

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОЗДНЕКОЛЛИЗИОННОГО ВУЛКАНИЗМА ГЕГАМСКОГО НАГОРЬЯ (АРМЕНИЯ)

© 2007 г. Р. Т. Джрбашян*, Дж. Лур**, И. Савов**,
С. Г. Карапетян*, Г. Х. Навасардян*

*Институт геологических наук НАН РА
0019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения

**Смитсонский институт, Вашингтон, США

E-mail: jrb_gib@sci.am

Поступила в редакцию 19.02.2007 г.

В статье рассмотрены петрогенетические и геохимические аспекты эволюции позднеколлизийного, плиоцен-четвертичного вулканизма Гегамского нагорья с использованием аналитических данных ИСП-масс-спектрографии и XRF-рентгенофлуоресцентного анализа.

Существенная роль в происхождении базальтоидов отводится мантийному источнику, обогащенному «субдукционным» компонентом. Их эволюция связана с процессами кристаллизационной дифференциации, которые в дальнейшем протекали с участием контаминации корового вещества.

Геохимические особенности плиоцен-четвертичных вулканических образований Гегамского нагорья в настоящей работе впервые обсуждаются по результатам современных аналитических исследований редкоэлементных составов пород. Анализы выполнены высокоточными методами: масс-спектрометрии индуктивно связанной плазмы (ICP-MS) и рентгенофлуоресцентного анализа (XRF), в сотрудничестве с Вашингтонским Университетом и Смитсонским институтом (США).

Имеющиеся литературные данные по содержаниям редких элементов в вулканиках Гегамского нагорья (Ширинян и др., 1963) получены полуколичественным спектральным методом, поэтому в дальнейшем не обсуждаются.

Методом ICP-MS (40 анализов) с высокой точностью определены концентрации Ba, Th, Nb, Y, Hf, Ta, U, Pb, Rb, Cs, Sr, Sc, Zr и REE элементы (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Td, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu). Методом XRF (67 анализов) в породах были определены элементы группы железа (V, Cr, Ni, Co) и халькофильные элементы (Cu, Zn).

По результатам выполненных анализов нами проведена детальная геохимическая типизация плиоцен-четвертичных вулканических образований в пределах трех составляющих структур Гегамского нагорья и выявлены геохимические особенности эволюции вулканизма во времени – от нижнего плиоцена до верхнего неоплейстоцен-голоцена. Химические и редкоэлементные составы исследуемых вулканических пород, а также индикаторные геохимические отношения представлены в табл. 1.

Геохимические особенности трахибазальт-трахибазальтовый андезит-андезитовых вулканических серий Гегамского нагорья

Петрохимическая типизация вулканических серий Гегамского нагорья позволила отнести их к субщелочному типу (Навасардян, 2006). Для анализа редкоэлементного состава и геохимической интерпретации использованы расширен-

ные редкоэлементные спайдер-диаграммы, а также дискриминационные и петрогенетические диаграммы по (Pearce et al., 1973; Pearce et al., 1990; Muller, 1992 и др.).

Расширенные редкоэлементные диаграммы для пород ($\text{SiO}_2 < 61,00\%$) Восточной, Водораздельной и Разданской структур Гегамского нагорья, нормированные к составу примитивной мантии по (Sun & McDonough, 1989), представлены на рис. 1. На приведенных спайдер-диаграммах для сравнения были использованы также данные по геохимии вулканизма Арагацкого массива (Савов, Гукасян, неопубликованные данные) и Восточной Анатолии – плато Карс-Эрзерум и вулканов Муш-Немрут-Тендурек, детально исследованных в работах (Innocenti et al., 1980, 1982a, 1982; Pearce et al., 1990; Keskin et al., 1998; Keskin 2003, 2006; Sengor et al., 2003). Данные указанных авторов представлены полями, ограниченными соответственно точечными, пунктирными и штрих-пунктирными линиями. На диаграммах использован порядок элементов, демонстрирующий распределение элементов по степени увеличения несовместимости для подвижных (Sr-Th) и в обратном порядке для малоподвижных (Yb-Ta) элементов, предложенный Д. Пирсом (Pearce, 1983). На данных диаграммах представлены только породы базальтового и трахибазальт-трахиандезитового составов ($\text{SiO}_2 < 61,00\%$). Геохимия кислых вулканических пород Гегамского нагорья будет рассмотрена отдельно. Как видно из приведенных диаграмм, содержания и характер распределения редких элементов в вулканических образованиях нижнего и верхнего плиоцена Гегамского нагорья не отличаются от таковых в более молодых вулканиках нижний неоплейстоцен-голоценового возраста. Некоторые отличия имеет спектр распределения редких элементов, наиболее основных по составу ($\text{SiO}_2 = 49,86\%$) верхнеплиоценовых долеритовых базальтов.

На расширенных редкоэлементных диаграммах (рис. 1) прослеживается обогащение «субдукционными» LIL элементами – Sr-K-Rb-Ba-Th, сопоставимыми с породами островных дуг и субдукционных геохимических обстановок (Сон-

Zr	179	226	179	177	183	219	181	44	145	188	253	82
Hf	4.04	4.93	4.19	4.15	4.22	4.72	4.11	2.71	3.19	4.13	6.09	3.05
Nb	17.64	23.05	20.42	19.32	19.52	23.86	20.23	49.48	16.37	22.70	29.16	23.58
Ta	0.85	1.23	1.18	1.07	0.90	1.25	1.12	4.74	0.79	1.06	2.06	8.47
Pb	19.1	11.06	11.95	13.03	8.14	8.99	12.76	26.30	7.90	9.75	17.36	21.90
Th	3.73	11.91	8.68	10.19	4.61	8.38	10.56	17.88	7.25	5.61	13.58	17.88
U	0.83	2.53	2.53	2.41	1.11	1.87	2.48	11.59	1.16	1.39	4.90	8.47
La	41.08	55.96	48.72	57.90	57.51	55.23	57.92	15.19	45.37	64.96	50.64	27.48
Ce	72.04	91.25	81.05	96.01	105.62	94.22	94.58	27.56	73.64	111.31	83.08	44.02
Pr	7.85	9.20	8.14	9.58	11.52	9.82	9.44	2.80	7.44	11.41	7.92	4.13
Nd	29.89	32.81	29.70	34.17	44.03	36.08	33.05	9.43	27.08	41.33	26.13	13.25
Sm	6.25	6.00	5.65	5.93	8.08	6.83	5.80	2.65	5.18	7.33	4.39	2.70
Eu	1.94	1.66	1.58	1.60	2.29	1.99	1.59	0.19	1.53	2.03	1.03	0.54
Gd	5.70	4.96	4.89	4.52	6.26	5.76	4.54	2.81	4.38	5.68	3.44	2.40
Tb	0.89	0.72	0.74	0.64	0.87	0.85	0.65	0.53	0.64	0.79	0.55	0.43
Dy	5.17	4.16	4.24	3.57	5.00	5.05	3.63	3.53	3.58	4.48	3.40	2.68
Ho	1.04	0.81	0.88	0.68	0.97	0.99	0.70	0.72	0.69	0.85	0.69	0.55
Er	2.74	2.14	2.28	1.81	2.51	2.63	1.88	2.02	1.81	2.22	1.98	1.54
Tm	0.39	0.30	0.33	0.26	0.36	0.37	0.27	0.31	0.26	0.32	0.32	0.24
Yb	2.43	1.91	2.05	1.63	2.13	2.32	1.73	1.99	1.57	1.90	2.13	1.65
Lu	0.38	0.30	0.33	0.26	0.33	0.37	0.28	0.31	0.24	0.31	0.36	0.27
Σ REE	177.79	212.18	190.55	218.55	247.48	222.52	216.06	70.04	179.39	254.92	186.07	101.87
Sc	21.1	15.8	17.2	14.3	18.8	17.0	12.3	3.5	20.5	15.0	3.1	2.4
V	164	139	130	117	202	145	115	5	166	159	20	8
Cr	109	75	67	81	11	145	21	12	260	12	10	15
Co	31	20	18	15	30	29	16	2	33	25	2	2
Ni	68	56	52	50	43	104	42	2	157	35	2	2
Cu	34	40	45	52	59	54	22	4	50	33	4	4
Zn	91	81	75	70	97	87	76	36	83	90	68	36
Mg#	0.38	0.40	0.39	0.40	0.34	0.41	0.37	0.14	0.47	0.33	0.21	0.17
Ba/La	11.02	12.38	13.33	13.64	13.10	10.59	13.60	0.67	13.03	12.11	14.77	19.53
La/Yb	16.88	29.27	23.72	35.43	27.00	23.85	33.53	7.63	28.93	34.20	23.72	16.66
Ce _n /Yb _n	7.94	12.80	10.58	15.75	14.68	10.91	14.76	3.71	12.59	15.71	10.44	7.16
La _n /Sm _n	4.01	5.69	5.26	5.96	6.10	4.93	5.62	3.50	5.34	5.41	7.04	6.22

Ti/Y	331.61	280.63	236.45	235.61	358.12	293.42	227.34	20.50	313.09	288.65	108.47	36.16
Zr/Y	6.52	10.00	7.68	9.42	7.26	8.13	9.14	2.04	7.43	8.00	12.36	5.02
K/Rb	609.01	396.32	381.19	427.62	586.47	423.07	447.83	218.17	521.68	563.46	329.66	316.78
Rb/Sr	0.02	0.06	0.08	0.07	0.02	0.04	0.07	18.54	0.03	0.03	0.27	1.01
Sr/Ba	1.88	1.33	1.10	1.12	1.81	1.62	1.14	0.92	1.52	1.56	0.47	0.20
Ba/Rb	23.74	11.94	11.29	13.47	26.21	13.93	13.19	0.06	19.65	22.07	7.80	4.89
Cr/V	3.52	3.13	2.68	4.50	0.37	5.58	1.00	0.57	12.38	0.48	0.48	0.88
Ti/Zr	50.88	27.86	30.80	25.00	49.35	36.11	24.89	10.05	42.14	36.08	8.77	7.20
Ti/Cr	83.59	83.92	82.31	54.76	822.81	54.57	214.07	36.96	23.51	564.43	221.78	39.58
Ti/V	55.55	45.28	42.42	37.91	44.81	54.57	39.09	88.71	36.83	42.60	110.89	74.18
V/Ni	2.41	2.48	2.50	2.34	4.70	1.39	2.74	2.50	1.06	4.54	10.00	4.00
Ni/Co	2.19	2.80	2.89	3.33	1.43	3.59	2.63	1.00	4.76	1.40	1.00	1.00
Co/V	0.19	0.14	0.14	0.13	0.15	0.20	0.14	0.40	0.20	0.16	0.10	0.25
La/Ta	48.18	45.61	41.42	54.05	63.76	44.29	51.63	3.21	57.32	61.18	24.54	12.21
Yb/Ta	2.85	1.56	1.75	1.53	2.36	1.86	1.54	0.42	1.98	1.79	1.03	0.73
La/Nb	2.33	2.43	2.39	3.00	2.95	2.31	2.85	0.31	2.77	2.86	1.74	1.17
Yb/Nb	0.14	0.08	0.10	0.08	0.11	0.10	0.09	0.04	0.10	0.08	0.07	0.07
La/Th	11.02	4.70	5.61	5.68	12.47	6.59	5.49	0.85	6.26	11.58	3.73	1.54
Th/U	4.48	4.70	3.42	4.22	4.14	4.47	4.26	1.54	6.27	4.05	2.77	2.11
Th/Ta	4.37	9.71	7.38	9.51	5.11	6.72	9.41	3.78	9.16	5.28	6.58	7.94
Zr/Nb	10.15	9.80	8.77	9.18	9.40	9.18	8.93	0.89	8.86	8.27	8.67	3.49
Ta/Yb	0.35	0.64	0.57	0.66	0.42	0.54	0.65	2.38	0.50	0.56	0.97	1.37
Th/Yb	1.53	6.23	4.23	6.23	2.17	3.62	6.11	8.98	4.62	2.95	6.36	10.84
Zr/Ta	209.96	184.11	152.25	165.64	203.33	175.71	161.03	9.32	183.30	176.82	122.49	36.58
Ba/Nb	25.67	30.04	31.79	40.86	38.59	24.51	38.95	0.20	36.10	34.67	25.66	22.76
Nb/Ta	20.69	18.79	17.36	18.04	21.64	19.13	18.03	10.45	20.68	21.37	14.13	10.47
Zr/Hf	44.35	45.83	42.72	42.73	43.42	46.39	43.97	16.27	45.44	45.51	41.51	26.99
La/Lu	109.23	185.76	149.66	226.13	174.46	149.85	209.11	49.77	192.57	210.95	140.02	102.63

Примечания: **Восточная структура** – Верхний плиоцен. Обр. 2-4-04 – трахибазальт (долеритовый), Маньчарское плато; Нижний-средний неоплейстоцен. Обр. 4-18-04 – базальтовый трахиандезит, шлаковый конус Джартар; Верхний неоплейстоцен-голоцен. Обр. 4-17В-04 – трахиандезит, шлаковый конус Армаган; Обр. 2-9-04 – трахиандезит, шлаковый конус им. Ератумберская группа Гамбаряна.

Водораздельная структура – Верхний неоплейстоцен-голоцен. Обр. 8-28-04 – трахибазальт, шлаковый конус Вишапасар; Нижний плиоцен. Обр. G 8-30В-04 – базальтовый трахиандезит, подножье вулкана Гехасар; Нижний-средний неоплейстоцен. Обр. 8-29С-04 – трахиандезит, шлаковый конус Аштаракнер; Верхний эоплейстоцен. Обр. G8-29-04 – риолит, купол Спитакасар.

Разданская структура. Верхний плиоцен. Обр. 9-31В-04 – базальтовый трахиандезит (долеритовый) подножье вулкана Атис; Верхний неоплейстоцен-голоцен. Обр. 9-31С-04 – базальтовый трахиандезит, шлаковый конус Хатамблур; Верхний эоплейстоцен. Обр. 9-32-04 – трахидацит, вулкан Гутансар; Обр. 9-31А-04 – риолит, западный склон вулкана Атис.

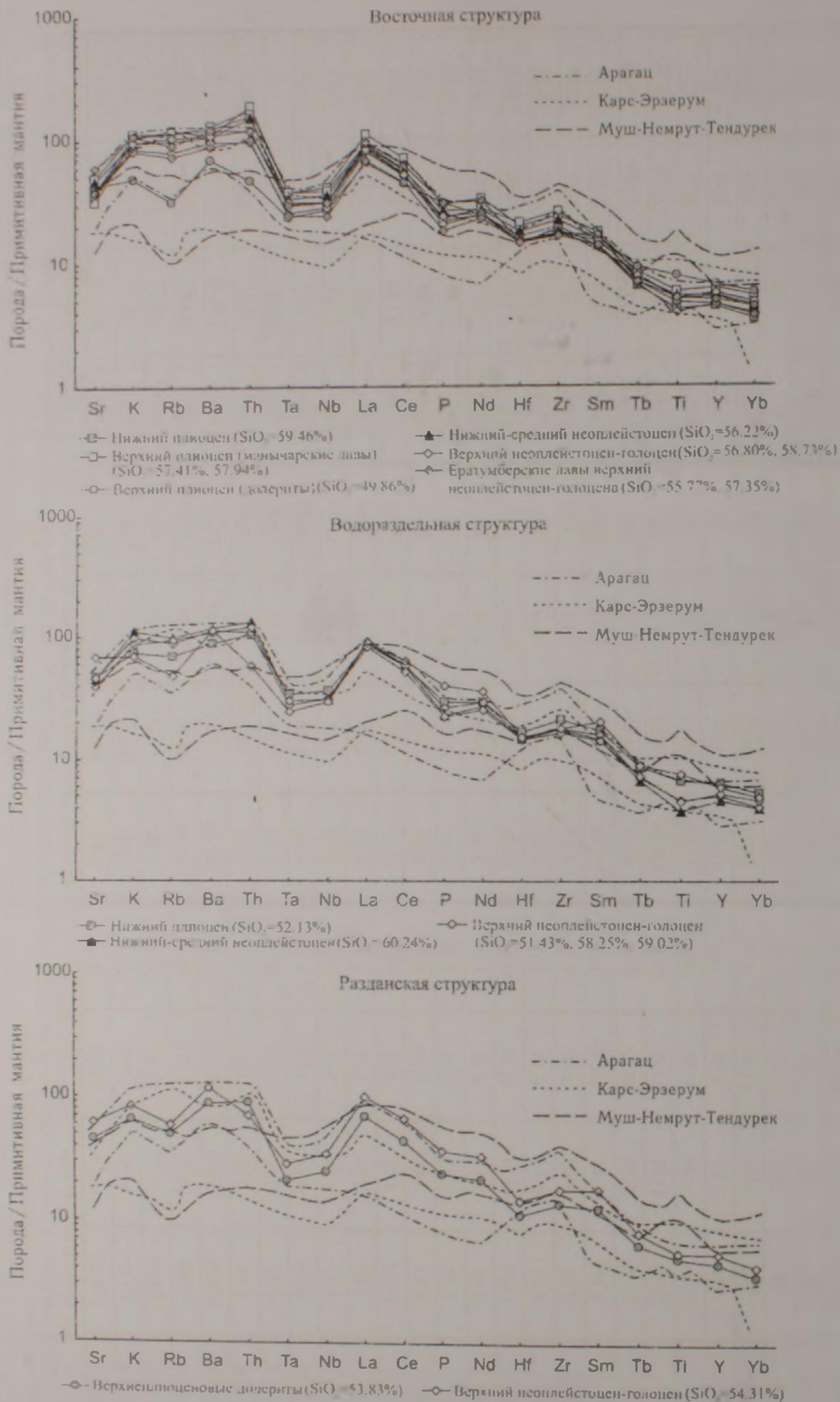


Рис 1. Спектры распределения несовместимых элементов в породах Гегамского нагорья ($SiO_2 < 61\%$). Условные знаки для каждого образца показаны на диаграммах

дерс, Тарни, 1987; Pearce et al., 1990). Однако, исследуемые породы обнаруживают некоторые «внутриплитные» геохимические характеристики. В отличие от принятых «субдукционных» кривых распределения редких элементов, в породах Гегамского нагорья не наблюдается резкого спада кривых, начиная с Ta и Nb. Одновременно отмечаются повышенные содержания HFS элементов – Hf, Tb, Ti, Y, Yb.

В интервале вышеуказанных HFS элементов кривые вулканитов Гегамского нагорья располагаются намного выше, чем в породах Карсского вулканического плато и массива вулкана Арагат, отнесенных к «субдукционным» вулканитам (Pearce, 1990; Keskin, 2003). Указанные геохимические особенности отражают внутриплитную «сигнатуру» исследуемых пород Гегамского нагорья. Наиболее наглядно «внутриплитная» характеристика проявлена в спектре долеритовых базальтов, где отмечаются пониженные концентрации Sr, Rb, Ba, Th, слабо проявленный минимум при переходе от Th к Ta и Nb, а также повышенные концентрации P, Ti, Y и тяжелых REE, что отражает незначительную степень контаминации данной серии «субдукционными» компонентами. Спектр долеритовых базальтов целиком вписывается в поле вулканических пород вулканов Муш-Немрут-Тендурек, отнесенных к внутриплитным образованиям с незначительной степенью контаминации коровым веществом (Pearce, 1990; Keskin, 2003).

Важно отметить, что спектры распределения редких элементов демонстрируют также увеличение субдукционного компонента в северо-западном направлении от субщелочных вулканитов Гегамского нагорья в сторону известково-щелочных вулканических серий вулкана Арагац.

В ряду элементов после Ta и Nb на рассматриваемых диаграммах (рис. 1) для всех пород Гегамского нагорья типична схожесть характера спектра с таковыми для пород Муш-Немрут-Тендурека, плато Карс-Эрзерум и Арагаца. Однако, при схожести характера распределения бросается в глаза также некоторое обогащение гегамских базальтоидов практически всеми элементами в ряду после Ta и Nb. Особенно важно отметить общее обогащение танталом, ниобием, титаном, иттрием, гафнием и тяжелыми REE. Известно, что относительное обогащение вулканитов Ta и Nb наблюдается во внутриплитных и рифтогенных вулканитах, а обеднение является индикатором субдукционного магматизма. Данная особенность геохимического поведения Ta и Nb связана с их тугоплавкостью, низкой растворимостью указанных элементов и невозможностью их выплавления и переноса водонасыщенными флюидами, образующимися в зонах субдукции (Волынец, 1995, 1997; White et al., 1985; Wood, 1980). Сочетание внутриплитных и субдукционных характеристик вулканических пород Гегамского нагорья отчетливо проявлено также на многочисленных дискриминационных диаграммах $Zr/Al_2O_3 - TiO_2/Al_2O_3$, Zr-Ti-Yb, Zr/Y-Zr (рис. 2, 3, 4 соответственно).

Важное петрогенетическое значение имеют элементы LIL и HFS, поскольку поведение дан-

ных элементов напрямую отражает как наличие (отсутствие), так и степень участия субдукционной или коровой компоненты в процессе петрогенеза, а также степень обедненности или обогащенности мантийных источников (Меликсетян, 2000). В этих элементах присутствуют именно те фундаментальные свойства атомов и ионов, которые определяют предпочтительность их поведения в различных петрогенетических процессах (Сондерс, Тарни, 1987). Элементы LIL активны в водной среде и проявляют щелочные свойства, в то время как элементы HFS проявляют амфотерные свойства, что приводит к их разделению в «сухих» условиях выплавления магм, а относительно общее понижение содержаний является типичным для пород подвижных поясов (Остроумова, 1995). LIL элементы дают подвижные хлоридные соединения, а HFS элементы преимущественно переносятся в виде комплексных фтористых анионов. Эти и другие свойства приводят к тому, что разные магматические типы различаются по соотношению LIL/HFS элементов уже на уровне магмогенерирующего источника. Возрастание отношения LIL/HFS отражает обогащение вулканитов щелочами и более высокое содержание (по сравнению с примитивной мантией) летучих компонентов, с которыми LIL элементы имеют высокое сродство (Ковальская, 2003). Важно отметить, что целый ряд индикаторных геохимических отношений Zr/Nb, Zr/Ta, La/Nb, La/Ta, Ba/Nb, Ba/La, Th/Ta (табл. 1) в целом выше, чем во внутриплитных образованиях (Кононова и др., 1986; Магматические..., 1985 и др.), но одновременно эти отношения близки к нижнему пределу таковых в островодужных вулканических сериях.

Важное петрогенетическое значение для пород Гегамского нагорья имеют также содержания Sr, Ni, Co, V и их индикаторные отношения, поскольку концентрации этих элементов и их отношения напрямую связаны с условиями как плавления, так и кристаллизации (Богатиков и др., 1983; Меликсетян, 2000).

Для разновозрастных пород Гегамского нагорья Ni/Co отношения равны 1.4–4.8 (Восточная структура – 1.42–3.36; Водораздельная структура – 1.43–3.59; Разданская структура – 1.40–4.76), в то время как для островодужных базальтов они меньше 1.0 (Богатиков, 1983; Pearce et al., 1998) или меньше 1.5 (Лутц, 1980). В работах (Flesher, 1968; Когарко и др., 1982; Геохимия.. 1984) показано, что для мантийных выплавов отношения Ni/Co находятся в пределах 2.5–7.6. Ni/Co отношения для разновозрастных пород Гегамского нагорья близки к пределам таковых для внутриплитных щелочных пород.

Отношения V/Ni для пород нижний плиоцен–верхний неоплейстоцен-голоценового возраста находятся в пределах 1.06–5.17 (Восточная структура – 2.11–5.17; Водораздельная структура – 1.39–4.70; Разданская структура – 1.06–4.54). Эти индикаторные отношения в островодужных базальтах >10, а пониженные значения характерны для внутриплитных базальтов (Магматические..., 1985; Петрология..., 1987).

Таким образом можно констатировать, что

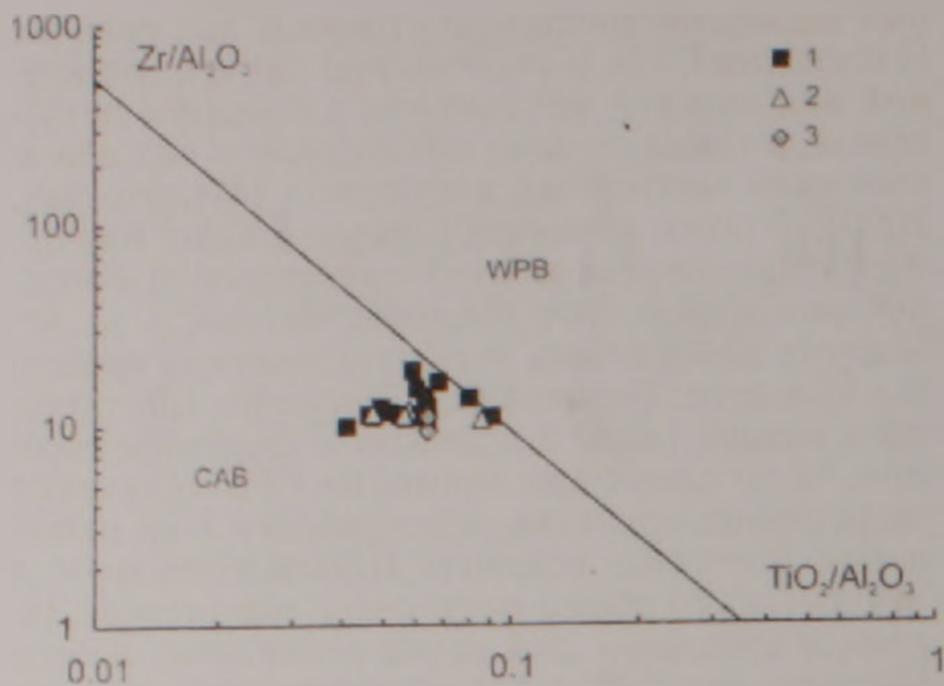


Рис 2 Систематизация пород Гегамского нагорья по Zr/Al_2O_3 – TiO_2/Al_2O_3 на дискриминационной диаграмме по (Muller et al., 1992) CAB – Базальты известково-щелочной серии; WPB – внутриплитные базальты. Условные обозначения: 1 – Восточная структура, 2 – Водораздельная структура, 3 – Раздганская структура.

субщелочные вулканические образования Гегамского нагорья отражают некоторые черты как субдукционных (преимущественно), так и внутриплитных и континентально-рифтовых вулканических образований. Это можно считать характерной особенностью позднеколлизийного вулканизма, который формируется в обстановке мобильной коллизийной геодинамики. Вулканисты Гегамского нагорья имеют "пиковый" характер распределения малых элементов с многочисленными максимумами и минимумами (рис. 1), что является следствием влияния на состав пород

кроме кристаллизационной дифференциации также ряда процессов, в частности, взаимодействия расплава с коровым материалом (Wilson, 1989).

Для общего представления о петрогенетических и геохимических особенностях вулканизма Гегамского нагорья важное значение имеет распределение редкоземельных элементов в породах. Поведение REE элементов в разновозрастных породах Гегамского нагорья для выделенных петрохимических серий (Навасардян, 2006) рассматривается на диаграммах, нормализованных по хондриту (Anders & Greves, 1983).

В трахиандезит-трахитовой серии отмечается обогащение лёгкими лантаноидами относительно тяжёлых (рис. 5). Суммарное содержание REE 200-269 г/т. REE имеют дифференцированное распределение, которое характеризуется высокой степенью обогащения легкими REE – $La/Yb = 23.85-37.49$. Степень фракционирования в этой серии высокая – $La/Sm = 4.93-6.27$. Согласно Е. Шаркову (Шарков и др., 1990) значение коэффициента Ce/Yb отражает степень обогащения или обеднения лёгкими редкоземельными элементами. Так, значения $Ce/Yb = 0.26-0.30$ являются свидетельством обеднения лёгкими элементами; $Ce/Yb = 1.23-1.81$ – означает слабое обогащение, а величина $Ce/Yb = 7.53-9.38$ и более указывает на сильное обогащение лёгкими REE элементами. Для пород рассматриваемой серии оно равно 10,91-16,62, соответствуя сильному обогащению лёгкими элементами. В породах рассматриваемой серии при $Eu/Eu^* = 0.91-1.24$ отсутствует европиевая аномалия.

Базальт-трахибазальтовая (долеритовая) серия представлена долеритовыми базальтами Раздганской и Восточной структур, в

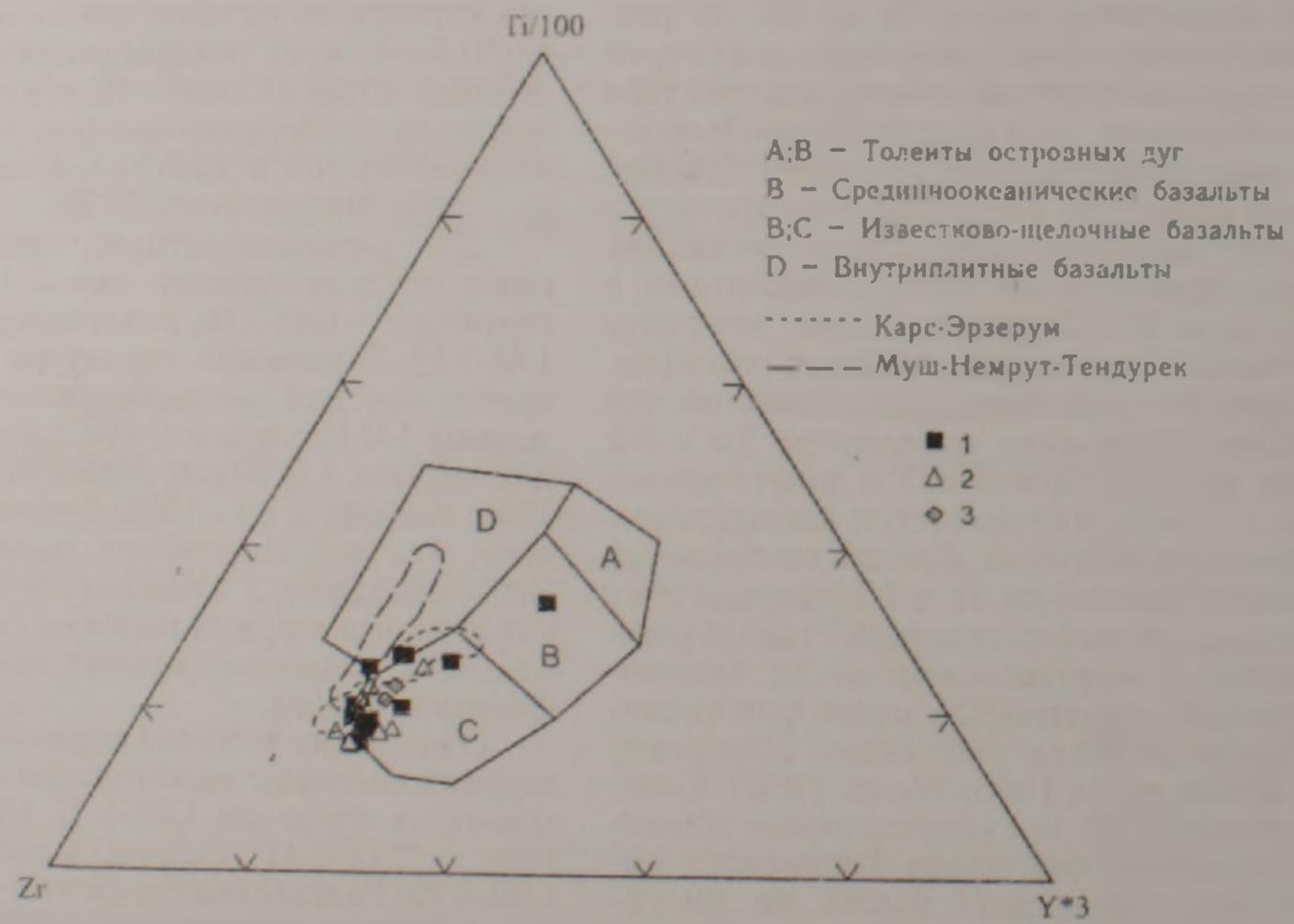


Рис 3 Тройная дискриминационная диаграмма Zr-Ti-Y (Pearce, Cann, 1973) для геодинамической интерпретации пород Гегамского нагорья. Поля составов показаны на диаграмме. Условные обозначения см. на рис. 2. Для сравнения приведены также поля составов внутриплитных образований вулканов Муш-Немрут-Тендурек и субдукционных вулканистов плато Карс-Эрзерум



Рис 1. Дискриминационная диаграмма $Zr/Y-Zr$ (Pearce, Cann, 1973) для геодинамической интерпретации пород Гегамского нагорья. Поля составов показаны на диаграмме. Условные обозначения см. на рис 2

которых обнаруживаются некоторые отличия в характере распределения REE (рис 6). Обогащение лёгкими лантаноидами относительно тяжелых проявлено в меньшей степени, а содержания REE ниже ($173-178 \text{ г/т}$), чем в трахиандезит-трахитовой серии. Важно отметить также повышенные содержания тяжелых REE в долеритовых базальтах. В долеритах Разданской структуры степень дифференциации выше ($La/Yb=28.93$), чем в долеритах Восточной структуры ($La/Yb=16.88$). Степень фракционирования в породах серии равномерна ($La/Sm=4.01-5.34$), а величина $Ce/Yb=7.94-12.59$ соответствует сильному обогащению легкими элементами. В этой серии также отсутствует Eu min-тач аномалия, а $Eu/Eu^*=0.96-1.21$.

Трахибазальт-трахиандезитовая серия делится на два комплекса – нижний-средний неоплейстоценовый и верхний неоплейстоцен-голоценовый, включающий также лавы Ератумберской группы вулканов (рис.8). Кривые распределения REE этих двух комплексов идентичны и рассматриваются совместно (рис.7). В этой серии, как и в двух предыдущих, отмечено обогащение лёгкими REE. Содержания REE варьируют в пределах $174-254 \text{ г/т}$, однако неравномерно: в Восточной структуре – $174-236 \text{ г/т}$, в Водораздельной – $201-247 \text{ г/т}$ и в Разданской – 254 г/т . По направлению с востока на запад – от Восточной структуры к Разданской, содержания REE незначительно возрастают. Степень дифференциации и степень обогащения легкими элементами в породах этой серии характеризуются большим интервалом ($La/Yb=23.72-37.99$, $Ce/Yb=10.55-17.21$). Отношения La/Sm в породах этой серии во всех трёх структурах в целом близки, варьируя в пределах $4.35-6.10$. В этой серии также отсутствует аномалия Eu min-тач – $Eu/Eu^*=0.93-1.43$, и отношения Eu/Eu^* уменьшаются от трахибазальтов к трахиандезитам

Геохимические особенности риолит-трахидацитовой серии Гегамского нагорья

Геохимические особенности позднеколлизийного кислого вулканизма на территории Армении детально исследованы ранее (Меликсетян и др., 1998; Джрбашян и др., 2001; Karapetyan et al., 2001 и др.). Кислый вулканизм представлен тремя главными возрастными фазами, начиная от нижнего плисцена до верхнего эоплейстоцена, разделенными геологическими промежутками (Карпетян, 1972). В пределах Разданской структуры Гегамского нагорья кислый вулканизм представлен риолитами второй фазы (нижний плиоцен) и риолит-трахидацитами третьей фазы (верхний эоплейстоцен), в Водораздельной структуре представлены только риолиты третьей фазы. По геохимическим параметрам они подразделяются на два геохимических типа: бариевый, свойственный породам Западной вулканической зоны Армении, и рубидиевый – характерный для Восточной вулканической зоны (Карпетян, 1972; Меликсетян и др., 1998; Karapetyan et al., 2001; Джрбашян и др., 2002; Ширинян, 1973). На тройной диаграмме Ba-Rb-Sr (рис 9) кислые породы Гегамского нагорья разделяются на два дискретных геохимических типа – бариевый (Sr, Zn, Hf, HREE, Y) и рубидиевый (Cs, Th, U, Ta, Nb, LREE).

Первый – бариевый тип, характерен для риолитов и риолит-трахидацитов Разданской структуры. Последние обогащены также цирконием и гафнием. Второй – рубидиевый геохимический тип свойственен риолитам Водораздельной структуры (куполовидный вулкан Гехасар, Спитакасар). Гегамское нагорье является, по существу, границей между вышеотмеченными зонами распространения указанных геохимических типов кислых вулканитов.

Нормализованные по хондриту содержания REE в риолит-трахидацитовой серии представ-

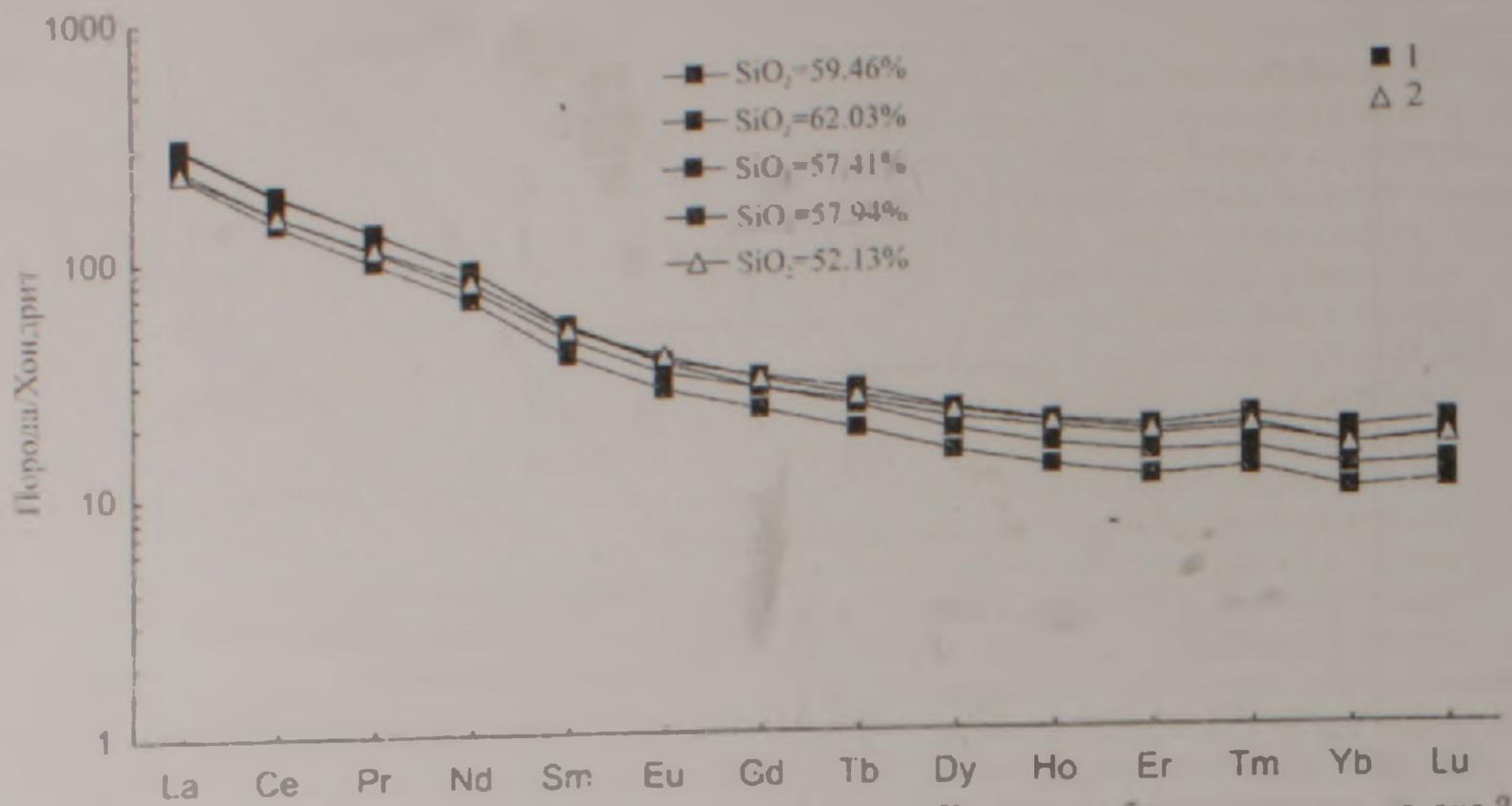


Рис 5 Распределение REE в трахиандезит-трахитовой серии. Условные обозначения см. на рис.2.

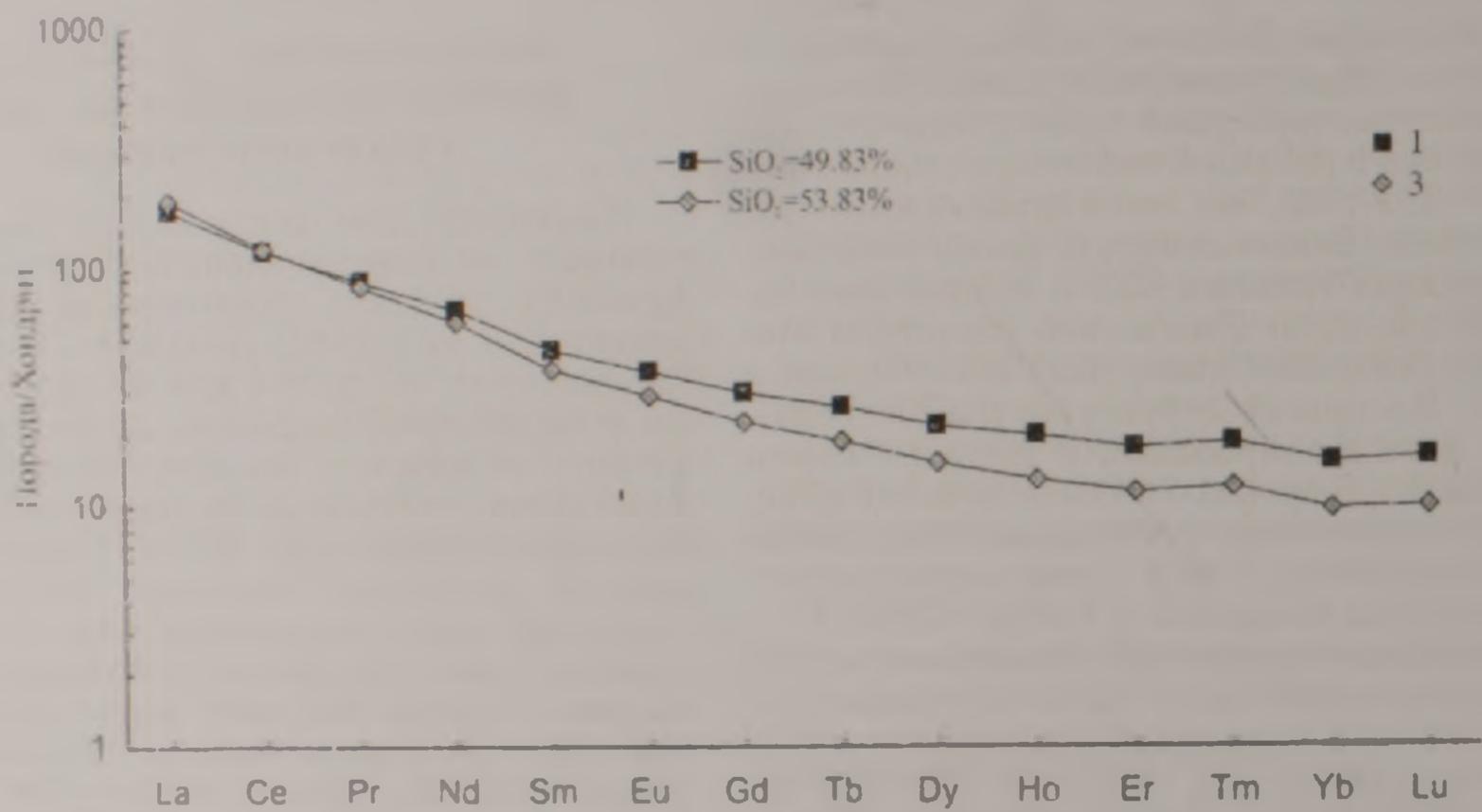


Рис 6 Распределение REE в базальт-трахибазальтовой (долеритовой) серии. Условные обозначения см. на рис.2.

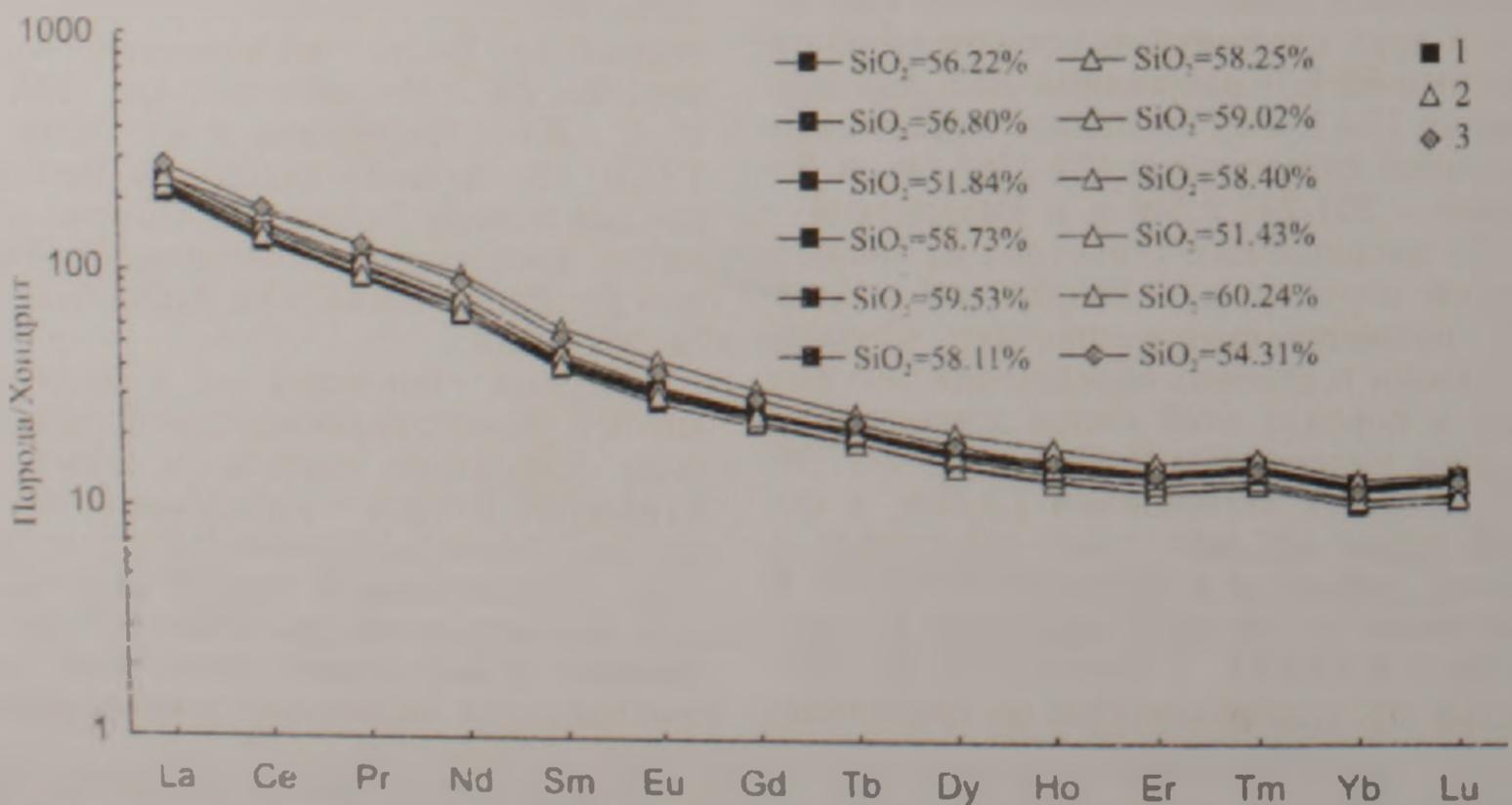


Рис 7. Распределение REE в трахибазальт-трахиандезитовой серии. Условные обозначения см. на рис.2

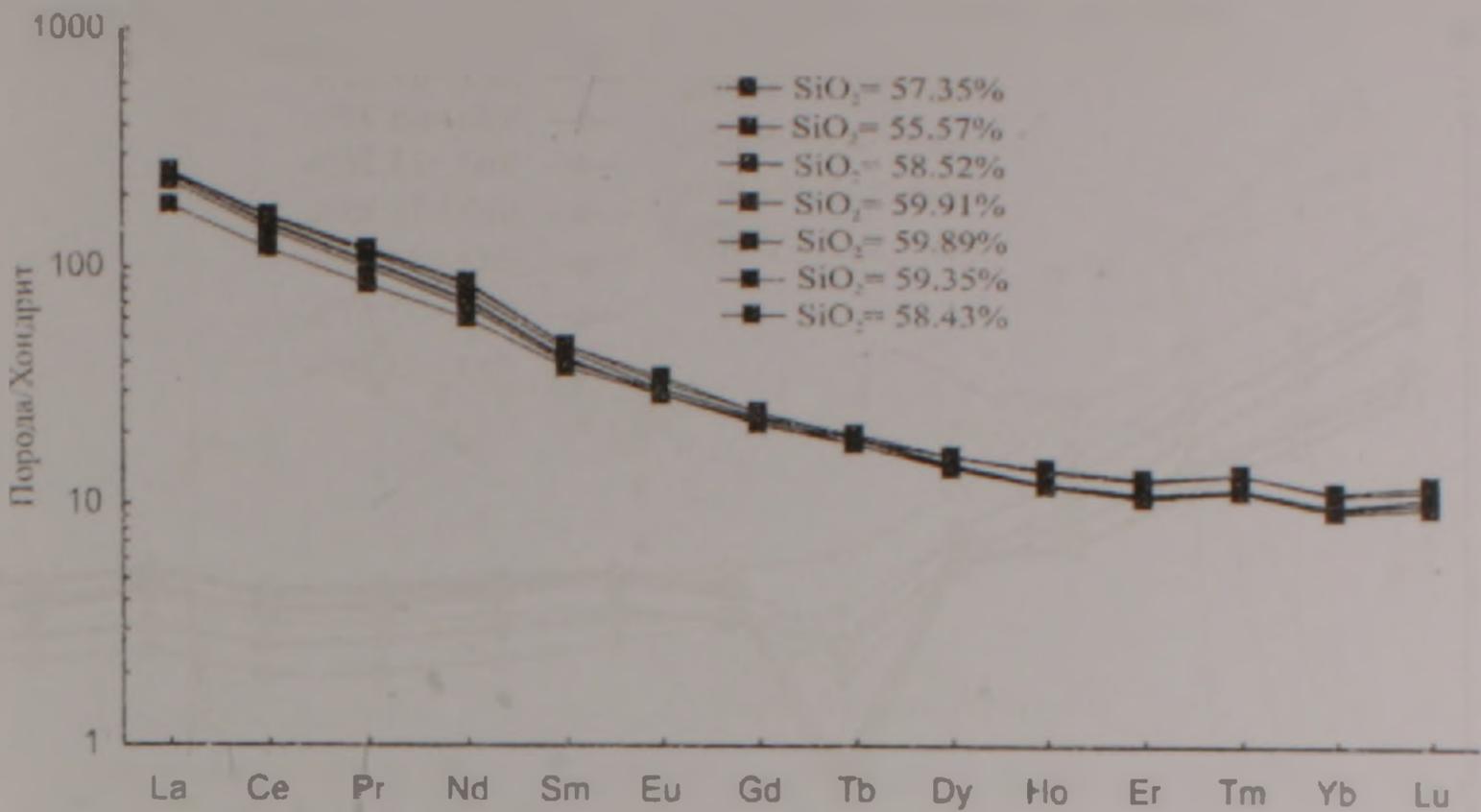


Рис 8. Распределение REE в ератумберских лавах верхний неоплейстоцен-голоценового возраста. Условные обозначения см. на рис. 2.

лены на рис. 10. Содержания REE варьируют в кислых породах Гегамского нагорья в пределах 70-186 г/т: в риолитовых породах Водораздельной структуры они относительно низкие – 70-80 г/т, а в риолитах Разданской структуры выше – 81-124 г/т, трахидациты этой же структуры содержат 186 г/т REE. Степень дифференциации в Водораздельной структуре составляет $La/Yb=7.07-7.63$, в риолитах Разданской структуры – большая – $La/Yb=9.29-16.68$, возрастая в трахидацитах – La/Yb до 23.72. Неоднородность выявляется также по фракционированию, причем в риолитах Водораздельной структуры степень фракционирования $La/Sm = 3.36-3.50$, а в риолитах Разданской структуры – $La/Sm = 4.42-7.16$, в трахидацитах – $La/Sm = 7.04$. В риолит-трахидацитовой серии варьирует также и степень обогащения REE, коэффициент которого в риолитах Водораздельной структуры – $Ce_n/Yb_n = 3.53-3.68$, в риолитах Разданской структуры – $Ce_n/Yb_n = 4.42-7.16$, а в трахидацитах – $Ce_n/Yb_n = 10.44$. Таким образом, для риолитов Гегамского нагорья характерна средняя, по Е. Шаркову (1990), степень обогащения легкими REE ($1.23-1.81 < Ce_n/Yb_n < 7.53-9.38$), а в трахидацитах Разданской структуры обогащение ими выше среднего. Как видно из рис. 10, в риолит-трахидацитовой серии четко выражен устойчивый и глубокий Eu-минимум, отражающий раннее удаление Са-плагиоклаза или его сохранение в рестите. В риолитах Водораздельной структуры Eu-минимум проявлен глубже, чем в породах Разданской структуры. Таким образом очевидно, что чем ниже степень дифференциации, фракционирования и обогащения легкими REE, тем глубже Eu-минимум и тем ниже значения Eu/Eu^* . Так, в риолитах Водораздельной структуры $Eu/Eu^* = 0.11-0.14$, в риолитах Разданской структуры – $Eu/Eu^* = 0.27-0.35$, в трахидацитах – $Eu/Eu^* = 0.64$.

В отличие от верхнеэоплейстоценовых пород риолит-трахидацитовой серии (вулканы Атис и Гутансар) для риолитов нижнего плиоцена

(вулкан Гюмуш) характерны большие содержания REE – 133 г/т. Степень дифференциации – $La/Yb = 25.18$, степень фракционирования – $La/Sm_n = 6.63$, степень обогащения легкими элементами – $Ce_n/Yb_n = 11.91$, что свидетельствует о сильном обогащении легкими REE. Eu-минимум выражен слабо ($Eu/Eu^* = 0.44$).

Сравнение характера распределения Та, Nb.

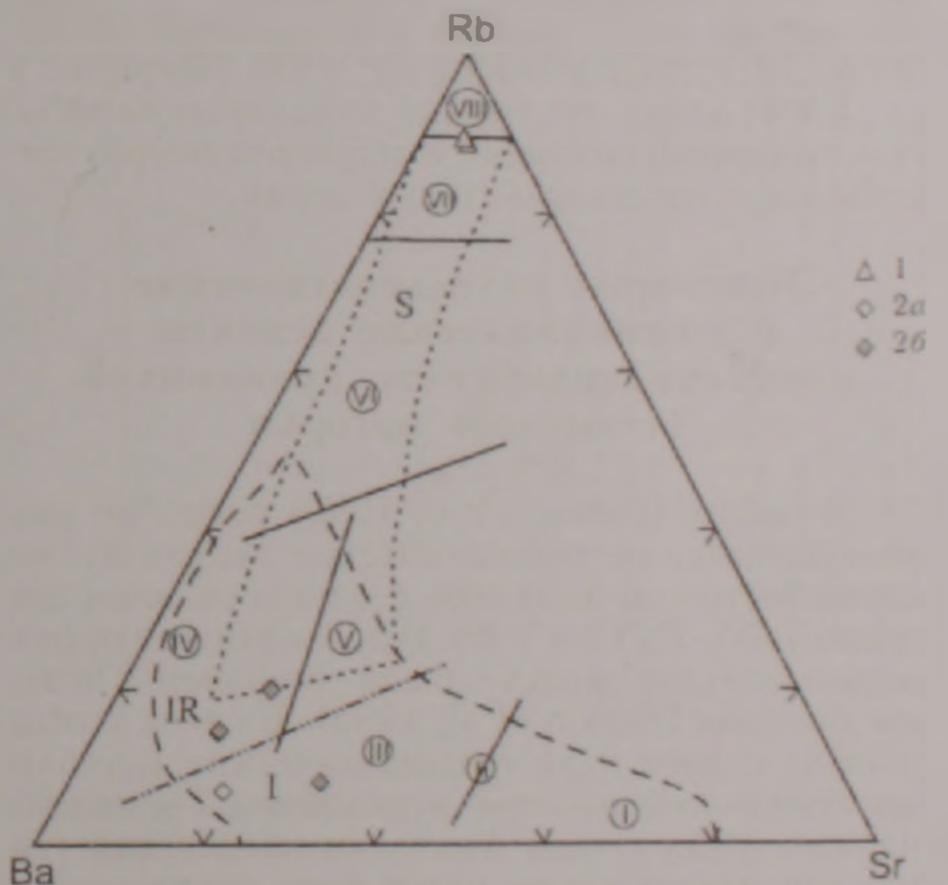


Рис 9. Ba-Rb-Sr систематика риолит-трахидацитовой серии Гегамского нагорья. Поля S, IR и I классов гранитоидов по А.С. Остроумовой и др. (1995). Римские цифры – фигуративные поля групп по Л.В. Таусону (1974): I – плагиогранитов толентової серии; II – гранит-гранодиоритов известково-щелочной серии; III – субщелочных гранитов латитового ряда; IV – ультраметаморфогенных гранитов; V – гранитов известково-щелочной серии; VI – плюмзитовых лейкогранитов; VII – агпайтовых гранитов; VIII – щелочных гранит-аляскитов. Условные обозначения: 1 – Водораздельная структура, 2(а, б) – Разданская структура, а) белый ромб – вторая фаза нижнего плиоцена, б) серые ромбы – третья фаза верхнего эоплейстоцена.

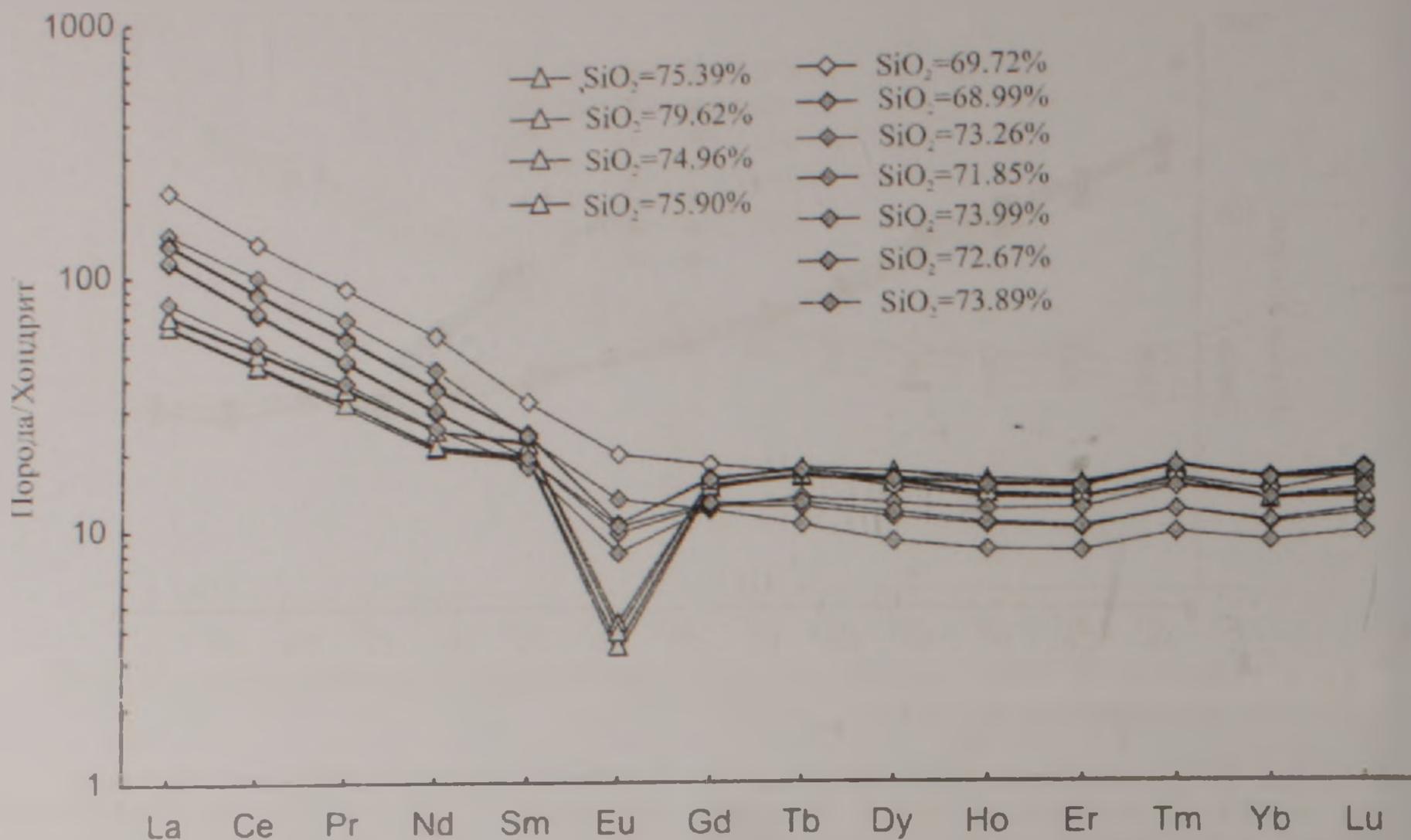


Рис 10. Распределение REE в риолит-трахидацитовой серии. Условные обозначения см. на рис 9

Th, U, Zr, Ba, REE в риолитах и трахибазальт-базальтовый трахиандезит-трахиандезитовых вулканитах Гегамского нагорья выявляет дискретный характер кислого вулканизма, подтверждая выводы более ранних исследований (Карпетян, 1972; Меликсетян и др., 1998; Ширинян и др., 2004) о том, что кислый вулканизм не является продуктом эволюции и дифференциации трахибазальт-трахиандезитовых серий.

Некоторые петрогенетические и геодинамические аспекты позднеколлизионного вулканизма Гегамского нагорья

В работе (Pearce et al, 1990) подробно рассматриваются петрогенетические модели вулканизма Восточной Анатолии, с использованием диаграмм Ta/Yb-Th/Yb и Y-Rb. В дальнейшем эти петрогенетические модели были дополнены новыми данными (Keskin et al, 1998). В связи с общностью целого ряда геодинамических и геохимических особенностей вулканизма Гегамского нагорья и Восточной Анатолии представляется, что эти модели также могут быть использованы для петрогенетической интерпретации молодого вулканизма Гегамского нагорья.

Поскольку эволюция вулканических серий Гегамского нагорья происходила под влиянием наложения на кристаллизационную дифференциацию процессов коровой контаминации, предпринята попытка при помощи различных геохимических пар элементов обозначить эти процессы.

На диаграмме Y-Rb (рис. 11) рубидий выбран как индекс дифференцированности пород, в связи

с постоянной положительной корреляцией Rb с SiO_2 (Rb остается несовместимым элементом в процессе дифференциации от базальтов до дацитов), а иттрий выбран как элемент, вариации которого связаны, в основном, с кристаллизационной дифференциацией, поскольку на концентрацию Y практически не влияет контаминационное обогащение коровыми компонентами. Концентрации данного элемента в коре постоянны и колеблются в пределах 20-25 ppm (Palme, O'Neill, 2003; Taylor, McLennan, 1985). На диаграмме показаны тренды дифференциационной эволюции внутриплитных вулкаников Муш-Немрут-Тендурек, а также субдукционных серий плато Карс-Эрзерум (Pearce et al, 1990). На ту же диаграмму нанесены теоретические векторы, показывающие эффект 50% кристаллизации приведенных фазовых комбинаций минералов. Для вулканических пород плато Карс-Эрзерум и вулканов Арарат (Pearce et al, 1990) и Арагац (И. Сапов, Ю. Гукасян, неопубликованные данные) выделяются высоко-Y и низко-Y тренды, которые отвечают кристаллизации фазовых комбинаций Pl-Orх-Cpx-Ol и Pl-Am соответственно. Эволюция вулканических серий вулканов Муш-Немрут-Тендурек соответствует тренду обогащения Y, отвечая кристаллизации фазовых комбинаций безводных минералов Pl-Ol-Cpx-Mt. Вулканические породы Гегамского нагорья с Pl-Orх-Cpx-Ol парагенезисом на данной диаграмме располагаются вдоль высоко-Y тренда Карс-Эрзерум-Арагац-Арарат, однако тренды трахибазальтов и долеритовых трахибазальтов тяготеют к вектору обогащения Y при кристаллизации фазовых комбинаций Pl-Ol-Cpx-Mt (тренд эволюции Муш-Немрут-Тендурек).

На диаграмме Th/Yb - Ta/Yb (рис 12) пред-

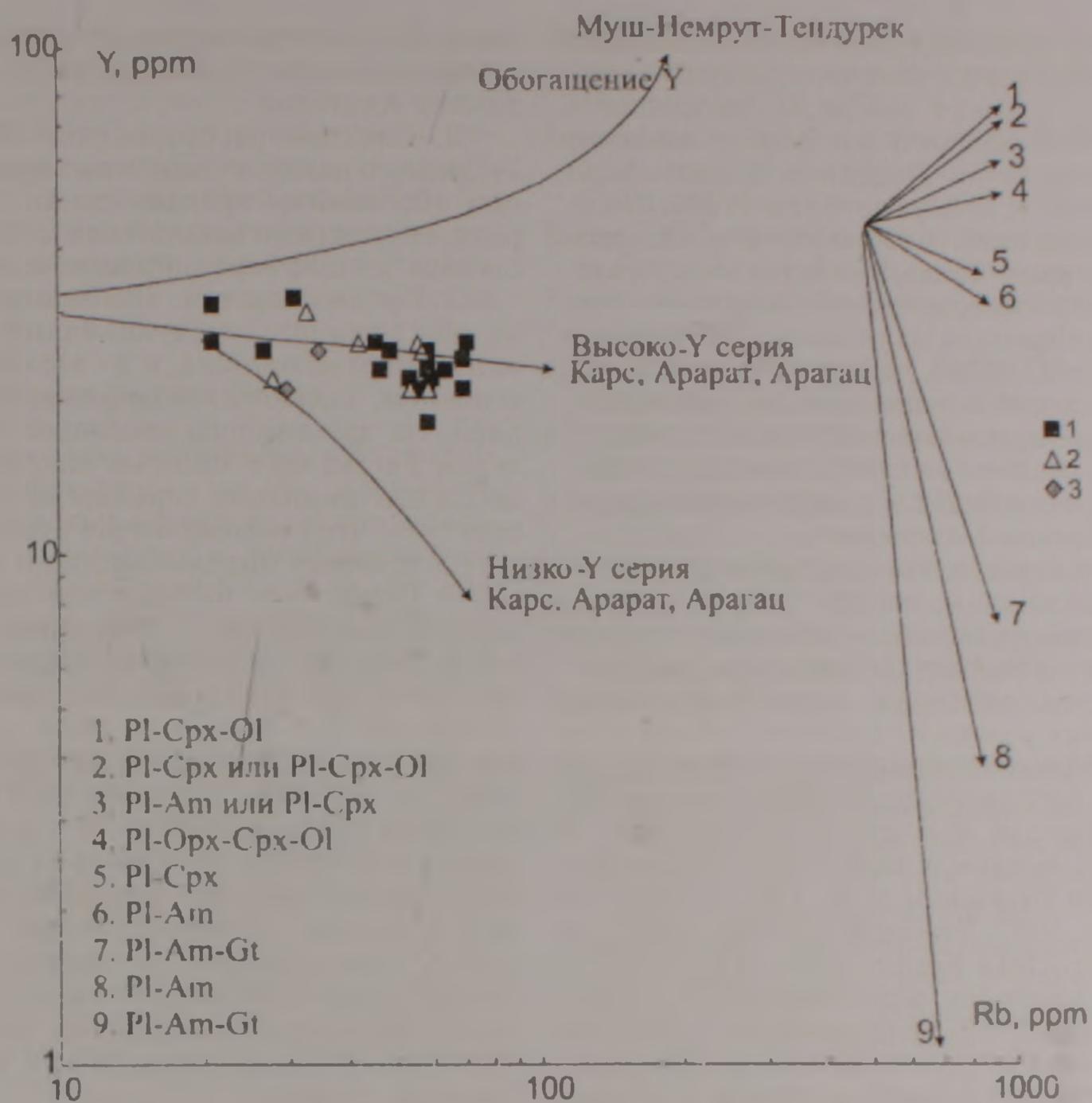


Рис. 11. Дискриминационная диаграмма Y-Rb (Pearce et al., 1990; Keskin et al., 1998) для петрогенетической интерпретации пород Гегамского нагорья. Условные обозначения см. на рис. 2.

ставлены вулканические серии Гегамского нагорья ($SiO_2 < 61\%$) и показаны тренды обогащения и обеднения мантии (I-II), а также векторы коровой контаминации (C), внутриплитного обогащения (W) и фракционирования (F). Геохимические особенности Th и Ta таковы, что эти элементы в высокой степени несовместимы при процессах парциального плавления и фракционной кристаллизации в основных и средних расплавах и скорее отражают процессы контаминации (увеличение Th) и субдукционного обогащения (уменьшение Ta). На данной диаграмме трахибазальты и долеритовые трахибазальты располагаются параллельно тренду мантийного обогащения (обогащение во внутриплитной обстановке), а далее, начиная с базальтовых трахиандезитов, происходит довольно резкий поворот вверх, и тренд эволюции вулканических серий приближается к вектору контаминационного обогащения.

Таким образом, можно предположить, что базальты происходят из обогащенного субдукционным компонентом мантийного источника, и их эволюция связана в основном с кристаллизационной дифференциацией. В дальнейшем дифференциационная эволюция вулканических серий Гегамского нагорья происходила с участием процессов контаминации коровым веществом.

Важно отметить, что геохимические особен-

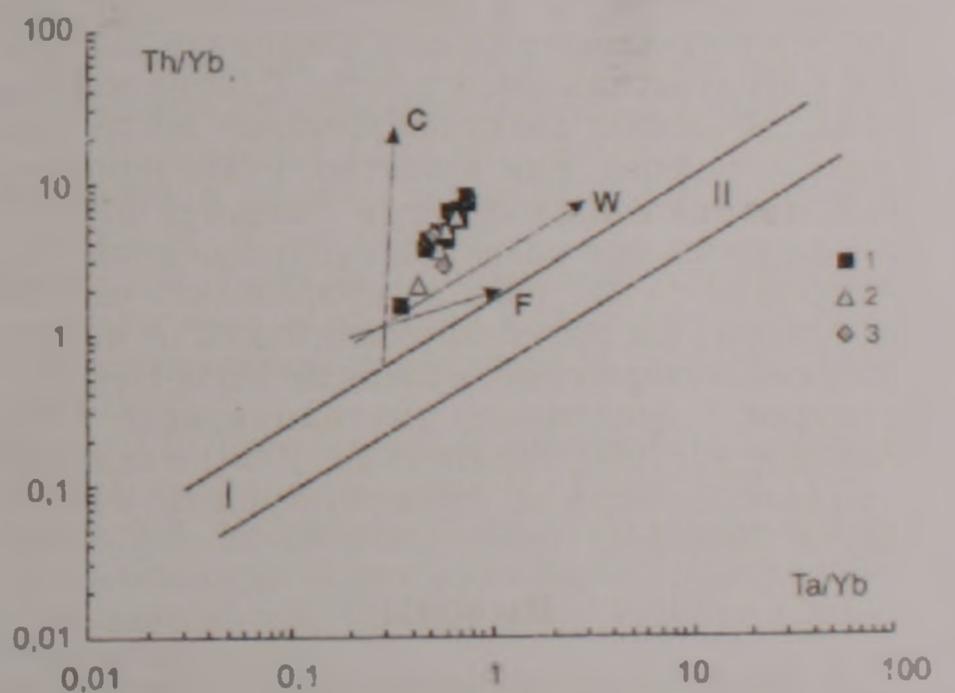


Рис. 12. Дискриминационная диаграмма Th/Yb-Ta/Yb (Pearce, Cann, 1973) для петрогенетической интерпретации пород Гегамского нагорья. Векторы: Коровая контаминация (C), Внутриплитное обогащение (W) и фракционирование (F) I – обедненная мантия, II – обогащенная мантия. Условные обозначения см. на рис. 2.

ности и петрогенетическая модель эволюции вулканических серий Гегамского нагорья для всех рассматриваемых его фрагментов – Восточной, Водораздельной и Разданской структур (Нава-

сардян, 2006) в целом идентичны, что позволяет предполагать единый магмогенерирующий источник и сходные условия эволюции расплавов в пределах всего Гегамского нагорья от нижнего плиоцена до голоцена. Подобное мнение было высказано также К.И. Карапетяном (1963, 1985). Можно предположить, что геохимические различия долеритовых трахибазальтов обусловлены их отличной тектонической позицией, связанной с их трещинным излиянием (Ширинян и др. 2004; Харазян, 1975), что предполагает быстрый подъем магмы, без существенной контаминации, а ареальные вулканические серии Гегамского нагорья, извергавшиеся из центральных вулканов, были дифференцированы и контаминированы в значительно большей степени.

В связи со сложностью внутреннего строения коллизионной зоны, наряду с анализом особенностей состава вулканитов, возникает необходимость анализировать и внутреннюю геодинамику зоны, с целью выяснения влияния локальных геодинамических условий на геохимические особенности позднеколлизионного вулканизма.

Для зоны позднеколлизионного вулканизма Армянского нагорья и Восточной Анатолии, в частности, был выдвинут целый ряд геодинамических моделей (Innocenti et al., 1982; Dewey et al., 1986; Yilmiz, 1987; Pearce et al., 1990; Keskin et al., 1998; Sengor, 2003; Keskin, 2003, 2005 и др.).

Одной из наиболее обоснованных является модель (Innocenti, 1982), дополненная и развитая (Keskin, 2003), в которой на основе результатов геофизических исследований в рамках Сейсмического Эксперимента Восточной Анатолии (Gok et al., 2000; Al-Lazki et al., 2003) было установлено, что литосфера на юге регионе тонкая или полностью отсутствует, и предполагается, что это является следствием отрыва и изменения наклона (breakoff) субдуцируемой плиты. Данная модель хорошо объясняет различия химизма лав на юге и севере региона. Как известно, вулканические продукты плато Карс-Эрзерум являются известково-щелочными с наличием субдукционной геохимической сигнатуры и генерировались над зоной погружения субдуцируемой плиты. А на юге продукты извержений вулканов Муш-Немрут-Тендурек – щелочные, внутриплитного типа (Pearce et al., 1990; Keskin et al., 1998) и связаны с областью отрыва субдуцируемой плиты (Keskin 2003).

Выводы

1. Геохимическая типизация вулканических серий Гегамского нагорья свидетельствует о преобладании в них «субдукционных» характеристик, однако обнаруживают также некоторые «внутриплитные» геохимические черты. Наиболее четко «внутриплитная» сигнатура проявлена в породах наименее дифференцированной базальт-трахибазальтовой (долеритовой) серии. Таким образом, геохимические особенности субщелочного вулканизма Гегамского нагорья отражают характеристики, промежуточные между субдукционными, свойственными вулканическим сериям массивов Арарат, Арагац и плато Карс-

Эрзерум, и внутриплитным – для вулканических серий вулканов Муш-Немрут-Тендурек в Восточной Анатолии.

2. Спектры распределения REE в породах Гегамского нагорья свидетельствуют о значительном обогащении вулканических серий легкими редкоземельными элементами, отражая высокую степень их дифференцированности.

3. Предполагается, что базальты происходят из обогащенного субдукционным компонентом мантийного источника, и их эволюция связана, в основном, с кристаллизационной дифференциацией. На дальнейшую эволюцию вулканических серий Гегамского нагорья накладываются процессы контаминации коровым веществом. Важно отметить, что геохимические особенности и петрогенетическая модель эволюции вулканических серий Гегамского нагорья для всех рассматриваемых фрагментов – Восточной, Водораздельной и Разданской структур в целом идентичны, что позволяет предполагать единый магмогенерирующий источник и сходные условия эволюции расплавов в пределах всего Гегамского нагорья от нижнего плиоцена до голоцена. В то же время предполагается, что некоторые геохимические отличия долеритовых трахибазальтов обусловлены быстрым подъемом магмы, с небольшой степенью дифференциации и без существенной контаминации из трещинных структур. Трахибазальт-трахиандезитовые вулканические серии ареальных извержений были дифференцированы и контаминированы в значительно большей степени.

4. Кислый вулканизм Гегамского нагорья имеет дискретный характер и не является продуктом эволюции трахибазальт-трахиандезитовых серий, что подтверждается иным характером распределения Ta, Nb, Th, U, Zr, Ba, REE.

5. Двойственная геохимическая природа молодого риолитового вулканизма – бариевый и рубидиевый типы, характерная для кислого вулканизма всей территории Армении, проявлена также и в кислых вулканитах Гегамского нагорья. Гегамское нагорье может рассматриваться как граница между полями распространения двух отмеченных геохимических типов кислых вулканитов.

6. Геодинамическая модель формирования молодого вулканизма Восточной Анатолии, предложенная (Innocenti, 1982), в дальнейшем модифицированная на основе геохимических и геофизических данных М. Кескина и Дж. Пирса (Keskin, Pearce, 1998, 2003), может объяснить как наличие щелочных вулканических серий внутриплитного типа на юге региона (Муш-Тендурек-Немрут), в месте предполагаемого отрыва субдуцируемой плиты (подъем мантийных магм по образовавшемуся разрыву коры), так и присутствие интенсивного субдукционного вулканизма на севере региона, в пределах вулканического плато Карс-Эрзерум над субдуцируемой плитой (обогащение и контаминация). Распространение этой региональной модели для интерпретации молодого позднеколлизионного вулканизма территории Армении несколько затруднительно, в связи с отсутствием современных геофизических дан-

ных. Однако, в пределах территории Армении в целом можно проследить аналогичный таковому в Восточной Анатолии переход с юга на север от щелочных (Капан, Сюник) к известково-щелочным вулканическим образованиям (Арагац). Представляется, что субщелочной вулканизм Гегамского нагорья занимает промежуточное положение, совмещая геохимические черты, свойственные «субдукционным» и «внутриплитным» вулканическим сериям.

Благодарности

Авторы выражают искреннюю благодарность д.г.-м.н. А. Караханяну за обсуждение некоторых тектонических аспектов, организационную поддержку и участие в экспедиционных работах. К.г.н. Х. Меликсетяну, за полезные консультации и помощь при обсуждении геохимических и петрогенетических аспектов. К.г.-м.н. К. Шириняну за ценные консультации по вопросам геологии и петрографии. К.г.-м.н. Ю. Гукасяну за предоставление неопубликованных данных по геохимии вулканических серий вулкана Арагац, использованных для сравнения, а также доктору М. Кескину за любезно предоставленные новые публикации, посвященные вопросам геохимии вулканизма и геодинамики Восточной Анатолии.

Считаем нужным особо отметить неоценимый вклад нашего соавтора — безвременно ушедшего из жизни, заведующего отделом вулканологии Смитсонского института США, профессора Джима Лура.

ЛИТЕРАТУРА

- Богатиков О.Л., Лучицкий И. В. Проблемы изучения вулканизма островных дуг. Изв. АН СССР, сер. геол., 1983, № 2, с.136-139.
- Волынец О. Н. Позднекайнозойские субщелочные и щелочные лавы Камчатки — проявления пород внутриплитного геохимического типа в островодужной системе. Материалы Первого Всероссийского Петрографического Собрания. Уфа. Книга 1, 1995, с.48-49.
- Волынец О. Н., Карпенко С. Ф., Кей Р. У., Горринг М. Изотопный состав позднеэоценовых K-Na — щелочных базальтоидов Восточной Камчатки: отражение гетерогенности мантийного источника магм. Геохимия, 1997, 10, с.1005-1018.
- Геохимия магматических пород океана и зон сочленения океан-континент. Под. ред. М. И. Кузьмина. Новосибирск: Наука, 1984, 390 с.
- Джрбабян Р.Т., Карапетян С.Г., Мнацаканян А.Х. Позднеколлизийный риолитовый вулканизм северо-восточной части Армянского нагорья. Тр. ГИН АН Грузии. Нов. Сер., вып.117, Тбилиси: 2002, с.53-63.
- Карапетян К.И. Петрохимические особенности четвертичного вулканизма Гегамского нагорья и Айоцдзора (Армения). В кн. "Петрохимические особенности молодого вулканизма". М.: Изд. АН СССР, 1963, с.227-233.
- Карапетян К.И. Ареальный вулканизм Армянской ССР. Рукопись. Фонды ИГН НАН Армении, Ереван: 1985, 319 с.
- Карапетян С.Г. Особенности строения и состава новейших липаритовых вулканов Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР. 1972, 196 с.
- Ковальская Г.Н. Происхождение высококальциевых вулканитов Везувия (Италия). Дисс. на соиск. уч. степ. кандидата геол.-мин. наук, М.: МГУ. 2003, 155 с.
- Когарко Л.Н., Арутюнян Л.А. Отношения Ni/Co базальтовых магм — индикаторы окислительно-восстановительных условий мантии. Геохимия, 1982, №12, с.1744-1754.
- Кононова В.А., Первов В.А., Келлер Й. Континентальный кайнозойский вулканизм Джидинского (СССР) и Хангайского (МНР) вулканических полей. Изв. АН СССР, сер. геол., 1986, № 11, с. 53-98.
- Короновский Н.В., Демина Л.И. Магматический петрогенезис коллизийного этапа развития Кавказа. В кн. «Современные проблемы геологии», М.: Наука. 2004, с.371-391.
- Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980, 247 с.
- Магматические горные породы. М.: Наука, 1983-1987, т.1-5.
- Меликсетян Б.М., Карапетян С.Г., Гукасян Р.Х., Мнацаканян А.Х. Рубидий-стронциевый изотопный состав и геохимические особенности новейших риолитовых вулканитов Армении. Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1998, т. LI, №1-2, с.40-59.
- Меликсетян Х.Б. Петрология и геохимия базальтоидного вулканизма верхнемеловых рифтогенных структур Малокавказской островной дуги. Дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол. наук. Ереван: ИГН НАН РА, 2000, 119 с.
- Навасардян Г.Х. Петрографические и петрохимические особенности позднеколлизийного вулканизма Гегамского нагорья. Изв. НАН РА, Науки о Земле. 2006, №3, с.16-19.
- Остоумова А.С., Станкевич Е.К., Центер И.Я., Соболев А.О., Путинцев А.В. Петрологическое изучение магматических ассоциаций коллизийных обстановок. М.: Роскомнедра, ВСЕГЕИ, Геокарт., 1995, 215 с.
- Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987, 355 с.
- Сондерс А.Д., Тарни Дж. Геохимические характеристики базальтового вулканизма в задуговых бассейнах. Геология окраинных бассейнов. М.: Изд. Мир, 1987, с. 102-133.
- Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1974, 279 с.
- Харазян Э.Х. Долеритовые базальты Севанского бассейна и некоторые вопросы новейшего вулканизма Гегамского нагорья. Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1975, №3, с.28-39.
- Шарков Е.В., Биндлеман И.Н. Петрология ксенолитосодержащих базальтов Байкальской рифтовой зоны: Тункинский, Джидинский и Витимский ареалы. Вулканология и сейсмология, 1990, №3, с.20-34.
- Ширинян К.Г. О связи петрофизических и петрохимических особенностей новейших вулканических серий Армении с блоковыми структурами. В кн.: Вулканизм и формирование минеральных месторождений в Альпийско-Гималайской геосинклинальной зоне. М.: Наука, 1973, с.127-137.
- Ширинян К.Г., Адамян А.А., Карапетян К.И., Карапетян С.Г. Некоторые особенности рассеяния микроэле-

- ментов в новейших вулканических продуктах Армении. Зап. Армянского отделения Всесоюзного минералогического общества. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1963, Вып.2, с.27-36.
- Ширинян К.Г., Карапетян С.Г. Систематика и фацально-формационный анализ позднеорогенных вулканических образований Армении. В кн.: Вулканизм и геодинамика. Материалы II Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург: 2004, с.746-751.
- Al-Iazki A., Seber D., Sandvol E., Turkelli N., Mohamad R., and Barazangi M. Tomographic *Pn* velocity and anisotropy structure beneath the Anatolian plateau (eastern Turkey) and the surrounding regions, *Geophys. Res. Lett.*, 2003, 30(24), 8043.
- Anders E., Grevesse, N. Abundances of the elements: meteoric and solar. *Cosmoch. Geochem. Acta* 53: 1989, 197-214.
- Gok R., Turkelli N., Sandvol E., Seber D., and Barazangi M. 2000. Regional wave propagation in Turkey and surrounding regions, *Geophys. Res. Lett.*, 27(3), 429-432.
- Flesher M. Variation of the ratio Ni/Co in igneous rock series. *J. Wash. Acad. Sci.*, 1968, 58, p.108
- Implication for evolution of an interact basin and remnant arc, 1976 *Bull. Geol. Soc. Amer.* Vol. 87, p.17-18.
- Innocenti F., Manetti, P., Mazzuoli R., Pasquare, G., and Villari, L. 1982. Anatolia and north-western Iran, In *Andesites*, Ed. R.S. Thorpe, John Wiley & Sons.
- Innocenti F., Mazzuoli R., Pasquare G., Radicati di Brozolo, F., and Villari, L. Tertiary and Quaternary volcanism of the Erzurum-Kars area (Eastern Turkey): geochronological data and geodynamic evolution, *J. Volc. Geotherm. Res.*, 1982, 13, 223-240.
- Karapetian S.G., Jrbashian R.T., and Mnatsakanian A.K. 2001. Late collision rhyolitic volcanism in the north-eastern part of the Armenian Highland, *J. Volc. Geotherm. Res.*, 112 (1-4), 189-220.
- Keskin M., Pearce J.A., and Mitchell J.G. 1998. Volcanostratigraphy and geochemistry of collision-related volcanism on the Erzurum-Kars Plateau, North Eastern Turkey. *J. Volc. Geotherm. Res.*, 85(1-4), 355-404.
- Keskin M. 2003. Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction-accretion complex: An alternative model for collision-related volcanism in Eastern Anatolia, Turkey, *Geophys. Res. Lett.*, 30(24), 8046.
- Keskin M., Pearce, J.A., Kempton P.D., and Greenwood P. 2006. Magma-crust interactions and magma plumbing in a postcollisional setting: Geochemical evidence from the Erzurum-Kars volcanic plateau, eastern Turkey (Dilek Y., and Pavlides S., eds.), *Postcollisional tectonics and magmatism in the Mediterranean region and Asia*. Geological Society of America Special Paper 409, p. 475-505.
- Meschede M. 1986. A method of discriminating between different types of midl-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.*, 56, p.207-218.
- Muller C.J., J.M. van Ruitenbeek, and L.J. de Jongh. 1992. Conductance and supercurrent discontinuities in atomic-scale metallic constrictions of variable width, *Phys. Rev. Lett.* 69, p.140-143.
- Pearce J. A., and Cann J.R. 1973. Tectonic Setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth planet Sci. Lett.* V.19. p.290-300.
- Pearce, J.A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins, in Hawkesworth C.J. and Norry M.J., eds., *Continental basalts and mantle xenolites*: Nantwich, Shiva, p.230-249.
- Pearce, J.A., Bender J.F., De Long S.E., Kidd W.S.F., Low P.J., Guner Y., Saroglu F., Yilmaz Y., Moorbath S., and Mitchell J.G. 1990. Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 44, 189-229.
- Palme H., and O'Neill C. 2003. *Cosmochemical Estimates of Mantle Composition*. Elsevier Ltd. *Treatise On Geochemistry*, Volume 2, pp.1-38
- Sengor A.M.C., Ozeren S., Zor E., and Genc T. 2003. East Anatolian high plateau as a mantle-supported, N-S shortened domal structure, *Geophys. Res. Lett.*, 30(24), 8045.
- Sun S.S. and McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes: In *Magmatism in Ocean Basins* (A.D. Saunders & M.J. Norry eds.), *Geol. Soc. Lond. Spec. Pub.*, 1989, 42, 313-345.
- Taylor S.R. and McLennan S.M. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 1985, 312 pp.
- White W. M., Patchett J. 1984. Hf-Nd-Sr isotopes and incompatible element abundances in island arcs: implication for magma origin and crust- mantle evolution. *Earth and Planet. Sc. Lett.*, Vol.67, N2, p.167-185.
- Wilson, M. 1989. *Igneous petrogenesis: a global tectonic approach*, Unwin Hymen, London, 466 p.
- Wood D. A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establish the nature of crystal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planet. Lett.*, Vol.50, p.11-30.
- Yilmaz Y., Tuysuz O., Yigitbas E., Genc S.C., and Sengor A.M.C. 1997. Geology and tectonic evolution of the Pontides, in *Regional and Petroleum geology of the Black Sea and Surrounding Region*, Ed. A.G. Robinson, AAPG Memoir 68, 183-226.

**ԳԵՂԱՄԱ ԲԱՐՉՐԱՎԱՆԴԱԿԻ (ՀԱՅԱՍՏԱՆ)
ՈՒՇ ԿՈԼԻԶԻՈՆ ՀՐԱՔԵԱԿԱՆՈՒԹՅԱՆ ԵՐԿՐԱՔԻՄԻԱԿԱՆ ԲՆՈՒԹԱԳԻՐԸ**

**Ռ. Տ. Ջրբաշյան, Չ. Լուիր, Ի. Սավով,
Ս. Հ. Կարապետյան, Գ. Խ. Նավասարդյան**

Ա մ փ ո փ ու մ

Հոդվածում քննարկված են Գեղամա բարձրավանդակի ուշ կոլիզիոն (պլիոցեն-չորրորդական) հրաբխային գոյացումների երկրաքիմիական և պետրոգենետիկական առանձնահատկությունները՝ հիմնված մաս-սպեկտրոմետրային (ICP-MS) և ռենտգենաֆլուորեսցենտային (XRF) մեթոդներով կատարված անալիզների արդյունքների վրա:

Բարձրավանդակի սահմաններում առանձնացված ստրուկտուրաներում նկարագրվող սուբալկալային տրախիբազալտ-տրախիանդեզիտային հրաբխային սերիաները բնութագրվում են և՛ ներսալային, և՛ սուբդուկցիոն հատկանիշներով: Վերջիններս համադրված են Արագածի գանգվածի և Արևելյան Անատոլիայի (Կարս-Էրզրում սարահարթ, Մուշ-Նեմրուք-Թենդուրեկ) հրաբխային սերիաների երկրաքիմիական առանձնահատկությունների հետ:

Ենթադրվում է, որ ուսումնասիրված առավել հիմքային ապարներն առաջացել են սուբդուկցիոն կոմպոնենտներով հարստացած մանթիական ադբյուրից հիմնականում բյուրեղային դիֆերենցիացիայի պրոցեսների արդյունքում, իսկ հետագա դիֆերենցիացիոն էվոլյուցիան ընթացել է կեղևային նյութի կոնտամինացիայի մասնակցությամբ:

Ta, Nb, Th, U, Zr, Ba, REE էլեմենտների տեղաբաշխումը Գեղամա բարձրավանդակի սահմաններում հայտնի թթու կազմի հրաբխային գոյացումներում թույլ են տալիս ենթադրել, որ նրանք չեն հանդիսանում տրախիբազալտ-տրախիանդեզիտային սերիաների էվոլյուցիայի արդյունք:

Քննարկված հնարավոր երկրադինամիկական մոդելը որոշ վերապահումներով համադրելի է հարակից՝ Արևելյան Անատոլիայի, շրջանների համար առաջադրված (Մ.Կեսկին) երկրադինամիկական մոդելի հետ:

**GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF LATE COLLISION VOLCANISM
OF THE GEGHAM UPLAND (Armenia)**

**R. T. Jrbashian, J. Luhr, I. Savov,
S. G. Karapetian, G. Kh. Navasardian**

Abstract

The article deals with petrogenetic and geochemical aspects of evolution of Pliocene Quaternary volcanism of the Gegham Upland applying analytical data of ICP-mass-spectroscopy and XRF-analysis.

An essential role in origination of basaltoids is given to a mantle source enriched by "subduction" component. Their evolution is linked to crystallization differentiation processes, which afterwards ran synchronously with core substance contamination.