

III. ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, РУДОГЕНЕЗ

А. М. Косарев, Г. Т. Шафигуллина

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БАЗАЛЬТОВ СТАДИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО РИФТОГЕНЕЗА ЮЖНОГО УРАЛА

Вулканизм стадии континентального рифтогенеза на Южном Урале. Наиболее низкое положение в разрезе палеозоя Южного Урала занимают рифтогенные формации кембрийско-ордовикского возраста. Именно в это время идут рифтогенные процессы, ход которых, по мнению многих исследователей, привел к спредингу Европейско-Азиатской плиты и к образованию уже в среднем ордовике океанической коры [Тектоника Урала, 1977; Перфильев, 1979; Формирование земной ..., 1986; Вулканизм ..., 1992; Язева, Бочкарев, 1998; Иванов, 1998; Пучков, 2000 и др.]. Наибольшим распространением грабеновые формации, относимые к кембрию, пользуются в Сакмарской зоне в Медногорском рудном районе. С 1930-х годов после работ Н.К. Разумовского и др. здесь известны фрагменты массивных известняков с фауной археоциат кембрийского возраста.

Небольшое распространение в строении района имеют допалеозойские (рифейско-вендские) метаморфические комплексы. Они располагаются в пластинах серпентинитового меланжа либо образуют антиформные выступы кристаллического цоколя (Сарбайский, Рысаевский, Идельбаевский), сопоставимого по минералого-петрографическим особенностям с породами максютковского комплекса зоны Урал-Тау [Стратиграфия и корреляция ..., 1993; Алексеев и др., 2006].

Вопрос о возрасте раннекембрийских (по современным представлениям) толщ до сих пор является предметом дискуссии. В пласте кремнистых алевролитов (раннекембрийского возраста, по В.Т. Тищенко), согласно перекрывающих базальты, В.Н. Пучковым в 1991 г. были собраны конодонты позднекембрийского возраста (определения В.А. Наседкиной) [Пучков, 2000]. Кроме того, Е.В. Чибриковой и В.А.Олли [1999, 2000] опубликованы данные о находке тремадокских акритарх в терригенном матриксе тереклинской свиты. Эти данные позволяют предполагать позднекембрийско-

тремадокский возраст толщ, содержащих фрагменты (олистоциты) разреза кембрийских толщ. Важно подчеркнуть, что фрагмент разреза, в котором алевролиты согласно перекрывают базальты (хр. Сарбай) имеет кембрийский возраст (по конодонтовой фауне), что позволяет использовать химизм базальтов для геодинамических реконструкций. Точка зрения о главенствующей роли кембрийско-ордовикского рифтогенеза в формировании уральского ордовикско-силурийского океана принимается большинством исследователей. Однако в последние два десятилетия рядом исследователей ставится вопрос об унаследовании океанической областью уралид более древней вендской области того же типа [Самыгин и др., 2003, 2005]. Рифейский и вендский возраст традиционно приписывался двум метаморфическим комплексам Центрально-Уральской зоны: максютковскому и суваньякскому, датированным средним, поздним рифеем и вендом [Козлов, 1982; Стратиграфические ..., 1993]. В настоящее время, не отрицая присутствия в разрезе рифейских и вендских отложений (юмагузинская серия), верхнюю часть разреза максютковского комплекса на основании находок фауны отнесли к нижнему палеозою [Захаров, Пучков, 1994; Захаров, 2004]. В толщах хребта Уралтау установлены палеозойские органические остатки [Криницкий, Криницкая, 1965; Захаров, Мавринская, 1994; Захаров, 1997; Чибрикова, Олли, 1997; Чибрикова, 2004], позволяющие некоторые бывшие верхнерифейские свиты датировать палеозоем.

В Эбетинской антиформе, расположенной на южном продолжении Уралтауской зоны в Северных Мугоджарах [Самыгин и др., 2005], установлено последовательное залегание нескольких тектонических пластин. Доуралиды представлены лушниковским вулканогенно-осадочным комплексом, который слагает ядро одноименной антиклинали. В его сложении преобладают тефроиды и акватуфы от гравийной и лапиллиевой до агломератовой

размерности обломков, подверженные заметному воздействию динамометаморфизма. На доуралидах в Эбетинской антиформе с размывом залегают отложения нижнего ордовика. По данным С.Г. Самыгина и Т.Н. Херасковой в рассматриваемом районе выделяются четыре фациальных типа разрезов. Формирование раннеордовикских терригенных толщ происходило в условиях от мелководных до глубоководных на западном склоне Лушниковской островной дуги. Западный склон и прогиб у подножья островодужного поднятия представлял восточную часть раннеордовикского Сакмарского бассейна. Среди кварцевых и полимиктовых грубозернистых песчаников и алевролитов (O_1) в районе балки Култавасай залегает серия лавовых потоков, представленных трахибазальтами и трахитами, характеризующими эпиостроводужный вулканизм, предшествующий океанической стадии на Урале.

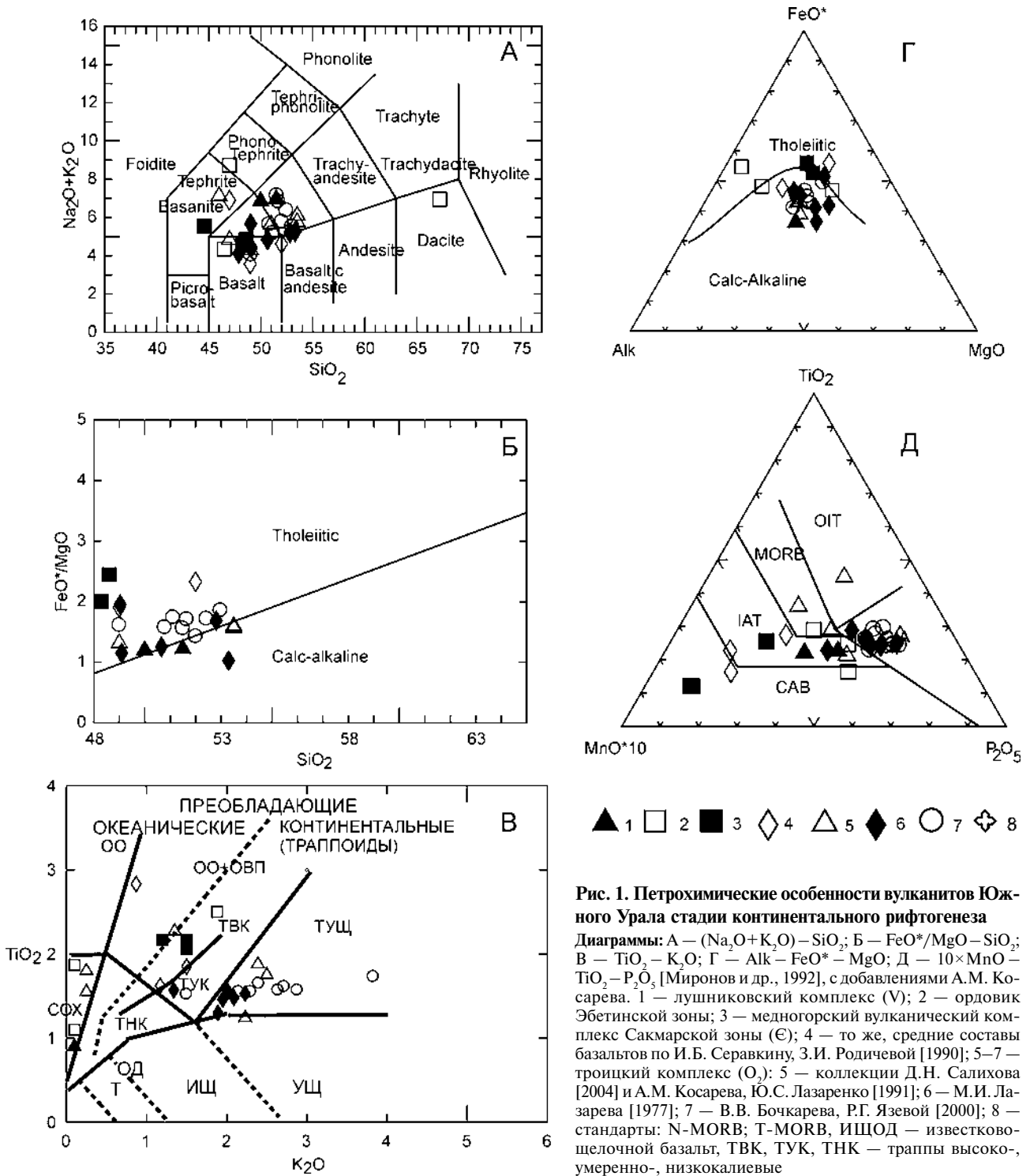
Петрохимические и геохимические особенности вулканитов стадии континентального рифтогенеза рассмотрены на примерах медногорского комплекса (E) Сакмарской зоны, ордовикских (O_1) вулканитов Эбетинской антиформы и троицкого комплекса (O_2) Восточно-Уральского палеовулканического пояса. В пределах Эбетинской антиформы рассмотрены и геохимические характеристики вулканогенных пород лушниковского комплекса вендского возраста, который по времени предшествует континентальному рифтогенезу на Южном Урале.

Медногорский палеовулканический комплекс кембрийского возраста представлен базальтами умереннощелочной серии. В нашем распоряжении имеются петрохимические и геохимические характеристики эффузивных базальтов разреза хр. Сарбай и фрагмента разреза медногорского комплекса на западной окраине г. Медногорска в районе водовода, вблизи глыбовых выходов археоциатовых известняков (рис. 1, 2, таблица), а также опубликованные материалы [Серавкин, Родичева, 1990]. Базальты медногорского комплекса вскрываются в относительно массивных фрагментах разреза (хр. Сарбай), но чаще в толщах, подверженных интенсивному будинажу. Нередко наблюдается сочетание вулканитов с песчано-сланцевыми фрагментами разрезов. Большая часть вулканитов представлена долерито-базальтами с хорошо раскристаллизованной основной массой. Тем не менее принадлежность их в большинстве своем к эффузивной поверхностной группе фаций сомнений не вызывает в связи с наличием прослоев осадочных пород и брекчий. Вероятно присутствие и экстрезивных образований. Детальное петрографическое и петрохимическое изучение медногорского комплекса было проведено В.Т. Тищенко [1978 г.;

Стратиграфия и корреляция ..., 1993], И.Б. Серавкиным и З.И. Родичевой [1990; Вулканизм ..., 1992]. Базальты и долерито-базальты состоят из альбитизированного плагиоклаза, замещенного (частично) хлоритом пироксена и редкими вкрапленниками частично сохранившегося оливина. Часто встречаются мелкие кристаллы свежего и лейкоксенизированного титаномагнетита, фенокристы сфена и мелкие выделения апатита. По содержанию суммарной щелочности (рис. 1А, таблица) (4,35–6,8%) вулканиты относятся к умереннощелочной серии натриевого типа, с высокой железистостью ($FeO+Fe_2O_3$ — 13,15–18,7%), умеренной магнезиальностью (MgO — 3,7–5,4%, изредка до 8%). Весьма характерны повышенные концентрации TiO_2 (в среднем около 2%, достигают 3,25%), MnO (среднее 0,92%). Установлены также повышенные концентрации Zr (128–142 г/т) и Nb (6,6–7,5 г/т) по сравнению с базальтами N-MORB, умеренные и низкие концентрации Cr (12–118 г/т), Ni (17–54 г/т), умеренные — Co (38–48,8 г/т). На петрохимических диаграммах (рис. 1Б) вулканиты медногорского комплекса попадают в поле толеитовых составов ($FeO^*/MgO-SiO_2$; $Alk-FeO^*-MgO$) что обычно для базальтов умереннощелочной серии с хорошо выраженным трендом накопления железа. На диаграмме TiO_2-K_2O (рис. 1В) составы долерито-базальтов медногорского комплекса располагаются в поле умереннокалиевых траппоидов норильской (пермского возраста) вулканической серии [Альмухамедов, Медведев, 1986] и на границе поля океанических и континентальных базальтов. На диаграмме $MnO-TiO_2-P_2O_5$ (рис. 1Д) фигуративные точки базальтов медногорского комплекса располагаются в поле островодужных базальтов, что с одной стороны свидетельствует о широких вариациях концентраций компонентов, с другой — указывает на внутриплитный плюмовый тип этих базальтов с характерными высокими концентрациями MnO . На диаграммах, построенных по концентрациям микроэлементов (рис. 2), фигуративные точки составов долерито-базальтов занимают чаще всего позицию в краевой пограничной зоне полей океанических и островодужных базальтов и островодужных базальтов или океанических и внутриплитных вулканических комплексов (рис. 2А, $Zr-Ti-Y$). Широкий диапазон колебаний концентраций отдельных петрогенных окислов и микроэлементов, а также интенсивная тектоническая дислоцированность пород свидетельствуют о проявлении в этом комплексе процессов аллохимического метаморфизма. Тем не менее геологическая позиция и приведенные петрохимические и геохимические характеристики долерито-базальтов медногорского комплекса позволяют относить их к умереннощелочной серии

трапповой формации с внутриплитным характером базальтового вулканизма. Снизу вверх по разрезу и к завершающим интрузивным габбро-сиенитам наблюдается возрастание концентраций Hf, Zr, Nb, La; La/Yb отношение варьирует в трахибазальтах от 1,8 до 3,2, составляя 18,49 в интрузивных габбро-сиенитах, завершающих вулканизм медногорского

комплекса. В этом же направлении значение отношения Ni/Co меняется в эффузивах от 1,04 до 0,45, возрастая в габбро-сиенитах до 1,35. Приведенные сведения фиксируют в вулканогенно-интрузивном медногорском комплексе стадии континентального рифтогенеза тренд повышения щелочности, роста концентраций некогерентных высокозаряд-



Таблица

Химические составы вулканитов вендско-ордовикского возраста (V–O) Эбетинской, Сакмарской и Троицкой зон Южного Урала

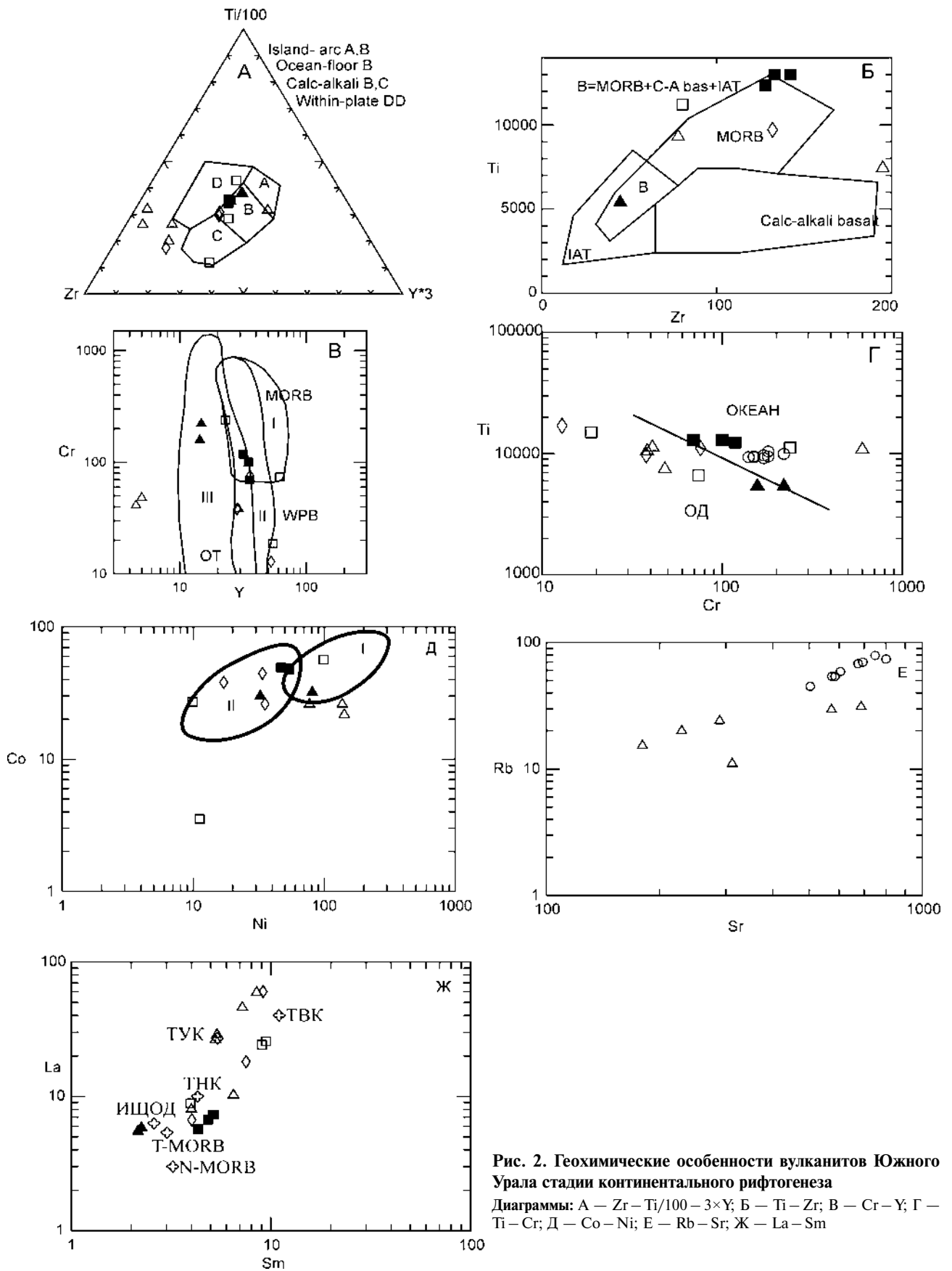
	1	2	3	4	5	6	7	8
	ЛУ-10/1	ЛУ-11	ЛУ-13/1	ЛУ-25/3	ЛУ-13/5	МЖ 10/1	МЖ 10/2	МЖ 10/3
SiO ₂	51,5	50	46,5	47	67,2	48,30	48,60	44,60
TiO ₂	0,9	0,9	1,87	2,5	1,1	2,06	2,17	2,17
Al ₂ O ₃	15	18	17	16	9,9	16,00	14,90	13,30
Fe ₂ O ₃	8,13	8	12,3	12,3	10,4	4,00	5,30	5,90
FeO	–	–	–	–	–	7,76	8,10	9,30
MnO	0,13	0,17	0,23	0,29	0,22	1,30	0,42	1,36
MgO	6	6	8,2	3,2	0,8	5,68	5,26	6,03
CaO	9,94	7,95	6,25	5,68	1,7	6,00	7,00	7,00
Na ₂ O	6,85	6,75	4,24	6,85	6,85	3,05	3,65	4,05
K ₂ O	0,1	0,1	0,1	1,88	0,1	1,50	1,20	1,50
P ₂ O ₅	0,18	0,15	0,23	0,47	0,34	0,21	0,21	0,21
Rb	1	1	3,85	30,4	4,71	2,04	1,00	1,00
Cs	<0,1	<0,1	0,52	1,55	0,43	0,18	0,05	0,59
Sr	–	–	–	–	–	–	–	–
Ba	27,6	58,8	293	240	3040	55,30	43,70	219
V	220	240	284	280	28,3	449	466	457
Cr	220	157	238	18,7	73,8	118	100	69,20
Co	32	30,0	56,4	27,1	3,53	–	–	–
Ni	81,0	32,5	98,9	9,88	11,2	54,20	50,80	46,70
Cu	13,8	72,7	83,4	51,2	24,0	103,00	294,00	202,00
Zn	56,4	64,2	115	181	130	–	–	–
Y	14,8	14,4	23,0	54,5	61,7	31,8	34,8	35,6
Nb	1,87	1,52	6,42	11,9	11,2	7,50	6,64	6,97
Ta	0,11	<0,1	0,43	0,54	0,88	–	–	–
Zr	44,8	44,9	80,4	213	304	128,00	133,00	142,00
Hf	1,18	1,10	2,06	3,87	6,38	3,55	4,04	3,41
U	0,26	0,31	0,16	0,97	0,83	0,14	0,16	0,17
Th	0,58	1,10	0,58	3,23	3,09	0,53	0,60	0,67
La	5,85	5,50	8,85	24,2	25,6	5,70	6,69	7,31
Ce	13,8	12,8	20,9	54,0	51,8	15,20	17,30	18,40
Pr	1,83	1,83	2,87	7,47	7,05	–	–	–
Nd	9,26	8,88	14,9	35,7	34,7	14,10	15,50	16,20
Sm	2,25	2,16	3,96	9,03	9,47	4,32	4,84	5,16
Eu	0,74	0,58	1,41	3,47	4,10	1,40	1,42	1,46
Gd	2,33	2,40	4,26	9,09	9,64	5,14	5,73	5,43
Tb	0,43	0,39	0,70	1,46	1,55	–	–	–
Dy	2,75	2,64	4,22	9,66	11,2	6,18	6,48	6,98
Ho	0,61	0,57	0,94	1,96	2,47	–	–	–
Er	1,62	1,57	2,53	4,99	6,62	3,34	3,60	3,77
Tm	0,23	0,27	0,39	0,75	1,09	–	–	–
Yb	1,35	1,54	2,22	4,56	6,59	3,11	3,55	3,79
Lu	0,22	0,21	0,37	0,65	0,98	0,42	0,47	0,47

Примечание к таблице. 1–11, 13–14 – авторские материалы. 1–2 – базальты лушниковского комплекса (V); 3–5 – эбетинский комплекс, урочище Култавасай (O₁); 3–4 – трахибазальты, 5 – трахит; 6–11 – медногорский вулканический комплекс (Є); 6–8 – трахи-

Продолжение таблицы

	9	10	11	12	13	14	15	16	17
	МЖ21/3	МЖ20/1	МЖ22/1	58/2002	301/1	301/2	53/2002	54/2002	55/2002
SiO ₂	52	49	47	49	53,5	53,5	46	47	51
TiO ₂	1,62	2,83	1,85	1,8	1,88	1,24	1,75	2,27	1,55
Al ₂ O ₃	13,5	14	15,6	11,35	15,88	16,25	15,15	13,05	13,4
Fe ₂ O ₃	7,58	5,68	6,5	–	3,43	2,8	–	–	–
FeO	5,24	8,4	4,3	5,26	5,26	5,98	–	–	–
MnO	0,43	0,45	0,72	0,18	0,2	0,18	0,09	0,1	0,13
MgO	5,18	7,1	4,26	4	5,33	5,33	6,6	6,2	10,4
CaO	5	4	6	8,08	4,52	4,29	9	7	4,2
Na ₂ O	3,45	2,7	5,4	4,05	3,37	3,86	4,62	3,47	5,4
K ₂ O	1,17	0,87	1,5	0,25	2,39	2,23	2,5	1,35	0,25
P ₂ O ₅	0,12	0,3	0,23	0,14	0,26	0,28	0,38	0,18	0,37
Rb	1	1	5,55	11	24	20	29,4	31	15,3
Cs	0,05	0,05	0,16	1,2	–	–	0,37	0,23	2,8
Sr	–	–	–	312	289	229	573	687	180
Ba	234	1040	145	147	–	–	716	525	5220
V	431	356	142	9960	186	201	9000	9000	9000
Cr	37,9	12,9	75,8	600	41	48	38,3	–	–
Co	–	–	–	21,7	10	9,8	26	26	31
Ni	33,7	17,1	35,3	142	–	–	77	137	–
Cu	187	30,6	84,4	24,8	–	–	42,8	40,8	9,3
Zn	–	–	–	141	–	–	52	79,4	17
Y	28,4	52,7	36	–	4,5	5	29	25	41
Nb	7,88	12,5	80,2	5	2,2	1,9	22	15,8	4,8
Ta	–	–	–	0,01	–	0,11	1,5	1,5	0,59
Zr	132	246	418	221	226	195	333	307	78
Hf	2,68	5,63	8,25	5	–	–	6,4	5,7	1,7
U	0,2	0,5	1,77	0,79	0,99	0,89	42	3,5	0,24
Th	1	1,81	7,92	3	4,2	4	14,2	11,2	0,34
La	6,67	18,1	60,1	8	26,3	28,8	59,3	45,8	10,2
Ce	16,2	39,7	108	28,3	51,6	57,3	163	138	42,3
Pr	–	–	–	2,9	6,33	6,98	12	9,9	4,4
Nd	12,5	28,9	52,4	12,3	25,4	27,4	42,3	34,2	20,4
Sm	4,02	7,53	9,16	4	5,28	5,38	8,5	7,2	6,5
Eu	1,17	2,25	2,09	1,5	1,54	1,55	1,9	1,6	2,7
Gd	4,53	8,67	8,56	4,9	4,89	4,98	8,3	5,9	8,3
Tb	–	–	–	1,5	0,75	0,81	1,1	0,86	1,29
Dy	5,32	9,84	7,69	7,5	4,38	4,31	6	5,3	9,2
Ho	–	–	–	1,3	0,84	0,92	1	0,7	1,5
Er	3,17	6,02	3,89	3,9	2,59	2,31	2,9	2,2	4,1
Tm	–	–	–	0,71	0,33	0,34	0,48	0,39	0,72
Yb	3,1	5,58	3,25	4,3	2,19	2,14	2,8	2,3	4,2
Lu	0,42	0,73	0,43	0,53	0,3	0,35	0,37	0,33	0,42

базальты хребта Сарбай; 9–10 – базальты с западной окраины г. Медногорска, участок «Водовод»; 11 – габбро-сиенит интрузивный, участок «Водовод»; 13–17 – трахизбазальты троицкого вулканического комплекса, 15–17 – из коллекции Д.Н. Салихова [2004].



ных элементов, понижения количеств совместимых элементов (Cr, Ni, Co) от ранних стадий формирования комплекса к поздним. На спайдердиаграммах порода/N-MORB и порода/хондрит (рис. 3В, Г, Д, Е) видна обогащенность пород легкими РЗЭ и литофильными элементами с крупными радиусами ионов (КИР). Четко выделяются положительные геохимические аномалии калия, бария и цезия и отрицательная аномалия рубидия, который очень подвижен и подвержен выносу при метаморфических процессах аллохимического характера. Вполне вероятно, что приведенные геохимические особенности отражают специфику вулканизма стадии континентального рифтогенеза, сочетающегося с грабеновыми фациями синхронных осадочных толщ [Вулканизм ..., 1992; Пучков, 2000].

Лушниковский (V) и эбетинский (O₁) вулканические комплексы, геологическая и структурная позиция которых кратко охарактеризована в начале подраздела, располагаются в эбетинской антиформной структуре Северных Мугуджар. Лушниковский палеовулканический комплекс осадочно-вулканогенного состава, датированный по цирконам из кислых экструзивных пород верхней части разреза, имеет возраст 590 млн. лет (устное сообщение С.Г. Самыгина).

Важность изучения лушниковского комплекса заключается в том, что он располагается на простирании Уралтауского антиклинория, перекрывается фаунистически охарактеризованными отложениями тремадока [Самыгин и др., 2005], которые составляют основание разреза уралид. Вполне вероятно, что фрагменты вулканитов — аналогов лушниковского комплекса могут присутствовать в частично переработанном виде в составе максютовского комплекса Уралтауского антиклинория.

Лушниковский палеовулканический комплекс слагает ядро одноименной антиклинали и сложен переслаивающимися пачками тефроидно-акватуфовых и брекчиевых отложений базальт-андезит-андезит-дацит-риодацитового состава. По данным Ю.В. Карякина [Самыгин и др., 2005], вулканиты лушниковского комплекса относятся к островодужным образованиям, слагая фрагмент доордовикской (вендской) островной дуги. По нашим данным, базальты лушниковского комплекса (таблица, рис. 1) имеют резко натриевый (Na₂O — 6,8%) низкокалиевый (K₂O — 0,1%) субщелочной состав с умеренным содержанием MgO (6%) и ΣFe₂O₃ (8,1%) при умеренно низких содержаниях TiO₂ (0,9%). На диаграмме (Na₂O+K₂O) — SiO₂ (рис. 1А) эти базальты располагаются в поле субщелочных составов; в координатах АFM они попадают в поле известково-щелочных пород; на диаграмме Миаширо (FeO*/MgO — SiO₂) фигуративные точки луш-

никовских базальтов располагаются на границе толеитовой и известково-щелочной серий; в координатах TiO₂ — K₂O они попадают в поле океанических базальтов низкокалиевого и умеренноизкотитанистого типа, что близко и к низкокалиевым сериям островных дуг. По геохимическим характеристикам в большинстве случаев (рис. 2) базальты лушниковского комплекса располагаются в поле островодужных вулканитов (Zr — Ti — Y; Cr — Y), иногда вблизи границы и на границе с океаническими базальтами (Ti — Cr). Таким образом, базальты лушниковского комплекса, имея в большинстве случаев островодужные характеристики, обладают чертами переходности к океаническим базальтам. Неполное соответствие лушниковских базальтов островодужным стандартам объясняется нестандартным субщелочным составом этих пород. Кроме того, интенсивный динамометаморфизм мог способствовать их аллохимическим преобразованиям. Однако для обоснованных выводов необходим более детальный материал. На спайдердиаграмме порода/N-MORB (рис. 3А, Б) в пробах ЛУ-10/1 и ЛУ-11 хорошо проявлены геохимические минимумы Nb и Zr, что характерно для островодужных вулканических серий. На графике нормированных по хондриту значений РЗЭ для базальтов лушниковского комплекса четко читается нисходящий от ЛРЗЭ к ТРЗЭ характер графика, подтверждающий первично магматическую природу повышенной щелочности этих пород.

Таким образом, полученные геохимические характеристики подтверждают вывод Ю.В. Карякина об островодужном типе базальтов лушниковского комплекса.

Принадлежность этих базальтов к умеренно-щелочной натриевой петрогенетической серии свидетельствует о неполной стандартности островодужной геодинамической обстановки. Скорее всего, выплавление исходных магм лушниковского комплекса происходило при невысоких значениях Р_{н2о} и небольших объемах субдукционной флюидной фазы. Подобные условия предполагались нами при формировании субщелочных натриевых долеритобазальтов нижней толщи бурибайского комплекса [Косарев и др., 2005], которые образовались на раннем этапе формирования позднеэмско-раннеэйфельской островной дуги.

Эбетинский комплекс представлен эффузивными телами, залегающими среди терригенных отложений нижнего ордовика, представленных кварцевыми и существенно кварцевыми полимиктовыми песчаниками [Самыгин и др., 2005]. Вулканиты эбетинского комплекса изучены нами в урочище Култавасай, где они представлены трахибазальтами и трахитами. Базальты представлены

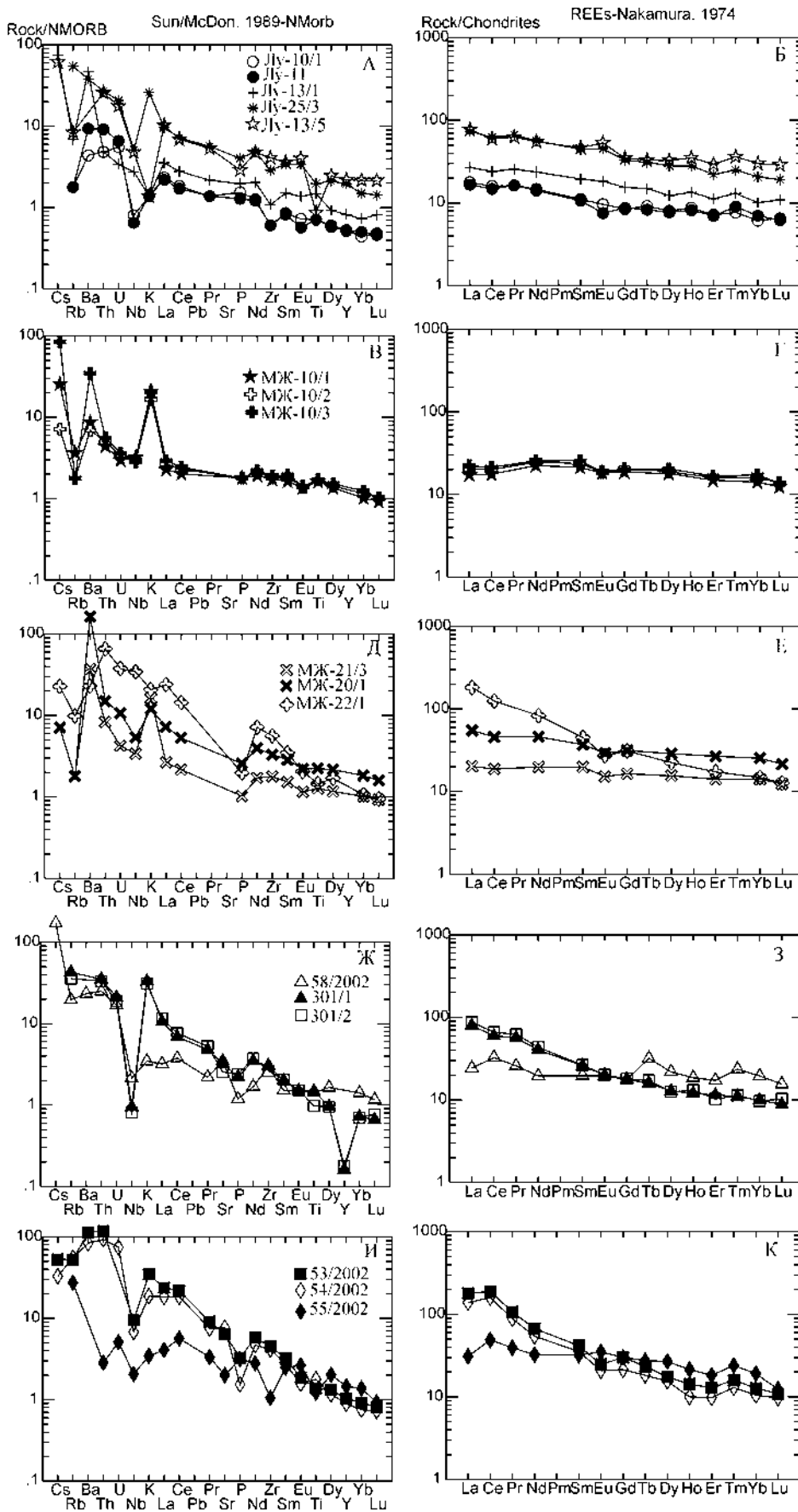


Рис. 3. Распределение микро-элементов, нормализованных по N-MORB [San, McDonough, 1989], и редкоземельных элементов по хондриту [Nakamura, 1974] в вулканитах стадии континентального рифтогенеза

двумя типами: 1) титанистые базальты повышенной щелочности (таблица, № 3, Na_2O — 4,24%, K_2O — 0,1%) натриевого типа, магнезиальные (MgO — 8,2%), с умеренными содержаниями Cr (238 г/т), Ni (99 г/т) и Co (56,4 г/т), умеренно низкими концентрациями Nb (6,4 г/т), Zr (80 г/т), Y (23 г/т), U (0,16 г/т), Th (0,58 г/т), отношение La/Yb составляет 3,98; 2) высокотитанистые (TiO_2 — 2,5%) щелочные базальты (фонотефриты) с суммой $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ — 8,73%, сохраняется натриевая специфика (Na_2O — 6,85%, K_2O — 1,88%), но при высоком содержании калия; повышенные концентрации, по сравнению с предыдущими базальтами, имеют элементы КИР, ВЗИ, РЗЭ (см. таблицу, № 4): содержания Nb достигают 11,9 г/т, Zr — 213 г/т, La — 24,2 г/т, Yb — 4,56 г/т, La/Yb отношение имеет значение 5,3.

Трахидациты (таблица, № 5) характеризуются повышенными содержаниями TiO_2 (1,1%), Na_2O (6,85%) и высокими содержаниями Ba (3040 г/т), Nb (11,2 г/т), Zr (304 г/т), U и Th , La (25,6 г/т), Yb (6,59 г/т). На классификационной диаграмме TAS эта порода попадает в поле дацитов повышенной щелочности. Базальты в координатах $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ располагаются в поле нормальной щелочности и в поле щелочных пород. В координатах $\text{TiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ (рис. 1В) базальт нормальной щелочности располагается в поле океанических составов, а щелочной базальт — в поле высококалиевых траппоидов. На диаграмме $\text{MnO} - \text{TiO}_2 - \text{P}_2\text{O}_5$ базальт нормальной щелочности располагается в поле MORB, а щелочной базальт — в поле внутриплитных базальтов. Несмотря на слегка повышенные концентрации MnO в базальтах Эбетинского комплекса, столь сильного тренда обогащения MnO , как это имеет место в базальтах медногорского комплекса, в рассматриваемом случае нет. Геохимические характеристики базальтов на различных диаграммах (рис. 2) неоднозначны в связи с широкими колебаниями концентрации элементов примесей в базальтах различного типа. Наиболее устойчиво положение щелочного базальта, фигуративная точка которого на диаграммах $\text{Zr} - \text{Ti} - \text{Y}$, $\text{Cr} - \text{Y}$, $\text{Zr} - \text{Ti}$ (рис. 2) располагается в поле внутриплитных базальтов. На спайдердиаграммах порода/N-MORB (рис. 3А, Б) щелочной базальт обнаруживает локальный относительный минимум Nb , а базальт нормальной щелочности минимума Nb не обнаруживает. В целом щелочной базальт на графиках порода/N-MORB и порода/хондрит показывает высокие концентрации элементов КИР, ВЗИ и РЗЭ, близкие к дациту повышенной щелочности. Базальт нормальной щелочности по повышенным концентрациям литофильных элементов, отсутствию ниобиевого минимума, так же как и щелочной базальт, может быть включен в трапповую ассоциацию.

Троицкий палеовулканический комплекс (O_2) располагается в северо-восточной части Восточно-Уральского палеовулканического пояса на Южном Урале. Геологический разрез троицкого вулканического комплекса обнажен в районе г. Троицка в основном на правом берегу р. Увельки. По данным М.И. Лазарева [1977], впервые изучившего базальты этого участка, фауна содержится в аргиллитах, залегающих среди эффузивных базальтов. По данным Н.Ф. Мамаева [1967], И.В. Чермениновой [1969], комплекс фауны (брахиоподы, криноидеи, трилобиты, табуляты) определяется как среднеордовикский или, по сборам фауны Г.П. Васяновым [1965], определения Е.Н. Елкина, возраст троицкой свиты был определен в интервале средний — поздний ордовик. Троицкая свита залегает несогласно на более древних кварцитовых и слюдяно-кварцевых сланцах, которые коррелируются с отложениями тогузак-аятской свиты. По последним данным Е.В. Чибриковой и В.А. Олли [2006], отложения тогузак-аятской свиты в районе пос. Заречье на р. Тогузак и в районе пос. Владимирского на р. Арчаглы-Аят содержат сколекодонты и относятся к ордовику.

Вулканисты троицкого комплекса в плане особенностей их химизма изучались М.И. Лазаревым [1977], В.В. Бочкаревым, Р.Г. Язевой [2000], Д.Н. Салиховым [2004]. Эти вулканисты, судя по фаунистическим материалам, формировались близкоодновременно с океаническими базальтами ордовикского возраста тогузакской толщи района пос. Большевик. Это может свидетельствовать о наличии латеральной геодинамической и фациальной зональности и отличии геодинамических условий в центре спрединговой зоны и на ее «плече». Большая часть базальтов и андезибазальтов троицкого комплекса имеет повышенную щелочность ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ варьирует от 4,04% до 7,16%) при натриевом и калиево-натриевом ее типах, умеренные титанистость, железистость, магнезиальность и повышенную глиноземистость. По щелочности вулканисты троицкого комплекса охватывают диапазон от нормальнощелочных до субщелочных и щелочных типов пород (рис. 1А). На диаграмме Миаширо (рис. 1Б) большинство фигуративных точек располагается в поле составов толеитовой серии, что характерно для пород умереннощелочной и толеитовой серий, характеризующихся наличием тренда накопления железа. На диаграмме $\text{TiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ (рис. 1В) базальты троицкого комплекса охватывают широкий диапазон составов по калиевости от низкокалиевых, близких к океаническим, до калиево-натриевых траппоидов субщелочного и щелочного составов. На диаграмме $\text{MnO} - \text{TiO}_2 - \text{P}_2\text{O}_5$ значительная часть фигуративных точек базальтов троицкого комплекса

входит в ассоциацию базальтов океанических островов (рис. 1Д). По геохимическим материалам для базальтов троичского комплекса установлены повышенные концентрации элементов КИР, Zr, при широком диапазоне колебаний содержаний Ta, Nb, Y, U, Th, La, Sm и при относительно стабильных умеренных содержаниях Yb и других ТРЗЭ. По сравнению с базальтами медногорского комплекса, в троичских базальтах очевидны повышенная калиево-кость, более высокие концентрации элементов КИР, U, Th и пониженные концентрации MnO.

На спайдердиаграммах (рис. 3Ж, 3, И, К) на графиках порода/N-MORB в вулканиках троичского комплекса довольно четко проявился ниобиевый, иногда циркониевый и иттриевый минимумы при положительных аномалиях элементов КИР, U и Th, что с одной стороны свидетельствует о деплетированности мантийного субстрата и, возможно, островодужном уклоне, с другой — о вероятной обогащенности зоны магмообразования элементами КИР.

Таким образом, вулканизм стадии континентального рифтогенеза на Южном Урале характеризуется наличием возрастной и геохимической зональности. В Сакмарской и на южном продолжении Уралтауской зоны возраст вулкаников варьирует от кембрия до раннего ордовика, а в Восточно-Уральской зоне имеет средне-поздне(?)ордовикский возраст. В Сакмарской зоне вулканики стадии континентального рифтогенеза обладают натриевой спецификой и заметно обогащены марганцем, что вписывается и в мировую классификацию (рис. 1Д). Большой интерес представляет лушниковский островодужный комплекс вендского возраста [Самыгин и др., 2005], возможность присутствия которого необходимо учитывать при интерпретации геохимических материалов по высокобарическому эклогит-глаукофановому максютовскому комплексу.

Авторы благодарят В.Н. Пучкова и С.Г. Самыгина за содействие в изучении и опробовании разрезов с вулканиками кембрийско-ордовикского возраста в Самарской зоне и в пределах Эбетинской антиформы.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы «Поволжье», РФФИ 08-05-97005 и программы № 24 П РАН.

Литература:

Алексеев А.А., Алексеева Г.В., Галиева А.Р., Тимофеева Е.А. Метаморфическая геология западного склона Южного Урала. — Уфа: Гилем, 2006. — 212 с.

Альмухамедов А.И., Медведев А.Я. К геохимии инициальных стадий базальтового вулканизма // Геохимия вулкаников различных геодинамических обстановок. — Новосибирск: Наука, 1986. — С. 49–69.

Бочкарев В.С., Язева Р.Г. Субшелочной магматизм Урала. — Екатеринбург: УрО РАН. 2000. — 256 с.

Васянов Г.П. Новые данные об ордовике восточного склона Южного Урала // Сов. геология. — 1965. — № 7.

Вулканизм Южного Урала / И.Б. Серавкин, А.М. Косарев, Д.Н. Салихов и др. — М.: Наука, 1992. — 197 с.

Захаров О.А. Проблема возраста субстрата метаморфических комплексов зоны Уралтау // Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии. — Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1997. — С. 93–98.

Захаров О.А. Тектоническое строение северной части максютовского комплекса зоны Уралтау по данным бурения Иткуловского структурного профиля // Геологический сборник № 4 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа: Дизайн-ПолиграфСервис, 2004. — С. 39–48.

Захаров О.А., Мавринская Т.М. Новые палеонтологические данные о возрасте субстрата метаморфитов Уралтау // Ежегодник–93 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа, 1994. — С. 19–20.

Захаров О.А., Пучков В.Н. О тектонической природе максютовского комплекса зоны Урал-Тау: Доклад Президиуму УНЦ РАН. — Уфа, 1994. — 28 с.

Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1,6–0,2 млрд. лет) и строение Урала: Дисс. д-ра геол.-мин. наук / ИГиГ УНЦ РАН. — Екатеринбург, 1998. — 252 с.

Козлов В.И. Верхний рифей и венд Южного Урала. — М.: Наука, 1982. — 128 с.

Косарев А.М., Лазаренко Ю.С. Восточно-Уральский палеовулканический пояс: Препр. / АН СССР. Башкирский науч. центр. Ин-т геологии. — Уфа, 1991. — 40 с.

Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. Петролого-геохимические особенности ранне-девонско-эйфельских островодужных вулкаников Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера. — 2005. — № 4. — С. 22–42.

Криницкий Д.Д., Криницкая В.М. Об открытии на юге Башкирии силурийских отложений среди древних толщ западного склона хр. Уралтау // Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. — Вып. 4. — М.: Недра, 1965. — С. 37–39.

Лазарев М.И. К стратиграфии ордовикских вулканогенно-осадочных образований Зауральского поднятия // Стратиграфия палеозоя Южного Урала. — Уфа: БФАН СССР, 1977. — С. 3–8.

Мамаев Н.Ф. Древние толщи Восточно-Уральского мегантиклинория. — М.: Наука, 1967. — 143 с.

Миронов Ю.В., Ельянова Е.А., Зорина Ю.Г. Значение и возможности петрохимических исследований для реконструкции обстановок колчеданообразования // Металлогения современных и древних океанов / ЦНИГРИ. — М., 1992. — С. 130–137.

Перфильев А.С. Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. — М.: Наука, 1979. — 188 с.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. — Уфа: Даурия, 2000. — 146 с.

Салихов Д.Н. Составы базальтов кембрия ордовика и раннего силура на Южном Урале // Геологический сборник № 4 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа: Дизайн-Полиграф-Сервис, 2004. — С. 106–121.

Самыгин С.Г., Милеев В.С., Голионко Б.Г. Геодинамическая природа и история формирования зоны Уралтау // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы: Мат-лы 36-го тектон. совещ. – М.: ГЕОС, 2003. – Т. 2. – С. 168–171.

Самыгин С.Г., Милеев В.С., Голионко Б.Г. Зона Уралтау: геодинамическая природа и структурная эволюция // Очерки по региональной тектонике – М.: Наука, 2005. – Т. 1: Южный Урал. – С. 9–35.

Серавкин И.Б., Родичева З.И. Кракинско-Медногорский палеовулканический пояс: Препр. / АН СССР. Башкирск. науч. центр. Ин-т геологии. – Уфа, 1990. – 53 с.

Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой): Объяснительная записка / Межвед. Стратигр. Ком. России. – Екатеринбург, 1993. – 152 с.

Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала / *В.А. Маслов, В.А. Черкасов, В.Т. Тищенко и др.* – Уфа: УНЦ РАН, 1993. – 217 с.

Тектоника Урала / *А.В. Пейве, С.Н. Иванов, В.М. Нечухин и др.* – М.: Наука, 1977. – 120 с.

Формирование земной коры Урала / *С.Н. Иванов, В.Н. Пучков, К.С. Иванов и др. Отв. ред. С.Н. Иванов, С.Г. Самыгин.* – М.: Наука, 1986. – 248 с.

Черменинова И.В. Тектоника венда и нижнего палеозоя восточного склона Урала. – М.: Наука, 1969. – 96 с.

Чибрикова Е.В. Международная стратиграфическая шкала девона, границы подразделений в ней и в разрезах России // Геология, полезные ископаемые и проблемы

экологии Башкортостана: Мат-лы конф. – Уфа, 2004. – С. 105–112.

Чибрикова Е.В., Олли В.А. Первые находки акритарх в метаморфическом комплексе хребта Урал-Тау (Южный Урал) // Изв. Отделения наук о Земле и экологии АН РБ. – Уфа, 1997. – № 1. – С. 42–48.

Чибрикова Е.В., Олли В.А. Экзотические блоки пород в разрезах палеозоя Южного Урала и Северного Кавказа // Ежегодник–1997 / ИГ УНЦ РАН. – Уфа, 1999. – С. 21–25.

Чибрикова Е.В., Олли В.А. Такатинский горизонт (девон) на Южном Урале и на востоке Русской платформы // Изв. Отдел. наук о Земле и экологии АН РБ. – Уфа, 2000. – № 5. – С. 77–88.

Чибрикова Е.В., Олли В.А. Еще раз о допалеозойских отложениях на Южном Урале и в Приуралье // Геология, полезные ископаемые и проблемы геозкологии Башкортостана: Мат-лы 6-й Межрег. Науч.-практ. конф., г. Уфа, март 2006 г. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2006. – С. 54–57.

Язева Р.Г., Бочкарев А.В. Геология и геодинамика Южного Урала. – Екатеринбург: УрО РАН, 1998. – 203 с.

Nakamura N. Determination of REA, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 1974. – Vol. 38, No 5. – P. 757–775.

Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in ocean basins: Geol. Soc. Spec. Publ.* – London, 1989. – № 42. – P. 313–345.