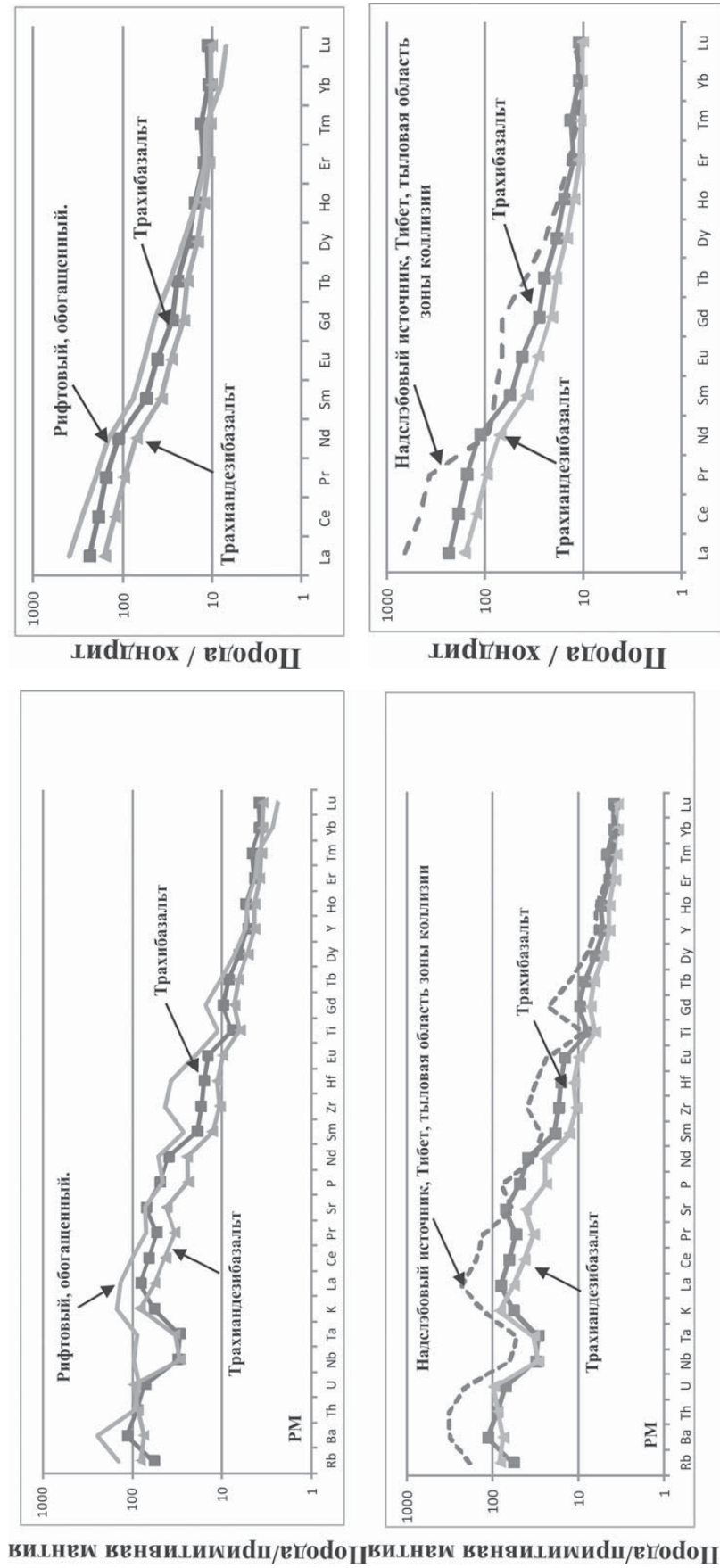


Рис. 6. Мультиэлементные спектры и спектры РЗЭ вулканитов Большой и Малой Лиахвы

вулканических пород зон конвергентных границ Азии [8] показывает, что они хорошо сопоставимы с вулканитами тыловых частей зон коллизии, сформировавшихся из надслэбовых источников и с обогащенными рифтовыми образованиями.

Сравнение содержаний рудных элементов в вулканитах Большой и Малой Лиахвы с кларками базальтов показало, что в них повышены концентрации (К/К): Ag = 4,0; Th = 3,3; Be = 3,3; Sr = 3,1; U = 2,9.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В позднекайнозойское время Кавказский регион находился в состоянии общего субмеридионального сжатия, продолжающегося и в настоящее время. К позднему олигоцену – раннему миоцену в этой части Альпийского пояса замкнулись все бассейны с корой океанского типа. Господствующие условия субдукции сменились интенсивной коллизией [3], обусловленной ускоренным перемещением к северу Аравийской плиты. На основании данных по сейсмической томографии предполагается, что в миоценовое время произошел отрыв слэба от субдуцированной океанической плиты Нео-Тетиса в Битлисской структуре и под Понтийским хребтом, что, в свою очередь, вызвало образование изолированных вторичных плюмов в верхней астеносфере [5]. Начиная с позднего миоцена магматическая активность на территории Большого Кавказа и Закавказья проявилась преимущественно в пределах Транскавказской поперечной зоны. В локализации вулканитов большую роль играли лево- и правостдвиговые зоны северо-восточного, северо-западного простираний и рифтогенные структуры, в которых происходило раскрытие очагов разной глубинности [2].

Вулканиты Большой и Малой Лиахвы по геологическим данным относятся к позднемиоцен-раннеплиоценовому циклу ( $N_1^3-N_2^1$ ) магматической активности, а их более точных датировок в настоящее время нет. Однако следует отметить, что по своему составу они отличаются от пород раннего цикла, выделяемых как верхний миоцен-нижнеплиоценовая андезит-дацит-риолитовая формация Закавказья, и в то же время эти породы близки к верхнеплиоцен-четвертичной трахибазальт-трахиандезитовой формации [2].

Изученные трахибазальты и трахиандезитбазальты, по своим петрохимическим и геохимиче-

ским характеристикам, являются высококалийными, умеренно титанистыми образованиями с калиево-натриевым типом щелочности. Фигуративные точки их составов группируются в полях внутривулканических базальтов ( $Zr - Ti/100 - Y \times 3$ ); ( $Zr/Y - Zr$ ); ( $Zr/4 - Nb \times 2 - Y$ ) и континентальных рифтов ( $La / Yb$ )<sub>N</sub> – К. Вероятно, они являются дифференциатами расплавов, образованных при относительно высокой (11–16 %) степени плавления мантийного источника смешанного типа ( $Mg\# - K_2O/Na_2O$ ).

При нормировании по хондриту и эталону примитивной мантии [10] заметно: сильное фракционирование редких земель ( $La^{III}/Lu^{III}$  отношение достигает 20.6); обогащение легкими LREE, крупноионными литофильными (K, Rb, Th, Sr, Ba, La) и высокозарядными (P, Ta, Nb, Nd, Zr, Hf) элементами, что характерно для пород континентальных рифтов [4]. Это подтверждается и их сопоставлением с мультиэлементными спектрами с рифтовых образований и породами, возникшими в тыловых частях зон коллизии при плавлении надслэбовых источников [8].

Таким образом, описанные вулканиты являются еще одним свидетельством сложных геодинамических процессов, происходивших в этом регионе и приводивших к возникновению магматических расплавов.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В Центральной части Дзирульского выступа Закавказской межгорной зоны, в полосе от г. Цхинвала (на востоке) до г. Кутаиси (на западе), присутствуют редкие, разрозненные тела третичных базальтов и тешенитов. Изученные образцы были отобраны в районе города Цхинвала, по Большой и Малой Лиахве и диагностированы как трахибазальты и трахиандезитбазальты. На основании анализа петрогенетических диаграмм ( $Zr - Ti/100 - Y \times 3$ ), ( $Zr/Y - Zr$ ); ( $La / Yb$ )<sub>N</sub> – К; ( $Zr/4 - Nb \times 2 - Y$ ) установлено, что это внутривулканические континентально-рифтовые образования. Это подтверждается геохимическими данными, такими как: сильное фракционирование редких земель ( $La^{III}/Lu^{III}$  отношение достигает 20.6); обогащение легкими LREE, крупноионными литофильными (K, Rb, Th, Sr, Ba, La) и умеренное обогащение высокозарядными (P, Ta, Nb, Nd, Zr, Hf) элементами, что характерно для пород континентальных рифтов.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Газеев В.М., Гурбанов А.Г. и др. Фиагдонский эффузивно-силловый комплекс (Россия, РСО-А): геохимия, геодинамическая обстановка формирования, проблемы рудоносности // Вестник ВНЦ РАН. 2014. Том 14. № 2. С. 21–33.  
2. Имамвердиев Н.А. Геохимия позднекайнозойских вулканических комплексов Малого Кавказа. – Баку: Изд. «Nafta-Press», 2000. 188 с.

3. Короновский Н.В., Демина Л.И. Коллизионный этап развития Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса: геодинамика и магматизм // Геотектоника. 1999. № 2. С. 17–35.  
4. Короновский Н.В., Демина Л.И. Магматизм как индикатор геодинамических обстановок. – Москва: Изд. «КДУ», 2011. 209 с.

5. Меликесян Х.Б. Платобазальтовый вулканизм в зонах коллизии: петрология и геохимия плиоцен-плейстоценовых базальтоидов Северной и Центральной Армении. Известия НАН РА. Науки о Земле. – Ереван: Изд. «Гитутюн», 2015. С. 22–46.

6. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. – Санкт-Петербурга: Изд. «Всегеи», 2009. 198 с.

7. Полезные ископаемые и минеральные воды Юго-Осетинской автономной области. – Цхинвали: Изд. «Ирыстон», 1984. 173 с.

8. Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Фефелов Н.И., Саранина Е.В. Калиевая и натриевая вулканические серии в кайнозой Азии. – Новосибирск: Академ. Изд. «ГЕО», 2012. 343 с.

9. Chanvel C., Jahn B.M., Nd-Sm usotope and REE geochemistry of alkali basalts from massif Central France // *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1984, v.48, № 16 p. 93–110.

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

## LATE MIOCENE-EARLY PLIOCENE VOLCANITES FROM ENVIRONS OF TSCHINVAL CITY (REPUBLICA SOUTHERN OSETIYA)

V.M. Gazeev<sup>1,2</sup>, A.G. Gurbanov<sup>1,2</sup>, A.B. Lexin<sup>1</sup>, O.A. Gurbanova<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Scientific budgetian institution of the Russian Academy of Science Institute of Ore Deposits Geology, Petrography, Mineralogy and Geochemistry (IGEM RAS), Moscow (gazeev@igem.ru), (lexin@igem.ru).

<sup>2</sup> Vladikavkaz scientific center of the RAS. Vladikavkaz.

<sup>3</sup> Moscow State University named after Lomonosov, Moscow.

**Abstract.** At the central part of Dzerulsky projection of intermountain zone of the Lesser Caucasus, in a line from Tschinval city (on east) up to Kutaisi city (on west), are present a rare, separate bodies basalt of fracture type and teschenites. Investigation of this rock association have a great importance for deciphering of paleogeodynamics conditions (processes), exhibiting in this region beginning from Late Miocene. Investigation of representative samples of trachybasalts and trachyandesibasalts, which are distributed in valleys of Big and Small Liachvarivers near Tschinval city. Results of RFA and ICP-MS analyses of volcanites are listed. The petrographic description of the rocks was done and their geochemical peculiarities have been considerate. It was shown, that these rocks are intraplate formations with a riftogenic geochemical characteristics.

**Keywords:** Southern slope of the Great Caucasus, trachybasalt, petrography, geochemistry, diagnostic diagrams, geodynamic reconstruction.

### REFERENCES

1. Gazeev V.M., Gurbanov A.G., i dr. Fiagdonkiy effuzivno-sillovy kompleks (Rossiya, RSO-A): geokhimiya, geodinamicheskaya obstanovka formirovaniya, problemy rudonosnosti // *Vestnik VNTs RAN*. 2014. Tom 14. № 2. С. 21–33.
2. Imamverdiev N.A. Geokhimiya pozdnekaynozoyksikh vulkanicheskikh kompleksov Malogo Kavkaza. – Baku: Izd. «Nafta-Press», 2000. 188 s.
3. Koronovskiy N.V., Demina L.I. Kollizionnyy etap razvitiya Kavkazskogo sektora Al'piyskogo skladchatogo poyasa: geodinamika i magmatizm // *Geotektonika*. 1999. № 2. S. 17–35.
4. Koronovskiy N.V., Demina L.I. Magmatizm kak indikator geodinamicheskikh obstanovok. – Moskva: Izd. «KDU», 2011. 209 s.
5. Meliksesyan Kh.B. Platobazal'tovyy vulkanizm v zonakh kollizii: petrologiya i geokhimiya pliotse-pleystotsenovykh bazal'toidov Severnoy i Tsentral'noy Armenii. *Izvestiya NAN RA. Nauki o Zemle*. – Erevan: Izd. «Gitutyun», 2015. S. 22–46.
6. *Petrograficheskiy kodeks Rossii. Magmaticheskie, metamorficheskie, metasomaticheskie, impaktnye obrazovaniya*. – Sankt-Peterburg: Izd. «Vsegei», 2009. 198 s.
7. *Poleznye iskopaemye i mineral'nye vody Yugo-Osetinskoy avtonomnoy oblasti*. – Tskhinvali: Izd. «Iryston», 1984. 173 s.
8. Rasskazov S.V., Chuvasheva I.S., Yasnygina T.A., Fefelov N.I., Saranina E.V. Kalievaya i natrievaya vulkanicheskie serii v kaynozoe Azii. – Novosibirsk: Akadem. Izd. «GEO», 2012. 343 s.
9. Chanvel C., Jahn B.M., Nd-Sm usotope and REE geochemistry of alkali basalts from massif Central France // *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1984, v.48, № 16 p. 93–110.
10. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts // *Geol. Spec. Publ.* 1989. № 42. P. 313–345.

