

ИСТОЧНИКИ КЛАСТИКИ ДЛЯ ВЕРХНЕРИФЕЙСКОГО АРКОВОГО КОМПЛЕКСА ЮЖНОГО УРАЛА: НЕКОТОРЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОГРАНИЧЕНИЯ

© 2022 г. А. В. Маслов*

Геологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

*e-mail: amas2004@mail.ru

Поступила в редакцию 10.03.2022 г.

После доработки 25.04.2022 г.

Принята к публикации 28.05.2022 г.

Рассмотрена систематика Rb, Hf, Y, Zr, Nb, Yb, Ta и ряда других редких и рассеянных элементов в песчаниках и тонкозернистых обломочных породах (глинистых сланцах и мелкозернистых глинистых алевролитах) верхнерифейского аркового комплекса Южного Урала (бирьянская подсвета зильмердакской свиты каратауской серии). Эти породы сформированы в течение первого седиментационного цикла, поэтому можно считать, что их литогеохимические особенности в существенной степени отражают петрогеохимические характеристики материнских пород, в данном случае – гранитоидов. Анализ распределения фигуративных точек арковых и субарковых песчаников и тонкозернистых обломочных пород на ряде дискриминантных диаграмм позволяет сделать вывод, что основными источниками кластики для верхнерифейского аркового комплекса выступали граниты вулканических дуг (VAG) и коллизийные (COLG). Возможно, среди них были также и внутриплитные граниты (WPG), что достаточно хорошо видно на большинстве диаграмм Дж. Пирса с соавторами, а также на диаграммах Hf–Rb–Ta и Zr–(Nb/Zr)_{PM}. По своим петрогеохимическим характеристикам эти граниты могли принадлежать к щелочным и магнезиальным разностям и были близки к S-гранитам. В пользу такого предположения говорит и свойственный арковым песчаникам бирьянской подсветы зильмердакской свиты широкий спектр U-Th-U-изотопных возрастов присутствующих в них обломочных цирконов, возможно отражающий спектр возрастов ксенокристов циркона, унаследованных от источника/ов расплава. Все сказанное, хотя и не дает представления о конкретных массивах и районах их бывшего распространения, позволяет детализировать информацию о возможной природе гранитов-источников кластики для верхнерифейского аркового комплекса Южного Урала.

Ключевые слова: Южный Урал, верхний рифей, зильмердакская свита, бирьянская подсвета, арковые и субарковые песчаники, тонкозернистые обломочные породы, литогеохимия, типы гранитов-источников кластики

DOI: 10.31857/S0016752522110073

ВВЕДЕНИЕ

В стратотипическом разрезе рифея (западный склон Южного Урала, Башкирский мегантиклинорий) на двух уровнях – в основании нижнерифейской бурзянской серии (липовская подсвета айской свиты) и в основании верхнерифейской каратауской серии (бирьянская подсвета зильмердакской свиты) присутствуют арковые и субарковые песчаники (Стратотип..., 1983; Нижний..., 1989; Маслов и др., 2002). Это соответственно ниже- и верхнерифейский арковые комплексы Южного Урала (Маслов, 1990; Маслов, Гареев, 1992). Известно, что аркозы – это специфический класс песчаников, состоящих преимущественно из кварца и калиевых полевых шпатов, и предположительно образующихся при

разрушении гранитов и сходных с ними по составу пород (Петтиджон и др., 1976; Петтиджон, 1981; Кузнецов, 2011; Япаскурт, 2016). Мощность липовской подсветы составляет порядка 400 м (Гарань, 1969; Нижний..., 1989; и др.), мощность бирьянской подсветы варьирует от 800 до 2500 м (Маслов и др., 2002), а в ряде разрезов может достигать, по всей видимости, и 3500 м (Маслов и др., 2001; и др.). Липовские аркозы известны на территории Башкирского мегантиклинория только на периферии Тараташского выступа (Стратотип..., 1983; Нижний..., 1989), тогда как бирьянские прослеживаются от нижнего течения р. Сатка на севере до тракта Стерлитамак–Верх. Авзян и далее на юг (Маслов, 1988; Маслов и др., 2002; и др.). Поэтому, именно бирьянские аркозы (рис. 1) можно счи-

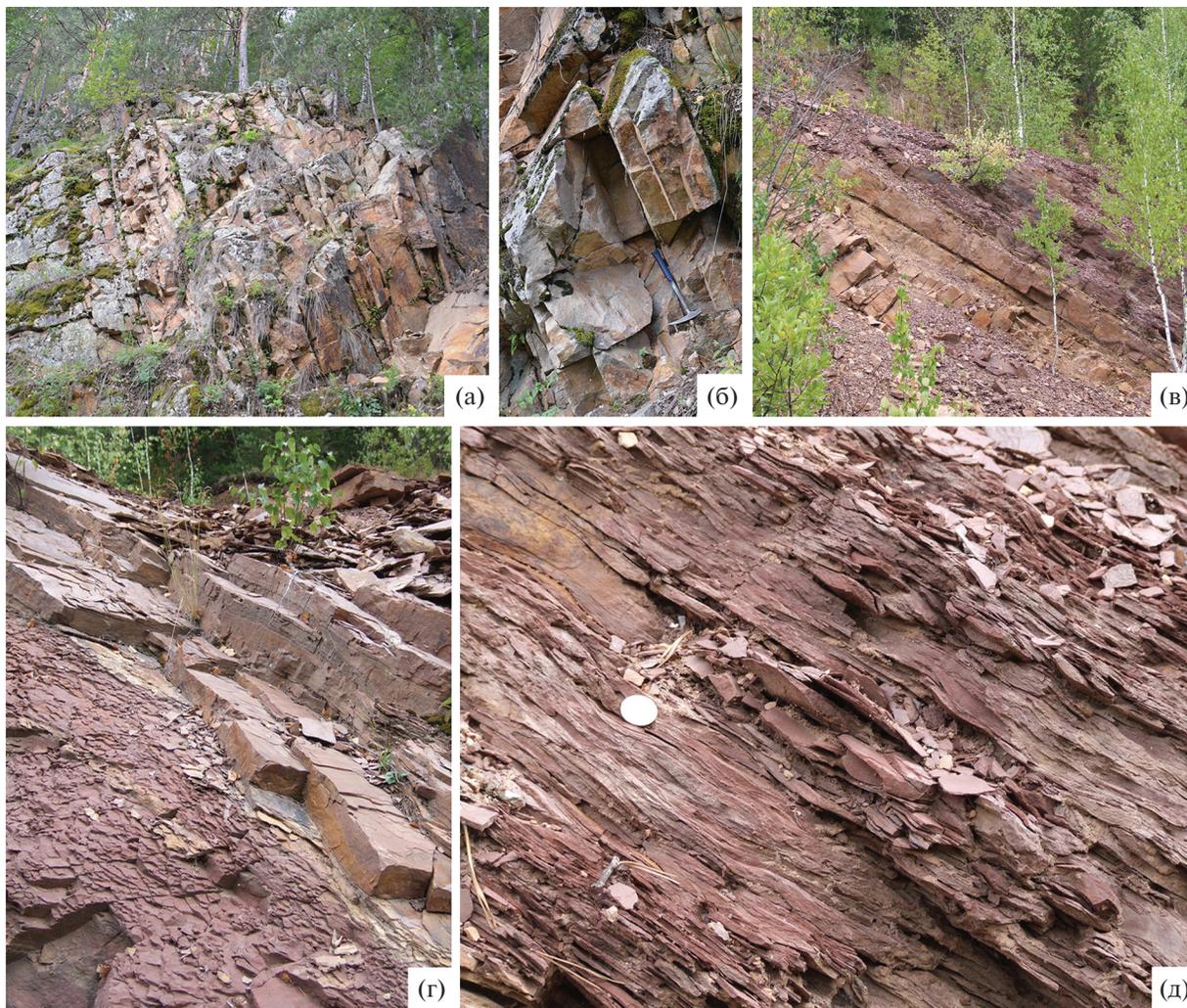


Рис. 1. Общий вид обнажений (а) и характер выходов песчаников (б) верхнерифейского аркового комплекса Южного Урала в разрезе по левому борту долины р. Мал. Инзер непосредственно ниже устья р. Реветь, а также чередование пакетов арковых и субарковых песчаников и тонкозернистых обломочных пород (в–д) того же комплекса в обнажениях вдоль автодороги Уфа–Инзер на восточном склоне хр. Зильмердак. Фото Л.В. Бадицы, С.А. Дуба и автора.

тать наиболее яркими представителями подобного типа песчаников на территории Южного Урала.

Г.Н. Акимовой (1964, 1967) на основании результатов массовых замеров ориентировки индикаторов палеотечений в песчаниках бирьянской подсвиты зильмердакской свиты убедительно показано, что снос кластики в самом начале позднего рифея шел с запада и северо-запада, т.е. с территории Волго-Уральского сегмента Восточно-Европейского кратона (Волго-Уралии). По данным (Vogdanova et al., 2016; Самсонов и др., 2019), в центральной части Волго-Уралии в пределах Средневожского и Токмовского мегаблоков, разделенных Елабужским и Чусовым деформационными поясами, доминируют породы архея. На восточном продолжении Средневожского мегаблока в Красноуфимском блоке распространены метаосадочные, в том числе железистые кварци-

ты, и подчиненные им метамагматические гранулиты. Большие площади в Средневожском мегаблоке занимают чарнокиты и гранитоиды, связанные с коллизионной тектоникой, а также монзонитовые гранитоиды и эндербиты. Есть здесь интрузии перидотитов, габбро-анортозитов и анортозитов. В Токмовском мегаблоке среди ареалов огнейсованных ТТГ-гранитоидов¹ присутствуют метавулканические пояса, сложенные метакоматиитами, метагабброидами, метабазальтами и метатуфами, а также железистые кварциты. На контактах блоков гранулитов и амфиболитов можно видеть интрузии метагаббро и метаанортозитов, сходные с таковыми Средневожского мегаблока. Характерные для последнего метаосадочные поро-

¹ ТТГ-гранитоиды – гранитоиды, принадлежащие тоналит-трондьеит-гранитной ассоциации.

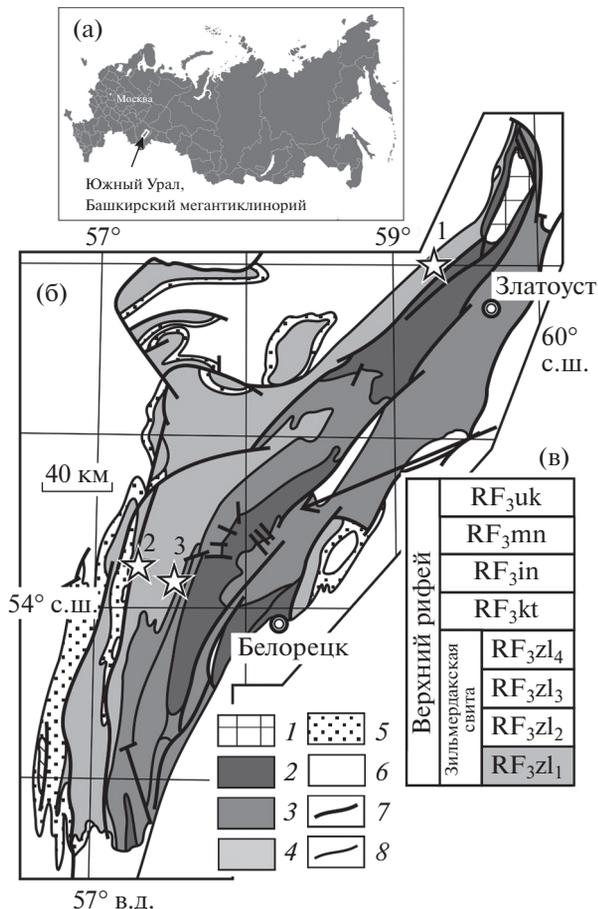


Рис. 2. Обзорная схема России (а, заимствована с сайта <https://sklyarov.studio/projects/vector-map-russia>), схематическая геологическая карта Башкирского мегантиклинория (б) с положением основных опробованных разрезов (звездочки: 1 – нижнее течение р. Сатка, район д. Пороги, 2 – восточный склон хр. Зильмердак, 3 – р. Мал. Инзер ниже устья р. Реветь) и стратиграфическая колонка каратауской серии верхнего рифея западных и центральных районов Башкирского мегантиклинория (в, серым фоном показана бирьянская подсвита зильмердакской свиты). 1 – архей-нижний протерозой; 2 – нижний рифей; 3 – средний рифей; 4 – верхний рифей; 5 – венд; 6 – палеозой; 7 – разрывные нарушения; 8 – геологические границы. RF₃zl₁ – бирьянская подсвита; RF₃zl₂ – нугушская подсвита; RF₃zl₃ – лемезинская подсвита; RF₃zl₄ – бедерышинская подсвита; RF₃kt – катавская свита; RF₃in – инзерская свита; RF₃mn – миньярская свита; RF₃uk – укская свита.

ды в Токмовском мегаблоке практически не известны. Коллизия Средневожского и Токмовского мегаблоков, имевшая место 2.73–2.70 млрд лет назад и выразившаяся в формировании Елабужской зоны дислокаций, сложенной эндербито-гнейсами, мафическими гранулитами, эклогитоподобными породами, амфиболитами, амфибол-биотитовыми гнейсами, парагнейсами и гранитоидами (Богданова, 1986; Самсонов и др., 2019; Федотова и др., 2019), привела к плавлению коры обоих мегаблоков и массовой генерации гранитоидов. Архейские

(Опаринский и Верхнекамский) блоки северной части Волго-Уралии разделены Вятским блоком, сложенным палеопротерозойскими метаосадочными породами, турмалинсодержащими гранитами и основными интрузиями. В последние годы для ряда из перечисленных выше комплексов пород получены новые изотопно-геохимические и изотопно-геохимические данные, часть из которых упомянута ниже, однако вопрос об областях сноса и комплексах пород, служивших в начале позднего рифея источниками громадного объема аркозовой кластики, поступавшей на восточную периферию Восточно-Европейского кратона, еще не нашел удовлетворительного ответа.

В то же время, располагая сведениями о содержании в аркозовых и субаркозовых песчаниках и ассоциирующих с ними тонкозернистых обломочных породах (глинистых сланцах, мелкозернистых глинистых алевролитах) основных породообразующих оксидов и ряда редких и рассеянных элементов, можно попытаться решить обратную задачу – наметить с той или иной долей вероятности характер (природу) гранитов, поставивших обломочный материал для верхнерифейского аркозового комплекса Южного Урала. Для решения указанной задачи нами использованы полученные в разные годы в ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург) методами рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) и масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) данные о содержании в песчаниках и тонкозернистых обломочных породах бирьянской подсвиты зильмердакской свиты каратауской серии основных породообразующих оксидов и ряда редких и рассеянных элементов (табл. 1). Относительная погрешность ICP-MS анализа составляла в среднем 2–7% (для глинистых пород) и 5–10% (для песчаников). Достоверность полученных данных подтверждена исследованием дубликатов, отобранных случайным образом. Указанная выборка отражает состав названных типов пород в разрезах центральной и северо-восточной частей Башкирского мегантиклинория (рис. 2).

На большинстве обсуждаемых далее дискриминантных диаграмм кроме фигуративных точек аркозовых песчаников и глинистых сланцев бирьянской подсвиты зильмердакской свиты показаны также поля, образуемые точками состава ряда различных гранитоидных ассоциаций. К ним относятся граниты рапакиви Салминского батолита и Бердяушского массива, двуслюдяные и биотитовые граниты востока Воронежского кристаллического массива (ВКМ) и гранитоиды свиты бакалинская 2 Бакалинского блока Волго-Уралии. Химический состав представительных их образцов (по литературным данным) суммирован в табл. 2. Мы ни в коем случае не считаем и не пытаемся доказать, что именно эти гранитоиды и были источниками обломочного материала для

Таблица 1. Содержание основных породообразующих оксидов (мас. %) и ряда редких и рассеянных элементов (г/т) в тонкозернистых обломочных породах и песчаниках верхнерифейского аркового комплекса Южного Урала

Компо- ненты	Тонкозернистые обломочные породы												
	Образцы												
	ГС02			-13-1	ГС99- 18-3	65-2			m09-10				
	-13-2	-5-3	-5-2			-7	-6	-5	-3	-4	-22	-5	-11
SiO ₂	60.4	61.2	52.2	58.3	53.0	55.7	75.2	58.9	65.9	61.3	54.3	61.0	—
TiO ₂	0.6	0.7	0.8	0.7	0.8	0.7	0.4	0.7	0.6	0.7	0.8	0.6	—
Al ₂ O ₃	17.6	16.1	19.8	18.3	19.3	21.5	11.9	21.5	15.5	17.0	19.2	15.6	—
Fe ₂ O ₃ *	4.8	7.5	8.7	6.0	8.8	8.0	5.4	5.1	5.9	6.4	9.0	7.6	—
MnO	0.01	0.04	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.06	0.12	0.04	0.03	—
CaO	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.3	0.1	0.2	0.2	0.2	0.6	—
MgO	3.3	2.4	2.5	2.4	2.5	1.6	1.1	1.6	1.5	1.8	2.6	2.5	—
K ₂ O	8.8	7.4	9.4	9.9	9.6	6.9	2.7	7.2	8.4	9.0	8.7	8.1	—
Na ₂ O	0.7	0.4	0.6	1.1	0.3	0.1	0.1	0.1	0.3	0.4	0.4	0.4	—
P ₂ O ₅	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.4	—
ппп	3.5	4.2	5.0	3.2	5.8	4.9	3.0	4.8	2.5	3.3	4.9	3.3	—
Сумма	99.9	100.1	99.3	100.2	100.3	99.6	100.0	100.1	100.8	100.4	100.3	100.1	—
Sc	7.75	16.56	22.30	17.53	8.35	21.87	11.03	24.59	6.66	7.61	5.45	10.99	15.56
Cr	57.71	104.33	135.00	126.93	125.04	187.68	152.49	355.17	86.71	84.70	70.61	72.72	98.67
Co	7.05	10.11	9.78	10.40	6.07	9.11	12.99	18.77	11.34	11.49	9.20	7.80	6.52
Ga	24.89	22.68	42.42	26.95	32.95	31.14	14.76	31.81	17.67	21.89	31.78	19.65	39.68
Rb	131.85	197.51	320.17	199.46	153.16	196.78	92.64	173.05	114.76	135.25	85.94	188.56	261.03
Sr	57.29	25.82	69.90	70.51	45.28	113.96	86.56	92.80	21.68	22.05	33.67	36.83	29.20
Y	26.07	34.43	88.13	43.61	16.88	54.45	36.20	47.29	13.10	14.49	13.18	33.56	38.12
Zr	264.29	164.12	244.16	192.06	195.87	262.93	387.56	255.24	164.55	95.66	225.71	134.60	318.68
Nb	23.75	15.39	22.58	21.57	21.28	23.34	10.82	22.61	19.39	13.51	16.90	11.67	24.05
Ba	320.05	338.02	873.09	635.22	312.08	513.61	231.02	404.33	416.52	602.75	485.77	561.61	469.62
La	17.12	33.97	85.51	55.84	24.97	63.45	23.36	35.13	16.11	22.01	18.59	26.13	87.11
Ce	57.08	65.81	164.71	116.34	85.70	127.42	46.00	82.73	37.84	48.72	44.90	57.59	201.09
Nd	20.54	29.77	76.08	48.22	27.59	63.95	23.58	33.44	20.14	21.73	28.31	30.46	90.41
Sm	5.43	5.54	15.14	8.00	6.12	12.48	5.35	8.54	4.02	3.90	6.33	7.44	15.13
Eu	0.72	1.01	3.03	1.40	0.87	2.52	1.30	2.10	0.77	0.78	1.15	1.60	2.18
Gd	3.88	4.83	14.40	7.02	3.64	11.23	6.24	9.29	3.06	3.18	4.83	7.56	8.71
Yb	3.42	3.32	7.07	4.36	1.98	4.65	3.16	4.08	2.18	2.03	2.61	3.43	5.37
Hf	8.33	4.54	6.48	5.64	5.69	7.43	9.45	7.30	4.74	4.35	6.50	4.11	9.64
Ta	1.91	1.10	1.53	1.55	1.54	2.23	0.76	1.62	1.24	1.53	1.31	1.04	2.13
Th	25.55	14.08	18.83	18.59	9.38	17.99	10.49	17.91	8.51	7.62	8.61	12.52	19.74

Таблица 1. Окончание

Компо- ненты	Тонкозернистые обломочные породы				Песчаники							
	Образцы											
	m09-10											
	-21	-13	-2	-1	-7	-8	-14	-17	-18	-19	-20	-6
SiO ₂	58.9	61.0	66.5	63.7	80.5	82.3	74.0	69.6	68.9	78.7	67.1	90.0
TiO ₂	0.8	0.7	0.6	0.6	0.3	1.1	0.4	0.4	0.4	0.3	0.7	0.1
Al ₂ O ₃	17.6	16.5	15.2	16.0	9.9	7.7	11.5	11.8	14.1	10.7	15.1	5.5
Fe ₂ O ₃ *	7.2	6.8	4.9	5.7	2.2	3.7	3.9	4.2	4.6	2.5	4.4	1.0
MnO	0.03	0.05	0.03	0.04	0.02	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02
CaO	0.3	0.4	0.2	0.2	0.1	0.1	0.3	0.4	0.2	0.2	0.2	0.1
MgO	2.4	2.7	1.4	1.9	0.2	0.1	1.2	1.7	1.8	0.7	1.9	0.1
K ₂ O	8.4	8.1	8.4	8.6	6.1	4.0	6.2	6.0	7.2	5.6	7.7	2.0
Na ₂ O	0.4	0.7	0.4	0.3	0.4	0.4	1.0	1.0	0.6	0.6	0.4	0.4
P ₂ O ₅	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1
ппп	3.9	3.0	2.4	2.8	0.6	0.4	1.5	5.1	2.4	0.9	2.5	0.3
Сумма	100.1	100.2	100.0	100.0	100.4	100.0	100.2	100.4	100.4	100.2	100.1	99.5
Sc	14.33	14.01	8.35	10.30	2.60	4.58	3.02	2.99	2.78	2.26	2.89	0.14
Cr	85.52	80.16	83.20	71.20	213.81	124.51	93.53	98.43	76.66	137.46	64.49	66.35
Co	11.69	14.45	6.70	9.20	19.00	39.20	15.24	22.18	11.97	27.78	10.11	64.00
Ga	25.20	22.40	17.88	20.52	9.08	6.12	11.25	12.62	15.70	8.64	16.10	3.14
Rb	244.24	160.56	119.14	130.92	162.15	98.06	86.35	72.04	90.32	100.16	69.33	63.52
Sr	40.96	36.45	20.09	29.36	22.12	16.33	21.38	25.62	16.49	28.55	12.95	23.06
Y	48.60	28.01	10.31	20.37	14.48	22.66	8.07	7.80	8.38	10.79	4.45	9.42
Zr	191.70	206.70	199.38	166.52	139.43	292.55	164.67	123.64	126.61	91.59	321.36	66.70
Nb	15.66	14.34	14.60	14.47	6.56	23.18	9.61	8.91	10.05	5.91	14.08	1.24
Ba	545.74	452.20	431.36	893.35	408.13	274.46	259.90	268.85	185.83	326.79	212.45	314.39
La	41.90	32.36	22.27	29.10	19.09	24.61	11.03	11.14	6.71	12.39	8.27	9.98
Ce	81.09	72.72	55.71	65.22	42.83	56.36	25.50	25.55	13.35	25.63	22.20	24.86
Nd	41.47	34.31	28.48	32.72	19.44	27.99	12.89	12.33	6.93	13.31	15.09	11.95
Sm	9.18	6.98	5.25	5.94	3.69	5.89	2.43	2.28	1.55	2.63	3.38	2.90
Eu	1.82	1.22	0.86	1.08	0.76	0.99	0.42	0.37	0.31	0.49	0.55	0.50
Gd	8.56	5.58	3.62	4.58	2.66	4.45	1.88	1.70	1.52	2.09	2.08	2.34
Yb	5.33	3.40	2.07	3.06	1.80	3.03	1.10	1.13	1.03	1.10	1.06	0.97
Hf	5.89	6.01	5.93	5.05	3.75	11.98	4.42	3.25	3.35	2.47	8.48	1.94
Ta	1.39	1.18	3.84	1.21	0.71	2.75	0.98	0.92	1.02	0.63	1.48	0.22
Th	17.64	13.10	11.56	12.16	7.48	18.72	4.12	3.46	2.79	3.29	4.36	5.47

Примечания. Прочерк — нет данных. Места отбора образцов: ГС02-... — нижнее течение р. Сатка в д. Пороги; ГС99-... — вершина хр. Зильмердак; 65-... — левый борт долины р. Мал. Инзер ниже устья р. Реветь; m09-10-... — восточный склон хр. Зильмердак, обнажения вдоль автотрассы Уфа—Инзер.

верхнерифейского аркозового комплекса Башкирского мегантиклинория. Мы рассматриваем их только как возможные примеры/прототипы тех образований, что могли быть поставщиками такого рода материала.

Салминский батолит гранитов рапакиви имеет возраст 1547–1530 млн лет (Ларин, 2011 и ссылки в этой работе). Для гранитов характерны высокая калиево-железистость. На диаграмме SiO₂–(K₂O + Na₂O–CaO) их точки состава расположе-

Таблица 2. Некоторые петрогеохимические особенности К-гранитоидов различных районов Восточно-Европейской платформы и западного склона Южного Урала, по (Ларин, 2011; Савко и др., 2014; Bogdanova et al., 2010)

Компоненты	Ладожско-Далекарлийский пояс, юг Балтийского щита										
	Салминский батолит										
SiO ₂ , мас. %	66.68	67.5	71.5	72.7	71.1	69.9	76.5	74.0	75.6	76.1	71.5
Al ₂ O ₃	13.0	14.8	14.5	13.2	13.7	14.9	12.7	13.6	13.6	13.1	12.3
CaO	2.4	1.7	1.6	0.9	1.5	1.0	0.9	0.8	0.9	0.2	1.5
K ₂ O	5.4	6.6	5.8	5.9	5.2	6.4	3.5	4.7	4.5	4.8	4.4
Na ₂ O	2.7	2.7	3.25	3.0	3.0	3.8	3.0	3.3	2.2	4.6	3.5
Rb, г/г	174.00	138.00	140.00	217.00	187.00	208.00	244.00	377.00	893.00	587.00	132.00
Y	81.00	47.00	51.00	57.00	66.00	51.00	83.00	143.00	21.80	33.00	40.00
Zr	1044.00	653.00	593.00	287.00	555.00	294.00	394.00	255.00	51.60	118.00	375.00
Nb	73.00	39.60	41.80	33.00	50.00	28.00	79.00	80.00	79.30	57.00	20.00
Yb	—	3.58	4.69	—	—	—	6.97	15.00	5.25	—	3.80
Hf	—	14.10	14.10	—	—	—	14.20	14.00	—	—	—
Ta	—	3.79	2.20	—	—	—	3.95	6.20	30.50	—	1.10
Компоненты	Ладожско-Далекарлийский пояс, юг Балтийского щита					Западный склон Южного Урала				Восток ВКМ	
	Салминский батолит					Бердяушский массив				Кварцевые монцитоны и двуслюдяные граниты	
SiO ₂ , мас. %	76.2	73.3	74.8	74.2	74.0	70.2	72.6	72.6	74.0	62.7	63.4
Al ₂ O ₃	12.2	11.9	11.9	12.5	13.9	13.7	12.5	13.1	12.4	17.6	15.3
CaO	0.5	1.2	0.8	0.8	0.6	1.1	1.9	0.9	0.7	2.5	2.6
K ₂ O	5.3	4.0	5.4	5.6	5.1	4.9	5.1	5.6	5.5	6.6	4.9
Na ₂ O	3.4	3.3	2.8	3.0	4.2	3.6	2.6	2.8	3.2	2.9	2.7
Rb, г/г	234.00	233.00	258.00	264.00	475.00	143.00	202.00	194.00	245.00	157.00	160.00
Y	84.00	178.00	101.00	101.00	168.00	56.00	91.00	58.00	63.00	36.80	51.20
Zr	316.00	627.00	393.00	407.00	169.00	371.00	344.00	314.00	211.00	306.00	644.00
Nb	80.00	133.00	129.00	93.00	120.00	37.00	44.00	39.00	32.00	7.40	15.80
Yb	10.00	—	—	—	—	5.30	6.00	—	—	2.70	3.60
Hf	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ta	5.30	—	—	—	—	—	—	—	—	0.33	0.64

Таблица 2. Окончание

Компо- ненты	Восток ВКМ										
	Кварцевые монзониты и двуслюдяные граниты										
SiO ₂ , мас. %	66.3	65.1	65.6	67.1	67.7	70.4	71.9	69.6	70.3	72.1	71.7
Al ₂ O ₃	16.0	15.8	15.4	15.1	15.3	15.1	14.7	15.9	15.1	14.9	14.8
CaO	2.7	2.3	2.4	2.1	2.2	0.9	0.9	0.9	1.1	0.9	0.9
K ₂ O	4.3	5.5	4.7	5.5	4.8	5.4	5.4	4.9	5.8	5.7	5.6
Na ₂ O	3.1	2.7	2.7	2.4	2.5	3.1	3.4	3.2	3.2	2.9	3.3
Rb, г/г	—	—	153.00	—	157.00	278.00	280.00	—	—	—	290.00
Y	—	—	77.80	—	51.00	13.30	10.40	—	—	—	10.00
Zr	—	—	761.00	—	772.00	129.00	165.00	—	—	—	122.00
Nb	—	—	9.90	—	9.70	8.90	10.00	—	—	—	9.00
Yb	—	—	7.30	—	4.60	1.20	0.80	—	—	—	0.84
Hf	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ta	—	—	0.76	—	0.75	1.10	1.01	—	—	—	1.40
Компо- ненты	Восток ВКМ						Бакалинский блок				
	Кварцевые монзониты и двуслюдяные граниты						Гранитоиды, бакалинская свита 2				
SiO ₂ , мас. %	73.9	74.3	75.2	73.8	74.5	73.7	69.5	69.8	71.5	71.9	72.2
Al ₂ O ₃	12.9	13.9	12.6	14.2	13.7	13.8	15.3	15.3	14.1	13.9	13.2
CaO	1.3	1.1	1.0	0.7	0.9	1.0	2.4	1.9	2.3	1.6	1.2
K ₂ O	4.2	3.9	4.4	5.1	4.6	4.8	1.1	4.8	3.7	4.1	5.8
Na ₂ O	4.2	3.8	3.9	3.4	3.4	3.3	5.3	3.3	3.5	3.6	2.8
Rb, г/г	287.00	278.00	235.00	231.00	216.00	213.00	51.00	146.00	86.30	97.10	121.70
Y	12.20	10.50	13.10	6.60	10.90	12.10	5.00	14.00	6.90	7.70	2.60
Zr	81.30	62.00	111.00	64.40	56.70	60.00	129.00	228.00	121.00	147.00	84.00
Nb	—	8.80	9.60	6.20	8.80	7.30	5.40	4.80	3.70	4.40	2.30
Yb	0.94	0.89	1.02	0.43	0.71	0.79	0.23	0.92	0.47	0.75	0.04
Hf	—	—	—	—	—	—	3.80	6.40	3.80	3.90	2.50
Ta	—	1.46	1.91	1.60	1.80	1.60	0.50	0.60	0.20	0.30	0.10

Примечания. Прочерк — нет данных. В таблице приведено содержание только тех компонентов, что используются при построении и анализе различных дискриминантных диаграмм, упоминаемых в тексте.

ны в основном в областях щелочной и щелочно-известковой серий. Распределение редких и рассеянных элементов на спайдерграммах типично для гранитов А-типа.

Бердяушский массив гранитов рапакиви сформирован 1382–1353 млн лет назад (Ронкин и др., 2007 и др.). Его главная интрузивная фаза образована биотит-амфиболовыми гранитами и кварцевыми сиенитами. На диаграмме SiO₂–(K₂O + Na₂O–CaO) фигуративные точки гранитов рапакиви сосредоточены в областях щелочно-известковой и известково-щелочной серий. Гранитоиды характеризуются преобладанием калия над натрием. На дискриминантных диаграммах гра-

ниты Бердяушского массива и Салминского батолита расположены в областях внутриплитных и А-типа гранитов.

На востоке Воронежского кристаллического массива в пределах Воронцовского террейна, разделяющего архейские блоки Сарматии и Волго-Уралии, известны биотит-мусковитовые граниты S-типа (Коршевский, Ворошиловский, Панинский массив и др.), обладающие повышенными содержаниями кремнезема, алюминия и щелочей, среди которых преобладает калий, а также биотитовые гранитоиды А-типа (Романовский массив и др.) обогащенные железом, титаном и фосфором. Высокие величины Rb/Nb и Y/Nb

позволяют отнести их к подтипу А2 постколлизии-онных гранитов. Кристаллизация указанных гранитоидов имела место 2070–2050 млн лет назад (Савко и др., 2014).

В пределах Бакалинского блока на востоке Волго-Уралии бурением вскрыты массивные гранитоиды и гнейсограниты, принадлежащие ТТГ-ассоциации (свита бакалинская 1), прорванные телами богатых калием тоналитов, монцогранитов и сиенитогранитов в ассоциации с мигматитами (свита бакалинская 2, возраст 2.69–2.65 млрд лет, Мензелинский, Муслюмовский, Мустафинский, Уральский, Заинский и другие плутоны) (Bogdanova et al., 2010 и ссылки в этой работе).

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Верхнерифейский аркозовый комплекс Южного Урала представлен преимущественно розовато- и зеленовато-серыми аркозовыми и субаркозовыми песчаниками, среди которых можно видеть также красно-бурые алевролиты и глинистые сланцы. Ограниченное распространение в его разрезах имеют мелкогалечниковые конгломераты и гравелиты. Постседиментационные преобразования песчаников соответствуют в основном глубинному катагенезу (Анфимов, 1988; и др.), что позволяет предполагать достаточное сходство между их составом и составом исходных осадков.

Содержание кварца в песчаниках варьирует от 55 до 95%, обломков пород и калиевых полевых шпатов соответственно от 2 до 30 (именно это обстоятельство заставляет считать все делаемые нами далее выводы в той или иной степени условными) и от 1–2 до 35% (Маслов, 1988, 1990). На диаграмме “Кварц–Полевые шпаты–Обломки пород”² В.Д. Шутова (1967) фигуративные точки песчаников верхнерифейского аркозового комплекса сосредоточены в основном в областях собственно аркозов, граувакковых аркозов, мезомиктовых кварцевых и полевошпат-кварцевых песчаников (Маслов, 1988, 1990). На диаграмме Q_mFL_t (Dickinson, Suczec, 1979) фигуративные точки песчаников группируются преимущественно в областях I и II, т.е. принадлежат к продуктам размыва внутренних частей кратона и “переходных” его зон (Маслов, 1995).

Состав песчаников верхнерифейского аркозового комплекса, испытывая небольшие вариации, сохраняется практически неизменным на протяжении почти 300 км вдоль регионального палеосклона. В целом этот комплекс формировался, по представлениям большинства исследователей, при вялом тектоническом режиме в обстановках широкой многорукавной аллювиально-дельтовой

системы и семигумидном/семиаридном климате (Маслов, 1985).

Максимумы на графике распределения плотности вероятности U–Pb-изотопных возрастов обломочных цирконов, выделенных из песчаников верхнерифейского аркозового комплекса, имеют значения 3043, 2814, 2685, 2094, 2049, 2040, 1989, 1835, 1786 (данный пик образован максимальным количеством датировок), 1640, 1590, 1538, 1504, 1474, 1390, 1338, 1237, 1170 и 1054 млн лет (Маслов и др., 2018). Это дает основание предполагать, что либо в формировании отложений участвовал весьма пестрый по возрасту спектр источников, либо какая-то часть цирконов представляет многократно переотложенный, а затем ассимилированный при становлении гранитных массивов, материал. Очевидно, однако, что столь широкий разброс возрастов обломочных цирконов не позволяет сделать более менее однозначных выводов. Следовательно, исследования в данном направлении и, в первую очередь, изучение геохимических особенностей обломочных цирконов, присутствующих в песчаниках бирьянской подсвиты зильмердакской свиты, должны быть продолжены.

Тонкозернистые обломочные породы, ассоциирующие в разрезах верхнерифейского аркозового комплекса с песчаниками, сложены преимущественно иллитом, присутствуют в них также обломочный мусковит и мелкоалевритовые зерна кварца и полевых шпатов (Маслов и др., 1999).

Среднее содержание SiO_2 в песчаниках составляет 76.4 ± 7.9 (по данным (Гаррелс, Маккензи, 1974), содержание оксида кремния в “среднем аркозе” – 75.5 мас. %), в тонкозернистых обломочных породах – 60.5 ± 5.7 мас. %. Среднее содержание оксида алюминия равно соответственно – 10.8 ± 3.2 (в среднем аркозе – 10.4 мас. %) и 17.4 ± 2.5 мас. %. Содержание оксидов кальция и магния в песчаниках верхнерифейского аркозового комплекса варьирует от 0.1 до 0.4 (среднее – 0.2 ± 0.1) и от 0.1 до 1.9 (среднее – 0.9 ± 0.8) мас. % (в среднем аркозе – 1.7 и 0.5 мас. %), а в тонкозернистых обломочных породах – от 0.1 до 0.6 (среднее – 0.2 ± 0.1) и от 1.1 до 3.3 (среднее – 2.2 ± 0.6) мас. %. Содержание K_2O и Na_2O изменяется в песчаниках в пределах 2.0–7.7 (среднее – 5.6 ± 1.8) и 0.4–1.0 (среднее – 0.6 ± 0.3) мас. % (в среднем аркозе, по (Гаррелс, Маккензи, 1974), содержание оксидов калия и натрия составляет 4.1 и 2.4 мас. %), а в тонкозернистых обломочных породах – от 2.7 до 9.9 (среднее – 8.1 ± 1.7) и от 0.1 до 1.1 (среднее – 0.4 ± 0.3) мас. %. Приведенные данные показывают, что средний химический состав песчаников рассматриваемой нами аналитической выборки достаточно близок к составу “среднего аркоза” Р. Гаррелса и Ф. Маккензи.

Среднее содержание Rb в песчаниках верхнерифейского аркозового комплекса Южного Ура-

² Эта и ряд других диаграмм в настоящей публикации не приводятся, их можно найти в работах (Маслов, 1995; Маслов и др., 2010).

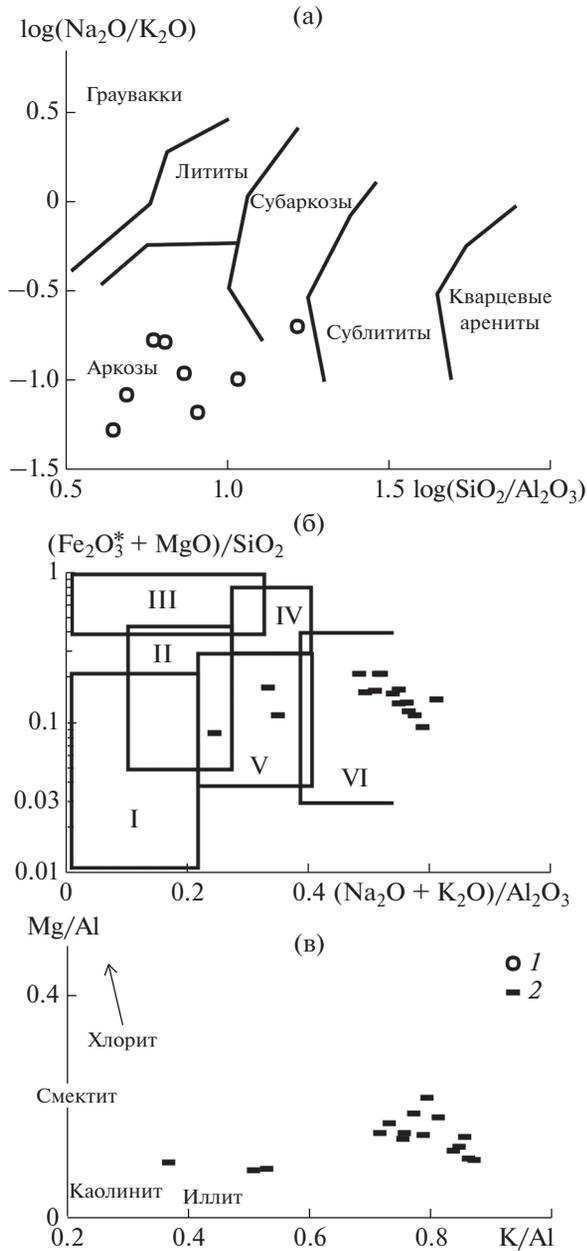


Рис. 3. Положение фигуративных точек песчаников (1) и тонкозернистых обломочных пород (2) верхнерифейского аркозового комплекса Южного Урала на диаграммах $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ (Петтиджон и др., 1976) (а), $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO})/\text{SiO}_2$ (Юдович, Кетрис, 2000) (б) и $\text{K}/\text{Al} - \text{Mg}/\text{Al}$ (Turgeon, Brumsack, 2006) (в). (б): Поля глинистых пород: I – преимущественно каолинитовых; II – преимущественно смектитовых с примесью каолинита и иллита; III – преимущественно хлоритовых с примесью Fe-иллита; IV – хлорит-иллитовых; V – хлорит-смектит-иллитовых; VI – иллитовых со значительной примесью дисперсных полевых шпатов.

ла составляет $\sim 91 \pm 34$ г/т (минимум – 46, максимум – 162 г/т). Содержание Zr варьирует от 92 до 321 г/т (среднее – 175 ± 84 г/т). Содержание Y изменяется от 4.5 до 22.7 (среднее – 11.6 ± 5.9) г/т, а Nb находится в интервале значений 5.9–23.2 г/т (среднее – 11.0 ± 5.5 г/т). Пределы вариаций содержания Th в песчаниках – 2.8–18.7 г/т (среднее 6.0 ± 5.3 г/т). Среднее содержание Yb и Ta в песчаниках составляет 1.5 ± 0.7 и 1.2 ± 0.7 г/т, а пределы вариаций содержания названных элементов – 1.0–3.0 и 0.6–2.8 г/т.

Содержание Rb в тонкозернистых обломочных породах варьирует от 85 до 320 г/т (среднее – 171 ± 62 г/т; в среднем постархейском австралийском сланце, PAAS (Taylor, McLennan, 1985), содержание Rb равно 160 г/т). Среднее содержание Sr составляет 49 ± 28 г/т (минимум – 20, максимум – 114 г/т; в PAAS – 200 г/т). Содержание Y варьирует от 10 до 88 г/т при средней концентрации 33 ± 20 г/т. Это достаточно сопоставимо с концентрацией Y в PAAS (27 г/т). Величина $Zr_{\text{среднее}}$ в тонкозернистых обломочных породах верхнерифейского аркозового комплекса равна 216 ± 70 г/т (минимум – 96, максимум – 388 г/т). Это также сопоставимо с содержанием данного элемента в PAAS (210 г/т). Содержание Nb находится в пределах 11–24 (среднее – 18.0 ± 4.5) г/т (в PAAS – 19 г/т). Содержание Yb изменяется от 2.0 до 7.1 (среднее – 3.6 ± 1.4) г/т (в PAAS – 2.8 г/т). Среднее содержание Ta равно 1.6 ± 0.7 г/т (минимум – 0.8, максимум – 3.8 г/т). Величина $\text{Th}_{\text{среднее}}$ в тонкозернистых обломочных породах равна 14 ± 5 г/т, а параметр $\text{Hf}_{\text{среднее}}$ – 6.3 ± 1.7 г/т. Это также сопоставимо с содержанием названных элементов в среднем постархейском австралийском глинистом сланце 14.6 и 5 г/т (Taylor, McLennan, 1985).

На диаграмме $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ (Петтиджон и др., 1976) точки песчаников из нашей аналитической выборки в основном сосредоточены в области аркозов (рис. 3а). На диаграмме $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (Meynard et al., 1982) они расположены в области больших значений $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, что предполагает формирование их в обстановках пассивной окраины. Близкая ситуация наблюдается на диаграммах $(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}) - (\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$, $(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}) - (\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2)$ и др. (Bhatia, 1983).

Фигуративные точки тонкозернистых обломочных пород бирьянской подсвиты на диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO})/\text{SiO}_2$ (Юдович, Кетрис, 2000) сосредоточены в областях V и VI, т.е. они отвечают породам, состоящим из смеси хлорита, смектита и иллита, а также иллитовым глинистым породам с варьирующейся примесью тонкодисперсного полевого шпата

³ Fe_2O_3^* – суммарное железо в виде Fe_2O_3 .

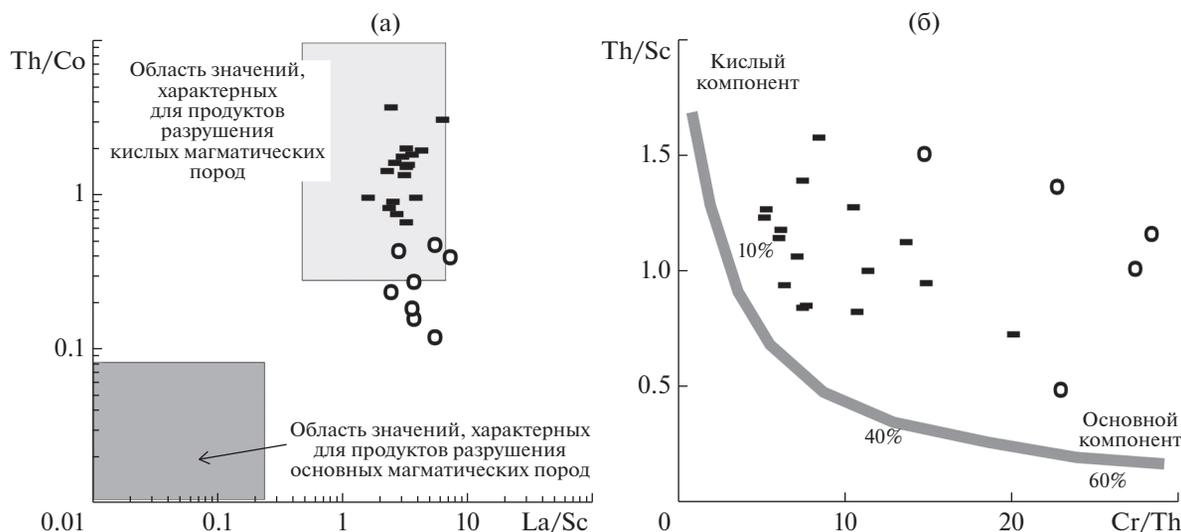


Рис. 4. Распределение точек состава песчаников и тонкозернистых обломочных пород верхнерифейского аркового комплекса на диаграммах La/Sc–Th/Co (Cullers, 2002) (а) и Cr/Th–Th/Sc (Bracciali et al., 2007) (б). Условные обозначения см. рис. 3.

(рис. 3б). Последнее хорошо видно также и на диаграмме K/Al–Mg/Al (рис. 3в) (Turgeon, Brum-sack, 2006). Распределение фигуративных точек глинистых пород на графиках La/Sc–Th/Co (Cullers, 2002) и Cr/Th–Th/Sc (в версии из (Brac-siali et al., 2007)) показывает, что источниками слагающего их материала выступали преимущественно комплексы пород, сопоставимые по своим геохимическим особенностям с кислыми магматическими образованиями (рис. 4).

ОБСУЖДЕНИЕ ФАКТИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Тонкозернистые обломочные породы (вся имеющаяся в нашем распоряжении выборка, 17 образцов) характеризуются умеренной положительной корреляцией между модулями ТМ⁴ и ЖМ ($r = 0.44$) и практическим отсутствием корреляции между модулями НКМ и ГМ (коэффициент корреляции, $r = -0.01$) (рис. 5а). Для песчаников (вся выборка, 8 образцов) величины $r_{ТМ-ЖМ}$ и $r_{НКМ-ГМ}$ составляют соответственно 0.75 и 0.29 (рис. 5б). В соответствии с представлениями (Юдович, Кетрис, 2000), это дает основание считать, что тонкозернистые обломочные породы близки по своим литохимическим характеристикам к породам первого седиментационного цикла (т.е. породам петрогенным), а песчаники являются, как будто бы, породами литогенными или содержат

существенную долю многократно переотложенного материала. В отношении выборки песчаников этот вывод не меняется и в случае удаления одной фигуративной точки (образец m09-10-8) с аномально высоким значением ТМ ($r_{ТМ-ЖМ} = 0.68$, $r_{НКМ-ГМ} = 0.30$), но если из расчета модулей убрать данные для образца m09-10-6 с содержанием оксида кремния 90 мас. %, т.е. по сути дела не аркоза, а кварцевого песчаника, то эффект будет иным и весьма ярким – $r_{ТМ-ЖМ} = 0.76$, $r_{НКМ-ГМ} = -0.61$. При удалении из состава выборки тонкозернистых обломочных пород образца 65-2-6, содержание оксида кремния, в котором составляет 75.20 мас. %, петрогенная природа входящих в нее пород, становится существенно более выраженной ($r_{ТМ-ЖМ} = 0.66$, $r_{НКМ-ГМ} = -0.58$). Сказанное предполагает, что литохимические (определяемые содержанием и соотношением основных породообразующих компонентов) характеристики песчаников верхнерифейского аркового комплекса в целом все же отражают литохимические особенности кислых магматических пород, выступавших источниками основной массы слагающего их материала. Это же свойственно и ассоциирующим с арковыми песчаниками тонкозернистым обломочным породам, хотя, конечно же, количество представленных в анализируемых нами выборках образцов и тех и других заметно меньше того порога, что позволяет признать их кондиционными.

Распределение фигуративных точек и песчаников и тонкозернистых обломочных пород верхнерифейского аркового комплекса на диаграмме Zr/Sc–Th/Sc (рис. 5в) (McLennan et al., 1993) также показывает, что они сложены преимуще-

⁴ Расчет модулей ведется по мас. % породообразующих оксидов: ТМ = TiO_2/Al_2O_3 , ЖМ = $(Fe_2O_3^* + MnO)/(Al_2O_3 + TiO_2)$, НКМ = $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$, ГМ = $(Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3^* + MnO)/SiO_2$ (Юдович, Кетрис, 2000).

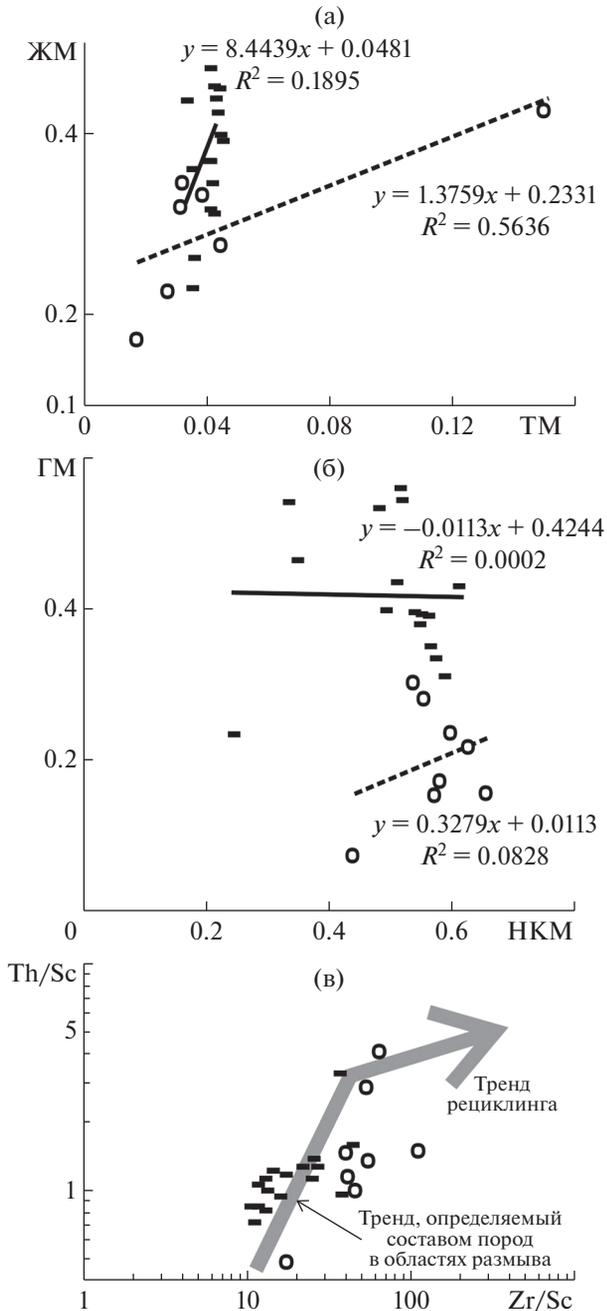


Рис. 5. Корреляция между модулями ТМ и ЖМ (а), НКМ и ГМ (б) в песчаниках и тонкозернистых обломочных породах верхнерифейского аркозового комплекса Южного Урала, а также положение фигуративных точек названных пород на диаграмме Zr/Sc–Th/Sc (McLennan et al., 1993) (в). Условные обозначения см. рис. 3.

ственно материалом первого седиментационного цикла (“first cycle”, петрогенный материал). Это позволяет использовать их литогеохимические особенности для решения разнообразных генетических вопросов (Юдович, Кетрис, 2000; Маслов и др., 2020). Важно также иметь в виду, что литогеохимические характеристики тонкозернистых

обломочных/глинистых пород отражают состав существенно *больших* по площади водосборов, чем аналогичные особенности пород песчаных (Taylor, McLennan, 1985 и ссылки в этой работе).

На классификационной диаграмме SiO₂–(Na₂O + K₂O) (Шарпенюк и др., 2013) точки составов тонкозернистых обломочных пород сосредоточены в основном в областях 6 (монцититы) и 7 (граносиениты), а фигуративные точки песчаников – в областях 7 (граносиениты), 12 (граниты) и 13 (лейкограниты) (рис. 6а), но надо помнить, что ассоциирующие практически в любых осадочных последовательностях с песчаниками глинистые породы всегда характеризуются (при одном и том же источнике кластики) заметно меньшими содержаниями оксида кремния. Следовательно, сделанные с помощью этой диаграммы выводы, основанные на результатах анализа особенностей распределения точек тонкозернистых обломочных пород, не являются, скорее всего, корректными.

Существующие в настоящее время систематики гранитоидов, использующие их геохимические характеристики, основаны на зависимости состава гранитов от характера источника. В соответствии с ними выделяются гранитоиды коровые, корово-мантийные и мантийные (Туркина, 2014 и ссылки в этой работе). Первые формируются при плавлении сиалических (осадочных и магматических) субстратов. Вторые образуются при смешении расплавов из коровых и мантийных источников или взаимодействии мантийных выплавов с породами коры. Мантийные (низкокалиевые) гранитоиды являются продуктами плавления мантийных источников и дифференциации расплавов основного состава.

В публикации (Chappell, White, 1974) выделены гранитоиды I- (igneous) и S- (sedimentary) типов. Граниты I-типа образованы из коровых метаматматических источников или при дифференциации преимущественно мафических расплавов, что характерно для субдукционных обстановок. Граниты S-типа формируются при плавлении метаосадочных пород. Позднее к двум перечисленным были добавлены А-тип (anorogenic) гранитов (Loiselle, Wones, 1979), становление которых происходит после основных фаз орогенеза, и граниты М-типа (mantle); формирование последних имеет место при дифференциации толеит-базальтовых магм, а также плавлении подобных по составу источников (White, 1979; White, Chappell, 1983).

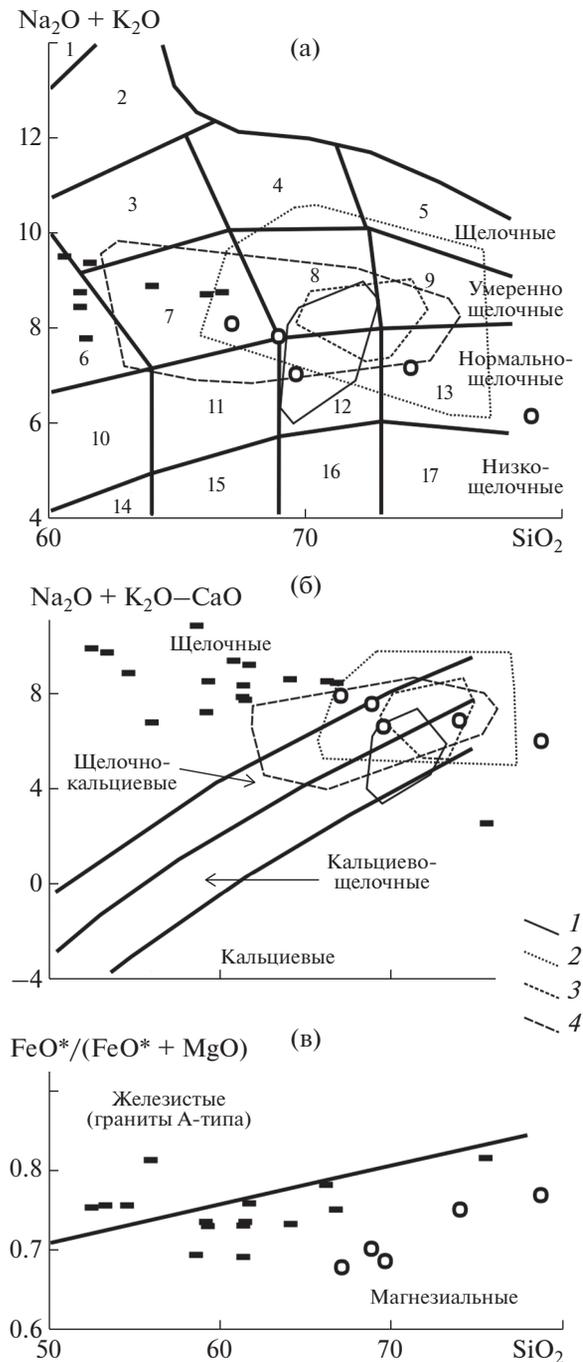
Граниты S- и I-типов обладают сопоставимыми содержаниями большинства основных породообразующих, редких и рассеянных элементов, за исключением CaO, Na₂O, Sr и Rb. Первые относительно обеднены CaO, Na₂O и Sr, а концентрации Rb, P₂O₅ и K₂O в них в той или иной степени выше, чем в I-гранитах (Chappell, 1999). Из

Рис. 6. Распределение точек состава песчаников и тонкозернистых обломочных пород верхнерифейского аркового комплекса на диаграммах SiO_2 –($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) (Шарпенко и др., 2013) (а), SiO_2 –($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$) (Frost et al., 2001) (б) и SiO_2 – $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ (Frost et al., 2001) (в). (а): 1 – фойидовые сиениты, 2 – щелочные сиениты, 3 – сиениты, 4 – щелочные граниты, 5 – щелочные лейкограниты, 6 – монзониты; 7 – граносиениты, 8 – умеренно щелочные граниты, 9 – умеренно щелочные лейкограниты, 10 – кварцевые диориты, 11 – гранодиориты, 12 – граниты, 13 – лейкограниты, 14 – низкощелочные кварцевые диориты, 15 – низкощелочные гранодиориты, 16 – низкощелочные граниты, 17 – низкощелочные лейкограниты. (а, б): Гранитоиды: 1 – свиты бакалинская 2, Бакалинский блок; 2 – Салминский батолит; 3 – Бердяшский массив; 4 – восток ВКМ. Остальные условные обозначения см. рис. 3.

сказанного следует, что для разграничения гранитов S- и I-типов распределение редких и рассеянных элементов не столь важно, как распределение основных породообразующих оксидов. Граниты А-типа обладают повышенными содержаниями Nb, Ta, Zr и Y, тогда как концентрации Sr, P и Ti в них невелики. В публикации (Eby, 1992) описаны два подтипа А-гранитов (A1 и A2). Первый имеет относительно высокие концентрации Nb и обладает значениями $Y/Nb < 1.2$. А-граниты данного подтипа встречаются на океанических островах и в континентальных рифтах, т.е. происходят из мантийных источников. Значения отношения Y/Nb в гранитах подтипа A2 > 1.2 . Эти граниты имеют коровый и мантийно-коровый генезис.

В океанических спрединговых обстановках формируются плагиогранитоиды М-типа. Гранитные батолиты островных дуг (субдукционные обстановки) относятся преимущественно к I-типу. Они обогащены крупноионными литофильными элементами и характеризуются выраженной Nb (Ta) аномалией. Анорогенные граниты (внутриплитные обстановки) по сравнению с гранитами М- и I-типов обогащены редкоземельными и высокозарядными элементами. Nb минимум в них не выражен или проявлен слабо. Граниты А-типа по сравнению с гранитами других типов имеют достаточно низкие содержания Sr, P и Ti. Для синколлизийных (с преобладанием общего сжатия) обстановок характерны в основном S-граниты. В постколлизийных обстановках (с преобладанием растяжения) формируются преимущественно граниты I- и А-типов. Коллизийные граниты демонстрируют, как правило, низкие содержания Nb (Ta) и Hf, тогда как концентрации Rb в них достаточно высокие.

В публикации (Frost et al., 2001) для разграничения щелочных и известковых гранитоидов предложена диаграмма SiO_2 –($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$), а для магнезиальных и железистых (гранитов А-ти-



па) – диаграмма SiO_2 – $\text{FeO}^{*5}/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$. На первой из них точки тонкозернистых обломочных пород верхнерифейского аркового комплекса Южного Урала локализованы преимущественно в области щелочных гранитов (рис. 6б), а точки песчаников расположены в областях щелочно-известковых, известково-щелочных и известковых разновидностей гранитов (поля гранитоидов

⁵ Здесь FeO^* – общее железо в виде FeO .

бакалинской свиты 2, Салминского и Бердяшского массивов гранитов рапакиви и Воронцовского террейна приурочены в основном к первым двум из перечисленных областей), но учитывая вариации содержания SiO_2 в песчаниках и малое количество их точек на диаграмме сделать какие-либо определенные выводы по составу песчаников нам представляется невозможным. На второй диаграмме большинство точек тонкозернистых обломочных пород и все точки аркозовых и субаркозовых песчаников попадают в область Mg-гранитов (рис. 6в).

В работе (Pearce et al., 1984) предложено несколько диаграмм (Y–Nb, Yb–Ta, (Y + Nb)–Rb и др.), позволяющих в той или иной мере систематизировать гранитоиды на геодинамической основе (гранитоиды океанических хребтов, ORG; внутриплитные, WPG; вулканических дуг, VAG; синколлизонные, syn-COLG). Но, как подчеркивает О.М. Туркина (2014), так как состав гранитоидов определяется в основном составом их источников, то диаграммы Дж. Пирса с соавторами "... дают скорее области составов источников и тектонические условия их образования, а не геодинамические режимы гранитообразования. Вместе с тем, для синколлизонных, островодужных, внутриплитных гранитоидов и плагиогранитов океанических хребтов источники и тектонические режимы обнаруживают явную корреляцию между собой ..., что позволяет идентифицировать типичные для этих обстановок гранитоиды" (там же, с. 82).

Основываясь на приведенных в публикациях (Pearce, 1996; Лучицкая, 2014) обзорах можно сделать вывод о том, что разделение гранитов на принадлежащие разным геодинамическим обстановкам типы лучше проводить с помощью диаграммы (Y + Nb)–Rb. При этом следует иметь в виду ряд обстоятельств. Во-первых, некоторые типы гранитов включают разные подтипы. Так, например, к типу гранитов вулканических дуг относятся и граниты океанических дуг, и граниты активных континентальных окраин. Внутриплитные граниты объединяют граниты, связанные с внутриконтинентальными рифтами, граниты областей ослабленной континентальной коры, а также граниты океанических островов. Коллизонные граниты формируются при коллизии "континент–континент" (синтектонические и синколлизонные граниты) и коллизии "континент–островная дуга" (синтектонические граниты) (Лучицкая, 2014 и ссылки в этой работе). Во-вторых, состав протолитов гранитов характеризуется весьма широкими вариациями. В-третьих, процессы орогенеза могут привести к совмещению в источниках гранитных магм пород различных геодинамических обстановок, обладающих различными геохимическими характеристиками. На построенных по содержаниям Rb, Y (Yb) и Nb (Ta) диаграммах также трудно разграничить по-

стороженные, островодужные и синколлизонные граниты (Туркина, 2014). Это касается и супрасубдукционных гранитов, которые могут быть корректно выделены только при наличии геологических свидетельств формирования в океанических обстановках. И это еще не все сложности, стоящие на пути исследователя, решающего прямую задачу, не говоря о задаче обратной. Поэтому, конечно, все то, что будет сказано далее, следует считать только самым общим наброском/эскизом картины, к которой мы стремимся.

Данные по содержанию в песчаниках и тонкозернистых обломочных породах верхнерифейского аркозового комплекса Южного Урала перечисленных выше редких и рассеянных элементов были вынесены на дискриминантные диаграммы Y–Nb, Yb–Ta, (Y + Nb)–Rb, (Yb + Ta)–Rb и $Zr-(Nb/Zr)_{PM}^6$ (Pearce et al., 1984; Thieblemont, Teguey, 1994; Лучицкая, 2014; Донская и др., 2016; и др.) и ряд других, позволяющих в той или иной мере судить о типах и геодинамической природе гранитоидов. Считая, что и песчаники, и тонкозернистые обломочные породы являются породами петрогенными, мы предполагаем, что собственные им содержания и соотношения редких и рассеянных элементов в значительной степени те же, что и в породах-источниках обломочного материала. Очевидно, что присутствующие в каркасе песчаников разнообразные обломки пород могут их в какой-то мере изменить, но оценить это сейчас невозможно.

Распределение фигуративных точек тонкозернистых обломочных пород (для аркозовых песчаников в нашем распоряжении нет полной аналитики, поэтому их точки на указанную диаграмму не вынесены) верхнерифейского аркозового комплекса Южного Урала на диаграмме Hf–Rb–Ta (Harris et al., 1986) демонстрирует достаточно высокую неопределенность. Практически все они тяготеют здесь к линии разграничения гранитов типа VAG и постколлизонных гранитов (рис. 7).

На диаграмме Y–Nb (Pearce et al., 1984) фигуративные точки песчаников верхнерифейского аркозового комплекса сосредоточены в области гранитов вулканических дуг и синколлизонных (VAG + syn-COLG) (рис. 8а), тогда как точки тонкозернистых обломочных пород присутствуют и в этой области и в области внутриплитных гранитов (WPG) (рис. 8б). Поля гранитоидов Воронцовского террейна и бакалинской свиты 2 в основном соответствуют области VAG + syn-COLG, а гранитов рапакиви Салминского батолита и Бердяшского массива – области WPG. Распределение точек песчаников и глинистых пород бирьянской подсвиты зильмердакской свиты доста-

⁶ Значок "PM" указывает на нормирование по примитивной мантии (Hofmann, 1988).

точно близко к полю, образуемому гранитоидами востока ВКМ.

На диаграмме (Y + Nb)–Rb (Pearce et al., 1984) распределение фигуративных точек песчаников и тонкозернистых обломочных пород более однотипное (рис. 8в): все точки первых и подавляющая часть точек вторых сосредоточены в области составов, характерных для гранитов вулканических дуг (VAG). При этом практически все они находятся и в пределах области постколлизионных гранитов (post-COLG), обнимающей части областей внутриплитных, островодужных и синколлизионных гранитов. Некоторая часть точек тонкозернистых обломочных пород присутствует и в области внутриплитных гранитов. Поле гранитоидов бакалинской свиты 2 расположено в основном в области VAG. Поля гранитов рапакиви Салминского и Бердяшского массивов занимают части областей WPG и post-COLG, а поле гранитоидов Воронцовского террейна – части областей VAG и post-COLG. Примерно половина фигуративных точек песчаников бирьянской подсвиты тяготеет здесь к полю гранитоидов свиты бакалинская 2, а преобладающая часть точек состава глинистых пород – к полям гранитоидов Воронцовского террейна и Салминского батолита.

Сходное распределение точек состава песчаников и тонкозернистых обломочных пород можно видеть и на диаграммах Yb–Ta и (Yb + Ta)–Rb (рис. 8г). На первой из них точки аркозовых песчаников локализованы в поле гранитоидов свиты бакалинская 2, здесь же присутствует примерно половина точек глинистых пород. Другая их часть локализована в поле гранитов рапакиви Салминского плутона. На второй – точки песчаников не тяготеют к какому-либо из полей гранитоидов, а точки глинистых пород расположены в области перекрытия полей гранитоидов востока ВКМ, а также Салминского и Бердяшского массивов гранитов рапакиви. На диаграмме Yb–Ta гранитоиды свиты бакалинская 2 образуют поле, почти полностью входящее в пределы области VAG, салминские граниты рапакиви слагают поле в области WPG, а гранитоиды востока Воронежского кристаллического массива приурочены к областям и VAG и syn-COLG. На графике (Yb + Ta)–Rb положение полей различных гранитоидов примерно такое же, как и на диаграмме Yb–Ta; точки гранитов рапакиви Бердяша образуют поле, охватывающее смежные части областей VAG и WPG.

Фигуративные точки тонкозернистых обломочных пород верхнерифейского аркозового комплекса Южного Урала на диаграмме Zr–(Nb/Zr)_{PM} (Thieblemont, Tegeyeu, 1994) локализованы почти исключительно в области В (породы зон коллизии континент–континент), тогда как точки состава песчаников в основном присутствуют в области А (вулканические и плутонические породы

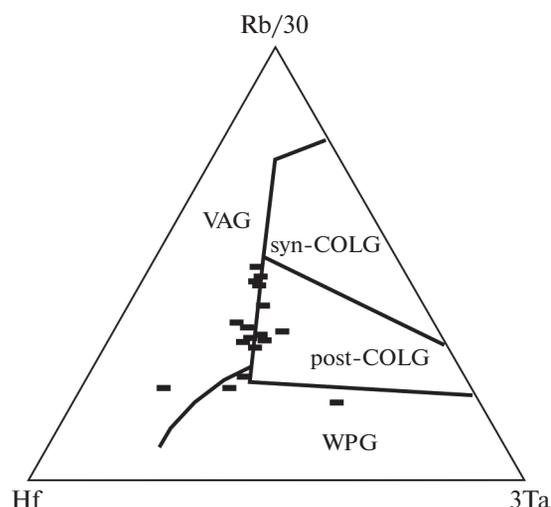


Рис. 7. Распределение точек состава тонкозернистых обломочных пород верхнерифейского аркозового комплекса Южного Урала на диаграмме Hf–Rb–Ta (Harris et al., 1986). VAG – граниты вулканических дуг; syn-COLG – синколлизионные граниты; post-COLG – постколлизионные граниты; WPG – внутриплитные граниты.

надсубдукционных обстановок/островных дуг и окраин континентов), хотя некоторые из них можно видеть и в области В (рис. 9а). При этом распределение точек песчаников соответствует полю гранитоидов свиты бакалинская 2, а глинистых пород этому полю и полю гранитов рапакиви Салминского батолита. Поле гранитоидов бакалинской свиты 2 на данном графике приурочено к области А; примерно такое же положение имеет и поле гранитоидов Воронцовского террейна. Поля гранитов рапакиви расположены в областях В и С.

Наконец, на диаграмме $Al_2O_3/(CaO + K_2O + Na_2O) - (Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$, где содержания всех оксидов приведены в молекулярных количествах, (Великославинский, 2003) фигуративные точки песчаников и тонкозернистых обломочных пород верхнерифейского аркозового комплекса Южного Урала сосредоточены в области гранитов S-типа (рис. 9б). Поля гранитоидов-возможных прототипов источников аркозовой кластики характеризуются на данном графике почти полным перекрытием, располагаясь в основном в областях А- и S-типа гранитоидов (только три из восьми точек состава аркозовых песчаников расположены на рассматриваемом графике в области перекрытия полей гранитов рапакиви Салминского массива и гранитоидов свиты бакалинская 2). Напротив, на диаграмме $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O) - Al_2O_3/(Na_2O + K_2O)$ (Papu et al., 1989) точки песчаников и тонкозернистых пород не попадают ни в одну из обозначенных здесь

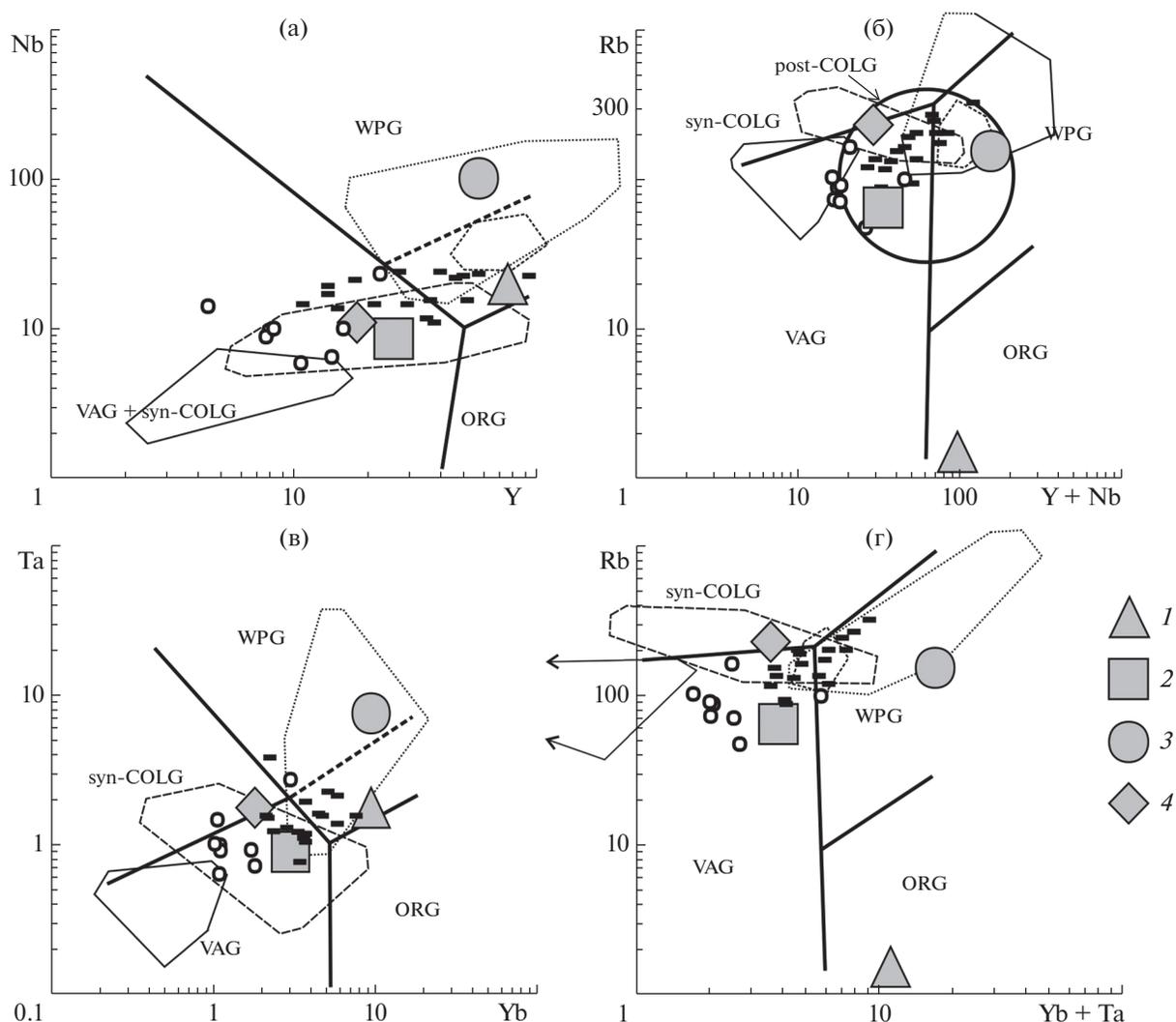


Рис. 8. Локализация фигуративных точек песчаников и тонкозернистых обломочных пород верхнерифейского аркозового комплекса на диаграммах Y–Nb (Pearce et al., 1984) (а), (Y + Nb)–Rb (Pearce et al., 1984) (б), Yb–Ta (Pearce et al., 1984) (в) и (Yb + Ta)–Rb (Pearce et al., 1984) (г). Средние точки составов гранитов, по (Pearce et al., 1984): 1 – океанических хребтов, ORG; 2 – вулканических дуг, VAG; 3 – внутриплитных, WPG; 4 – коллизионных, COLG. ORG – граниты океанических хребтов. Остальные условные обозначения см. рис. 3, 6 и 7.

классификационных областей (рис. 9в). Можно предполагать, что это в какой-то мере обусловлено присутствием в составе аркозовых и субаркозовых песчаников различных обломков пород, не являющихся продуктами разрушения кислых полнокристаллических или вулканических образований.

ВЫВОДЫ

Если исходить из обозначенного выше предположения, что лучшим индикатором обстановок формирования гранитоидов является диаграмма (Y + Nb)–Rb, и считая, что песчаники и тонкозернистые обломочные породы бирьянской подсвиты зильмердакской свиты сложены мате-

риалом первого седиментационного цикла, то следует думать, что основными источниками кластики для верхнерифейского аркозового комплекса Южного Урала выступали граниты вулканических дуг и коллизионные (как syn-COLG, так и post-COLG). Полученные при исследовании систематики Sm и Nd тонкозернистых обломочных пород бирьянской подсвиты зильмердакской свиты новые данные (Маслов и др., 2022) достаточно однозначно свидетельствуют в пользу проявления на палеоводосборах в самом начале позднего рифея молодого вулканизма и подтверждают этот вывод. Подчиненную роль могли играть и внутриплитные граниты типа гранитов рапакиви, что достаточно хорошо видно на боль-

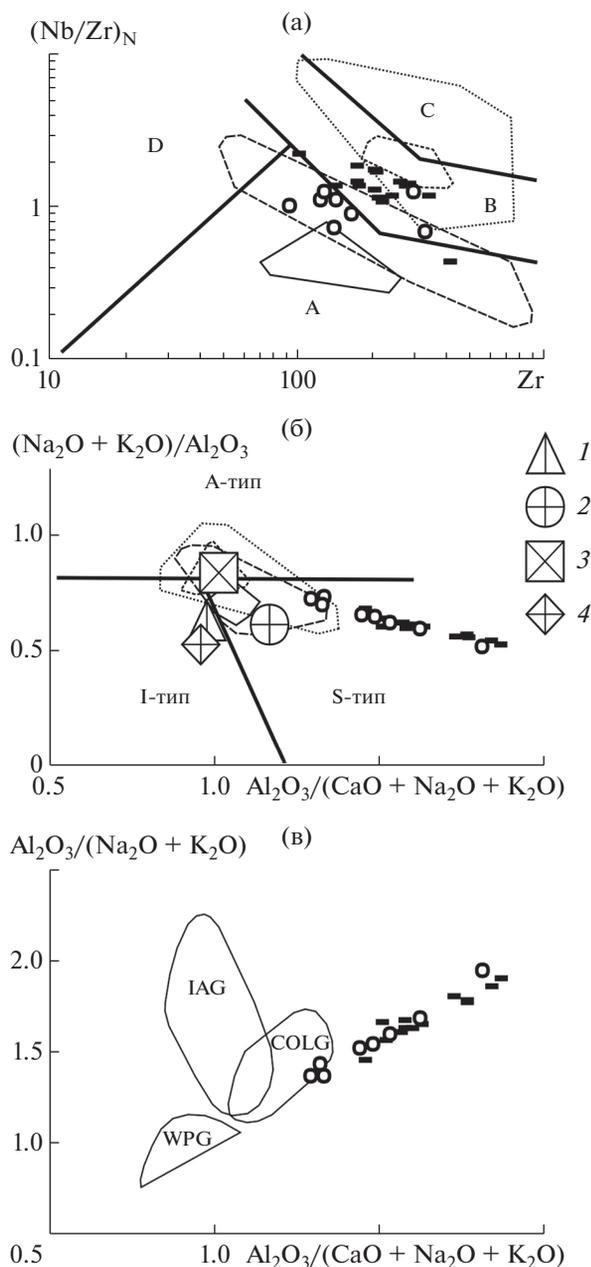


Рис. 9. Положение точек состава арковых и субарковых песчаников и ассоциирующих с ними тонкозернистых обломочных пород бирьянской подсвиты зильмердакской свиты на диаграммах $Zr-(Nb/Zr)_{PM}$ (Thieblemont, Teguey, 1994) (а), $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$ – $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$ (Великославинский, 2003) (б) и $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$ – $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O)$ (Papu et al., 1989) (в). (а): поля: А – вулканических и плутонических пород надсубдукционных обстановок (островные дуги и окраины континентов); В – пород зон коллизии континент–континент; С – лав и плутонов внутриконтинентальных областей и океанических островов; D – высокоглиноземистых пород зон коллизии. (б): средние составы гранитов: 1 – тип I; 2 – тип S; 3 – тип А, все по (Chappell, White, 1992); 4 – тип М, по (Whalen et al., 1987). (в): IAG – островодужные (субдукционные); COLG – коллизионные гранитоиды; WPG – внутриплитные гранитоиды, все по (Papu et al., 1989). Остальные условные обозначения см. рис. 3 и 6.

шинстве диаграмм Дж. Пирса с соавторами, а также на диаграммах Hf–Rb–Ta и Zr–(Nb/Zr)_{PM}.

Опираясь преимущественно на данные, полученные по тонкозернистым обломочным породам, можно предполагать, что по своим петрогеохимическим характеристикам эти граниты могли принадлежать к щелочным и магнезиальным (типа гранитов, слагающих батолиты Южноамериканских Кордильер) разновидностям и были близки к S-гранитам. В пользу такого предположения, возможно, свидетельствует и наличие в песчаниках верхнерифейского аркового комплекса Южного Урала широкого возрастного спектра обломочных цирконов. Интересно, что присутствие в арковых песчаниках основания каратауской серии Южного Урала в том числе и обломочных цирконов с мезопротерозойскими возрастными, как и обнаружение их в породах завершающей названную серию укской свиты (Зайцева и др., 2022), существенно расширяет возможный ареал источников кластики, включая в него и свеконорвежские орогенные магматические ассоциации.

Среднее содержание Rb в тонкозернистых обломочных породах бирьянской подсвиты зильмердакской свиты равно 171 г/т (минимум – 86, максимум – 320 г/т), среднее содержание Sr составляет 49 г/т (минимум – 20, максимум – 114 г/т), а величина отношения Rb/Sr изменяется в пределах 1.1–8.9; все перечисленные значения ближе к тем, что свойственны гранитам S-типа (в сходных с ними I-гранитах среднее значение Rb/Sr, например, заметно меньше 1). Граниты S-типа, как уже указано выше, образуются за счет плавления метаосадочных пород и относятся к сильно пералюминиевым породам (в нашем случае минимальное значение индекса ASI⁷ для тонкозернистых обломочных пород составляет 1.46, т.е. их можно считать заметно обогащенными глиноземом), относительно обогащены K₂O. Более того, как отмечено в работе (Туркина, 2014, с. 63), S-граниты “часто содержат ксенокристы циркона, унаследованные от источника расплава”.

Все сказанное существенно детализирует (демонстрирует те рамки, в которых следует вести исследования дальше) информацию о возможной природе гранитов-источников обломочного материала для верхнерифейского аркового комплекса Южного Урала, но, конечно, все еще не позволяет обозначить конкретные массивы и районы их распространения на востоке Волго-Уралии.

Автор искренне признателен Л.В. Бадиде, В.Н. Подковырову и С.Д. Великославинскому за помощь в подборе литературы. Я благодарен также редактору и рецензентам, чьи замечания и советы в

⁷ ASI, aluminum saturation index, рассчитывается по формуле $Al/(Ca + 1.67P + Na + K)$ с использованием молекулярных количества оксидов (Frost et al., 2001).

существенной степени способствовали завершению работы над рукописью.

Исследования проведены в рамках госзадания Геологического института РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акимова Г.Н. (1967) Косая слоистость в породах зильмердакской свиты на Южном Урале. *Материалы по стратиграфии и тектонике Урала*. Л.: ВСЕГЕИ, 36-65.
- Акимова Г.Н. (1964) О направлении и источниках сноса обломочного материала в отложениях верхнерифейской зильмердакской свиты Южного Урала. *ДАН СССР*. **158**(5), 1099-1101.
- Анфимов Л.В. (1988) Литогенез и эпигенетическое рудообразование в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Южный Урал): Автореф. дис. ... докт. геол.-мин.наук. Новосибирск: ИГГ СО АН СССР, 33 с.
- Богданова С.В. (1986) *Земная кора Русской плиты в раннем докембрии (на примере Волго-Уральского сегмента)*. М.: Наука, 224 с.
- Великославинский С.Д. (2003) Геохимическая типизация кислых магматических пород ведущих геодинамических обстановок. *Петрология*. **11**(4), 363-380.
- Гарань М.И. (1969) Верхний докембрий (рифей): Стратиграфия. Геология СССР. Т. 12. *Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области. Ч. 1: Геологическое описание*. М.: Недра, 149-200.
- Гаррелс Р., Маккензи Ф. (1974) *Эволюция осадочных пород*. М.: Мир, 272 с.
- Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Лепехина Е.Н. (2016) Возраст и источники палеопротерозойских дометаморфических гранитоидов голоустенского блока Сибирского кратона: геодинамические следствия. *Петрология*. **24**(6), 587-606.
- Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Сергеева Н.Д., Адамская Е.В., Плоткина Ю.В. (2022) U-Th-Pb возраст детритового циркона из оолитовых известняков укской свиты: следы гренвилльских источников сноса в позднем рифее Южного Урала. *ДАН. Науки о Земле*. **503**(2), 14-20.
- Кузнецов В.Г. (2011) *Литология. Основы общей (теоретической) литологии*. М.: Научный мир, 360 с.
- Ларин А.М. (2011) *Граниты рапакиви и ассоциирующие породы*. СПб.: Наука, 402 с.
- Лучицкая М.В. (2014) *Гранитоидный магматизм и становление континентальной коры северного обрамления Тихого океана в мезозое-кайнозое*. М.: ГЕОС, 360 с.
- Маслов А.В. (1988) *Литология верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория*. М.: Наука, 133 с.
- Маслов А.В. (1985) Литолого-фациальные особенности верхнерифейских отложений Южного Урала. Сообщение 1. Условия образования терригенных комплексов бирьянской подсвиты зильмердакской свиты. *Литология и полезные ископаемые*. (6), 110-121.
- Маслов А.В. (1990) Рифейские аркозовые комплексы Южного Урала. *Литология и полезные ископаемые*. (4), 29-42.
- Маслов А.В. (1995) Типы источников сноса песчаных ассоциаций эталона рифея. *Ежегодник-1994*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 41-44.
- Маслов А.В., Гареев Э.З. (1992) Основные петрохимические особенности и условия образования аркозовых комплексов рифея и венда Южного Урала. *Литология и полезные ископаемые*. (3), 50-60.
- Маслов А.В., Гареев Э.З., Крупенин М.Т., Демчук И.Г. (1999) *Тонкая алюмосиликокластика в верхнедокембрийском разрезе Башкирского мегантиклинория (к реконструкции условий формирования)*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 324 с.
- Маслов А.В., Гареев Э.З., Подковыров В.Н. (2010) Песчаники верхнего рифея и венда Башкирского мегантиклинория. *Литология и полезные ископаемые*. (3), 320-338.
- Маслов А.В., Ерохин Ю.В., Гердес А., Ронкин Ю.Л., Иванов К.С. (2018) Первые результаты U-Pb LA-ICP-MS-изотопного датирования обломочных цирконов из аркозовых песчаников бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея (Южный Урал). *ДАН*. **482**(5), 558-561.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В. (2001) *Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минералогия, геологические памятники природы)*. Т. 1. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 351 с.
- Маслов А.В., Кузнецов А.Б., Крамчанинов А.Ю., Шпакович Л.В., Гареев Э.З., Подковыров В.Н., Ковалев С.Г. (2022) Источники сноса верхнедокембрийских глинистых пород Южного Урала: результаты геохимических и Sm-Nd изотопно-геохимических исследований. *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. **30**(1), 33-54.
- Маслов А.В., Мельничук О.Ю., Мизенс Г.А., Титов Ю.В., Червяковская М.В. (2020) Реконструкция состава пород питающих провинций. Статья 2. Лито- и изотопно-геохимические подходы и методы. *Литосфера*. **20**(1), 40-62.
- Маслов А.В., Оловянишников В.Г., Ишерская М.В. (2002) Рифей восточной, северо-восточной и северной периферии Русской платформы и западной мегазоны Урала: литостратиграфия, условия формирования и типы осадочных последовательностей. *Литосфера*. (2), 54-95.
- Нижний рифей Южного Урала* (1989) М.: Наука, 208 с.
- Петтиджон Ф.Дж. (1981) *Осадочные породы*. М.: Недра, 751 с.
- Петтиджон Ф.Дж., Поттер П., Сивер Р. (1976) *Пески и песчаники*. М.: Мир, 534 с.
- Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Казак А.П., Матуков Д.И., Лепихина О.П. (2007) Граница нижнего и среднего рифея на Южном Урале U-Pb SHRIMP-II ограничения. *ДАН*. **415**(3), 370-376.
- Савко К.А., Самсонов А.В., Ларионов А.Н., Ларионова Ю.О., Базилов Н.С. (2014) Палеопротерозойские граниты А- и S-типов востока Воронежского кристаллического массива: геохронология, петрогенезис и тектоническая обстановка формирования. *Петрология*. **22**(3), 235-264.
- Самсонов А.В., Богданова С.В., Спиридонов В.А., Постников А.В., Ларионов А.Н., Застрожнова О.И., Кузьмин А.Н. (2019) Главные этапы формирования ар-

- хейской коры Волго-Уральского сегмента Восточно-Европейского кратона: геохронологические и изотопно-геохимические данные. *Проблемы тектоники континентов и океанов*. Материалы LI Тектонического совещания. Т. II. М.: ГЕОС, 220-224.
- Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология* (1983) М.: Наука, 184 с.
- Туркина О.М. (2014) *Лекции по геохимии магматического и метаморфического процессов*. Новосибирск: РИЦ НГУ, 118 с.
- Федотова А.А., Богданова С.В., Клаэссон С., Аносова М.О., Постников А.В., Фугзан М.М., Киринова Т.И. (2019) Новые данные о палеопротерозойском возрасте метаморфизма Елабужской зоны деформаций Волго-Уралии, Восточно-Европейский кратон. *ДАН*. **488**(3), 307-312.
- Шарпенюк Л.Н., Костин А.Е., Кухаренко Е.А. (2013) TAS-диаграмма сумма щелочей—кремнезем для химической классификации и диагностики plutonic пород. *Региональная геология и металлогения*. (56), 40-50.
- Шутов В.Д. (1967) Классификация песчаников. *Литология и полезные ископаемые*. (5), 86-103.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2000) *Основы литохимии*. СПб.: Наука, 479 с.
- Япаскерт О.В. (2016) *Литология*. М.: ИНФРА-М, 359 с.
- Bhatia M.R. (1983) Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *J. Geol.* **91**(6), 611-627.
- Bogdanova S.V., de Waele B., Bibikova E.V., Belousova E.A., Postnikov A.V., Fedotova A.A., Popova L.P. (2010) Volgo-Uralia: the first U-Pb, Lu-Hf and Sm-Nd isotopic evidence of preserved Paleoproterozoic crust. *Am. J. Science*. **310**, 1345-1383.
- Bogdanova S.V., Gorbatschev R., Garetsky R.G. (2016) EUROPE|East European Craton. *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences* / (Ed.) Scott E.L.: Elsevier, 1-18.
- Bracciali L., Marroni M., Pandolfi L., Rocchi S. (2007) Geochemistry and petrography of Western Tethys Cretaceous sedimentary covers (Corsica and Northern Apennines): from source areas to configuration of margins. *Sedimentary Provenance and Petrogenesis: Perspectives from Petrography and Geochemistry* / (Eds) Arribas J., Critelli S., Johnsson M.J. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* **420**, 73-93.
- Chappell B.W. (1999) Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranite. *Lithos*. **46**, 535-551.
- Chappell B.W., White A.J.R. (1974) Two contrasting granite types. *Pacific Geology*. **8**, 173-174.
- Cullers R.L. (2002) Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA. *Chem. Geol.* **191**(4), 305-327.
- Dickinson W., Suczek C. (1979) Tectonic and sand composition. *AAPG Bulletin*. **63**(12), 2164-2182.
- Eby G.N. (1992) Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology*. **20**, 641-644.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. (2001) A geochemical classification for granitic rocks. *J. Petrol.* **42**, 2033-2048.
- Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. (1986) Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* **19**, 67-81.
- Hoffman A.W. (1988) Chemical differentiation of the Earth. The relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Letters*. **90**, 297-314.
- Loiselle M.C., Wones D.S. (1979) Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geol. Soc. Am. Abs. and Progr.* **11**, 468.
- Maynard J.B., Valloni R., Ho Shing Ju. (1982) Composition of modern deep-sea sands from arc-related basin. *J. Geol. Soc. Am. Spec. Publ.* (10), 551-561.
- McLennan S.M., Hemming S.R., McDaniel D.K., Hanson G.N. (1993) Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. *Processes controlling the composition of clastic sediments* / (Eds) Johnsson M.J., Basu A. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* **284**, 21-40.
- Papu D., Picolli M., Picolli P. (1989) Tectonic discrimination of granitoids. *Bull. Geol. Soc. Am.* **101**, 635-643.
- Pearce J.A. (1996) Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*. **19**(4), 120-125.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* **25**(4), 956-983.
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) *The Continental Crust: Its Composition and Evolution: An Examination Of The Geochemical Record Preserved In Sedimentary Rocks*. Oxford: Blackwell, 312 p.
- Thieblemont D., Tegye M. (1994) Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calco-alcalins. *C.R.Acad. Sci.Paris*. **319**(II), 87-94.
- Turgeon S., Brumsack H.-J. (2006) Anoxic vs dysoxic events reflected in sediment geochemistry during the Cenomanian-Turonian Boundary Event (Cretaceous) in the Umbria-Marche basin of central Italy. *Chem. Geol.* **234**, 321-339.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. (1987) A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Miner. Petrol.* **95**, 407-419.
- White A.J.R. (1979) Sources of granite magmas. *Geol. Soc. Am. Abs. and Progr.* **11**, 539.
- White A.J.R., Chappell B.W. (1983) Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Geol. Soc. Am. Memoir.* **159**, 21-34.