

УДК 550.93+551.73+552.23+552.51

СОСТАВ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД
КАРБОНА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫЗ.Л. Мотова^{1,✉}, Т.В. Донская¹, Д.П. Гладкочуб¹, В.Б. Хубанов²¹Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия²Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 123242, Москва, ул. Б. Грузинская, 10, стр. 1, Россия

Поступила в редакцию: 09.10.2024

Принята в печать: 16.12.2024

Опубликована онлайн: 19.12.2024

DOI: [10.15372/GiG2024181](https://doi.org/10.15372/GiG2024181)EDN: [OXRTTW](https://www.edn.ru/oxrttw)

Ссылка для цитирования:

Мотова З.Л., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Хубанов В.Б. (2025). Состав и условия формирования терригенных пород карбона Сибирской платформы // Геология и геофизика, т. 66, № 5, с. 549–568, DOI: [10.15372/GiG2024181](https://doi.org/10.15372/GiG2024181), EDN: [OXRTTW](https://www.edn.ru/oxrttw).

© З.Л. Мотова, Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб, В.Б. Хубанов, 2025

✉E-mail: zinaida_motova@mail.ru

Приведены новые данные о вещественном составе и U-Pb (LA-ICP-MS) возрасте детритовых цирконов из осадочных пород карбона чехла Сибирской платформы, с которыми связаны находки алмазов и их минералов-спутников. Они представлены баероновской свитой в юго-западной части и тушамской и катской свитами в центральной части платформы. Вещественный состав и анализ минералов тяжелой фракции баероновской свиты свидетельствуют о преимущественно кислом составе пород в области источника сноса. Предполагается, что источником сноса могли быть породы Присаянского выступа фундамента Сибирской платформы, в том числе преимущественно палеопротерозойские гранитоиды и вулканиты Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса. В меньшем количестве в бассейн седиментации баероновской свиты обломочный материал поступал за счет разрушения раннепалеозойских пород северного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса. Геохимические характеристики терригенных пород катской и тушамской свит карбона указывают на кислый состав пород в области их источника, а минеральные составы тяжелых фракций свидетельствуют о различном составе пород в области сноса. Эти, а также данные о возрасте детритовых цирконов позволяют рассматривать в качестве основных источников для катской и тушамской свит неопротерозойские осадочные породы и среднепалеозойские магматические породы Байкало-Патомской зоны южной окраины Сибирской платформы, а также среднепалеозойские магматические породы Вилюйского рифта и Якутской алмазоносной провинции. Выявленные отличия в составе и возрасте пород источников обломочного материала для песчаников карбона, распространенных в разных районах Сибирской платформы, подтверждают выводы предшественников о существовании в девоне-карбоне во внутренних областях платформы нескольких локальных осадочных бассейнов, образованию которых предшествовала среднепалеозойская тектономагматическая активизация, сопровождавшаяся алмазоносным лампроитовым и кимберлитовым магматизмом.

Средний палеозой, карбон, терригенные породы, петрография, геохимия, детритовые цирконы, палеогеодинамика, Сибирская платформа

ВВЕДЕНИЕ

Комплексное изучение осадочных пород, распространенных как в краевых частях, так и во внутренних областях платформ, является одним из наиболее надежных и современных подходов, используемых для расшифровки основных этапов эволюции палеоокеанов и внутриконтинентальных палеобассейнов. Такой подход включает в себя петрографический и литогеохимический анализы вещественного состава пород, а также U-Pb (LA-ICP-MS) исследование возраста детритовых цирконов. В настоящее время накоплен большой объем данных по результатам комплексных исследований рифейских, вендских, кембрийских и ордовикских терригенных пород, распространенных в южной части Сибирской платформы [Летникова и др., 2013; Гладкочуб и др., 2013а,

2014, 2020, 2023; Powerman et al., 2015; Мазукабзов и др., 2018; Мотова и др., 2018, 2020, 2021, 2022, 2023; Priyatkina et al., 2018; Gladkochub et al., 2019, 2022; Romanov et al., 2021; Marusin et al., 2021; Motova et al., 2024]. В то же время изученность осадочных пород карбона чехла Сибирской платформы, с которыми связаны многочисленные находки алмазов и их минералов-спутников, ограничивается минералогическими, литолого-палеогеографическими, структурно-фациальными и палеоботаническими исследованиями [Акулов, 2003, 2010; Кошкарев и др., 2010; Егоров и др., 2013; Акулов и др., 2023]. В результате проведенных исследований были установлены определенные различия в составах и строении отложений карбона, распространенных в различных частях Сибирской платформы (обзор в [Акулов и др., 2023]).

В ходе стратиграфических корреляций, основанных на общегеологических, фациальных и палеонтологических данных, сделан вывод, что породы карбона накапливались в нескольких локальных внутриконтинентальных палеобассейнах [Акулов и др., 2009]. Развитию таких палеобассейнов предшествовал региональный стратиграфический перерыв, совпавший по времени с периодом среднепалеозойской тектономагматической активизации [Зоненшайн и др., 1990; Кузьмин и др., 2003; Киселев и др., 2014]. Среднепалеозойские тектономагматические события сопровождались проявлением алмазоносного лампроитового магматизма в пределах южной окраины Сибирской платформы [Егоров и др., 2010, 2013; Гладкочуб и др.,

2013б; Kostrovitsky et al., 2022], а также формированием Вилуйской рифтовой системы с протяженными полями даек долеритов и алмазоносных кимберлитов на востоке платформы [Зоненшайн и др., 1990; Кузьмин и др., 2003; Киселев и др., 2006, 2009, 2014; Акулов, 2010; Agashev et al., 2016; Акулов и др., 2023].

Осадочные отложения карбона чехла Сибирской платформы представлены породами баероновской свиты в ее юго-западной части и породами тушамской и катской свит в ее центральной части. С терригенными породами всех этих свит связаны находки россыпей алмазов и их минералов-спутников, в связи с чем на юге Сибирской платформы выделены территории (минерагенические зоны, алмазоносные

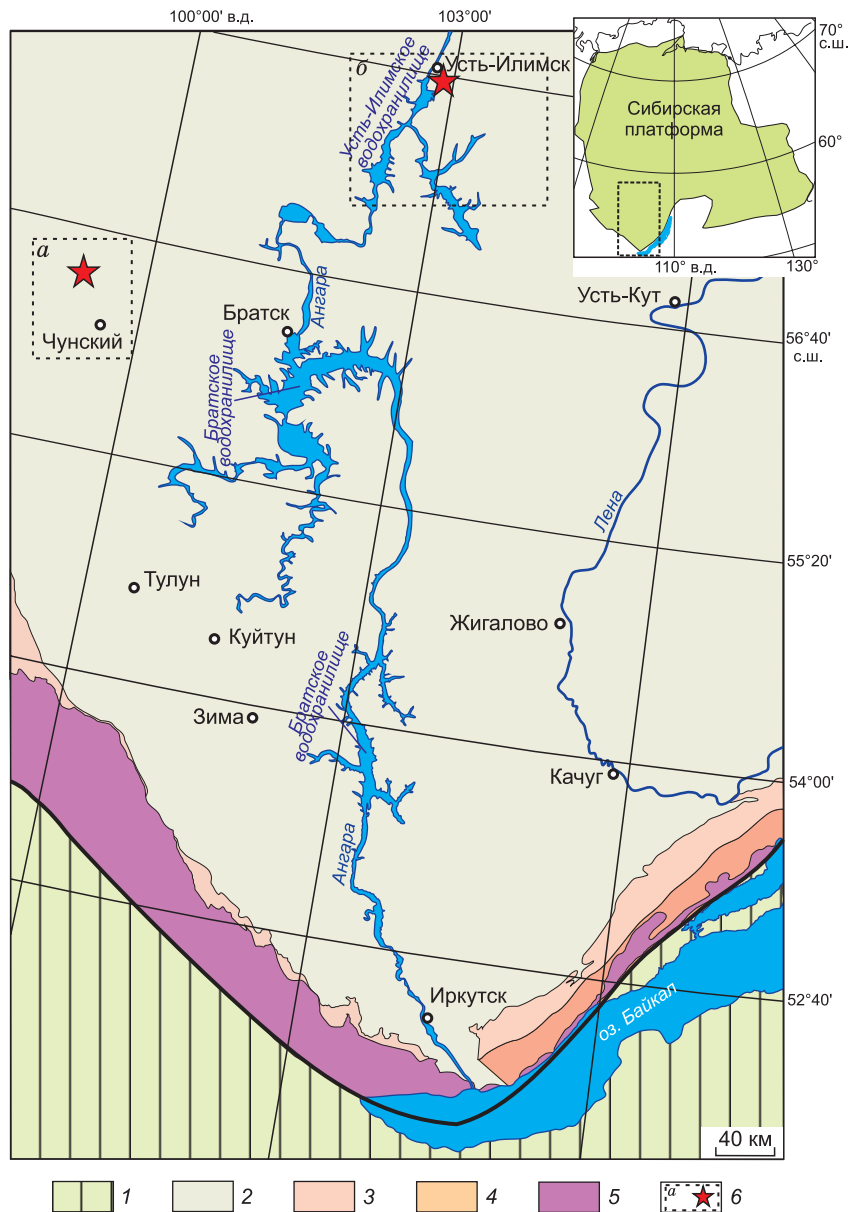


Рис. 1. Геологическая схема района исследований. 1 – Центрально-Азиатский складчатый пояс; 2 – фанерозойский чехол; 3 – вендские осадочные толщи; 4 – рифейские осадочные толщи; 5 – выступы раннедокембрийских пород фундамента Сибирской платформы; 6 – контуры участков работ и места отбора проб. На врезке показан район исследований.

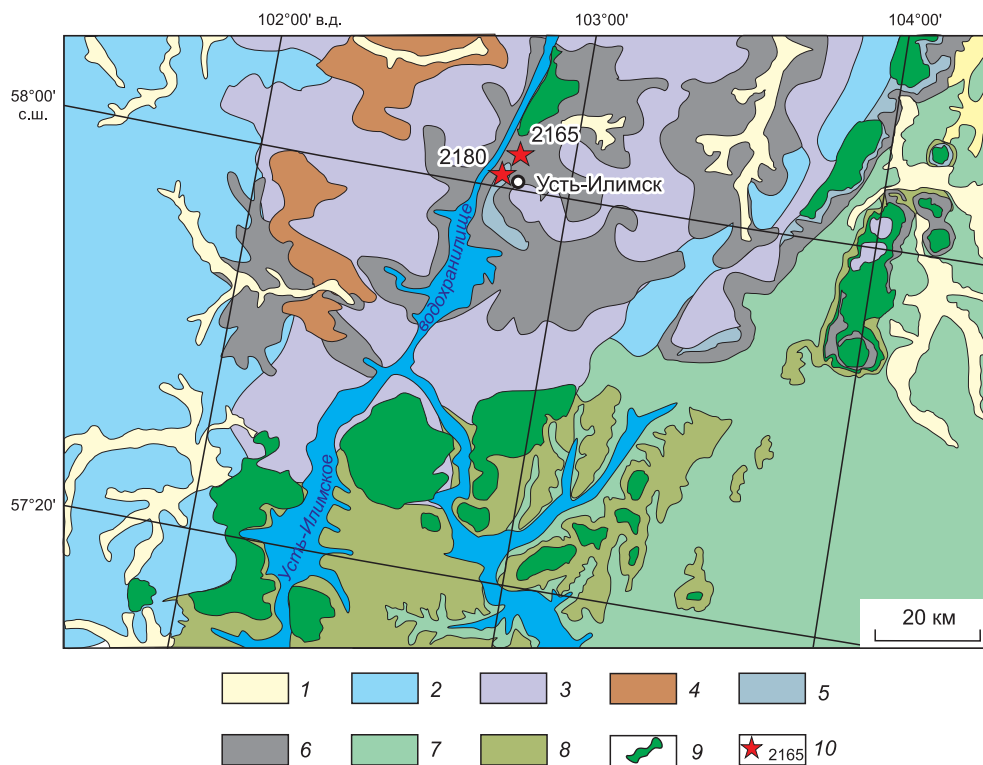


Рис. 3. Схема геологического строения чехла Сибирской платформы в районе Усть-Илимского водохранилища (измененная после [Пермяков и др., 2012]). 1 – четвертичные отложения; 2 – переславская свита (J_1); 3 – тутончанская свита (T_1); 4 – ингамбинская свита (P_2); 5 – катская свита (C_{2-3}); 6 – тушамская свита (C_1); 7 – бадарановская свита (O_2); 8 – кежемская свита (S_1); 9 – магматические образования основного состава коршуновского комплекса (T_1); 10 – место отбора проб из отложений катской и тушамской свит для комплексных исследований.

возрастных породах раннего палеозоя и сложена желтовато- и зеленовато-серыми песчаниками и туфопесчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов. Редко отмечаются туфы и туффиты [Пермяков и др., 2012]. Мощность пород тушамской свиты варьируется от 20 до 180 м.

Катская свита со стратиграфическим несогласием залегает на породах тушамской свиты и несогласно перекрывается пермскими, триасовыми и юрскими образованиями. Коренных выходов породы катской свиты практически не образуют, исключения составляют цоколи террас рек Ката и Ангара. Разрезы катской свиты изучались главным образом по карьерам, горным выработкам и поисковым скважинам [Пермяков и др., 2012]. Породы катской свиты представлены преимущественно песчаниками, переслаивающимися с углистыми и углисто-глинистыми алевролитами и аргиллитами. Общая мощность катской свиты изменяется от 24 до 70 м [Пермяков и др., 2012].

Песчаники тушамской и катской свит были изучены в коренных обнажениях, расположенных в приустьевой части руч. Катывовский, левого притока р. Ангара, на побережье Усть-Илимского водохранилища, в окрестностях г. Усть-Илимск (см. рис. 3). В изученном разрезе, расположенном в левом борту приустьевой части руч. Катывовский, породы ту-

шамской свиты представлены преимущественно слабосцементированными зеленовато-серыми разномерными песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов. Среди песчаников нередко отмечаются плавающие гальки аргиллитов и конгломератов. Мощность свиты в изученном разрезе варьируется от 20 до 23 м. Из разреза тушамской свиты было отобрано девять образцов песчаников, в том числе одна проба для изучения возраста детритовых цирконов.

Породы катской свиты изучены в правом борту приустьевой части руч. Катывовский, где они представлены желтовато-серыми, слабосцементированными разномерными песчаниками с прослоями аргиллитов и алевролитов и тонкими пропластками каменных углей. Мощность отложений свиты в разрезе составляет 25–30 м. Из песчаников катской свиты было отобрано девять образцов, включая одну пробу для геохронологических исследований.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Петрографический состав песчаников изучался с использованием поляризационного микроскопа Olympus BX53P в проходящем и отраженном свете, по стандартному площадному методу с учетом всех компонентов шлифа породы, попадающих в поле зрения.

Таблица 1. Минеральный состав тяжелой фракции шлихов из песчаников баероновской, тушамской и катской свит

Минеральный состав, %	Баероновская свита		Тушамская свита		Катская свита	
	1826		2165		2180	
	< 0.25*	< 0.15	< 0.25	< 0.15	< 0.25	< 0.15
	0.78**		11.71		4.63	
	39.74***	60.26	93.68	6.32	98.49	1.51
Магнетит	ед. з.	—	0.68	ед. з.	0.86	ед. з.
Ильменит	—	ед. з.	2.82	0.09	5.83	0.22
Пирит	ед. з.	ед. з.	—	—	—	—
Гематит	—	—	15.63	1.28	9.50	0.09
Лимонит	ед. з.	—	0.94	ед. з.	ед. з.	—
Турмалин	17.95	17.95	0.08	ед. з.	ед. з.	ед. з.
Группа эпидот + цоизит	—	—	62.17	3.67	69.76	0.86
Группа пироксен + амфибол	ед. з.	—	0.94	ед. з.	0.22	ед. з.
Гранат	ед. з.	ед. з.	3.76	0.26	3.02	0.06
Циркон	1.28	28.21	ед. з.	ед. з.	ед. з.	ед. з.
Апатит	ед. з.	ед. з.	5.64	0.60	4.32	0.06
Кальцит	—	—	0.43	0.09	0.43	—
Биотит	ед. з.	—	0.17	ед. з.	ед. з.	ед. з.
Рутил	—	ед. з.	ед. з.	ед. з.	ед. з.	ед. з.
Порода измененная	5.13	8.97	0.43	0.34	4.54	0.22
Кварц	14.10	5.13	—	—	—	—
Ставролит	1.28	—	—	—	—	—
Сумма	39.74	60.26	93.68	6.32	98.49	1.51

Примечание. Прочерк – отсутствие минерала; ед. з. – единичные зерна. Полужирным шрифтом обозначен номер пробы.

* Фракция класса, мм.

** Общий вес шлиха, г.

*** Мас. % класса

Минералогический полуколичественный анализ выполнен для магнитных, I, II, III электромагнитных и немагнитных тяжелых фракций классов > 0.15 и > 0.25 мм, выделенных в трибромметане и далее с использованием магнита Сочнева. Диагностика минералов производилась визуально, с учетом их плотности, по стандартной методике с использованием бинокуляра МБС-10 и поляризационного микроскопа МИН-8, а также иммерсионных жидкостей (минералог Г.И. Чаузова). При подсчете процентного содержания минералов в шлихе за 100 % брали общий вес шлиха обеих фракций. Содержание минералов в шлихах приведено в табл. 1.

Определение концентраций основных петрогенных оксидов проведено с помощью силикатного анализа в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН по методике [Ревенко, 2014]. Анализ концентраций Co и Sc выполнен рентгенофлуоресцентным методом, по [Pashkova et al., 2019], в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН. Содержания остальных редких и редкоземельных элементов определялись методом ICP-MS, для образцов песчаников баероновской свиты исследования проводились в Лимнологическом институте СО РАН (ОПЦКП «Ультрамикрoанализ») на квадрупольном масс-спект-

рометре Agilent 7500ce (Agilent Technologies Inc., США), а для песчаников катской и тушамской свит в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7900 (Agilent Technologies, Inc., США) (аналитик С.В. Пантеева). Концентрации элементов рассчитаны относительно международных стандартов AGV-2, BCR-2, JG-2, G-2, GSP-2. Химическое разложение проб для ICP-MS анализа проводилось в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН методом сплавления с метабора́том лития по методике [Panteeva et al., 2003]. Ошибка определений редких и редкоземельных элементов методом ICP-MS составляла не более 5 %.

Концентрации петрогенных оксидов, а также редких и редкоземельных элементов в представительных образцах терригенных пород баероновской, тушамской и катской свит, значения индекса химического выветривания (CIA) [Nesbitt, Young, 1982] и значений отношений некоторых редких и редкоземельных элементов приведены в табл. 2.

Для геохронологического исследования детритовых цирконов были отобраны пробы песчаников тушамской и катской свит весом около 5 кг. Из каждой пробы было выделено более 150 зерен аксессуарного циркона, которые были погружены в шайбу с эпок-

Таблица 2. Литогеохимический состав терригенных пород баероновской, тушамской и катской свит

Компонент	Баероновская свита							Тушамская свита				
	1826	1827	1828	1829	1830	1831	1832	2165	2166	2167	2171	2173
SiO ₂ , мас. %	28.63	48.13	91.10	95.17	55.16	61.70	53.59	66.18	66.18	69.47	71.80	66.76
TiO ₂	0.11	0.34	0.20	0.07	0.40	0.37	0.31	0.29	0.53	0.40	0.33	0.40
Al ₂ O ₃	3.55	6.06	3.74	1.79	7.31	6.62	5.41	9.74	13.49	11.21	11.50	11.82
Fe ₂ O ₃	0.57	33.09	0.62	0.18	25.36	21.03	29.25	1.52	2.45	1.94	1.98	1.81
FeO	0.03	0.85	0.97	1.05	0.53	0.71	0.42	1.10	1.30	1.22	1.07	0.94
Fe ₂ O ₃ зобщ.	0.90	34.03	1.70	1.35	25.95	21.82	29.72	2.75	3.90	3.29	3.17	2.85
MnO	0.04	0.05	0.00	0.01	0.07	0.05	0.69	0.11	0.03	0.05	0.03	0.06
MgO	0.29	0.55	0.29	0.17	0.69	0.60	0.55	1.00	1.45	1.16	1.09	1.08
CaO	36.26	0.17	0.19	0.21	0.08	0.14	0.15	6.67	2.22	2.90	1.72	4.35
Na ₂ O	0.07	0.07	0.05	0.05	0.08	0.10	0.06	1.41	1.64	1.55	1.53	1.65
K ₂ O	2.52	2.84	1.35	0.65	3.52	3.26	2.48	4.01	4.30	4.26	4.57	4.30
P ₂ O ₅	0.05	0.60	0.05	0.03	0.32	0.28	0.58	0.08	0.10	0.09	0.08	0.09
H ₂ O	0.12	0.63	0.04	0.07	0.50	0.44	0.57	1.03	1.94	1.39	1.26	1.38
П.п.п.	5.50	6.38	0.81	0.10	5.19	4.37	5.77	1.84	2.72	2.23	2.23	2.03
CO ₂	22.11	0.20	0.16	0.30	0.32	0.29	0.07	4.88	1.20	1.74	0.83	2.87
Сумма	100.12	99.96	99.57	99.85	99.53	99.96	99.90	99.87	99.55	99.60	100.02	99.53
a	0.15	0.15	0.05	0.02	0.16	0.13	0.12	0.17	0.24	0.19	0.19	0.21
b	0.91	0.35	0.03	0.02	0.29	0.25	0.32	0.19	0.13	0.13	0.10	0.15
CIA	–	63	66	61	64	63	64	–	54	47	52	44
Rb, г/т	28.60	20.24	28.31	26.99	31.33	37.63	17.35	142.24	145.69	152.70	159.75	150.84
Ba	254.83	194.76	277.95	270.56	300.94	381.80	179.57	437.38	571.42	508.54	529.37	538.13
Sr	67.73	37.99	76.00	40.64	45.90	52.31	185.82	193.05	365.02	233.36	230.79	254.52
Y	13.34	10.19	12.23	15.21	14.89	14.76	8.53	31.85	20.64	24.28	22.05	27.87
Zr	498.63	253.90	248.63	350.11	318.01	299.75	205.12	157.93	219.56	190.46	197.48	190.02
Hf	12.16	6.69	6.62	8.96	8.27	7.60	5.22	4.38	5.74	5.36	5.16	4.97
Nb	10.77	5.36	5.93	8.12	8.20	7.20	4.20	8.08	10.47	10.14	10.06	8.82
Ta	0.51	0.26	0.28	0.42	0.40	0.40	0.19	0.67	0.96	0.77	0.79	0.74
La	27.74	17.41	14.29	16.33	17.11	12.61	15.50	42.03	38.57	43.36	49.40	41.40
Ce	53.47	32.71	28.43	36.61	39.51	26.37	29.50	78.35	74.14	82.44	90.27	77.84
Pr	5.57	3.64	3.46	4.22	4.45	3.06	3.23	8.72	8.56	9.03	9.25	8.67
Nd	20.47	13.80	14.32	15.92	16.33	12.76	11.98	30.64	30.11	32.55	33.03	30.79
Sm	3.41	2.48	2.84	3.34	3.38	2.88	2.08	6.43	5.97	6.40	6.59	6.22
Eu	0.62	0.58	0.68	0.72	0.69	0.66	0.49	1.13	1.17	1.05	1.17	1.10
Gd	2.95	2.22	2.58	2.86	2.93	2.59	1.92	5.63	4.80	5.35	5.63	5.51
Tb	0.43	0.30	0.39	0.42	0.42	0.41	0.27	0.89	0.72	0.80	0.82	0.88
Dy	2.29	1.74	2.24	2.67	2.47	2.52	1.50	5.31	4.04	4.54	4.21	4.62
Ho	0.45	0.34	0.44	0.55	0.52	0.51	0.29	1.03	0.74	0.83	0.80	0.91
Er	1.24	0.94	1.20	1.49	1.50	1.42	0.75	2.81	1.98	2.28	2.15	2.39
Tm	0.19	0.14	0.17	0.22	0.22	0.21	0.11	0.42	0.30	0.35	0.33	0.36
Yb	1.18	0.89	1.00	1.33	1.37	1.31	0.75	2.69	2.13	2.29	2.19	2.45
Lu	0.20	0.12	0.13	0.19	0.16	0.20	0.10	0.44	0.35	0.37	0.36	0.37
Th	14.68	7.24	7.03	10.76	9.55	8.05	5.88	15.93	15.45	18.70	19.37	16.49
U	1.25	0.75	0.76	1.12	0.91	0.86	0.65	2.51	3.35	2.95	2.94	2.99
Co	4.80	50.00	5.60	4.30	42.00	37.00	52.00	5.00	6.00	9.00	10.00	8.00
Sc	5.30	8.80	2.90	1.90	7.40	7.10	6.20	8.50	9.20	7.50	5.10	9.30
Eu/Eu*	15.90	13.18	9.61	8.27	8.43	6.48	13.94	0.57	0.67	0.55	0.59	0.58
(La/Yb) _n	5.12	4.41	3.16	3.07	3.18	2.76	4.70	10.52	12.21	12.79	15.18	11.38
(La/Sm) _n	0.60	0.75	0.77	0.71	0.67	0.74	0.75	4.11	4.06	4.26	4.72	4.19
Th/Sc	2.77	0.82	2.42	5.66	1.29	1.13	0.95	1.87	1.68	2.49	3.80	1.77
Zr/Sc	94.08	28.85	85.73	184.27	42.97	42.22	33.08	18.58	23.87	25.39	38.72	20.43
Co/Th	5.23	1.98	4.93	8.59	2.31	1.78	2.50	0.31	0.39	0.48	0.52	0.49
La/Sc	1.89	2.41	2.03	1.52	1.79	1.57	2.64	4.94	4.19	5.78	9.69	4.45
La/Th	120.19	77.32	72.18	86.88	91.06	67.52	68.47	2.64	2.50	2.32	2.55	2.51
ΣP3Э	15.90	13.18	9.61	8.27	8.43	6.48	13.94	186.52	173.59	191.64	206.21	183.52

Компонент	Тушамская свита				Катская свита								
	2176	2177	2178	2179	2180	2181	2186	2187	2188	2189	2190	2193	2194
SiO ₂ , мас. %	65.50	69.46	66.45	67.01	62.59	72.28	71.29	69.81	70.87	66.97	71.99	65.01	67.61
TiO ₂	0.43	0.37	0.51	0.45	0.25	0.33	0.30	0.35	0.34	0.35	0.50	0.59	0.44
Al ₂ O ₃	12.12	11.46	13.78	12.75	11.76	13.51	13.59	12.95	14.04	12.69	12.55	13.90	13.17
Fe ₂ O ₃	1.90	2.27	2.88	1.99	2.32	2.45	2.51	3.75	2.54	3.27	2.82	4.82	3.24
FeO	0.92	1.11	1.28	0.97	0.54	0.50	0.52	0.54	0.54	0.62	0.68	0.87	0.11
Fe ₂ O ₃ общ.	2.92	3.50	4.30	3.07	2.93	3.01	3.09	4.35	3.14	3.95	3.57	5.79	3.97
MnO	0.07	0.04	0.03	0.06	0.31	0.01	0.02	0.07	0.02	0.20	0.06	0.08	0.11
MgO	1.33	1.17	1.58	1.25	0.49	0.52	0.60	0.77	0.61	0.66	0.61	0.98	0.72
CaO	4.42	2.60	1.60	3.30	7.47	0.67	0.71	1.11	0.73	2.95	0.84	1.39	2.19
Na ₂ O	1.64	1.48	1.61	1.74	1.47	1.51	1.67	1.43	1.62	1.57	1.46	1.55	1.60
K ₂ O	4.16	4.39	4.41	4.09	3.82	4.03	4.39	4.00	4.20	3.94	3.58	3.40	3.84
P ₂ O ₅	0.09	0.08	0.10	0.10	0.12	0.14	0.15	0.14	0.22	0.16	0.15	0.14	0.16
H ₂ O	1.53	1.44	2.05	1.71	0.45	0.51	0.66	1.06	0.62	0.87	0.64	1.52	0.81
П.п.п.	2.44	1.87	2.76	2.20	2.95	3.39	3.30	3.81	3.54	3.82	3.78	5.06	4.04
CO ₂	3.01	1.88	0.80	2.28	5.36	< 0.06	< 0.06	0.21	< 0.06	1.64	< 0.06	0.33	1.08
Сумма	99.56	99.62	99.84	99.90	99.91	99.85	99.70	100.01	99.89	99.70	99.65	99.63	99.67
<i>a</i>	0.22	0.19	0.24	0.22	0.22	0.22	0.22	0.22	0.23	0.22	0.21	0.25	0.23
<i>b</i>	0.16	0.12	0.12	0.13	0.20	0.06	0.07	0.10	0.07	0.12	0.08	0.12	0.11
CIA	44	49	57	49	–	63	61	60	62	51	62	61	55
Rb, г/т	137.31	153.93	151.92	138.84	122.94	125.27	139.45	123.90	135.62	125.37	118.98	110.25	121.90
Ba	563.94	507.00	563.22	603.35	544.31	553.29	635.63	521.63	619.09	580.70	546.22	555.96	571.77
Sr	280.09	228.16	375.07	286.05	164.30	100.06	108.22	110.28	117.71	157.91	114.18	138.78	142.66
Y	22.36	22.78	19.18	20.67	19.30	18.38	20.90	17.78	25.46	21.18	22.34	25.41	23.07
Zr	179.31	180.65	216.49	207.53	136.36	188.67	163.04	156.28	170.27	193.45	200.83	216.87	165.42
Hf	4.75	4.92	5.74	5.24	3.56	4.60	4.04	4.63	4.61	4.94	4.97	5.55	4.30
Nb	8.77	9.67	11.19	9.45	8.73	9.72	9.29	9.90	9.36	10.18	10.64	10.66	9.85
Ta	0.66	0.84	0.95	0.68	0.68	0.74	0.75	0.78	0.83	0.71	0.70	0.75	0.82
La	33.82	47.70	41.11	30.79	34.94	27.60	28.62	25.90	30.87	33.56	45.96	44.34	36.80
Ce	64.08	87.40	79.53	59.82	64.10	53.63	55.92	50.40	56.44	63.38	82.54	80.71	68.37
Pr	7.13	9.10	8.44	6.61	6.73	6.02	6.09	5.65	6.58	6.87	8.68	8.62	7.54
Nd	24.97	30.77	28.26	22.89	22.30	19.88	20.59	18.92	22.43	23.88	30.08	29.30	24.95
Sm	5.28	6.38	5.87	4.98	4.51	4.27	4.48	4.16	4.74	4.99	6.02	6.17	5.46
Eu	1.03	1.16	1.12	1.10	0.91	0.89	0.94	0.82	1.13	1.06	1.09	1.25	1.01
Gd	4.45	5.38	4.35	4.09	3.42	3.31	3.33	3.13	3.97	3.84	3.99	5.01	4.13
Tb	0.68	0.77	0.63	0.58	0.55	0.53	0.50	0.48	0.60	0.56	0.65	0.75	0.64
Dy	3.78	3.98	3.50	3.38	2.99	3.20	3.10	2.97	3.74	3.61	3.85	4.41	3.73
Ho	0.75	0.77	0.66	0.70	0.61	0.65	0.69	0.63	0.79	0.76	0.74	0.87	0.76
Er	2.10	2.04	1.76	1.97	1.77	1.87	1.92	1.78	2.23	2.12	2.01	2.43	2.15
Tm	0.32	0.32	0.28	0.31	0.27	0.29	0.30	0.29	0.35	0.33	0.31	0.36	0.33
Yb	2.10	2.07	1.82	2.00	1.70	1.93	2.08	1.97	2.36	2.20	2.23	2.36	2.22
Lu	0.35	0.36	0.28	0.32	0.26	0.29	0.35	0.30	0.34	0.34	0.36	0.36	0.34
Th	14.62	18.37	15.91	14.29	13.46	15.07	15.33	15.07	15.68	15.80	17.17	15.87	15.82
U	2.75	2.98	3.04	2.82	2.35	2.65	2.67	2.86	2.86	2.93	2.91	3.34	2.87
Co	7.00	4.00	10.00	7.00	5.00	9.00	5.00	6.28	3.68	5.52	4.68	9.03	5.39
Sc	9.70	6.30	11.00	12.00	5.80	5.60	7.30	7.30	6.50	7.90	8.50	13.00	8.70
Eu/Eu*	0.65	0.61	0.68	0.75	0.71	0.72	0.74	0.69	0.80	0.74	0.68	0.69	0.65
(La/Yb) _n	10.84	15.51	15.26	10.36	13.86	9.63	9.27	8.87	8.83	10.27	13.89	12.65	11.16
(La/Sm) _n	4.03	4.70	4.40	3.89	4.88	4.07	4.02	3.92	4.10	4.23	4.80	4.52	4.24
Th/Sc	1.51	2.92	1.45	1.19	2.32	2.69	2.10	2.06	2.41	2.00	2.02	1.22	1.82
Zr/Sc	18.49	28.67	19.68	17.29	23.51	33.69	22.33	21.41	26.20	24.49	23.63	16.68	19.01
Co/Th	0.48	0.22	0.63	0.49	0.37	0.60	0.33	0.42	0.23	0.35	0.27	0.57	0.34
La/Sc	3.49	7.57	3.74	2.57	6.02	4.93	3.92	3.55	4.75	4.25	5.41	3.41	4.23
La/Th	2.31	2.60	2.58	2.15	2.60	1.83	1.87	1.72	1.97	2.12	2.68	2.79	2.33
ΣPЗЭ	150.84	198.21	177.62	139.55	145.05	124.37	128.91	117.39	136.56	147.49	188.51	186.94	158.44

Примечание. Fe₂O₃общ. = Fe₂O₃ + 1.1113 × FeO; прочерк – расчеты не производились; *a* = (Al/Si (ат. кол.)), *b* = (Fe²⁺ + Fe³⁺ + Mn + Ca + Mg (ат. кол.)) [Неелов, 1980]; CIA = [Al₂O₃/(Al₂O₃ + CaO* + Na₂O + K₂O)] × 100 (мол. масса, где CaO* представляет собой долю CaO в силикатных минералах) [Nesbitt, Young, 1982]; *n* – нормирование по хондриту [Boynnton, 1984]; Eu/Eu* = (Eu_n)/((Sm)_n × (Gd)_n)^{1/2}; ΣPЗЭ = Σ(La–Lu); П.п.п. – потеря при прокаливании, полужирным шрифтом отмечены номера образцов.

сидной смолой и затем отполированы. Изучение зёрен циркона проводилось в ЦКП «Геоспектр» Геологического института им. Н.Л. Дубрецова СО РАН (г. Улан-Удэ). U-Pb изотопный анализ циркона выполнен методом лазерной абляции на масс-спектрометре высокого разрешения Element XR (Thermo Fisher Scientific), соединенным с приставкой для лазерного прибора UP-213 с длиной волны излучения 213 нм (New Wave Research) по методике, опубликованной в [Хубанов и др., 2016; Буянтуев и др., 2017]. Диаметр лазерного пучка при абляции составлял 30 мкм. При анализе проводилось измерение изотопных отношений в зёрнах циркона без какого-либо их предварительного отбора по размеру или морфологии. Калибровка проводилась с использованием стандартного циркона 91500, имеющего возраст 1065.4 ± 0.6 млн лет [Wiedenbeck et al., 1995]. Цирконовые стандарты Plešovice (337.1 ± 0.4 млн лет [Sláma et al., 2008]) и GJ-1 (608.5 ± 0.4 млн лет [Jackson et al., 2004]) использовались для контроля качества данных. Обработка выполненных измерений проводилась в программах GLITTER [Griffin et al., 2008] и ISOPLOT [Ludwig, 2003]. В интерпретации учитывались только оценки возраста, дискордантность (D) которых не превышает 10 %, при этом для цирконов с возрастом < 1 млрд лет $D = ((^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U age})/(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U age}) - 1) \times 100$ %, а для цирконов > 1 млрд лет $D = ((^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb age})/(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U age}) - 1) \times 100$ % [Powerman et al., 2021]. Гистограммы и кривые относительной вероятности построены с ошибкой 1σ . Значения U-Pb возраста детритовых цирконов с дискордантностью < 10 % приведены в табл. 3.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Проанализированные терригенные породы баероновской свиты по своим петрографическим характеристикам разделились на три группы: песчаники кварцевые, известковые алевритистые и железистые.

Кварцевые песчаники баероновской свиты сложены плохо отсортированными, полуокатанными и окатанными обломками (рис. 4, а, б). Цемент кварцевый, поровый, регенерационный. Текстура массивная, структура псаммитовая, разнозернистая. В минеральном составе кварцевых песчаников баероновской свиты преобладает кварц (80–85 %). Второстепенные минералы: плагиоклаз (2–5 %) и калиевый полевой шпат (2–4 %). Акцессорный минерал: циркон. Обломки пород (8–9 %) представлены кремнистыми породами, гранитоидами и эффузивами кислого состава, реже отмечаются микросланцы и аргиллиты. Эпигенетические изменения проявлены регенерацией кварца.

Известковые алевритистые песчаники баероновской свиты на 38 % сложены неравномерно распределенной цементирующей криптозернистой базально-поровой карбонатной массой. Остальные 62 % поро-

ды представлены неравномерно распределенным полуокатанным и неокатанным обломочным материалом средней степени сортировки (см. рис. 4, в, г). Ориентированная микрослоистая текстура известковых алевритистых песчаников обусловлена неравномерной пигментацией карбонатной цементирующей массы гидроксидами железа с примесью глинистых минералов. Структура породы псаммитовая. Обломки минералов в этих песчаниках распределены неравномерно и представлены преимущественно кварцем (45–52 %). Второстепенные минералы: карбонат (кальцит?) (8–10 %), глинистые минералы (8–12 %), плагиоклаз (3–8 %) и калиевый полевой шпат (4–6 %). Также в породе отмечаются единичные чешуйки мусковита и биотита (~ 1 %). Акцессорные минералы: турмалин, циркон. Среди обломков пород (10–12 %) диагностируются кремнистые породы, кварциты, известняки и гранитоиды. Вторичные изменения: пелитизация полевых шпатов, лимонитизация.

Железистые песчаники баероновской свиты на 35 % сложены базальной коррозионной железистой цементирующей массой, остальные 65 % породы представлены неокатанным, полуокатанным и окатанным обломочным материалом средней степени сортировки (см. рис. 4, д, е). Текстура породы массивная, структура алевропсаммитовая, средне- и мелкозернистая. Обломки минералов в породе представлены преимущественно кварцем (68–70 %) и калиевым полевым шпатом (12–14 %). Второстепенный минерал – плагиоклаз (6–8 %). Отмечаются единичные чешуйки мусковита. Акцессорные минералы: турмалин и циркон. Среди обломков пород (9–10 %) диагностируются кремнистые породы, кварциты, гранитоиды и алевролиты. Вторичные изменения проявлены лимонитизацией.

Изученные образцы тушамской свиты представлены разнозернистыми полимиктовыми песчаниками и алевролитами, сложенными полуокатанным обломочным материалом средней степени сортировки (см. рис. 4, ж, з). Цемент глинистый, редко глинисто-карбонатный, поровый, контактово-поровый. Слоистая текстура породы обуславливается чередованием слоев различного гранулометрического состава. Структура разнозернистая, псаммитовая. В минеральном составе песчаников тушамской свиты преобладают обломки пород (38–51 %), среди которых диагностируются гранитоиды, известняки, кварциты, кремнистые породы и эффузивы основного состава. Содержание кварца в этих песчаниках не превышает 25 %. Полевые шпаты представлены плагиоклазом (10–14 %) и калиевым полевым шпатом (6–10 %). Отмечаются малочисленные чешуйки биотита (4 %) и мусковита (2 %). Акцессорные минералы: турмалин, циркон, эпидот. Вторичные преобразования выражены серицитизацией плагиоклаза, серицитизацией и пелитизацией калиевых полевых шпатов, а также лимонитизацией обломков пород.

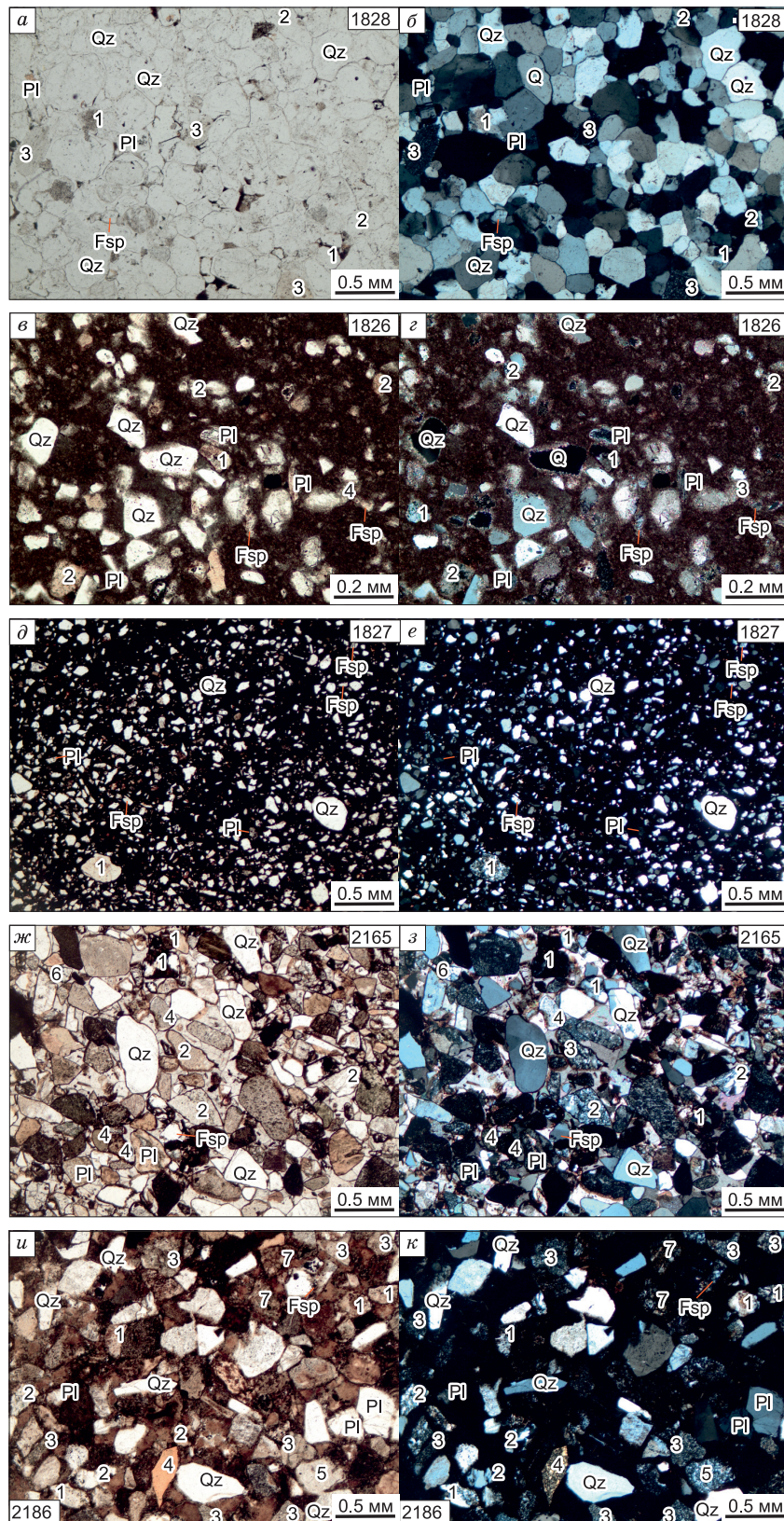


Рис. 4. Микрофотографии шлифов кварцевого песчаника баероновской свиты (а – николи ||; б – николи ×), известкового алевролитистого песчаника баероновской свиты (в – николи ||; г – николи ×), железистого песчаника баероновской свиты (д – николи ||; е – николи ×), полимиктового песчаника тушамской свиты (ж – николи ||; з – николи ×), полимиктового песчаника катской свиты (u – николи ||; к – николи ×). Qz – кварц; Fsp – калиевый полевой шпат; Pl – плагиоклаз; 1–7 – обломки пород: 1 – гранитоиды, 2 – кремнистые породы, 3 – аргиллиты, 4 – известняки, 5 – алевролиты, 6 – эффузивы основного состава, 7 – микросланцы.

Проанализированные образцы катской свиты представлены разномасштабными полимиктовыми песчаниками и алевролитами, сложенными полуокатанными и неокатанными обломками средней степени сортировки (см. рис. 4, и, к). Цемент железисто-глинистый, порово-контактный. Структура псаммитовая. Пятнистая текстура породы обусловлена различной степенью пигментации обломков пород гидроксидами железа. В минеральном составе песчаников катской свиты преобладают обломки пород (58–62 %), представленные кремнистыми породами, гранитоидами, аргиллитами, алевролитами и микросланцами. Содержание кварца в песчаниках составляет 10–12 %. Полевые шпаты представлены плагиоклазом (14–18 %) и калиевым полевым шпатом (3–5 %). Отмечаются малочисленные чешуйки биотита (2 %) и зерна рудного минерала (1 %). Акцессорный минерал: циркон. Вторичные преобразования проявлены лимонитизацией обломков пород и биотита, серицитизацией и аргиллизацией плагиоклаза, пелитизацией калиевого полевого шпата.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ТЯЖЕЛОЙ ФРАКЦИИ

Анализ минералов тяжелой фракции был выполнен для песчаника баероновской свиты (обр. 1826) и алевролитов тушамской (обр. 2165) и катской (обр. 2180) свит (см. табл. 1).

В известковом алевритистом песчанике баероновской свиты среди минералов тяжелой фракции преобладают турмалин, циркон и ставролит. Также в шлихе присутствуют обломки кварца и измененной породы. Турмалин представлен хорошо окатанными кристаллами эллипсоидной и круглой формы, темно-бурого до черного, реже темно-зеленого, цвета, в меньшей степени бесцветного, светло-зеленого и темно-синего цвета. Единичные зерна турмалина неокатанные, в виде тригональных короткопризматических кристаллов. Циркон встречается в виде кристаллов призматической формы белого, реже светло-сиреневого, цвета со сглаженными гранями и ребрами. У единичных кристаллов циркона отмечаются прямые ребра и ровные грани. Обломки кварца остроугольные со сглаженными краями, молочно-белого, реже серого, цвета. Кристаллы ставролита прозрачные, светло-коричневого цвета, удлиненной призматической формы со сглаженными ребрами. Измененная порода представлена неправильной формы лимонитизированными и карбонатизированными обломками. Биотит встречается в виде пластинок бурого цвета. Отмечаются единичные мелкие окатанные обломки магнетита, ильменита, лимонита, пирита, граната, пироксена, амфибола, апатита, рутила.

Минеральные составы тяжелых фракций алевролитов тушамской и катской свит идентичны, в них преобладают минералы группы эпидота и цоизита, а

также гематит, апатит и гранат. В меньшем количестве отмечаются минералы группы пироксена и амфибола, рутил, циркон, магнетит, лимонит, кальцит, биотит. Кроме того, присутствуют незначительные количества измененной породы. Обломки зерен эпидота и цоизита неправильной формы, фисташково-зеленого цвета. Обломки гематита остроугольной формы черного и вишневого цвета. Апатит встречается в виде мелких шестигранных призм, прозрачных, белого цвета, реже встречаются остроугольные обломки. Гранат представлен изометричными остроугольными обломками разных оттенков розового цвета. Пироксен и амфибол отмечаются в виде кристаллов зеленого цвета удлиненной формы. Магнетит имеет черный цвет и образует мелкие остроугольные обломки неправильной формы. Биотит встречается в виде пластинок бурого цвета. Обломки измененной породы имеют неправильную форму, лимонитизированы и карбонатизированы. Остальные минералы представлены мелкими остроугольными обломками неправильной формы.

ХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Петрогенные элементы. Петрохимическая классификация проанализированных песчаников баероновской, тушамской и катской свит проведена с использованием диаграммы А (Al/Si)–В ($\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn} + \text{Ca} + \text{Mg}$) [Неелов, 1980] (рис. 5).

Песчаники баероновской свиты обнаруживают различные концентрации петрогенных оксидов. На классификационной диаграмме А–В [Неелов, 1980] кварцевые песчаники (образцы 1828, 1829) попадают в поля мономиктовых (кварцевых) песчаников, железистые песчаники (образцы 1827, 1830, 1831, 1832) в поля карбонатистых – железистых олигомиктовых и полимиктовых песчаников, а известковый алевритистый песчаник (обр. 1826) – в поле карбонатолитов с примесью песчаного и туфового материала и алевролитов (см. рис. 5). Специфической особенностью кварцевых песчаников являются высокие концентрации SiO_2 (91.1–95.2 мас. %), для железистых песчаников характерны высокие концентрации $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ.}}$ = 21.8–34.0 мас. % при содержании SiO_2 от 48.1 до 61.7 мас. %, а отличительной особенностью известкового алевритистого песчаника являются высокие концентрации CaO = 36.3 мас. % и CO_2 = 22.1 мас. % при содержании SiO_2 = 28.6 мас. % (см. табл. 2).

Большинство песчаников тушамской свиты, в соответствии с классификацией А.Н. Неелова [1980], соответствуют полимиктовым песчаникам, отдельные образцы имеют составы, близкие аркозовым песчаникам и полимиктовым алевролитам (см. рис. 5). Породы тушамской свиты обнаруживают значения (мас. %): SiO_2 = 66.2–71.8, Al_2O_3 = 9.7–13.8, $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ.}}$ = 2.7–4.3, MgO = 1.0–1.6, CaO = 1.6–6.7, Na_2O = 1.4–1.7, K_2O = 4.0–4.6 и CO_2 = 0.8–4.9.

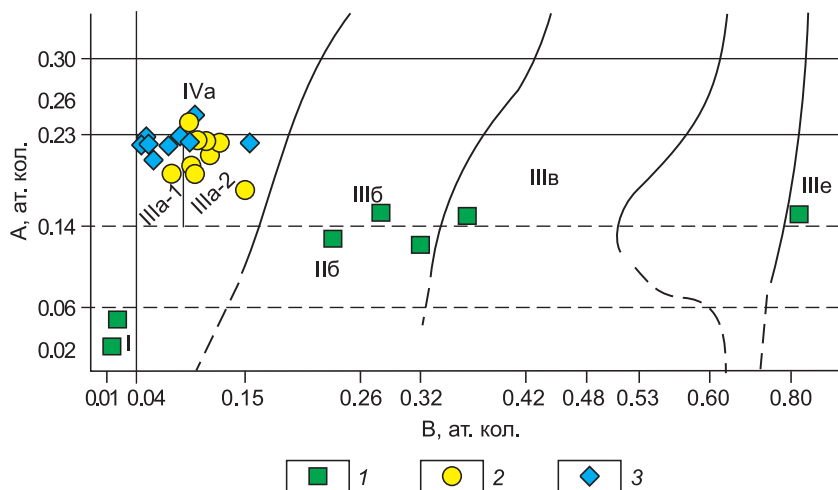


Рис. 5. Классификационная диаграмма A (Al/Si, ат. кол.)–B (Fe²⁺ + Fe³⁺ + Mn + Ca + Mg, ат. кол.), по [Неелов, 1980], для песчаников баероновской, катской и тушамской свит. 1–3 – фигуративные точки терригенных пород: 1 – баероновской свиты, 2 – тушамской свиты, 3 – катской свиты. Поля составов: I – мономиктовые (кварцевые) песчаники; IIb – карбонатные (железистые песчаники); IIIa-1 – аркозы, субаркозы; IIIa-2 – полимиктовые песчаники; IIIb – карбонатные и железистые полимиктовые песчаники; IIIe – карбонатолиты с примесью песчаного и туфового материала; IVa – полимиктовые алевролиты.

Проанализированные образцы катской свиты на диаграмме A–B [Неелов, 1980] попадают преимущественно в поле аркозовых песчаников, некоторые образцы смещаются в поля полимиктовых песчаников и алевролитов (см. рис. 5). Аркозовые и полимиктовые песчаники характеризуются значениями (мас. %): SiO₂ = 65.0–72.3, Al₂O₃ = 12.6–14.0, Fe₂O₃общ. = 3.0–5.8, MgO = 0.5–1.0, CaO = 0.7–3.0, Na₂O = 1.4–1.7, K₂O = 3.4–4.4 и CO₂ = < 0.06–1.6. Один образец, соответствующий полимиктовому алевролиту, обнаруживает содержания (мас. %): SiO₂ = 62.6, Al₂O₃ = 11.8, Fe₂O₃общ. = 2.9, MgO = 0.5, CaO = 7.5, Na₂O = 1.5, K₂O = 3.8 и CO₂ = 5.4.

Редкие и редкоземельные элементы. Концентрации редких и редкоземельных элементов (РЗЭ) в изученных песчаниках баероновской, тушамской и катской свит, а также отношения некоторых элементов приведены в табл. 2. Для наглядного представления особенностей распределения редких и редкоземельных элементов в проанализированных песчаниках проведено сопоставление их концентраций с содержаниями этих же элементов в фанерозойском кратонном песчанике (ФКП) [Condie, 1993].

Все песчаники баероновской свиты, вне зависимости от содержаний в них петрогенных элементов, обнаруживают близкие к ФКП концентрации Rb, Ta, U, а также близкие или повышенные содержания Ba, Sr, Y, Zr, Hf, Nb, Th, Co и Sc (рис. 6, а). Суммарное содержание РЗЭ в изученных песчаниках баероновской свиты составляет 68–120 г/т. Все породы обнаруживают параллельные друг другу фракционированные спектры распределения РЗЭ – (La/Yb)_n = 6.5–15.9, обогащение легкими лантаноидами – (La/Sm)_n = 2.8–

5.1 и наличие отчетливой отрицательной европиевой аномалии (Eu/Eu* = 0.6–0.8) (см. рис. 6, б).

Проанализированные песчаники и алевролиты тушамской свиты характеризуются повышенными значениями Rb, Ba, Sr, Y, Zr, Hf, Ta, Nb, Th, U, Co и Sc относительно ФКП (см. рис. 6, в). Сумма РЗЭ в песчаниках тушамской свиты варьирует от 140 до 206 г/т. Для этих песчаников отмечаются фракционированные спектры РЗЭ – (La/Yb)_n = 10.8–15.5, обогащение легкими лантаноидами – (La/Sm)_n = 3.9–4.7 и наличие отрицательной европиевой аномалии (Eu/Eu* = 0.5–0.7) (см. рис. 6, з).

Для песчаников и алевролитов катской свиты характерны повышенные относительно ФКП концентрации редких и редкоземельных элементов (см. рис. 6, д). Сумма РЗЭ составляет 117–189 г/т. Песчаники катской свиты обнаруживают фракционированные спектры РЗЭ – (La/Yb)_n = 8.8–13.9, обогащение легкими лантаноидами – (La/Sm)_n = 3.9–4.9 и наличие отрицательной европиевой аномалии (Eu/Eu* = 0.6–0.8) (см. рис. 6, е).

U–Pb (LA-ICP-MS) ВОЗРАСТ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ

Из полимиктового алевролита тушамской свиты (пр. № 2165) было выделено и проанализировано 105 зерен детритового циркона. Значения с дискордантностью (*D*) < 10 % были получены для 92 зерен (дополнительные материалы, Suppl. 1, <https://www.elibrary.ru/item.asp?id=75221101>). Возраст самого молодого зерна составил 328 млн лет, самого древнего – 3012 млн лет. Наибольшее количество оценок возраста циркона (69 зерен с возрастом от 328 до 434 млн

лет) соответствует среднему палеозою, на кривой относительной вероятности возраста они образуют основной пик на 336 млн лет (средний карбон (визейский ярус), по международной стратиграфической шкале (МСШ)) (рис. 7, *а*). Раннепалеозойские оценки возраста (463–499 млн лет) обнаруживают пять зерен циркона, которые образуют пик на 496 млн лет. Возраст семи зерен циркона соответствует неопротерозою (789–952 млн лет) с пиком на 902 млн лет. Остальные единичные оценки возраста соответствуют мезопротерозою (три зерна с возрастом от 1120 до 1359 млн лет), палеопротерозою (шесть зерен с возрастом от 1642 до 2239 млн лет) и неoarхею (одно зерно с возрастом 3012 млн лет) (см. рис. 7, *а*).

Из полимиктового алевролита катской свиты (пр. № 2180) было выделено и проанализировано 105 зерен циркона, значения с $D < 10\%$ получены для 86 зерен (см. доп. материалы, Supplementary 1). Возраст самого молодого циркона составил 298 млн лет, самого древнего – 2559 млн лет. Возраст основной популяции детритовых цирконов (68 зерен) соответствует среднему палеозою с основным пиком на 342 млн лет (средний карбон (визейский ярус), по МСШ). Раннепалеозойские оценки возраста (449–498 млн лет) обнаруживают восемь зерен циркона, которые образуют пик на 473 млн лет. Остальные оценки возраста соответствуют нео- (семь зерен с возрастом от 742 до 912 млн лет), мезо- (одно зерно на 1229 млн

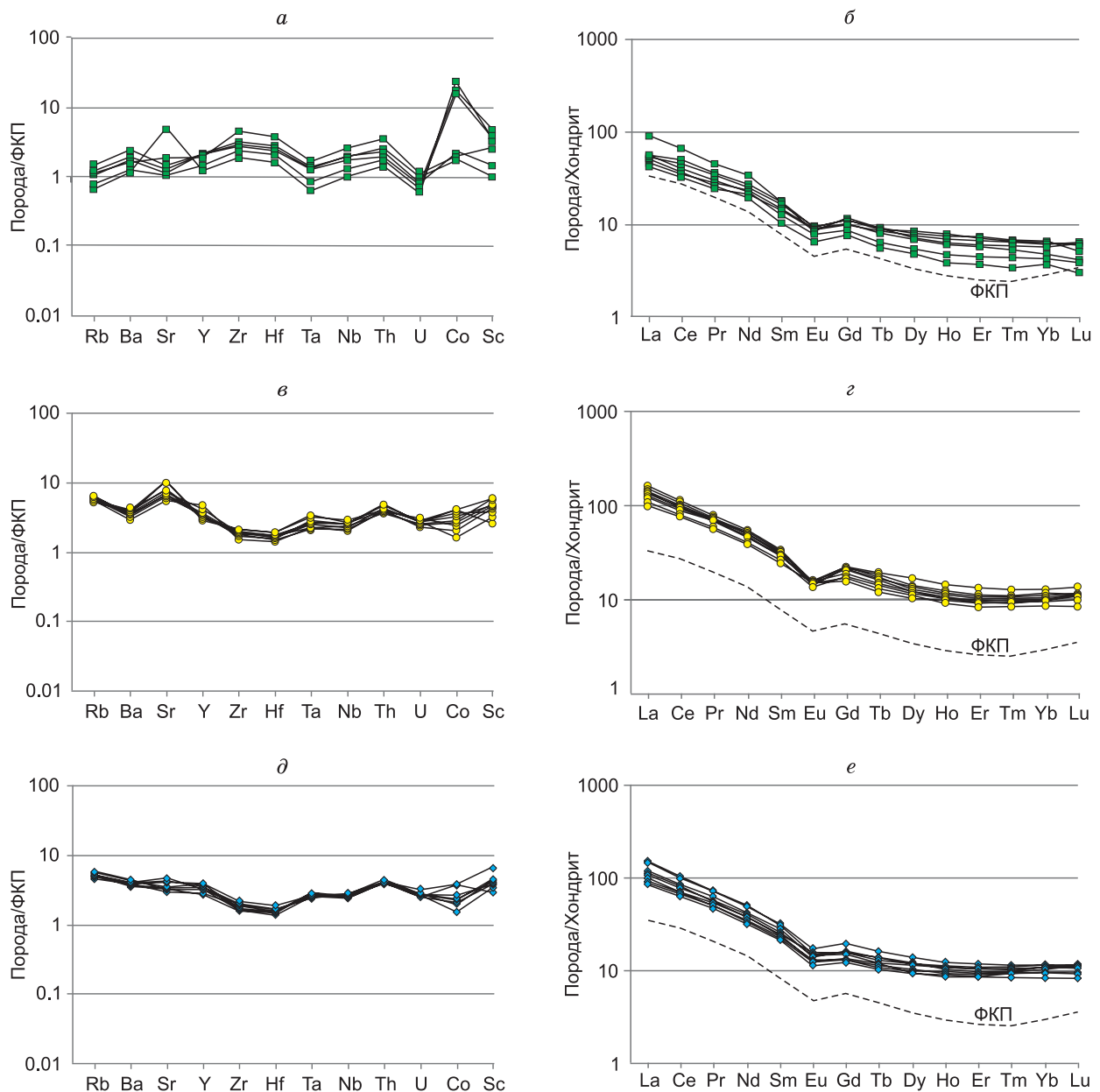


Рис. 6. Содержания элементов-примесей, нормированные на ФКП [Condie, 1993] и хондрит [Boynnton, 1984]. *а, б* – в песчаных баероновской свиты; *в, з* – в песчаных тушамской свиты; *д, е* – в песчаных катской свиты. Усл. обозн. см. на рис. 5.

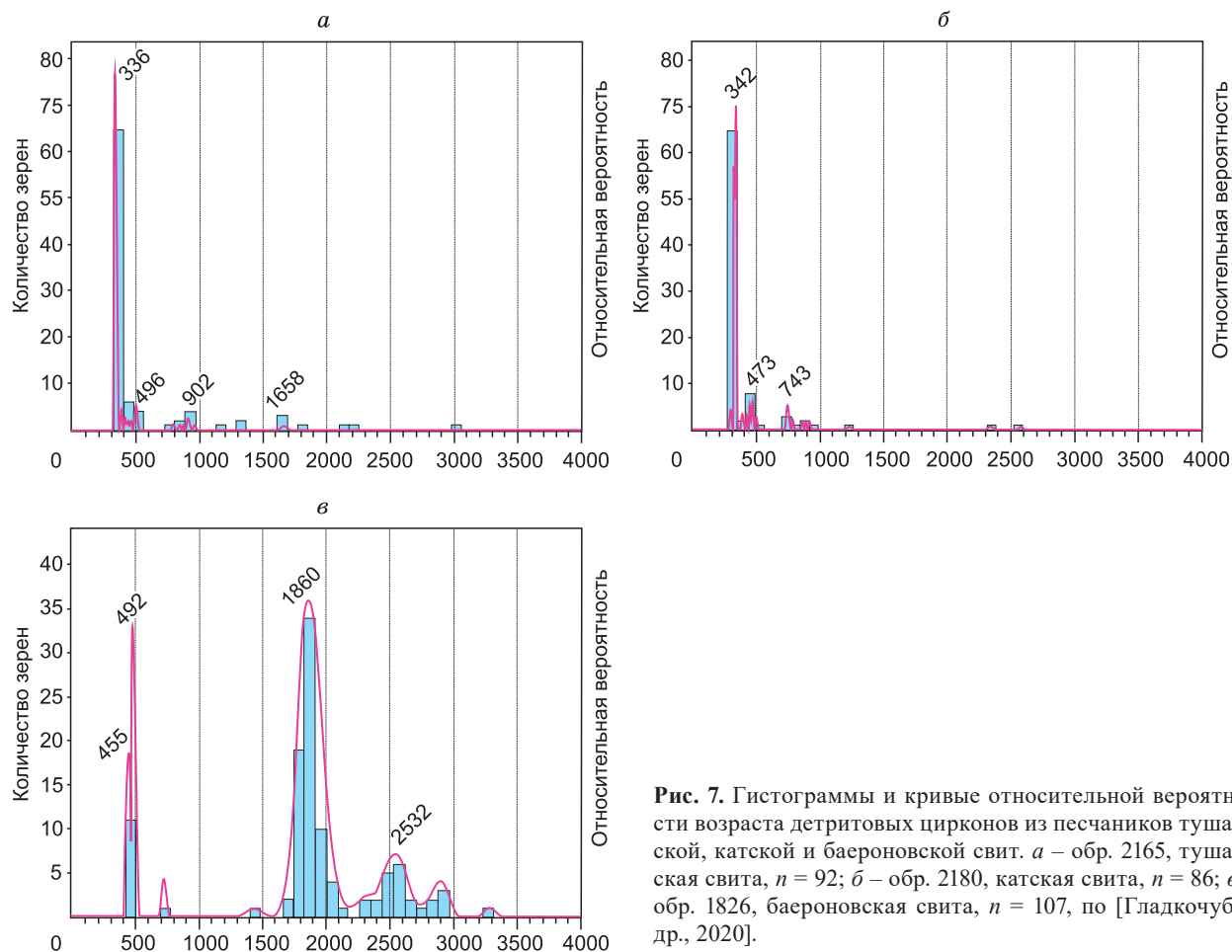


Рис. 7. Гистограммы и кривые относительной вероятности возраста детритовых цирконов из песчаников тушамской, катской и баероновской свит. *а* – обр. 2165, тушамская свита, $n = 92$; *б* – обр. 2180, катская свита, $n = 86$; *в* – обр. 1826, баероновская свита, $n = 107$, по [Гладкочуб и др., 2020].

лет) и палеопротерозою (одно зерно с возрастом 2320 млн лет) (рис. 7, *б*).

Ранее авторами были проведены исследования детритовых цирконов из известкового алевритистого песчаника баероновской свиты (пр. № 1826) [Гладкочуб и др., 2020]. В ходе этих исследований было проанализировано 110 зерен детритового циркона, значения с $D < 10\%$ получены для 107 зерен. Возраст самого молодого детритового циркона составил 447 млн лет, самого древнего – 3289 млн лет. Наибольшее количество определений возраста (68 оценок) соответствует раннему протерозою (1736–2487 млн лет), на кривой относительной вероятности возраста они образуют основной пик на 1860 млн лет. Отдельная группа цирконов (17 зерен) соответствует нео- и мезоархею (2510–3200 млн лет). Более молодые значения возраста образуют два кластера: по семь и четыре зерна с пиками на 492 (поздний кембрий (цзяньшанский ярус), по МСШ) и 455 млн лет (поздний ордовик (сандбийский ярус), по МСШ) (см. рис. 7, *в*).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В ходе ранее проведенных литолого-палеогеографических, структурно-фациальных и палеоботанических исследований было установлено, что седи-

ментация осадочных толщ карбона на Сибирской платформе происходила в локальных континентальных и прибрежно-морских палеобассейнах [Акулов, 2003, 2010; Акулов и др., 2023]. Согласно схеме расположения осадочных палеобассейнов карбона [Акулов, Мащук, 2009], исследованные песчаники баероновской свиты юго-западной части Сибирской платформы накапливались в Поймо-Бирюсинском палеобассейне, а песчаники катской и тушамской свит центральной части платформы – в Ангаро-Тунгусском палеобассейне.

Исследованные в разных районах Сибирской платформы терригенные породы карбона обнаружили определенные отличия по вещественному составу и U-Pb возрасту детритовых цирконов. В частности, петрографические особенности песчаников баероновской свиты, изученных в юго-западной части Сибирской платформы, позволяют классифицировать их как кварцевые песчаники, железистые песчаники, а также известковые алевритистые песчаники. Содержание обломков пород в изученных песчаниках баероновской свиты не превышает 10 %. Значительное количество турмалина, циркона и кварца среди минералов тяжелой фракции в песчаниках баероновской свиты свидетельствует о преобладании магма-

тических пород кислого состава в области источника обломочного материала.

Вещественные характеристики песчаников и алевролитов тушамской и катской свит, изученных в центральной части Сибирской платформы, идентичны. Породы обнаруживают полимиктовый состав, в обломочной части которых преобладают обломки пород (38–62 %). В минеральных составах тяжелых фракций, отобранных из полимиктовых алевролитов этих свит, преобладают эпидот, цоизит, гематит, апатит и гранат, что может свидетельствовать о присутствии в области источника обломочного материала для этих свит как магматических, так и метаморфических пород разного состава.

Значения индекса CIA ($CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)] \times 100$ (мол. масса, где CaO^* представляет собой долю CaO в силикатных минералах)) [Nesbitt, Young, 1982], рассчитанные для терригенных пород баероновской ($CIA = 61–66$), тушамской ($CIA = 44–57$) и катской ($CIA = 51–63$) свит (см. табл. 2), свидетельствуют о том, что в области источников всех проанализированных песчаников и алевролитов разрушались слабовыветренные породы [Nesbitt, Young, 1982].

Песчаники баероновской свиты характеризуются преимущественно близкими или немного повышенными относительно ФКП содержаниями редких и редкоземельных элементов, а концентрации этих элементов в песчаниках и алевролитах катской и тушамской свит повышены относительно указанного эталона (см. рис. 6, а, в, д). Все проанализированные терригенные породы баероновской, катской и тушамской свит обнаруживают фракционированные спектры распределения РЗЭ, обогащение легкими лантаноидами и наличие отрицательной европиевой аномалии, что указывает на присутствие пород кислого состава в области сноса для всех этих пород (см. рис. 6, б, г, е). Однако песчаники баероновской свиты юго-западной части Сибирской платформы характеризуются более низкими концентрациями РЗЭ ($\Sigma РЗЭ = 68–120$ г/т, среднее 83 г/т) относительно содержаний этих элементов в песчаниках тушамской ($\Sigma РЗЭ = 140–206$ г/т, среднее 179 г/т) и катской ($\Sigma РЗЭ = 117–189$ г/т, среднее 148 г/т) свит, изученных в центральной части платформы (см. табл. 2, рис. 6, б, г, е). Фигуративные точки песчаников и алевролитов всех трех свит на диаграммах $Th/Sc–Zr/Sc$ [McLennan et al., 1993], $Ti/Zr–La/Sc$ [Bhatia, Crook, 1986] и $La/Th–Hf$ [Floyd, Leveridge, 1987] располагаются близко к точкам и полям магматических пород кислого состава, что свидетельствует преимущественно о кислом составе пород в области их источников (рис. 8, а–в). Точки составов терригенных пород тушамской и катской свит перекрываются между собой, в то время как точки составов песчаников баероновской свиты на всех указанных диаграммах образуют отдельные поля, что указывает на отличия в

составах источников для карбоновых песчаников и алевролитов, изученных в разных частях платформы (см. рис. 8, а–в). Повышенные концентрации Hf в песчаниках баероновской свиты и смещение точек их составов в поле древних осадков на диаграмме $La/Th–Hf$ [Floyd, Leveridge, 1987] хорошо коррелируют с оценками возраста детритовых цирконов в этих песчаниках, а именно с присутствием в них значительного количества цирконов докембрийского возраста (см. рис. 7, в).

Возрастные спектры детритовых цирконов, отобранных из песчаников и алевролитов баероновской, катской и тушамской свит, также обнаруживают значительные отличия (см. рис. 7). Наибольшее количество зерен детритового циркона в песчаниках баероновской свиты юго-западной части Сибирской платформы обнаруживает палеопротерозойский возраст и образует пик на 1860 млн лет (68 зерен) (см. рис. 7, в), что соответствует возрасту гранитоидов и вулканитов Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса (1.88–1.84 млн лет) [Donskaya, Gladkochub, 2021]. Нео- и мезоархейские детритовые цирконы (17 зерен) (2510–3200 млн лет) аналогичны возрасту магматических и метаморфических пород, слагающих фундамент южной части Сибирской платформы [Rojas-Agramonte et al., 2011]. Единичные оценки раннепалеозойского возраста 495 млн лет (семь зерен) и 455 млн лет (четыре зерна) соответствуют возрасту пород северного сегмента ЦАСП [Владимиров и др., 1999; Руднев, 2013; Gladkochub et al., 2015; Гладкоhub и др., 2020]. Цирконы раннепалеозойского возраста могли поступать в бассейн седиментации баероновской свиты либо при разрушении собственно раннепалеозойских пород ЦАСП, либо в результате разрушения докарбоновых осадочных пород чехла Сибирской платформы. Таким образом, можно предположить, что в Поймо-Бирюсинский палеобассейн, в котором накапливались терригенные породы баероновской свиты, обломочный материал поступал преимущественно с южной и юго-западной окраины Сибирской платформы, а именно с Присянского выступа фундамента. В качестве возможного дополнительного источника рассматриваются раннепалеозойские породы, распространенные в прилегающих к платформе областях северного сегмента ЦАСП (рис. 9). Максимальное количество зерен детритового циркона в песчаниках баероновской свиты образует пики на 455, 492, 1860 и 2532 млн лет (см. рис. 7, в). В пределах южной части Сибирской платформы и прилегающих областей северного сегмента ЦАСП подобные раннепалеозойские, палеопротерозойские и неархейские значения возраста имеют преимущественно породы кислого состава [Гладкоhub и др., 2005; Turkina et al., 2012; Руднев, 2013; Donskaya, Gladkochub, 2021], что соответствует выводам о преобладающем источнике кислого состава для песчаников баероновской свиты, сделанным на

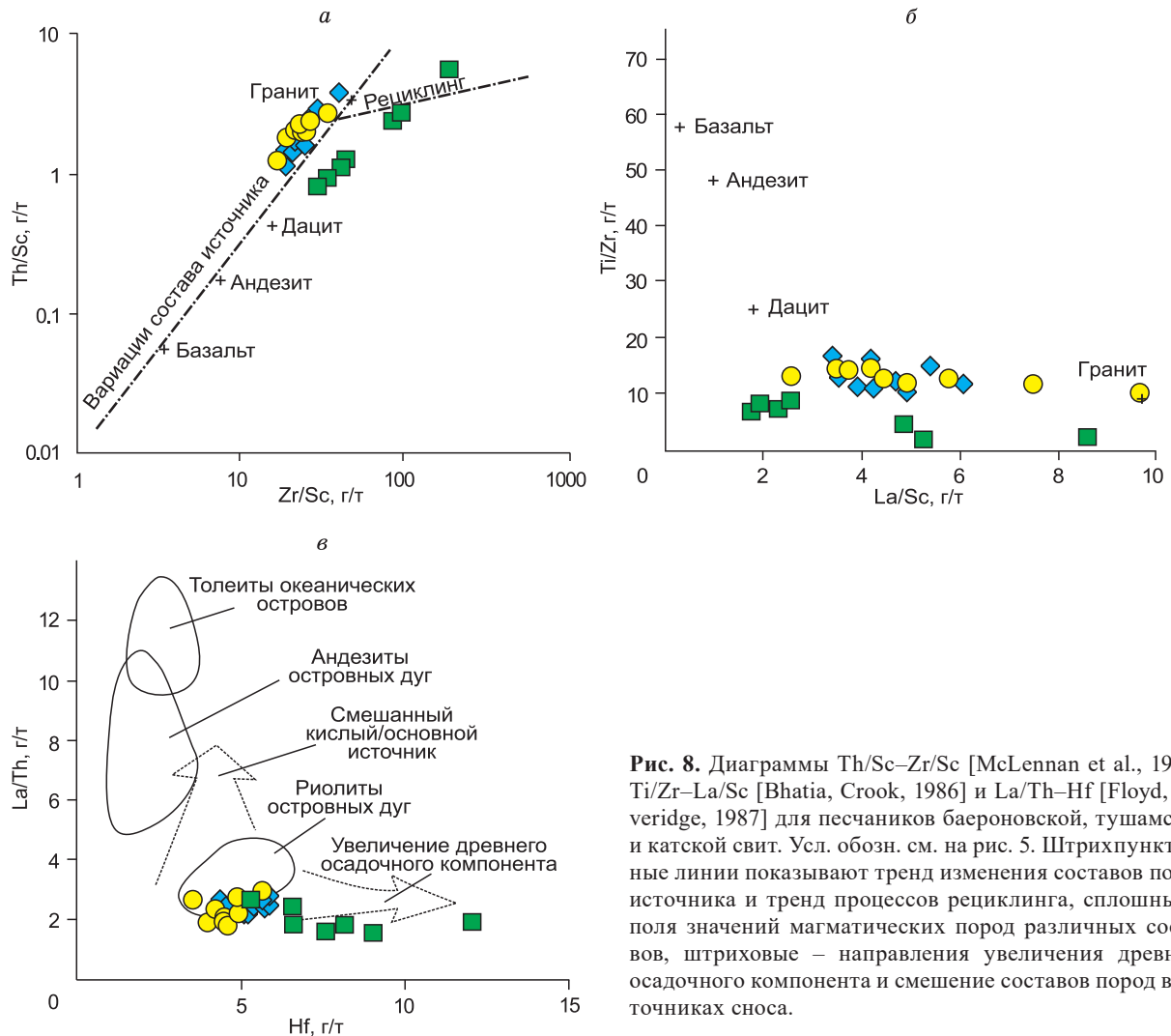


Рис. 8. Диаграммы Th/Sc–Zr/Sc [McLennan et al., 1993], Ti/Zr–La/Sc [Bhatia, Crook, 1986] и La/Th–Hf [Floyd, Leveridge, 1987] для песчаников баероновской, тушамской и катской свит. Усл. обозн. см. на рис. 5. Штрихпунктирные линии показывают тренд изменения составов пород источника и тренд процессов рециклинга, сплошные – поля значений магматических пород различных составов, штриховые – направления увеличения древнего осадочного компонента и смешение составов пород в источниках сноса.

основе петрографических, минералогических и геохимических исследований. В качестве источников минералов-спутников алмазов, обнаруженных предшественниками в терригенных породах баероновской свиты (обзор в [Кошкарёв и др., 2010]), можно рассматривать алмазоносные лампроиты Ингашинского поля Присянского выступа фундамента южной окраины Сибирской платформы, возраст которых допускается не древнее 300 млн лет [Гладкочуб и др., 2013б; Kostrovitsky et al., 2022].

Возрасты детритовых цирконов из песчаников тушамской и катской свит, изученных в центральной части Сибирской платформы, аналогичны друг другу (см. рис. 7, а, б). Наибольшее количество определений возраста циркона из алевролита тушамской свиты соответствует среднему палеозою (69 зерен) с основным пиком на 336 млн лет. Пять зерен циркона соответствуют раннему палеозою и образуют пик на 496 млн лет, семь зерен циркона соответствуют неопротерозою с пиком на 902 млн лет. Единичные зерна циркона из песчаника тушамской свиты обнаруживают нео-, мезо- и палеопротерозойский возраст

(см. рис. 7, а). Обильная популяция детритового циркона из алевролита катской свиты соответствует среднему палеозою (68 зерен) и образует пик на 342 млн лет. Возраст восьми зерен циркона соответствует раннему палеозою с пиком на 473 млн лет. Цирконы с неопротерозойскими значениями возраста (пять зерен) образуют пик на 743 млн лет. Единичные детритовые цирконы из алевролита катской свиты обнаруживают мезо- и палеопротерозойские оценки возраста. Источниками обломочного материала среднепалеозойского возраста, поступавшего в бассейн седиментации катской и тушамской свит, могут являться пегматиты Мамской слюдоносной провинции Байкало-Патомской зоны южной окраины Сибирской платформы, для которых получен U–Pb (ID-TIMS) возраст по циркону, составляющий 388 ± 2 и 389 ± 2 млн лет (Мочикитское месторождение) и 332 ± 3 и 333 ± 1 млн лет (Слюдянское месторождение) [Ткачев и др., 2022]. Также обломочный материал мог поступать с восточной и северо-восточной частей Сибирской платформы, а именно с территории Вилуйского рифта и Якутской алмазоносной провинции, возрас-

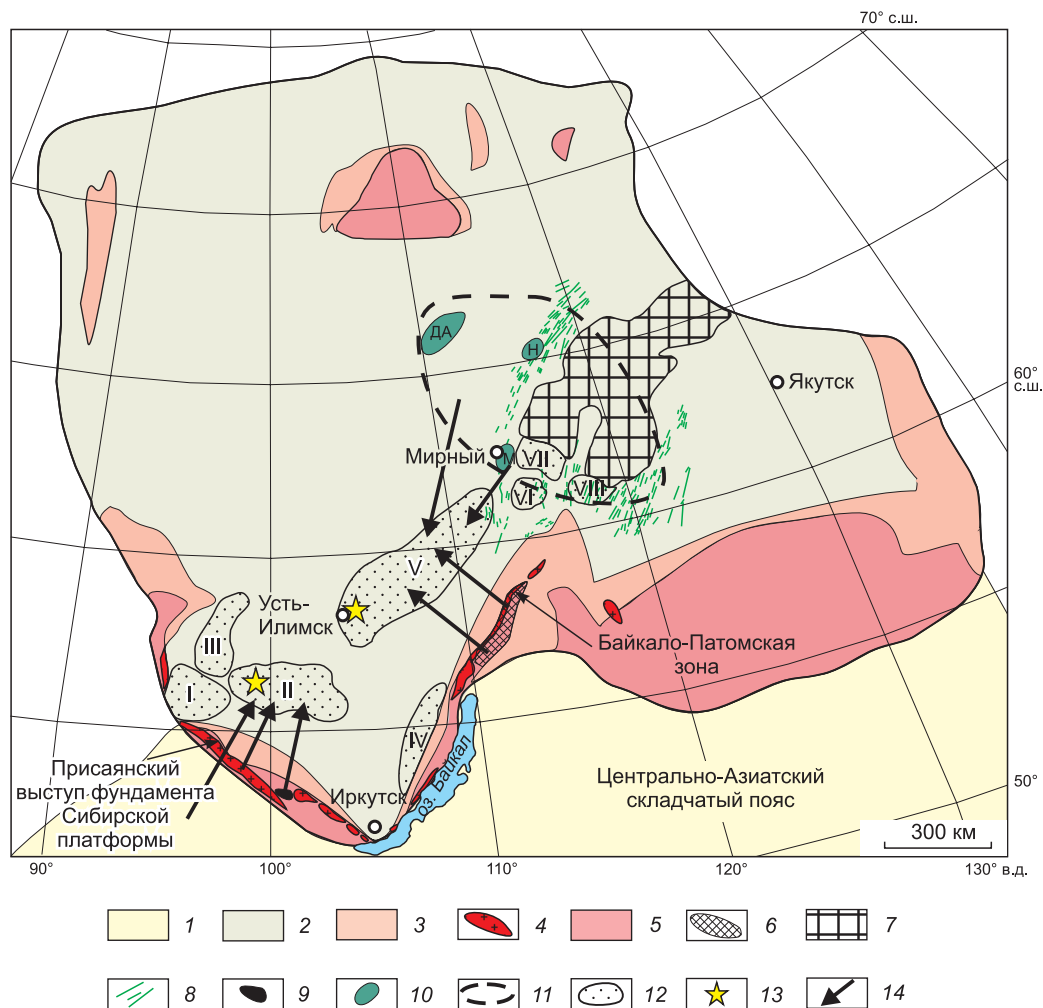


Рис. 9. Схема геологического строения Сибирской платформы (измененная после [Гладкочуб и др., 2012]). 1 – фанерозойский осадочный чехол; 2 – Центрально-Азиатский складчатый пояс; 3 – неопротерозойские осадочные толщи; 4 – гранитоиды Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса, по [Donskaya, 2020]; 5 – выступы архейско-раннепротерозойского фундамента; 6 – Мамская слюдоносная провинция Байкало-Патомской зоны Сибирской платформы, по [Ткачев и др., 2022]; 7 – Вилуйский рифт, по [Киселев и др., 2014]; 8 – среднепалеозойские дайки долеритов, по [Киселев и др., 2014]; 9 – Ингашинское лампроитовое поле, по [Гладкочуб и др., 2013]; 10 – среднепалеозойские поля алмазоносных кимберлитов (М – Мирнинское, Н – Накынское, ДА – Далдыно-Алакатское), по [Киселев и др., 2014]; 11 – контур Якутской алмазоносной провинции; 12 – раннекаменноугольные осадочные бассейны Сибирской платформы (I – Рыбинский, II – Поймо-Бирюсинский, III – Канско-Тасеевский, IV – Прибайкальский, V – Ангара-Тунгусский, VI – Ичодинский, VII – Ыгатынский, VIII – Кемпедяйский), по [Акулов, Машук, 2009]; 13 – места отбора проб для комплексных исследований; 14 – предполагаемые направления сноса обломочного материала.

ты магматических пород основного состава (кимберлитов, долеритов) которых соответствуют раннему и среднему палеозою. В частности, возраст алмазоносных кимберлитов Якутской алмазоносной провинции составляет 408–429 млн лет и 344–369 млн лет [Дэвис и др., 1980; Кинни и др., 1997; Griffin et al., 1999; Левченков и др., 2005; Лохов и др., 2010; Sun et al., 2014; Agashev et al., 2016, 2020; Костровицкий, Яковлев, 2022; Шарыгин, Дымшиц, 2023], а возраст даек долеритов, обрамляющих Вилуйский рифт, составляет 366–386 млн лет [Томшин и др., 2004; Courtillot et al., 2010; Киселев и др., 2014]. Незначительное количество детритовых цирконов нео-, мезо-

и палеопротерозойского возраста могло поступать за счет разрушения как протерозойских силикатно-карбонатных метаморфизованных осадочных пород витимской, слюдянкинской, согдиондонской и конкундерской толщ, которые прорываются пегматитами Мамской слюдоносной провинции [Другов и др., 2011; Митрофанова и др., 2012; Ткачев и др., 2022], так и неопротерозойских осадочных толщ Байкало-Патомской зоны южной окраины Сибирской платформы [Powerman et al., 2015]. Предполагается, что обломочный материал в Ангара-Тунгусский палеобассейн, в котором накапливались терригенные породы тушамской и катской свит, поступал преимущественно

щественно с юго-восточной и восточной окраины Сибирской платформы, а именно с территории Байкало-Патомской зоны, Вилуйского рифта и Якутской алмазоносной провинции (см. рис. 9).

Анализ возраста детритовых цирконов в алевролитах тушамской и катской свит свидетельствует о том, что преобладающие источники сноса для пород этих свит имеют близкий среднепалеозойский возраст (см. рис. 7, а, б). Изучение минералов тяжелой фракции, выделенных из песчаников обеих свит, показало преобладание таких минералов, как эпидот, цоизит, гематит, апатит, гранат (см. табл. 1), что может указывать на наличие магматических пород основного состава и метаморфических пород в области источника. В то же время на основе химического состава песчаников тушамской и катской свит можно предполагать преимущественно кислый состав пород в области источника (см. рис. 8). Присутствие в виде обломков пород в песчаниках как гранитоидов, так и эффузивов основного состава указывает на наличие и кислых, и основных пород в области источников. Как было отмечено выше, пегматиты Мамской слюдоносной провинции Байкало-Патомской зоны, а также кимберлиты Якутской алмазоносной провинции и дайки долеритов, обрамляющие Вилуйский рифт, имеют близкий возраст [Agashev et al., 2001, 2016; Томшин и др., 2004; Courtillot et al., 2010; Киселев и др., 2014; Ткачев и др., 2022; Костровицкий, Яковлев, 2022; Шарыгин, Дымшиц, 2023], что позволяет допускать присутствие тех и других пород в области сноса для песчаников тушамской и катской свит и дает основание объяснить совокупность петрографических, минералогических, геохимических и геохронологических характеристик этих пород. В качестве источников россыпных алмазов и их минералов-спутников, которые были найдены в породах тушамской и катской свит, могут быть рассмотрены алмазоносные кимберлиты Якутской алмазоносной провинции [Барышев и др., 2004, 2008; Афанасьев и др., 2011; Егоров и др., 2013; Акулов и др., 2023].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Проведенные комплексные исследования терригенных пород карбона, распространенных в юго-западной и центральной частях чехла Сибирской платформы, позволили выявить отличия в их вещественных составах и возрасте детритовых цирконов.

Терригенные породы баероновской свиты раннего карбона, изученные в юго-западной части Сибирской платформы, представлены кварцевыми песчаниками, железистыми песчаниками и известковыми алевроитовыми песчаниками, образованными преимущественно за счет разрушения магматических пород кислого состава. Наибольшее количество зерен детритового циркона из песчаника баероновской свиты обнаруживают палеопротерозойский (1880–

1840 млн лет) возраст и соответствуют возрасту пород Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса. Нео- и мезоархейские (3200–2510 млн лет) оценки соответствуют возрасту пород фундамента южной окраины Сибирской платформы. Раннепалеозойские оценки возраста детритовых цирконов с пиками на кривой относительной вероятности возраста на 492 и 455 млн лет аналогичны возрасту магматических пород северного сегмента ЦАСП. Возраст детритовых цирконов в совокупности с вещественным составом песчаников баероновской свиты позволяют предположить в качестве основного источника обломочного материала в бассейн седиментации этой свиты магматические породы Присянского выступа фундамента южной окраины Сибирской платформы при подчиненном количестве пород северного сегмента ЦАСП.

Песчаники и алевролиты катской и тушамской свит, изученные в центральной части Сибирской платформы, обнаруживают преимущественно полимиктовый состав. Геохимические характеристики этих пород указывают на кислый состав пород источника, а минералогический анализ показывает присутствие в области источника магматических и метаморфических пород как кислого, так и основного состава. Значения возраста детритовых цирконов, выделенных из алевролитов катской и тушамской свит, аналогичны друг другу, наибольшее количество оценок возраста соответствует среднему палеозою с основными пиками на 336 и 342 млн лет, что позволяет рассматривать магматические породы Байкало-Патомской зоны Сибирской платформы, Вилуйского рифта и Якутской алмазоносной провинции в качестве основных источников обломочного материала, поступавшего в бассейн их седиментации. В меньшем количестве в бассейн седиментации этих свит разрушались неопротерозойские осадочные породы Байкало-Патомской зоны Сибирской платформы.

Таким образом, выявленные отличия в составе и возрасте пород источников обломочного материала для песчаников карбона, распространенных в разных районах Сибирской платформы, на новом, качественном и доказательном уровне подтверждают предположения предшественников, сделанные на основе палеонтологических и литолого-фациальных исследований, о существовании в девоне–карбоне во внутренних областях платформы нескольких локальных осадочных бассейнов, образованию которых предшествовала среднепалеозойская тектономагматическая активизация, сопровождавшаяся алмазоносным лампроитовым и кимберлитовым магматизмом.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Исследования выполнены при поддержке Российского научного фонда (грант № 23-17-00196, <https://rscf.ru/project/23-17-00196/>).

Дополнительные материалы: <https://www.elibrary.ru/item.asp?id=75221101>.

ЛИТЕРАТУРА

- Акулов Н.И. (2003). Среднепалеозойская тектоно-магматическая активизация на Сибирской платформе // Литосфера, № 2, с. 65–74.
- Акулов Н.И. (2010). Алмазоносность Ангарида // Отечественная геология, № 1, с. 23–28.
- Акулов Н.И., Машук И.М. (2009). Межбассейновая корреляция континентальных отложений девона и нижнего карбона Ангарида // Геология и геофизика, т. 50, № 5, с. 550–565, EDN: KGCKZB.
- Акулов Н.И., Гладков А.С., Громова И.А. (2023). Алмазоносность нижнекамменноугольных отложений западной части Сибирской платформы // Природные ресурсы Арктики и Субарктики, т. 28, № 2, с. 202–222, DOI: 10.31242/2618-9712-2023-28-2-202-222.
- Афанасьев В.П., Лобанов С.С., Похиленко Н.П., Коптиль В.И., Митюхин С.И., Герасимчук А.В., Помазанский Б.С., Горев Н.И. (2011). Полигенез алмазов Сибирской платформы // Геология и геофизика, т. 52, № 3, с. 335–353, EDN: NEAZVL.
- Барышев А.С., Егоров К.Н., Скрипин А.И. (2004). Перспективы открытия промышленных месторождений алмазов на юге Сибирской платформы // Разведка и охрана недр, № 8–9, с. 8–17.
- Барышев А.С., Егоров К.Н., Кошкарёв Д.А. (2008). Россыпи алмазов юга Сибирской платформы и потенциальные коренные источники их питания // Известия СО секции наук о Земле РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений, № 6 (32), с. 59–73.
- Буянтуев М.Д., Хубанов В.Б., Врублевская Т.Т. (2017). U–Pb LA-ICP-MS датирование цирконов из субвулканических биомодальной дайковой серии Западного Забайкалья: методика, свидетельства позднепалеозойского растяжения земной коры // Геодинамика и тектонофизика, т. 8, № 2, с. 369–384, DOI: 10.5800/GT-2017-8-2-0246.
- Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э., Руднев С.Н. (1999). Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Центральной Азии: масштабы, источники и геодинамические условия формирования // ДАН, т. 369, № 6, с. 795–798.
- Гладкобуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Сальникова Е.Б., Склярёв Е.В., Яковлева С.З. (2005). Возраст и геодинамическая интерпретация гранитоидов китойского комплекса (юг Сибирского кратона) // Геология и геофизика, т. 46, № 11, с. 1139–1150, EDN: MUJQLL.
- Гладкобуб Д.П., Донская Т.В., Эрнст Р., Мазукабзов А.М., Склярёв Е.В., Писаревский С.А., Вингейт М., Седерлунд У. (2012). Базитовый магматизм Сибирского кратона в протерозое: обзор основных этапов и их геодинамическая интерпретация // Геотектоника, № 4, с. 28–41.
- Гладкобуб Д.П., Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Писаревский С.А., Николь Г., Мотова З.Л., Корнилова Т.А. (2013а). Ранние этапы развития Палеоазиатского океана: данные по LA-ICP-MS датированию детритовых цирконов из позднедокембрийских толщ южного фланга Сибирского кратона // Геология и геофизика, т. 54, № 10, с. 1472–1490, EDN: RFXDKV.
- Гладкобуб Д.П., Костровицкий С.И., Донская Т.В., Девазле Б., Мазукабзов А.М. (2013б). Возраст цирконов из алмазоносных лампроитов Восточного Саяна как индикатор известных и ранее не установленных эндогенных событий на юге Сибирского кратона // ДАН, т. 450, № 5, с. 567–572, DOI: 10.7868/S0869565213170179.
- Гладкобуб Д.П., Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Донская Т.В., Мотова З.Л., Ванин В.А. (2014). Возрастные уровни и геодинамические режимы накопления докембрийских толщ Урикско-Ийского грабена, юг Сибирского кратона // Геотектоника, № 5, с. 17–31, DOI: 10.7868/S0016853X14050038.
- Гладкобуб Д.П., Донская Т.В., Мотова З.Л., Хубанов В.Б. (2020). U–Pb-возраст детритового циркона из палеозойских осадочных толщ юго-запада Сибирской платформы: свидетельство палеопротерозойского и раннепалеозойского орогенных событий // Докл. РАН. Науки о Земле, т. 493, № 2, с. 18–23, DOI: 10.31857/S268673972008006X.
- Гладкобуб Д.П., Иванов А.В., Донская Т.В., Мотова З.Л., Брянский Н.В., Решетов Е.В. (2023). Первое свидетельство докембрийской алмазоносности Сибирской платформы: результаты U–Pb (LA-ICP-MS)-геохронологических исследований детритового циркона из осадочных пород мотской серии // Докл. РАН. Науки о Земле, т. 510, № 1, с. 18–24, DOI: 10.31857/S2686739722602939.
- Другов Г.М., Сизых А.И., Черемных В.А. (2011). Геология мусковитовых пегматитов Мамской слюдоносной провинции. Иркутск, Изд-во ИГУ, 253 с.
- Дэвис Г.Л., Соболев Н.В., Харьков А.Д. (1980). Новые данные о возрасте кимберлитов Якутии, полученные уран-свинцовым методом по цирконам // Докл. АН СССР, т. 254, № 1, с. 175–179.
- Егоров К.Н., Кошкарёв Д.А. (2013). Особенности состава литосферной мантии и перспективы коренной алмазоносности юга Сибирской платформы (по данным изучения химизма и редкоземельного состава пиропов) // Отечественная геология, № 1, с. 70–76.
- Егоров К.Н., Киселев А.И., Меньшагин Ю.В., Минаева Ю.А. (2010). Лампроиты и кимберлиты Присяяня: состав, источники, алмазоносность // ДАН, т. 435, № 6, с. 791–797.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. (1990). Тектоника литосферных плит территории СССР. М., Недра, т. 1, 328 с.
- Каницкий В.Л., Каницкая С.Г. (1965). Геологическая карта СССР. М-б 1 : 200 000. Серия Ангара-Ленская. Лист О-47-XXXIII. Объяснительная записка. М., Недра, 67 с.
- Кинни П.Д., Гриффин Б.Дж., Хеамэн Л.М., Брахфогель Ф.Ф., Специс З.В. (1997). Определение U–Pb возрастов пирокситов из якутских кимберлитов ионно-ионным масс-спектрометрическим (SHRIMP) методом // Геология и геофизика, т. 38, № 1, с. 91–99, EDN: DOJULI.
- Кириченко В.Т., Зуев В.К., Перфилова О.Ю., Сосновская О.В., Смокотина И.В., Маркович Л.А., Бородин В.П., Миронов Е.П. (2012). Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Ангара-Енисейская. Лист О47–Братск. Объяснительная записка. СПб., Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 470 с.
- Киселев А.И., Ярмолук В.В., Егоров К.Н., Чернышов Р.А., Никифоров А.В. (2006). Среднепалеозойский базитовый магматизм северо-западной части Вилуйского рифа: состав, источники, геодинамика // Петрология, № 6, с. 626–648.
- Киселев А.И., Ярмолук В.В., Егоров К.Н. (2009). «Калиевые» базальты и «пикритобазальты» девонских кимберлитовых полей Западной Якутии и их связь с кимберлитовым магматизмом (Россия) // Геология рудных месторождений, т. 51, № 1, с. 38–57.
- Киселев А.И., Ярмолук В.В., Иванов А.В., Егоров К.Н. (2014). Пространственно-временные отношения среднепалеозойских базитов и алмазоносных кимберлитов на северо-западном плече Вилуйского рифа (Сибирский кратон) // Геология и геофизика, т. 55, № 2, с. 185–196, EDN: SMXAEN.
- Костровицкий С.И., Яковлев Д.А. (2022). Кимберлиты Якутской кимберлитовой провинции (состав и генезис). Новосибирск, Изд-во СО РАН, 468 с.
- Кошкарёв Д.А., Егоров К.Н., Слагода Е.А., Денисенко Е.П. (2010). Нижнекарбонные пиропосодержащие отложения Ан-

- гаро-Удинского междуречья и проблема коренной алмазности юга Сибирской платформы // Региональная геология и металлогения, № 41, с. 82–92.
- Кузьмин М.И., Альмухамедов А.И., Ярмолук В.В., Кравчинский В.А. (2003).** Рифтогенный и внутриплитовый магматизм, соотношение с «горячими» и «холодными» полями мантии // Геология и геофизика, т. 44, № 12, с. 1270–1279.
- Левченко О.А., Гайдамако И.М., Левский Л.К., Комаров А.Н., Яковлева С.З., Ризванова Н.Г., Макеев А.Ф. (2005).** U-Pb-возраст циркона из трубок Мир и 325 лет Якутии // ДАН, т. 400, № 2, с. 233–235.
- Летникова Е.Ф., Кузнецов А.Б., Вишневская И.А., Вещева С.В., Прошенкин А.И., Джен Х. (2013).** Вендская пассивная континентальная окраина юга Сибирской платформы: геохимические, изотопные (Sr, Sm-Nd) свидетельства, данные U-Pb датирования LA-ICP-MS детритовых цирконов // Геология и геофизика, т. 54, № 10, с. 1507–1529, EDN: RFXDMT.
- Лохов К.И., Лукьянова Л.И., Шокальский Л.П., Капитонов И.Н., Лепехина Е.Н., Антонов А.Е., Сергеев С.А. (2010).** U-Pb и Lu-Hf изотопные системы из кимберлитов Сибирской платформы и Эбеляхского аллювиального месторождения и геохимические особенности пород // Геохимия магматических пород. Тезисы XXVII Международной школы «Геохимия щелочных пород». М., ОНТИ ГЕОХИ РАН, с. 98–99.
- Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Хубанов В.Б., Мотова З.Л., Корнилова Т.А. (2018).** Отложения рифтогенного этапа развития пассивной окраины Палеоазиатского океана (Байкальский сегмент) // ДАН, т. 478, № 5, с. 566–569, DOI: [10.7868/S0869565218050158](https://doi.org/10.7868/S0869565218050158).
- Митрофанова Н.Н., Болдырев В.И., Коробейников Н.К., Митрофанов Г.Л., Кнутова С.В., Семейкина Л.К., Пай В.М., Владимиров А.Е., Горянинова Л.Н. (2012).** Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-6 1 : 1 000 000. Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-49 – Киренск. Объяснительная записка. СПб., ВСЕГЕИ, 607 с.
- Мотова З.Л., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Хубанов В.Б. (2018).** U-PB (LA-ICP-MS) возраст детритовых цирконов и источники вещества терригенных отложений ипситской свиты карагасской серии (Саянский сегмент Саяно-Байкало-Патомского пояса) // Геодинамика и тектонофизика, т. 9, № 4, с. 1313–1329, DOI: [10.5800/GT-2018-9-4-0397](https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-4-0397).
- Мотова З.Л., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М. (2020).** Состав и условия формирования позднедевонских терригенных пород карагасской серии (Бирюсинское Присянье) // Геосферные исследования, № 2, с. 44–63, DOI: [10.17223/25421379/15/4](https://doi.org/10.17223/25421379/15/4).
- Мотова З.Л., Плюсин А.В., Никулин Е.В. (2021).** Литолого-фациальные особенности, вещественный состав и условия седиментации терригенно-карбонатных пород мотской серии («Шаманский утес», Иркутское Присянье) // Геодинамика и тектонофизика, т. 12, № 3, с. 628–644, DOI: [10.5800/GT-2021-12-3-0542](https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-3-0542).
- Мотова З.Л., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Демонтерова Е.И. (2022).** Геохимия и источники сноса раннепротерозойских терригенных пород Урикско-Ийского грабена (юг Сибирского кратона) // Геология и геофизика, т. 63, № 1, с. 49–67, DOI: [10.15372/GiG2020187](https://doi.org/10.15372/GiG2020187), EDN: VZRAHF.
- Мотова З.Л., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Ван К.-Л., Ли Х.-Я. (2023).** Позднедевонский «предледниковый» этап осадконакопления на юге Сибирской платформы (по результатам изучения состава терригенных пород и детритовых цирконов) // Геология и геофизика, т. 64, № 1, с. 34–52, DOI: [10.15372/GiG2021192](https://doi.org/10.15372/GiG2021192), EDN: LBXRDI.
- Неелов А.Н. (1980).** Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л., Наука, 100 с.
- Пермяков С.А., Денисенко В.П., Попова Т.Д., Куракина А.Н., Миронюк Е.П., Фон-дер-Флаасс Г.С., Тимашков А.Н., Плеханов А.О. (2012).** Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-6 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Ангара-Енисейская. Лист О-48 – Усть-Илимск. Объяснительная записка. СПб., Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 433 с.
- Ревенко А.Г. (2014).** Физические и химические методы исследования горных пород и минералов в Аналитическом центре ИЗК СО РАН // Геодинамика и тектонофизика, т. 5, № 1, с. 101–114, DOI: [10.5800/GT-2014-5-1-0119](https://doi.org/10.5800/GT-2014-5-1-0119).
- Руднев С.Н. (2013).** Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 300 с.
- Ткачев А.В., Сальникова Е.Б., Рыцк Е.Ю., Котов А.Б., Иванова А.А., Толмачева Е.В., Плоткина Ю.В.** О возрасте формирования пегматитов Мамской слодоносной провинции: новые U-PB (ID-TIMS) данные по циркону // Докл. РАН. Науки о Земле, 2022, т. 507, № 2, с. 163–170, DOI: [10.31857/S2686739722601533](https://doi.org/10.31857/S2686739722601533).
- Томшин М.Д., Зайцев А.И., Земнухов А.Л., Копылова А.Г. (2004).** Характер становления базитов в Накынском кимберлитовом поле Якутии // Отечественная геология, № 5, с. 39–43.
- Хубанов В.Б., Буянтгев М.Д., Цыганков А.А. (2016).** U-Pb изотопное датирование цирконов из PZ₃-MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными // Геология и геофизика, т. 57, № 1, с. 241–258, DOI: [10.15372/GiG20160113](https://doi.org/10.15372/GiG20160113), EDN: VGJAF.
- Шарыгин И.С., Дымшиц А.М. (2023).** Месторождения алмазов Сибирского кратона // Сибирский кратон и его складчатые обрамления в истории Земли: палеогеография, палеогеодинамика и полезные ископаемые. Иркутск, Восточно-Сибирская типография, с. 179–183.
- Agashev A.M., Watanabe T., Bydaev D.A., Pokhilenko N.P., Fomin A.S., Maehara K., Maeda J. (2001).** Geochemistry of kimberlites from the Nakyn field, Siberia: Evidence for unique source composition // Geology, v. 29 (3), p. 267–270, DOI: [10.1130/0091-7613\(2001\)029<0267:GOKFTN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0267:GOKFTN>2.0.CO;2).
- Agashev A.M., Orihashi Y., Pokhilenko N.P., Serov I.V., Tolstov A.V., Nakai S. (2016).** Age of Mirny field kimberlites (Siberia) and application of rutile and titanite for U-Pb dating of kimberlite emplacement by LA-ICP-MS // Geochem. J., v. 50 (5), p. 431–438, DOI: [10.2343/geochemj.2.0438](https://doi.org/10.2343/geochemj.2.0438).
- Agashev A.M., Chervyakovskaya M.V., Serov I.V., Tolstov A.V., Agasheva E.V., Votyakov S.L. (2020).** Source rejuvenation vs. re-heating: Constraints on Siberian kimberlite origin from U-Pb and Lu-Hf isotope compositions and geochemistry of mantle zircons // Lithos, v. 364–365, 105508, DOI: [10.1016/j.lithos.2020.105508](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105508).
- Bhatia M.R., Crook K.A.W. (1986).** Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contrib. Mineral. Petrol., v. 92, p. 181–193, DOI: [10.1007/BF00375292](https://doi.org/10.1007/BF00375292).
- Boynton W.V. (1984).** Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies, in: Henderson, P. (Ed.), Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier, Amsterdam, p. 63–114, DOI: [10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3](https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3).
- Condie K.C. (1993).** Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales // Chem. Geol., v. 104 (1–4), p. 1–37, DOI: [10.1016/0009-2541\(93\)90140-E](https://doi.org/10.1016/0009-2541(93)90140-E).
- Courtillot V., Kravchinsky V.A., Quidelleur X., Renne P.R., Gladkochub D.P. (2010).** Preliminary dating of the Viluy traps (Eastern Siberia): Eruption at the time of Late Devonian extinction events? // Earth Planet. Sci. Lett., v. 300 (3–4), p. 239–245, DOI: [10.1016/j.epsl.2010.09.045](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.09.045).
- Donskaya T.V. (2020).** Assembly of the Siberian Craton: Constraints from Paleoproterozoic granitoids // Precambrian Res., v. 348, 105869, DOI: [10.1016/j.precamres.2020.105869](https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105869).

- Donskaya T.V., Gladkochub D.P. (2021).** Post-collisional magmatism of 1.88–1.84 Ga in the southern Siberian Craton: An overview // *Precambrian Res.*, v. 367 (3), 106447, DOI: [10.1016/j.precamres.2021.106447](https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106447).
- Floyd P.A., Leveridge B.E. (1987).** Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones // *J. Geol. Soc. London*, v. 144 (4), p. 531–542, DOI: [10.1144/gsjgs.144.4.0531](https://doi.org/10.1144/gsjgs.144.4.0531).
- Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M. (2015).** Palaeozoic–Mesozoic geology and tectonics of the western Transbaikalian segment of the Central Asian Orogenic Belt, in: Kröner, A. (Ed.), *The Central Asian Orogenic Belt: Geology, Evolution, Tectonics, and Models*. Borntraeger Science Publishers, Stuttgart, p. 154–183.
- Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Stanevich A.M., Pisarevsky S.A., Zhang S., Motova Z.L., Mazukabzov A.M., Li H. (2019).** U–Pb detrital zircon geochronology and provenance of Neoproterozoic sedimentary rocks in southern Siberia: New insights into breakup of Rodinia and opening of Paleo-Asian Ocean // *Gondwana Res.*, v. 65, p. 1–16, DOI: [10.1016/j.gr.2018.07.007](https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.07.007).
- Gladkochub D.P., Motova Z.L., Donskaya T.V., Khubanov V.B., Sizov A.V. (2022).** Cambrian/Ordovician boundary as a milestone in the sedimentation history of the southern Siberian craton: Evidence from U–Pb dating of detrital zircons // *J. Asian Earth Sci.*: X, v. 8 (2), 100107, DOI: [10.1016/j.jaesx.2022.100107](https://doi.org/10.1016/j.jaesx.2022.100107).
- Griffin W.L., Ryan C.G., Kaminsky F.V., O'Reilly S.Y., Natapov L.M., Win T.T., Kinny P.D., Ilupin I.P. (1999).** The Siberian lithosphere traverse: mantle terranes and the assembly of the Siberian Craton // *Tectonophysics*, v. 310 (1–4), p. 1–35, DOI: [10.1016/S0040-1951\(99\)00156-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00156-0).
- Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. (2008).** GLITTER: Data reduction software for laser ablation ICP-MS, in: Sylvester, P.J. (Ed.), *Laser Ablation–ICP–MS in the Earth Sciences. Current Practices and Outstanding Issues*. Mineralogical Association of Canada Short Course Ser., Vancouver, B.C., v. 40, p. 308–311.
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. (2004).** The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology // *Chem. Geol.*, v. 211 (1–2), p. 47–69, DOI: [10.1016/j.chemgeo.2004.06.017](https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.017).
- Kostrovitsky S.I., Yakovlev D.A., Sharygin I.S., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Tretiakova I.G., Dymshits A.M., Sekerin A.P., Malkovets V.G. (2022).** Diamondiferous lamproites of Ingashi field, Siberian craton // *Geol. Soc., London Spec. Publ.*, v. 513 (1), p. 45–70, DOI: [10.1144/SP513-2020-274](https://doi.org/10.1144/SP513-2020-274).
- Ludwig K.R. (2003).** User's Manual for Isoplot 3.0: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Berkeley, Calif., Spec. Publ., v. 4, 75 p.
- Marusin V.V., Kolesnikova A.A., Kochnev B.B., Kuznetsov N.B., Pokrovsky B.G., Romanyuk T.V., Karlova G.A., Rud'ko S.V., Shatsillo A.V., Dubenskiy A.S., Sheshukov V.S., Lyapunov S.M. (2021).** Detrital zircon age and biostratigraphic and chemostratigraphic constraints on the Ediacaran–Cambrian transitional interval in the Irkutsk Cis-Sayans Uplift, southwestern Siberian Platform // *Geol. Mag.*, v. 158 (7), p. 1156–1172, DOI: [10.1017/S0016756820001132](https://doi.org/10.1017/S0016756820001132).
- McLennan S.M., Hemming S., McDaniel D.K., Hanson G.N. (1993).** Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics, in: Johnsson, M.J., Basu, A. (Eds.), *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments*. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, v. 284, p. 21–40, DOI: [10.1130/SPE284-p21](https://doi.org/10.1130/SPE284-p21).
- Motova Z.L., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Khubanov V.B. (2024).** U–Pb ages of detrital zircons and composition of clastic sedimentary rocks from the southern periphery of the Siberian craton: Implications for the earliest Cambrian evolution of southern Siberia // *J. Asian Earth Sci.*, v. 264 (4), 106048, DOI: [10.1016/j.jseae.2024.106048](https://doi.org/10.1016/j.jseae.2024.106048).
- Nesbitt H.W., Young G.M. (1982).** Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature*, v. 299 (5885), p. 715–717, DOI: [10.1038/299715a0](https://doi.org/10.1038/299715a0).
- Panteeva S.V., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Markova V.V., Sandimirova G.P. (2003).** Determination of 24 trace elements in felsic rocks by inductively coupled plasma mass spectrometry after lithium metaborate fusion // *Spectrochim. Acta, Part B*, v. 58 (2), p. 341–350, DOI: [10.1016/S0584-8547\(02\)00151-9](https://doi.org/10.1016/S0584-8547(02)00151-9).
- Pashkova G.V., Panteeva S.V., Ukhova N.N., Chubarov V.M., Finkelshtein A.L., Ivanov A.V., Asavin A.M. (2019).** Major and trace elements in meimechites – rarely occurring volcanic rocks: developing optimal analytical strategy // *Geochem.: Explor. Environ. Anal.*, v. 19 (3), p. 233–243, DOI: [10.1144/geochem2017-099](https://doi.org/10.1144/geochem2017-099).
- Powerman V., Shatsillo A., Chumakov N., Kapitonov I., Hourigan J. (2015).** Interaction between the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) and the Siberian craton as recorded by detrital zircon suites from Transbaikalia // *Precambrian Res.*, v. 267, p. 39–71, DOI: [10.1016/j.precamres.2015.05.015](https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.05.015).
- Powerman V.I., Buyantuev M.D., Ivanov A.V. (2021).** A review of detrital zircon data treatment, and launch of a new tool 'Dezirteer' along with the suggested universal workflow // *Chem. Geol.*, v. 583 (S02), 120437, DOI: [10.1016/j.chemgeo.2021.120437](https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2021.120437).
- Priyatkina N., Collins W.J., Khudoley A.K., Letnikova E.F., Huang H.-Q. (2018).** The Neoproterozoic evolution of the western Siberian Craton margin: U–Pb–Hf isotopic records of detrital zircons from the Yenisey Ridge and the Prisayan Uplift // *Precambrian Res.*, v. 305, p. 197–217, DOI: [10.1016/j.precamres.2017.12.014](https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.12.014).
- Rojas-Agramonte Y., Kröner A., Demoux A., Xia X., Wang W., Donskaya T., Liu D., Sun M. (2011).** Detrital and xenocrystic zircon ages from Neoproterozoic to Palaeozoic arc terranes of Mongolia: Significance for the origin of crustal fragments in the Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Res.*, v. 19 (3), p. 751–763, DOI: [10.1016/j.gr.2010.10.004](https://doi.org/10.1016/j.gr.2010.10.004).
- Romanov M., Sovetov J.K., Vernikovskiy V.A., Rosenbaum G., Wilde S.A., Vernikovskaya A.E., Matushkin N.Yu., Kadilnikov P.I. (2021).** Late Neoproterozoic evolution of the southwestern margin of the Siberian Craton: evidence from sedimentology, geochronology and detrital zircon analysis // *Int. Geol. Rev.*, v. 63 (13), p. 1658–1681, DOI: [10.1080/00206814.2020.1790044](https://doi.org/10.1080/00206814.2020.1790044).
- Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J. (2008).** Plešovice zircon – A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis // *Chem. Geol.*, v. 249 (1–2), p. 1–35, DOI: [10.1016/j.chemgeo.2007.11.005](https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.11.005).
- Sun J., Liu C.-Z., Tappe S., Kostrovitsky S.I., Wu F.-Y., Yakovlev D., Yang Y.-H., Yang J.-H. (2014).** Repeated kimberlite magmatism beneath Yakutia and its relationship to Siberian flood volcanism: Insights from in situ U–Pb and Sr–Nd perovskite isotope analysis // *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 404, p. 283–295, DOI: [10.1016/j.epsl.2014.07.039](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.07.039).
- Turkina O.M., Berezhnaya N.G., Lepekhina E.N., Kapitonov I.N. (2012).** U–Pb (SHRIMP II), Lu–Hf isotope and trace element geochemistry of zircons from high-grade metamorphic rocks of the Irkut terrane, Sharyzhalgay Uplift: Implications for the Neoproterozoic evolution of the Siberian Craton // *Gondwana Res.*, v. 21 (4), p. 801–817, DOI: [10.1016/j.gr.2011.09.012](https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.09.012).
- Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W. (1995).** Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analyses // *Geostand. Newsl.*, v. 19 (1), p. 1–23, DOI: [10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x](https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x).