

## О ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ ТУФФИЗИТОВ КРАСНОВИШЕРСКОГО КОМПЛЕКСА (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

© 2003 г. Э. А. Ланда, Л. И. Лукьянова

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт  
199006 Санкт-Петербург, Средний просп., 74*

Поступила в редакцию после доработки 07.05.2001 г.

Приводятся первые данные о геохимических особенностях туффизитов – образований, представляющих собой особую фацию калиевых щелочных пород и предположительно связанных с алмазонасностью региона. Поскольку туффизиты нацело аргиллизированы, их первичная магματοгенная природа устанавливается на основе петролого-минералогических данных. Выявленные геохимические особенности туффизитов конвергентны. По многим параметрам эти породы отвечают составу верхней коры континентов. В то же время они имеют ряд отличий (содержания Y, Zr, весьма высокие в ряде случаев содержания РЗЭ) и сходны с некоторыми породами из группы мадупитовых лампроитов, в частности низкохромистыми орендитами Италии, а также лампроитами Южного Урала. Это сходство проявляется в особенностях распределения как петрогенных элементов, так и РЗЭ, тугоплавких литофилов. Делается вывод о том, что ряд геохимических черт туффизитов являются остаточными и обусловлены магματοгенной первичной природой этих пород.

Проблема коренных источников алмазов на Урале обсуждается давно [1, 2]. В последние годы там обнаружены т. н. “ксенотуффизиты” и “туффизиты” – своеобразные породы, которые предположительно могут быть алмазонасными или представлять собой специфическую фацию алмазонасных пород [1, 2]. Вообще термином “туффизит” обозначают аналог туфов или туфобрекчий, возникающий в связи с интрузиями, вулканическими каналами, диатремами как продукт процессов, обуславливающих появление сильно флюидизированных магματοгенных систем, способных к весьма тонким, в том числе послонным инъециям во вмещающие осадочные породы, а также к захвату, химической и механической переработке фрагментов вмещающих пород [3]. По П. Никсону [4], тела межслоевых пирокластов (т.е. тела туффизитов, по нашей терминологии) представляют существенный интерес как возможный в будущем источник алмазов.

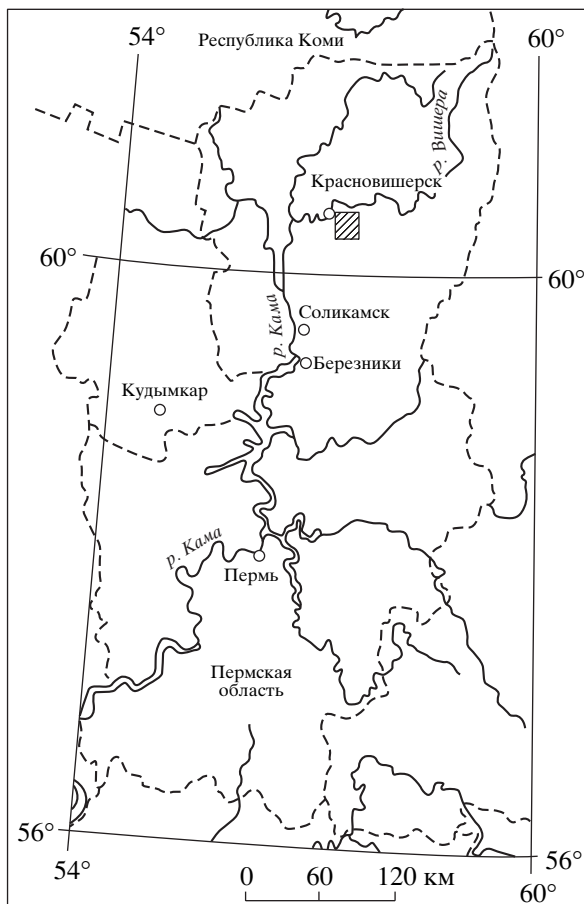
Туффизиты, найденные (рис. 1) в Красновишерском районе Пермской области (красновишерский комплекс), слагают маломощные пластовые тела, иногда жилы и мелкие трубки взрыва [1, 2] в осадочной карбонатно-терригенной толще (кварцевые песчаники, доломиты) венд-карбонного возраста. Сложность идентификации этих пород состоит в том, что они практически нацело замещены глинистыми минералами и представляют собой, по сути дела, аргиллизиты. Их первичная природа устанавливается, однако, достаточно определенно – по секущим местами контактам с вмещающими осадочными породами, по набору специфических реликтовых минералов (ильме-

нит, хромит, натриевый рихтерит, флогопит, гранаты, в т.ч. пироп), по некоторым текстурно-структурным признакам, таким как брекчиевидность, флюидалность, по насыщенности ксеногенным материалом [1]. Геохимические особенности туффизитов красновишерского комплекса пока должным образом не обсуждались. К настоящему времени по ним получен обширный геохимический материал (табл. 1–3) и установлены важнейшие особенности их химического состава.

### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Предполагаемый авторами первично магматический глубинный генезис туффизитов и в то же время существенное влияние на их состав типично коровых процессов обусловили целесообразность сопоставления при необходимости полученных данных с кларками магматической породы, средней глины и верхней коры, рассчитанной в большой мере с учетом состава глин [6].

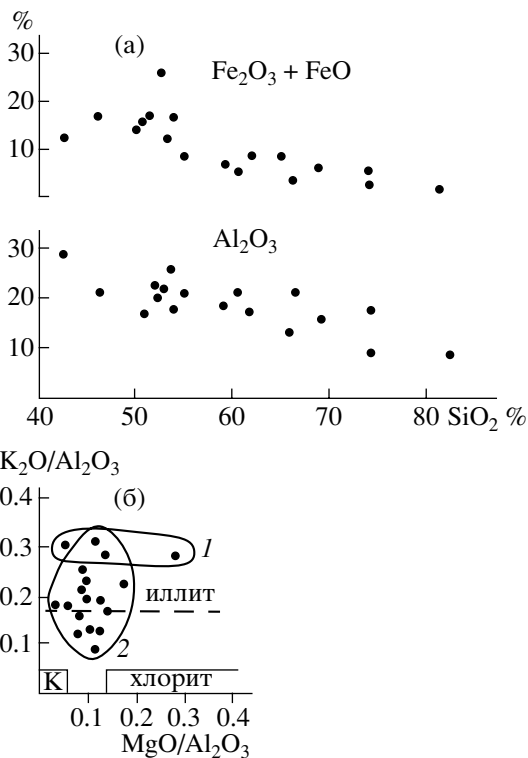
**Петрогенные элементы.** Минеральный состав наблюдаемых полностью измененных туффизитов и ксенотуффизитов соответствует составу глин с существенной примесью кварцевого материала: они богаты алюминием, кремнием, калием, железом, содержания которых, однако, варьируют в достаточно широких пределах (табл. 1, рис. 2). Содержания других элементов – низкие. Фиксируемое насыщение кварцем естественно увеличивает в породах содержание  $\text{SiO}_2$  и уменьшает содержания части других петрогенных элементов (Al, Fe), а также величину п.п.п. Другие



**Рис. 1.** Положение района развития туффитов красновишерского комплекса (заштриховано). Пермская область, Северный Урал.

элементы (К, Са, Mg) не обнаруживают четкой корреляционной зависимости от содержания кремнезема. На их распределение, судя по всему, повлиял процесс аргиллизации, в ходе которого элементы выносились. Устанавливаются, как минимум, два геохимически отличных типа подобных изменений (рис. 2). В ходе первого – практически не изменялась величина отношения К/Al, но увеличивалось относительное и абсолютное содержание Mg (вхождение Mg в состав иллитоподобных продуктов?). В ходе второго – уменьшалось относительное (не абсолютное) содержание К и увеличивалось содержание глинозема, так что величина К/Al уменьшалась. Отмечаются некоторые локальные различия состава туффитов. Специфичны они, в частности, на участке Ю. Рассольная, там для них характерна слабая положительная корреляция между содержаниями  $\text{SiO}_2$  и  $\text{K}_2\text{O}$ , а также в целом особо высокое содержание  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (табл. 1).

**Сидерофильные и транзитные элементы (Cr, Sc, Co, V).** Данные по сидерофильным элементам,



**Рис. 2.** Некоторые особенности распределения петрогенных элементов и их отношений в туффитах красновишерского комплекса:

а) зависимости содержаний  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  от содержания  $\text{SiO}_2$ ;

б) диаграмма  $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ – $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ , по [5]. 1 – тип изменений с увеличением относительного содержания магния; 2 – тип изменений с уменьшением относительного содержания калия и с увеличением относительного содержания алюминия. К – каолинит.

особенно хром (табл. 2, 3), важны в генетическом плане, т. к. в процессе аргиллизации они ведут себя достаточно инертно. Относительно низкие содержания хрома, промежуточные между значениями кларка верхней земной коры (35 г/т) и кларка средней магматической породы (83 г/т) – типичная черта туффитов (табл. 2, рис. 3). Содержания кобальта заметно разнятся от участка к участку: на участке Волянка они выше кларков средней глины и верхней коры, а на участке Ю. Рассольная – в целом ниже. Содержания скандия и ванадия в основном невысокие и соответствуют уровню средней магматической породы, средней глины и верхней коры [6]. Несколько особо выделяются породы участка Ю. Рассольная, в которых содержания скандия в большинстве проб ниже, чем в породах других участков (табл. 2).

**Редкоземельные элементы.** Уровень накопления редкоземельных элементов в туффитах умеренный, подобный таковому как в средней глине, так и в средней магматической породе. Однако в некоторых случаях содержания РЗЭ весь-

**Таблица 1.** Содержания петрогенных окислов (мас. %) в туффизитах красновишерского комплекса

Номер участка	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	nnn	Σ
1	67.88	0.8	9.45	5.16	0.14	0.0033	3.45	2.6	0.13	2.62	0.06	6.55	98.9
2	71.25	1	11.58	4.21	0.14	0.0043	3.25	1.25	0.12	3.32	0.06	4.26	100.4
3	63.15	0.82	16.25	4.21	0.1	0.0044	3.65	1.54	0.04	4.15	0.05	6.35	100.3
4	76.26	0.85	10.1	1.62	0.14	0.0029	3.22	1	0.15	3.76	0.06	3.04	100.2
5	60.8	0.85	13.65	6.62	0.93	0.0051	4.22	0.42	0.13	5.48	0.2	6.38	99.7
6	53.5	1.1	18.4	11.7	0.47	0.095	1.7	1.6	<0.2	5	0.28	6.4	100.2
7	56.4	1.2	22.3	5.2	<0.1	<0.010	1.2	0.58	<0.2	6.8	0.38	6	100.1
8	71.8	0.71	18.20	3.50	<0.30	<0.01	1.4	0.26	<0.20	3.5	0.059	0.67	99.9
9	68.1	0.69	18.00	4.30	0.26	<0.01	1.4	0.29	<0.20	3.4	0.078	3.5	100.0
10	77.4	0.36	8.90	4.10	1.5	<0.01	2.2	0.42	<0.20	1.8	0.38	2.5	99.6
11	92.2	0.089	4.7	0.4	0.4	<0.010	0.28	0.038	<0.2	1.1	<0.050	0.8	100.0
12	71.3	0.52	18.3	0.99	0.47	<0.010	0.92	0.09	<0.2	4.6	0.077	2.9	100.2
13	81.8	0.19	5.4	5.5	<0.1	1.4	0.8	0.22	<0.2	1.3	0.2	2.6	99.5
14	67.6	0.71	15.8	4.3		0.03	2.5	1.4	0.14	3.6	0.32	3.5	99.8
15	58.8	0.99	19.9	7.6		0.14	2.1	0.21	<0.050	5.4	0.3	4.1	99.5
16	73.5	0.67	16.3	3.9		<0.030	0.25	0.18	<0.050	0.92	0.33	3.5	99.6
17	66.3	0.93	17.9	4.6		<0.030	1.3	0.2	<0.050	4.3	0.23	3.6	99.4
18	59.8	0.62	16.7	11.9		<0.030	0.94	0.18	<0.050	3.9	0.18	2.9	97.0
19	66.1	0.87	19.1	2.8		<0.030	1.5	0.3	<0.050	4.7	0.13	3.8	99.2
20	63.7	0.75	18.2	5		<0.030	2	0.59	0.11	4.2	0.25	4.6	99.3
21	84.8	0.27	6.4	2.1		<0.030	0.92	0.44	0.71	1.2	0.36	1.3	98.5
22	68.1	0.61	15.50	6.90	<0.30	<0.01	1.5	0.47	<0.20	2.6	0.21	3.6	99.6
23	65.8	0.70	16.30	4.80	2.0	0.016	2.2	0.38	1.1	2.1	0.072	4.0	99.5
24	61.9	0.80	17.80	9.40	<0.30	<0.01	1.9	0.28	<0.20	3.4	0.052	5.0	100.6
25	60.6	0.80	17.50	10.20	<0.30	0.013	2.2	0.41	<0.20	3.2	0.057	5.7	100.5
26	61.5	0.73	18.9	5.1	0.56	0.033	1.5	0.58	1.2	3.3	0.28	6.4	100.1
27	56.8	0.89	22.5	2.6	3.8	0.024	2.1	0.4	0.64	3.8	0.079	6.4	100.1

Примечание. Анализ рентгено-спектральный, выполнен в лаборатории ВСЕГЕИ. Участки: 1–7 – Волынка, 8–10 – Сырая Волынка, 11–21 – Южная Рассольная, 22–25 – Илья–Вож, 26–27 – Чурочная.

ма высокие, такие же, как в щелочных породах, лампроитах и кимберлитах (табл. 2). Главная же особенность – это характер распределения элементов. Преобладание во всех случаях легких лантаноидов сочетается с близостью относительных содержаний тяжелых и средних РЗЭ (рис. 3), а увеличение общего содержания элементов влечет уменьшение величины отношения легких и тяжелых РЗЭ (рис. 4). Наличие европиевого минимума относительно частая, но не обязательная черта распределения РЗЭ в туффизитах. Состав же РЗЭ в некоторых образцах участка Ю. Рассольная характеризуется наличием цериевого максимума (табл. 2).

Другие литофильные элементы с большим ионным радиусом. Содержания этих элементов в целом низкие (табл. 2, 3). Особенно мало содер-

жание стронция (табл. 3, рис. 3). Оно значительно меньше, чем в средней магматической породе (340 г/т), верхней коре (350 г/т) или в средней модельной глине (200 г/т). Только на участке Ю. Рассольная в одной из скважин в интервале 3–13 м отмечены высокие содержания Sr (до 1600 г/т). Содержания Th, U находятся на уровне соответствующих кларков глины, верхней коры или магматической породы. Содержание Rb достаточно непостоянно (11–180 г/т), в среднем (99 г/т) оно ниже и кларка магматической породы (150 г/т), и кларка верхней коры (112 г/т), и кларка модельной глины (160 г/т).

**Тугоплавкие литофильные элементы.** Содержания Zr, Y, Ti – умеренные, превосходящие кларки верхней коры и средней магматической породы (табл. 1, 2). Характерен согласованный тип из-

Таблица 2. Содержания Sr, Cr, Co, Cs, R3Э, Hf, Ta, Th, U в туффиизитах красновишерского комплекса (г/т)

Номер шт	Номер в табл. 1	Sc	Cr	Co	Sb	Cs	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	Hf	Ta	Th	U
1		21.8	111	26	2.4	4.1	116	118	116	21.1	5.51	2.89	7.8	1.1	5	1.2	13.8	13.1
2		21.8	99	23	0.89	7.9	50	97	50	9.08	2.39	1.4	4.1	0.61	6.6	1.5	13.5	5.8
3	1	10.4	49	33	<0.3	5.1	40	83	37	7.1	1.53	1.1	3.2	0.46	9	1	11.8	1.8
4	2	13.1	67	44	0.62	6.8	43	88	40	6.7	1.37	0.94	4	0.61	8.9	1.3	13.5	2.9
5	3	17.8	89	54	0.87	11.3	49	90	36	5.12	0.92	0.69	3	0.45	7	1.3	16.9	2.1
6	4	13	63	16	<0.3	8.6	38	87	37	6.71	1.23	0.96	3.9	0.58	11.5	1.3	13.5	2.1
7	5	12.5	64	13	0.66	6.3	43	87	40	7.58	1.56	1.2	3.6	0.53	9	1.1	12	1.9
8	6	19.6	97	21	1.3	9.6	49	97	50	8.69	2.17	1.2	3.7	0.55	5.5	1.6	14.2	8
9	7	22.7	66	7.8	2.5	3.9	64	94	66	12.1	3	1.8	5.4	0.8	7.1	0.79	14.6	8.7
10		16.6	80	14	0.38	8.1	52	97	47	7.9	1.54	1.1	3.4	0.51	8.5	1.2	15.9	2.4
11	8	11.1	86	6	<0.3	2.1	43	78	35	5.86	1.1	0.69	2.5	0.37	7.8	0.93	11.9	1.8
12	9	12.8	100	14	<0.3	3	48	88	37	5.54	1.16	0.67	2.8	0.42	9.2	1.1	13.1	2
13	10	7.88	54	20	<0.3	0.55	76	199	81	16.4	3.67	1.9	3.7	0.55	11.8	0.48	12.9	2
14	11	2.12	107	2.1	<0.3	0.35	10	21	8.5	1.08	0.25	0.17	0.69	0.1	4.8	0.17	3	0.45
15	12	10.7	97	3.7	0.29	1.6	48	92	49	8.33	1.86	0.94	2.3	0.34	12.5	1.2	12.6	0.98
16	13	4.24	66	73	<0.3	2.6	17	64	26	5.71	1.22	0.84	2.2	0.33	3.8	0.31	3.8	1.6
17		2.98	111	3.1	<0.3	2.7	22	43	16	2.94	0.62	0.46	1	0.14	6.2	0.24	6.1	0.67
18		8.55	95	7.8	0.38	7.1	30	49	21	3.52	0.73	0.5	1.5	0.22	6.8	0.64	7.9	0.94
19		12.4	80	9.2	<0.3	9.5	30	49	25	3.82	0.76	0.56	2	0.3	9.1	0.81	9.1	1.9
20	14	8.53	61	9.1	<0.3	1.4	28	65	26	4.53	1.03	0.53	1.7	0.25	6.2	0.58	8.2	1.3

Таблица 2. Окончание

Номер пп	Номер в табл. 1	Sc	Cr	Co	Sb	Cs	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	Hf	Ta	Th	U
21		18	145	22	<0.3	3	53	91	35	5.25	1.03	0.67	2.1	0.31	6.2	1.2	13.9	1.7
22	15	11.9	71	16.5	1.4	3	37.9	52.4	33.5	4.61	0.97	0.74	2.48	0.36	6.4	1.11	13.5	3.7
23	16	7.68	204	1.27	<1.0	<0.5	37.3	69.3	37.2	7.04	1.37	0.75	1.6	0.24	7.8	0.74	12.2	1.1
24	17	9.59	77	1.12	<1.0	<0.5	45.2	93.6	55.4	9.36	1.8	0.96	1.98	0.28	8.1	0.9	15.3	1.5
25	18	8.46	60	8.75	<1.0	1	40.3	73.1	34.2	3.95	0.33	0.41	1.61	0.22	6.2	0.95	13	1.6
26	19	8.72	58	21	<1.0	0.84	34.2	63.6	23.5	2.86	0.49	0.35	1.37	0.21	6.6	0.78	12.5	1.3
27	20	10.8	70	12.6	<1.0	1.6	38.2	76.7	35.3	5.88	1.19	0.62	1.86	0.26	5.9	0.69	13.6	1.7
28	21	3.08	25.1	1.96	<1.0	<0.5	16.4	35.7	17.9	3.29	0.97	0.46	1.29	0.19	4.9	0.26	5.8	<0.5
29	22	9.3	70	14	<0.3	2.1	26	53	22	3.53	0.76	0.68	1.8	0.26	6.7	0.73	9.1	1.6
30	23	10.5	84	29	<0.3	1.3	26	50	27	5.96	1.49	1.1	2.4	0.36	6.2	0.81	8.8	1.2
31	24	19.2	108	6.7	<0.3	6.1	143	158	72	11.3	2.58	1.8	6.3	0.94	7.6	3.4	24.9	2.1
32	25	21.3	120	10	<0.3	7.7	119	147	62	10.3	2.42	1.85	5.3	0.8	7.2	3.2	25.9	2.2
33	26	14.4	106	12	0.64	2.5	56	97	47	7.52	1.54	1.1	3.1	0.46	9.8	1.9	17.7	2.9
34	27	17.1	151	23	<0.3	3.5	53	114	50	8.14	1.71	1.1	2.4	0.36	5.5	1.2	16.9	2.7
35		4.16	102	8.6	<0.3	<0.5	13	26	10	2.67	0.6	0.45	1.1	0.17	3.2	0.42	4.1	1.7
36		1.08	21.1	3.6	<0.5	<0.5	10.7	20.2	8.3	1.13	0.227	0.106	0.47	<0.1	3.5	0.12	2.1	0.64
37		10.5	74	20.4	<0.5	1.3	41.2	89.8	36.6	5.65	1.29	0.81	2.22	0.32	9.8	0.97	14.5	2.1
38		15.9	106	1.7	<0.5	1.2	63.2	125.8	57.7	9.68	1.89	1.32	3.51	0.51	12.9	1.91	21.6	3.2
39		1.12	19.1	0.93	<0.5	<0.5	7.35	14.6	7.8	1.10	0.187	0.15	0.62	0.097	3.4	0.12	2.3	0.59

Примечание. Участки 1–9 – Волынка, 10–13 – Сырая Волынка, 14–28 – Южная Рассольная, 29–32 – Илья-Вож, 33–35 – Чурочная, 36–39 – Дресвянка. Анализ – нейтронно-активационный, выполнен в лаборатории ИГГД.

**Таблица 3.** Содержания Ba, V, Rb, Sr, Zr, Y, Nb в туффизитах красновишерского комплекса (г/т)

Номер	Ba	V	Rb	Sr	Zr	Y	Nb
1			130	58	200	120	
2			180	62	250	45	
3			93	47	350	37	
4			120	57	330	35	
5			180	61	240	25	
6			130	40	440	36	
7			130	38	330	35	
8	<1000	100	220	64	230	46	25.1
9	170	410	130	66	260	79	16
12	520	<100	100	56	300	25	
13	520	<100					
14	<100	<100	18	25	180	6.9	3.2
15	130	<100	72	1.3	420	22	17
16	1100	<100	31	19	150	34	4.2
20	400	<100	68	47	230	17	11
22	460	<100	110	34	240	25	
23	540	<100	11	730	320	20	
24	3800	<100	34	1440	340	20	
25	26000	190	80	220	270	18	
26	2400	<100	91	70	230	13	
27	3300	<100	110	90	250	24	
28	9400	<100	24	91	220	12	
29	370	<100	69	27	220	15	
30	380	<100	58	47	220	22	
31	330	170	110	75	350	56	
32	330	160	110	61	300	48	
33	290	<100	110	70	330	28	29.4
34	130	120	140	98	220	34	21.6

Примечание. Ba, V – определены рентгено-спектральным методом, Rb–Nb – рентгено-флуоресцентным методом. Анализы выполнены в лаборатории ВСЕГЕИ. Номера соответствуют номерам в табл. 2.

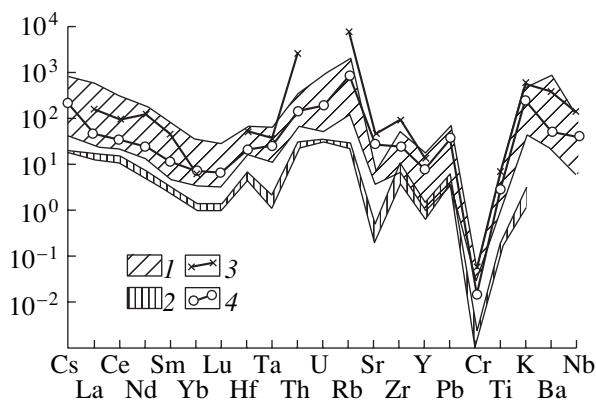
менчивости содержаний элементов, на что указывает единый тренд на диаграмме Zr/Y–Ti/Y (рис. 5). Содержания Hf – в целом на уровне кларков модельной глины и верхней коры, а содержания Ta – ниже таких кларков (табл. 2).

Заканчивая рассмотрение общих геохимических особенностей туффизитов, отметим, что, несмотря на заметные колебания общего состава, они отличаются в основном достаточно однотипным распределением малых элементов, выдержанностью трендов, характеризующих изменчивость их содержаний (рис. 4). Соотношения между отдельными элементами и группами элементов устойчивы. Отсюда следует, что туффизиты в целом – это сложная, но химически единая породная группа. Можно говорить лишь о некоторой специ-

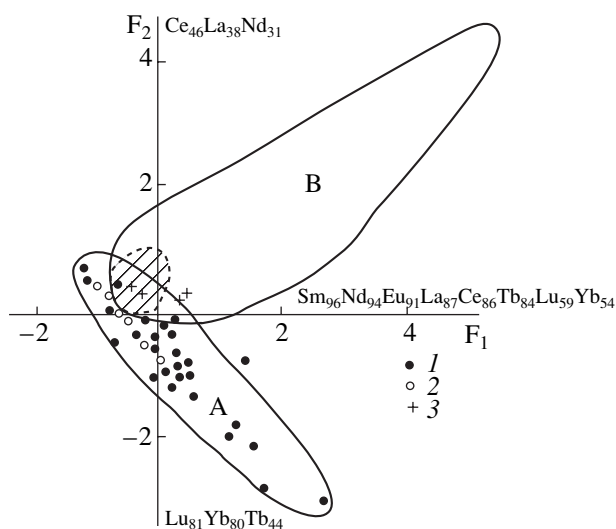
фике состава части туффизитов участка Ю. Рас- сольная.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

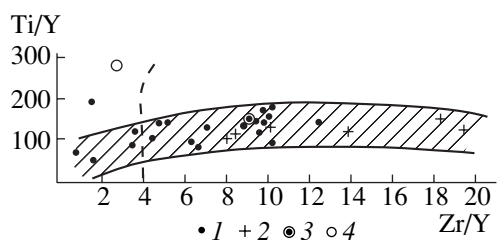
До недавнего времени характеризующие здесь туффизиты рассматривались как осадочные породы. Геохимические исследования действительно указывают на их сходство с модельными коровыми составами, о чем свидетельствует, в частности, конформность распределения малых элементов в них и в т. н. “среднем составе верхней коры” (рис. 3), рассчитанном [6], исходя в большей мере из составов осадочных глин (глинистых сланцев). Устанавливаются, однако, и отличия модельных глин и туффизитов. Различны, в частности, содержания Mn, а также Zr, Y (рис. 6). Особое зна-



**Рис. 3.** Нормированные по примитивной мантии содержания малых элементов и калия в туффизитах (1), терригенных породах, вмещающих туффизиты (2), породе из группы мадупитовых лампроитов Италии (3), среднем составе верхней коры (4).



**Рис. 4.** Диаграмма главных компонент для туффизитов, некоторых кимберлитов и лампроитов. А – поле туффизитов (1) и пород, вмещающих туффизиты (2), В – поле кимберлитов и лампроитов, в т.ч. лампроитов южного Урала (3) и кимберлитов Архангельской провинции (заштриховано).



**Рис. 5.** Диаграмма  $Zr/Y-Ti/Y$  для туффизитов и пород типа мадупитовых лампроитов [7]. 1 – туффизиты, 2 – мадупитовые лампроиты Италии, 3 – верхняя кора, 4 – примитивная мантия. Штриховая линия разделяет поля “мантийных” (слева) и “коровых” (справа) составов.

чение имеет то обстоятельство, что уровень накопления некоторых элементов (РЗЭ, К) в части туффизитов (табл. 1, 2) значительно превышает таковой в средней глине и во вмещающих туффизиты осадочных породах. В связи с этим важно ответить на вопрос, каковы геохимические особенности тех разрезов, составными частями которых во многих случаях являются туффизиты. Проведенные исследования установили практически полную однотипность распределения малых элементов в туффизитах и вмещающих породах при разных уровнях накопления (низких во вмещающих породах), а также совпадение трендов изменчивости содержаний элементов (рис. 3, 4). Это свидетельствует, что специфика изученных разрезов в целом определяется туффизитами, в частности примесью их вещества в карбонатных и терригенных осадочных образованиях.

Каковы же могли быть особенности химического состава туффизитов до их глинизации? Геологические и петрографо-минералогические данные [1] указывают, что это мог быть состав, близкий субвулканическим существенно калиевым породам. Действительно, просмотр обширных литературных данных по такого рода образованиям показал, что туффизитам близки некоторые породы Италии, отнесенные к семейству орендитов–мадупитов–камафугитов [7], которые, согласно классификации [8], следует называть мадупитовыми лампроитами. Помимо общей близости составов в отношении как петрогенных, так и малых элементов (рис. 3,7), укажем на:

а) особенности соотношения тугоплавких литофильных элементов – на диаграмме  $Zr/Y-Ti/Y$  туффизиты (за исключением части пород участка Рассольная) и мадупитовые лампроиты образуют единый тренд (рис. 5);

б) особенности соотношения редкоземельных элементов – на диаграмме  $Sm-La/Yb$  туффизиты образуют тренд, практически совпадающий с трендом некоторых мадупитовых лампроитов (рис. 8).

Поскольку мадупитовые лампроиты отличаются широкими колебаниями состава, туффизиты могут быть параллелизованы только с их частью, а именно с низкохромистыми орендитами из областей Монтекатина и Оркиатико в северной Тоскане [7]. При этом естественны и различия параллелизуемых пород, в частности по содержанию легкоподвижных литофилов (Sr, Th и т.п.) и некоторых других элементов (рис. 3).

Определенные черты сходства обнаруживают туффизиты и с породами типа лампроитов, обнаруженными недавно на Урале (колымбаевский комплекс в Челябинской области), у которых практически тот же тип распределения РЗЭ с малой дифференциацией в области средних и тяжелых РЗЭ и те же особенности изменчивости содержаний элементов, выявляемые на диаграммах

Zr/Y–Ti/Y и Sm–La/Yb (рис. 5, 8). При этом естественны и различия: лампроиты богаче магнием, кальцием, беднее в целом алюминием, кремнием и в некоторой степени – калием. Резко отличаются они по содержанию хрома и стронция, уровень накопления которых отвечает таковому в типичных лампроитах.

Таким образом, проведенный сравнительный анализ указывает на двойственность, конвергентность геохимических особенностей туффизитов красновишерского комплекса. Будучи близкими по составу верхнекоровым образованиям, в особенности модельным осадочным глинам, они имеют и черты, которые предпочтительнее объяснить, предполагая первичную магматогенную природу туффизитов. В рамках подобного предположения целесообразно подробнее обсудить такую типоморфную и конвергентную особенность туффизитов, как отсутствие дифференциации в содержании средних и тяжелых РЗЭ. Как показано выше, та же особенность отличает верхнекоровые образования, в частности “средние глины”. В то же время, хотя большая часть типичных лампроитов, минетт, кимберлитов и других существенно калиевых магматических пород характеризуется заметным обеднением тяжелыми РЗЭ относительно легких и средних (рис. 9), некоторые представители этой петрографической группы имеют охарактеризованный выше “коровый” тип распределения РЗЭ. Таковы, например, кимберлиты зимнебережного комплекса Русской платформы из Золотицкого поля, в частности ксенотуфобрекчии алмазоносной трубки “Снегурочка” и автолитовые брекчии алмазоносной трубки “Карпинского-II” (рис. 9). При этом если ксенотуфобрекчии “Снегурочки” содержат большое количество кварца из вмещающих терригенных пород вендского возраста, что обуславливает повышенные содержания в них SiO<sub>2</sub>, то автолитовые кимберлиты трубки “Карпинского-II” не содержат ксеногенного материала и являются практически неконтаминированными ультраосновными породами. Общей минералогической особенностью кимберлитов Золотицкого поля и рассматриваемых трубок является крайне низкое содержание граната и практически полное отсутствие ксенолитов эклогитов.

Подобное же распределение РЗЭ характеризует и лампроиты южного Урала (Шейнский карьер), в т.ч. и сохранившие первичную структуру и первичный минеральный состав.

В связи с этим важно ответить на вопрос: возможно ли, что рассматриваемая особенность туффизитов есть следствие насыщения их коровым осадочным веществом или это их особенность не связана с контаминацией?

Если говорить о наблюдаемом насыщении туффизитов веществом вмещающих терригенно-

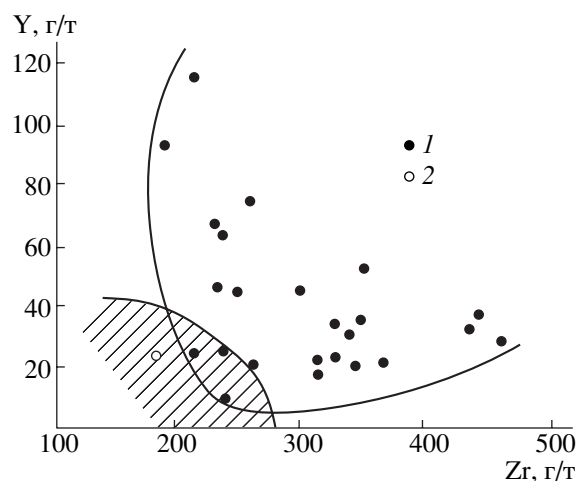


Рис. 6. Диаграмма Zr–Y для модельных глин [6] и туффизитов. 1 – туффизиты, 2 – средняя модельная глина, по [6], заштриховано поле глин.

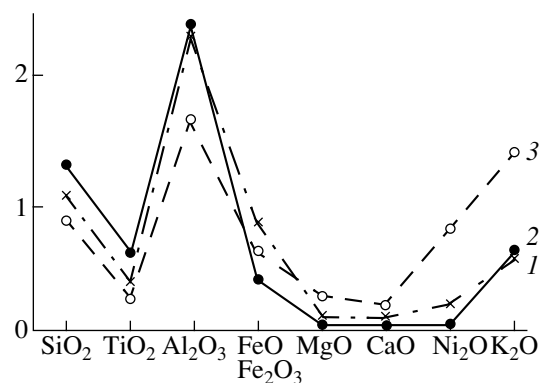


Рис. 7. Нормированные по среднему лампроиту [9] содержания петрогенных элементов в некоторых туффизитах – 1, 2 и низкохромистом орендите [7] – 3.

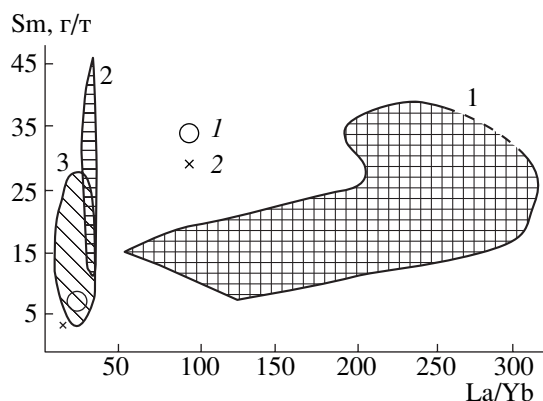
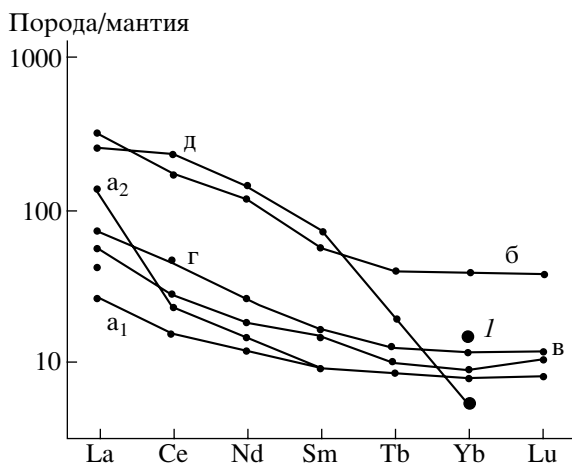


Рис. 8. Диаграмма Sm–La/Yb по [10] с добавлениями. Поля: 1 – типичные лампроиты разных районов мира, 2 – мадуитовые лампроиты, 3 – туффизиты. Знаки: 1 – лампроиты Урала (колымбаевский комплекс), 2 – средний состав верхней коры, по [6].





**Рис. 9.** Нормированные по примитивной мантии содержания РЗЭ.  $a_1$ ,  $a_2$  – расчетные составы:  $a_1$  – получен при условии селективного смещения РЗЭ, дающем график, подобный графику для средней глины,  $a_2$  – получен при условии смещения 20% РЗЭ лампроита и 80% РЗЭ средней модельной глины), б – богатый РЗЭ туффзит, в – выплавка (2.5% плавления) из примитивного шпинелевого лерцолита по [11], г – кимберлит из золотицкого поля Архангельской провинции, д – средний лампроит, по [9]. I – содержания Yb в среднем лампроите и средней глине.

карбонатных пород, то ответ отрицательный, поскольку, как показано выше, особенности последних определяются примесью туффзитов. Их же собственная литофильная составляющая, в особенности содержания РЗЭ, слишком несущественна, чтобы решающим образом менять какой-либо первичный состав.

Проверим и другое допущение: на микроэлементный состав туффзитов повлияла относительно глубинная контаминация коровым материалом – глинистыми сланцами, апелитовыми гнейсами и т.п. Проверка произведена путем подбора содержания Yb, промежуточного между типичным для таких пород, как лампроиты, и средней корой, и построения графика (рис. 9), подобного таковому для типичного туффзита. Такой подход предполагает селективное смещение РЗЭ. Кроме того, построен и график, предполагающий полное смещение РЗЭ в заданной пропорции (80% глины и 20% лампроита). В результате (рис. 9) очевидно, что предложенный процесс может объяснить, да и то не в полной мере, особенности туффзитов с умеренными содержаниями РЗЭ, но не приемлем для туффзитов с высоким их содержанием. С этим выводом согласуются и результаты факторного анализа (рис. 4). Крайнее правое положение в четком “туффзитовом” тренде занимают породы, богатые РЗЭ, т.е. именно в них особенно четко проявлено предположенное “коровое” распределение тяжелых РЗЭ. Исходя из сказанного и с учетом того, что туффзиты

– это единая группа пород, рассматриваемое допущение не может быть принято.

Неподтверждение контаминационной “коровой” модели делает более вероятным предположение о том, что многие геохимические особенности туффзитов, в т.ч. и такие, которые могут интерпретироваться как “коровые”, являются остаточными и обусловлены первично магматогенной природой пород. Как известно, калиевые щелочно-ультраосновные породы являются продуктом мантийного петрогенеза. В рассматриваемом случае прямую связь с подобным процессом могли иметь более примитивные, чем туффзиты (или первично – породы типа низкохромистых мадупитовых лампроитов) образования. Таковыми могли быть высокохромистые лампроиты, подобные найденным в Италии [7] или на Урале. Высокая магнезиальность, относительно высокие содержания хрома и никеля указывают на то, что их составы представляют собой приближение к мантийной выплавке. Процессы дифференциации подобного рода первичных расплавов обуславливали появление менее основных, бедных магнием и хромом составов. При этом из первичного расплава должны были удаляться в значительных количествах оливин, хромшпинелид, апатит, клинопироксен и в небольшом количестве флогопит. В результате вторичный расплав обеднялся Ca, Mg, Cr, Sr и обогащался Al, K. Подобного рода дифференциация описана в литературе: образование бедных Mg, Ca, Cr и богатых Al вторичных расплавов, из которых кристаллизовались некоторые минералы острова Калимантан [9], происходило при вероятном удалении из первичной выплавки 51% минералов (магнетита, клинопироксена, апатита и флогопита). Данные по глубинным включениям в итальянских лампроитах [12] также указывают на широкую проявленность такого рода дифференциации.

Образование существенно калиевых выплавок возможно только из обогащенных калиевыми минералами (флогопит, амфибол) субстратов [13, 14], возникающих при процессах мантийного метасоматоза. Принято, что такого рода метасоматоз обусловлен: а) рециклингом коры, в т.ч. верхней в мантию [7, 15, 16]; б) внутримантийными неоднородностями [17]. И в том, и в другом случае специфика выплавки определяется закономерностями уже собственно мантийного процесса, в частности составом субстрата, степенью плавления, минералогическим составом остатка. Выплавление первичного для туффзитов расплава происходило, вероятно, при условии отсутствия в остатке граната – основного концентратора тяжелых РЗЭ, т.е. на относительно умеренной глубине, в области устойчивости шпинелевых лерцолитов. Возможность образования богатых калием расплавов на относительно небольших глубинах показана Вендландтом и Эгглером [18].

Присутствие в остатке шпинели и особенно клинопироксена, а не граната обеспечивало в выплавке, возникавшей в подобных условиях, распределения РЗЭ, подобное наблюдаемому в уральских туффизитах, лампроитах и архангельских кимберлитах. Действительно, коэффициенты распределения в системе расплав–клинопироксен для средних и тяжелых РЗЭ [19] наиболее близки друг к другу ( $K_{Sm} = 0.26$ ;  $K_{Yb} = 0.30$ ). У других фаз (исключая шпинель) различия между коэффициентами значительно выше. Поэтому первичные для туффизитов выплавки могли возникнуть при плавлении флогопитизированного и пироксенизированного лерцолита или флогопитизированного оливинового пироксенита. Расчетное моделирование [11] также показало, что при малых степенях плавления шпинелевого лерцолита распределение РЗЭ в выплавке подобно рассматриваемому (рис. 9). Таким образом, некоторые особенности химического состава туффизитов действительно могли быть обусловлены их первично магматогенной природой.

Естественно, что на особенности состава туффизитов сильно повлияли процессы аргиллизации, способствовавшие выносу ряда подвижных элементов, особенно Sr, который, как и ряд других литофилов, активно выщелачивался совместно с Ca, Mg, K.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное исследование показало, что, несмотря на самые интенсивные вторичные изменения, туффизиты красновишерского комплекса сохранили некоторые особенности состава (распределение РЗЭ, соотношение содержаний ряда тугоплавких литофилов, содержание хрома), связанные с их первично магматогенной природой. Можно, таким образом, говорить о согласии имеющихся геохимических, петрографических и минералогических данных по туффизитам. Выявленные отличия туффизитов от модельных глин (например, распределение циркония и иттрия), возможно, следует использовать в комплексе с другими критериями для разделения туффизитов и визуально на них похожих образований иного генезиса.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лукьянова Л.И., Лобкова Л.П., Маревичев А.М. и др. Коренные источники алмазов на Урале // Рег. геол. и металлогения. 1997. № 7. С. 88–97.
2. Рапопорт М.С., Левин В.Я., Рудица А.И., Наседкин В.Г. Алмазоносность Урала (достижения и задачи дальнейших исследований) // Геология и металлогения Урала. Т. 1. Екатеринбург, 1998. С. 256–277.
3. Геологический словарь, Т. 2. М.: Недра, 1973. 455с.
4. Nixon P. The morphology and nature of diamondiferous occurrences // Int. G. P. Rock Mech. And Mining Sci. and Geomech. Abstr. 1996. V. 33. № 33. 104–105.
5. Davidson G., Gandhi S. Unconformity-Related U-Au Mineralisation in the middle proterozoic Thelon sandstone, Boomerang Lake prospect, Northwest Territories, Canada // Econ. Geol. 1989. V. 84. № 1. P. 143–157.
6. Тейлор С., Мак-Леннан С. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 379 с.
7. Pecerillo A., Poli G., Serri G. Petrogenesis of orenditic and camafugitic rocks from Central Italy // Can. Miner. 1988. V. 26. Part. 1. P. 45–65.
8. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1997. 160 с.
9. Bergman S., Dunn D., Krol L. Rock and mineral chemistry of the Linhaisal minette, Central Kalimantan, Indonesia, and the origin of Borneo diamonds // Can. Miner. 1988. V. 26. Part 1. P. 23–43.
10. Mitchell R., Bergmann S. Petrology of lamproites // New York.
11. Abdel-Rahman, Kumarapeli P. Geochemistry and petrogenesis of the Tibbit Hill metavolcanic suite, Quebec Vermont // Am. J. Sci. 1999. V. 299. № 4. P. 225–234.
12. Gaeta M., Trigil R. Ultramafic xenoliths bearing on the origin of Central Italy potassic magmatism // Terra. Abstracts. Orlean, France. 1993. P. 15–16.
13. Arima M., Edgar A. High pressure experimental studies on katungite and their bearing on the genesis of some potassium-rich magmas of the western branch of the African Rift // J. Petrol. 1983. V. 24. P. 166–187.
14. Рябчиков И.Д. Мантийный метасоматизм и генерация кимберлитовых магм // Основные направления геохимии. М., 1996. С. 70–77.
15. Nelson D., McCulloch V., Sun S.-S. Origin of ultrapotassic rocks as inferred from Sr, Nd and Pb isotopes // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1986. V. 50. P. 231–245.
16. Edgar A. Role of subduction in the genesis of leucite-bearing rocks: discussion // Contribs Mineral. Petrol. 1980. V. 73. P. 429–431.
17. Cundari A. Role of subduction in the genesis of leucite-bearing rocks: facts or fashion? Replay to A.D. Edgar's discussion paper // Contribs Mineral. and Petrol. 1980. V. 73. P. 432–434.
18. Wendlandt R., Egger D. The origin of potassic magma // Amer. J. Sci. 1980. V. 280. P. 385–458.
19. Wedepohl K. Origin of the Tertiary basaltic volcanism in the northern Hessian depression // Contribs Mineral. and Petrol. 1985. V. 89. № 2/3. P. 122–143.