

УДК 552.11

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ДАЙКИ ДАЦИТОВ ВОРОНЦОВСКОГО ТЕРРЕЙНА ВОЛГО-ДОНСКОГО ОРОГЕНА: ГЕОХИМИЯ, ВОЗРАСТ И ПЕТРОГЕНЕЗИС

© 2024 г. К. А. Савко^{а,*}, А. В. Самсонов^б, Е. Х. Кориш^а, Н. С. Базиков^а, А. Н. Ларионов^с

^аВоронежский государственный университет, Воронеж, Россия

^бИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

^сЦентр изотопных исследований Всероссийского геологического института им. А.П. Карпинского,
Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: ksavko@geol.vsu.ru

Поступила в редакцию 10.05.2023 г.

После доработки 13.09.2023 г.

Принята к публикации 19.10.2023 г.

В западной части Воронцовского террейна палеопротерозойского Волго-Донского орогена, разделяющего архейские кратоны Сарматия и Волгоуралия, впервые установлены метаморфизованные дайки дацитовых порфиров. Возраст магматических протолитов метадацитов составляет около 2.07 млрд лет. Они являются железистыми, метаглиноземистыми породами щелочно-известковой серии и относятся к гранитоидам I-типа. Натровая специализация, низкие концентрации Mg, Cr, Ni, несовместимых элементов с резким фракционированием REE и отсутствием Eu*-аномалии, высокие значения Sr/Y и особенно $(Gd/Yb)_n > 10$, а также радиогенный изотопный состав неодима предполагают ювенильный базитовый источник дацитовых расплавов. Согласно петрогенетическим расчетам, такие условия могли быть реализованы при частичном плавлении деплетированных базитов N-MORB типа в равновесии с эклогитовым реститом. Предполагаемым механизмом формирования дацитовых магм является частичное плавление базитов нижних горизонтов коры, сильно увеличенной мощности (>60 км) в результате предшествующих коллизионных процессов.

Ключевые слова: палеопротерозой, Волго-Донской ороген, дациты, мантийный источник

DOI: 10.31857/S0869590324020018 EDN: DDKZIN

ВВЕДЕНИЕ

Палеотектонические реконструкции являются одним из ключевых направлений при изучении истории формирования земной коры. Для проведения этих реконструкций широко привлекаются магматические комплексы, поскольку характеристики источников и условия зарождения расплавов могут служить индикаторами тектонических обстановок. Определяющую роль этот подход играет в раннедокембрийских комплексах, где многие геологические особенности пород, необходимые для тектонических реконструкций, уничтожены более поздними процессами (например, Moyn, Laurent, 2018).

В настоящей статье на основании новых данных по петрологии магматических пород обсуждаются реконструкции условий формирования палеопротерозойского Воронцовского террейна, который занимает огромное пространство между древними кратонами Сарматией и Волгоуралией и играет

важнейшую роль для понимания эволюции коры Восточно-Европейского кратона в рязанско-оросирианский период. Ключевыми аспектами для расшифровки механизмов роста коры является мощный всплеск магматизма в диапазоне 2050–2090 млн лет, представленный многочисленными базит-гипербазитовыми, диоритовыми и гранитоидными плутонами. Изотопный возраст и геохимические характеристики интрузий Воронцовского террейна рассматривались как свидетельства постколлизионной обстановки их формирования (Савко и др., 2014; Савко, Терентьев, 2017; Терентьев, Савко, 2016; Terentiev et al., 2016, 2018).

Недавно на западной окраине Воронцовского террейна нами были установлены субвулканические тела натровых дацитовых порфиров, обедненных тяжелыми редкоземельными элементами, литофильными и высокочargedными элементами. По этим признакам они близки к архейским высокобарическим ТТГ-ассоциациям и современным

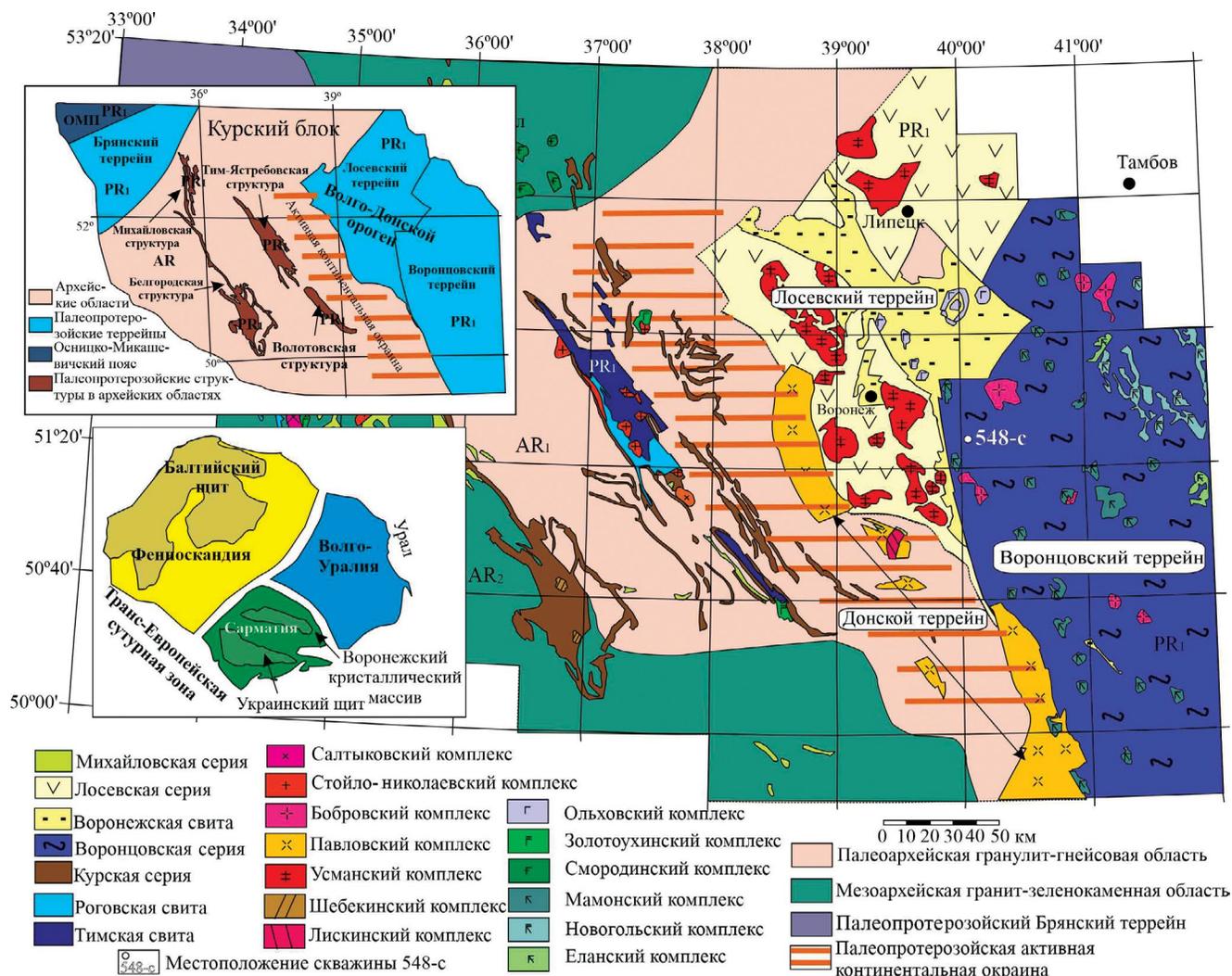


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Воронежского кристаллического массива. Положение коровых сегментов Восточно-Европейского кратона по (Gorbatshev, Bogdanova, 1993).

адакитам и могут служить индикаторами тектонических процессов в литосфере Воронцовского террейна.

Цель настоящей статьи – определить изотопный U-Pb возраст дацитовых порфиров по циркону, выявить источники расплавов по результатам элементной и изотопной геохимии и установить тектоническую обстановку кислого магматизма.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Волго-Донской ороген представляет собой обширную палеопротерозойскую субдукционно-коллизийную область, разделяющую архейские ядра Сарматского и Волгоуральского кратонов (рис. 1). Она включает Лосевский и Донской террейны, граничащие с архейским Курским блоком, обширный Воронцовский террейн и Терсинский пояс,

граничащий на востоке с архейскими комплексами Волгоуралии.

Воронцовский террейн сложен складчатыми палеопротерозойскими метаморфизованными граувакками воронцовской серии мощностью 6–8 км, по геофизическим данным. Он протягивается на расстояние более 600 км при ширине 100–300 км (рис. 1). С запада ограничен Лосевско-Мамонским глубинным разломом, отделяющим его от Лосевского и Донского террейнов, а с юга – погребенными структурами архейского Приазовского блока. На востоке Воронцовский террейн граничит с палеопротерозойскими Терсинским поясом метаморфизованных вулканитов и южноволжским супракустальным комплексом (Бибикова и др., 2009; Bogdanova et al., 2006).

Воронцовский террейн выполнен мощной флишоидной толщей, накопление которой

происходило в тектонически активной обстановке со слабо проявленным химическим выветриванием пород разнообразного состава — от кислых до основных (Савко и др., 2011). Источниками терригенного материала служили ювенильные палеопротерозойские островодужные комплексы, о чем свидетельствуют Sm-Nd изотопные данные ($T_{Nd}(DM)$) (от 2100 до 2400 млн лет, Щипанский и др., 2007) и возраст детритовых цирконов 2100–2200 млн лет (Terentiev, Santosh, 2016). Метаосадки претерпели зональный НТ/LP метаморфизм при 3–5 кбар и 450–700°C (Савко, 1990, 1994) и превращены в сланцы и метапесчаники, а в высокотемпературных зонах — в гранат-кордиеритовые гнейсы (Герасимов, Савко, 1995). Возраст метаморфизма составляет около 2069 млн лет (Савко и др., 2015).

Метаосадочные толщи Воронцовского террейна прорваны интрузиями базитов и контрастных по геохимии гранитов S- и A-типов с возрастом 2.05–2.07 млрд лет и ювенильными изотопно-геохимическими характеристиками ($\epsilon_{Nd}(T)$ от +2.0 до +2.6) (Савко и др., 2014). Граниты S-типа рассматриваются как продукты плавления метаосадков воронцовской серии в краевой части террейна. Образование гранитов A₂-типа в осевой части террейна происходило в условиях сокращения мощности коры. Граниты A₂-типа являются продуктами дифференциации внедрившихся в нижнюю кору базитовых магм, испытавших интенсивную контаминацию коровым материалом. Их внедрение произошло после коллизионного метаморфизма с возрастом 2.07 млрд лет (Савко и др., 2014, 2015) и связано с постколлизионной тектоникой. Более поздний платформенный магматизм представлен габбродолеритами трапповой формации новогольского комплекса (Савко, Бочаров, 1988) с возрастом 1805 ± 14 млн лет (Чернышов и др., 2001) и кембрийскими дайками сиенитов артюшкинского комплекса (Носова и др., 2019; Скрыбин и др., 2015).

Воронцовский террейн отделен от архейского Курского блока Донским террейном на юге и Лосевским — на севере. Последний представляет собой островодужные постройки на активной континентальной окраине, сложенные преимущественно вулканитами бимодальной серии с возрастом 2170–2120 млн лет (Terentiev et al., 2017). Они впоследствии были интродуцированы крупными батолитами гранитоидов I-типа усманского комплекса с возрастом 2100–2075 млн лет в постколлизионной обстановке после коллизионного события с возрастом около 2100 млн лет (Terentiev et al., 2016; Щипанский и др., 2007).

Донской террейн сложен преимущественно гранитоидными батолитами I-типа павловского комплекса (2081–2063 млн лет, Terentiev et al., 2020) с многочисленными ксенолитами амфиболитов, размером в несколько метров, протолитами которых являются базиты лосевской серии. В протолитах

павловских гранитоидов уже присутствует архейская коровая компонента. По направлению к архейскому Курскому блоку они характеризуются все менее радиогенным составом Nd ($\epsilon_{Nd}(T)$ от +0.3 до –4.2) и появлением захваченных цирконов с возрастом около 2.8 млрд лет (Terentiev et al., 2020).

Дацитовые порфиры были вскрыты скв. 548-с в западной части Воронцовского террейна недалеко от границы с Лосевским террейном (рис. 1, 2). Они представляют собой серию субвертикальных (5°–7° к оси керна) субвулканических тел (даек) среди метапелитовых сланцев и метапесчаников воронцовской серии, залегающих согласно с ориентировкой сланцеватости. Их видимые мощности по керну от 0.8 до 14.5 м (рис. 2). С глубиной ориентировка сланцеватости и контактов с дацитами становится более пологой, 40°–45° к оси керна. Они вместе с вмещающими метатерригенными породами подверглись метаморфическим изменениям и имеют сланцеватую текстуру, совпадающую с ориентировкой сланцеватости вмещающих сланцев и метапесчаников. Породы рассечены маломощными (до 1 см) кварцевыми и кварц-карбонатными прожилками как согласными сланцеватости, так и секущими ее.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Определение содержаний петрогенных оксидов. Химический состав образцов определялся на рентгенофлюоресцентном спектрометре S8 Tiger (Bruker AXS GmbH, Германия) в Воронежском государственном университете (ВГУ, г. Воронеж). Подготовка проб для анализа породообразующих элементов выполнена путем плавления 0.5 г порошка пробы, 2 г тетрабората лития в муфельной печи с последующим отливом стеклообразного диска. При калибровке спектрометра и для контроля качества измерений были использованы государственные стандартные образцы химического состава горных пород — ГСО № 8871-2007, ГСО № 3333-85, ГСО № 3191-85. Точность анализа составляла 1–5 отн. % для элементов с концентрацией выше 1–5 мас. % и до 12 отн. % для элементов с концентрацией ниже 0.5 мас. %. Обработка результатов проводилась посредством разработанных методик в программе Spectra Plus (Bruker AXS GmbH, Германия).

Определение содержаний редких и редкоземельных элементов. Малые и редкие элементы определяли методом индукционно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием анализа (ICP-MS) в Аналитическом сертификационном испытательном центре Института проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов (г. Черноголовка). Разложение образцов пород проводилось путем кислотного вскрытия в открытой и закрытой системах в зависимости от их состава. Пределы обнаружения для REE, Hf, Ta, Th, U составляли 0.02–0.03 ppm, для Nb, Be,

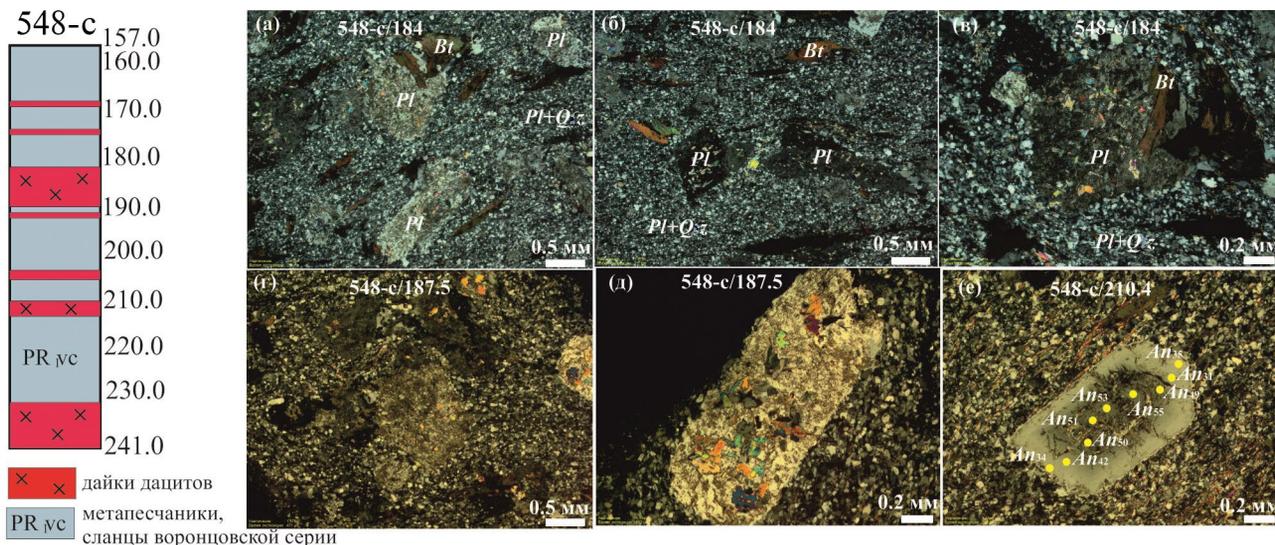


Рис. 2. Геологическая колонка скв. 548-с и микрофотографии шлифов дацитовых порфиров: (а–д) – измененные ксенокристы плагиоклаза в мелкозернистом кварц-полевошпатовом матриксе; (е) – зональность ксенокриста плагиоклаза в даците. Нумерация образцов на рисунке: номер скважины/глубина.

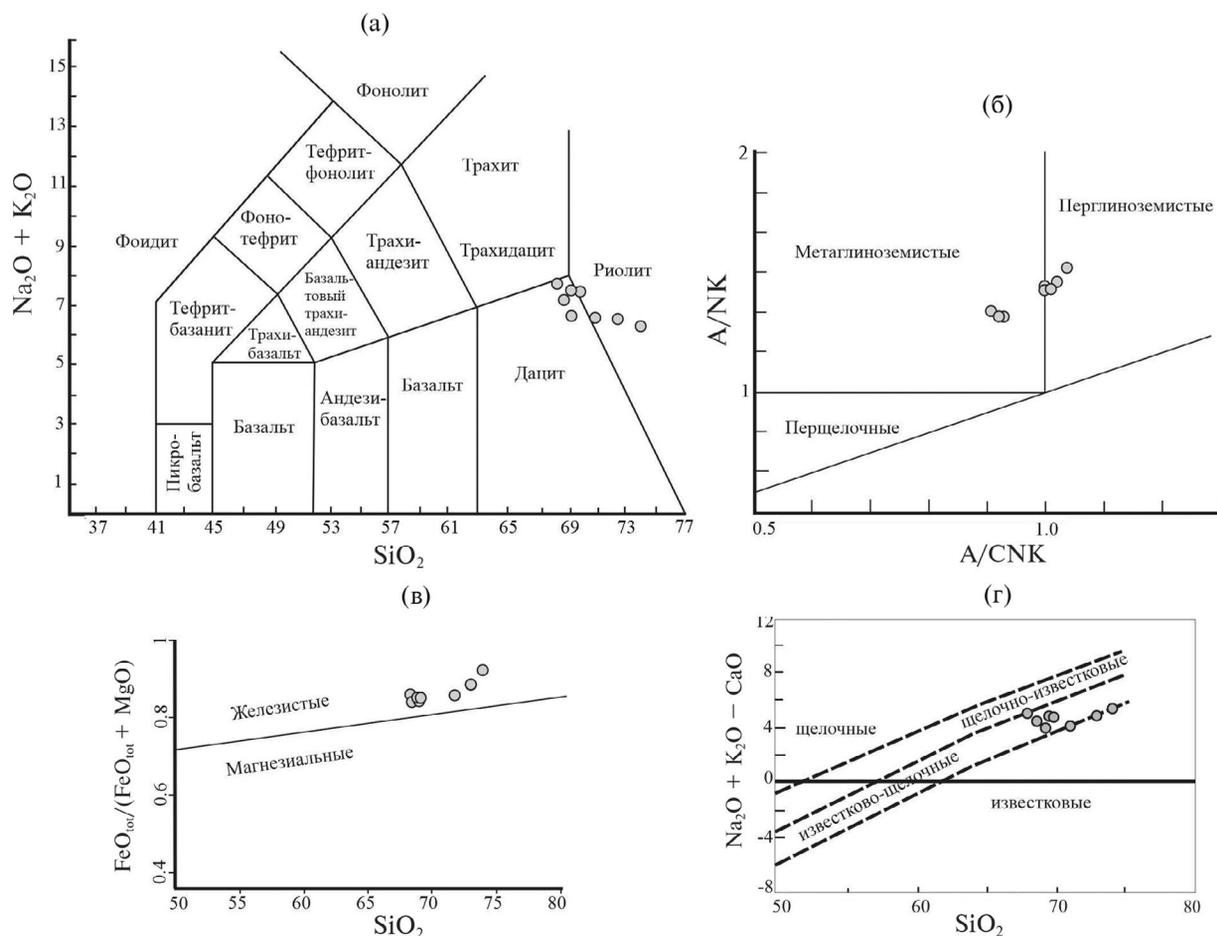


Рис. 3. Классификационные диаграммы для дацитов Воронцовского террейна: (а) $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$; (б) $A/NK - A/CNK$; (в) $FeO_{tot}/(FeO_{tot} + MgO) - SiO_2$; (г) $(Na_2O + K_2O - CaO) - SiO_2$.

Co – 0.03–0.05 ppm, для Li, Ni, Ga, Y – 0.1 ppm, для Zr – 0.2 ppm, для Rb, Sr, Ba – 0.3 ppm, для Cu, Zn, V, Cr – 1–2 ppm. Правильность анализа контролировалась путем измерения международных и российских стандартных образцов GSP-2, BM, СГД-1А, СТ-1. Ошибки определения концентраций составляли от 3 до 5 мас. % для большинства элементов.

Измерения абсолютного возраста цирконов проводились на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований Всероссийского научно-исследовательского геологического института (ЦИИ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург) по стандартной методике (Larionov et al., 2004; Williams, 1998) с использованием эталонных цирконов “91500” и “Темора”. При расчетах использовались константы распада, предложенные в работе (Steiger, Jäger, 1977), и вводилась поправка на нерадиоγενный свинец по (Stacey, Kramers, 1975) на основе измеренного отношения $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Полученные результаты обрабатывали с помощью программ “SQUID v1.12” и “ISOPLOT/Ex 3.22” (Ludwig, 2005). Поскольку результаты образовали дискордию с ненулевым нижним пересечением, оценка возраста проводилась по верхнему пересечению с конкордией. Под конкордантностью, следуя (Ludwig, 1998), понимается факт перекрытия линии конкордии эллипсом погрешностей 2σ .

Sm-Nd изотопный анализ валовых образцов. Sm-Nd изотопные исследования выполнены в ЦИИ ВСЕГЕИ. Изотопные составы Sm и Nd определены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON в статическом режиме. Измеренные значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ и приведены к значению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512115$ в Nd-стандарте JNdi-1. Точность определения концентраций Sm и Nd составила $\pm 0.5\%$, изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \pm 0.5\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 0.005\%$ (2σ).

Микрозондовый анализ. Локальные анализы минералов выполнены на электронном микроскопе Jeol 6380LV с системой количественного энергодисперсионного анализа “Inca” (ВГУ). Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 1.2 мА, время набора спектра 90 с, диаметр пучка 1–3 мкм. ZAF коррекция при расчете содержаний оксидов и оценка точности проводились с помощью программ математического обеспечения системы. Точность анализа систематически контролировалась по эталонным образцам природных и синтетических минералов.

ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

Дацинты светло-серые, светло-коричневато-серые, сланцеватой текстуры и бластопорфириковой структуры состоят из тонкозернистой основной массы и порфировых вкрапленников плагиоклаза, составляющих до 30% от объема породы (рис. 2). Матрикс имеет лепидогранобластовую структуру.

В составе дацитов преобладает плагиоклаз (60–80 мод. %), присутствующий как в матриксе, так и в порфировых вкрапленниках размером 2–5 мм, часто замещаемых тонкочешуйчатым вторичным мусковитом. В основной мелкозернистой массе плагиоклаз по составу отвечает олигоклазу (An_{10-23}). Неизмененные ксенокристы имеют концентрическую зональность с более темными центральными частями. Центральные части имеют более основной состав (An_{49-55}), а краевые – более кислый (An_{31-35}) (рис. 2е). В незначительном количестве до 5 мод. % в основной массе присутствует калиевый полевой шпат. Кварц присутствует в мелкозернистом матриксе в количестве до 20 мод. %.

Биотит (2–5 мод. %) является единственным темноцветным минералом и представлен удлиненными коричневыми лейстами размером до 2 мм по удлинению. Он имеет железистый состав ($X_{\text{Fe}} = 0.72-0.81$) и повышенную титанистость ($\text{TiO}_2 = 2.4-2.9$ мас. %). Акцессорные минералы представлены апатитом, титанитом и цирконом, рудные – магнетитом и сфалеритом, вторичные хлоритом, эпидотом и кальцитом.

ГЕОХИМИЯ

Дацинты имеют содержание SiO_2 от 67.9 до 74.4 мас. %, умеренную концентрацию щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 6.3-7.8$ мас. % с явным преобладанием натрия ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.44-0.77$). Они характеризуются умеренной титанистостью ($\text{TiO}_2 = 0.1-0.4$) и железистостью ($X_{\text{Fe}} = 0.69-0.84$). Глиноземистость пород близка к значениям 1.0 индекса А/СНК (рис. 3, табл. 1). На классификационной диаграмме TAS (Middlemost, 1994) точки составов попадают в поля дацитов и риолитов (рис. 3). На бинарных диаграммах отмечается отрицательная корреляция SiO_2 с TiO_2 , CaO, Al_2O_3 , MgO и K_2O (рис. 4).

Для дацитов характерны низкие концентрации “мафических элементов” Ni и Cr, всех высокозарядных элементов, особенно Y, высокая Sr ($\text{Sr}/\text{Y} = 83-150$), умеренные Ba и Rb (табл. 1). Также отмечаются низкие концентрации редкоземельных элементов, спектры распределения которых имеют отрицательный наклон с обогащением LREE и очень сильным их фракционированием ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 56-177$) и без выраженной Eu*-аномалии (табл. 1, рис. 5). Для них значения $(\text{Gd}/\text{Yb})_n = 10-19$ очень высокие.

На мультиэлементной спайдердиаграмме дациты характеризуются слабой отрицательной аномалией Nb и слабой положительной Ti (рис. 5).

U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЯ ПО ЦИРКОНУ

Нами были выполнены определения возраста циркона на ионном микрозонде SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ) из дайки метадацитов для

Таблица 1. Содержания петрогенных оксидов, редких и редкоземельных элементов в дацитах Воронцовского террейна

Компоненты	548-с/ 184.5*	548-с/ 185.7	548-с/ 186	548-с/ 187	548-с/ 187.5	548-с/ 190	548-с/ 210.4	548-с/ 237.6
SiO ₂	69.43	68.49	69.01	69.63	67.93	71.08	72.44	74.36
TiO ₂	0.34	0.38	0.40	0.36	0.41	0.36	0.23	0.07
Al ₂ O ₃	14.82	15.48	14.93	14.83	15.11	14.25	14.31	14.40
Fe ₂ O ₃ tot	3.22	3.65	3.68	2.97	3.69	3.17	2.68	1.83
MgO	0.70	0.84	0.81	0.67	0.73	0.70	0.42	0.18
MnO	0.03	0.02	0.02	0.03	0.04	0.04	0.03	0.02
CaO	2.90	2.99	2.80	3.09	3.06	2.71	2.53	1.88
Na ₂ O	4.70	4.21	3.98	4.34	4.40	3.90	4.41	4.39
K ₂ O	2.75	2.92	2.80	3.18	3.40	2.72	2.13	1.91
P ₂ O ₅	0.18	0.17	0.17	0.17	0.22	0.19	0.10	0.04
SO ₃	0.04	0.10	0.15	0.12	0.06	0.05	0.04	0.06
П.п.п.	0.66	0.62	1.11	0.55	0.89	0.67	0.62	0.70
Сумма	99.77	99.82	99.76	99.93	99.93	99.92	99.94	99.83
X _{Mg}	0.30	0.31	0.30	0.31	0.28	0.30	0.34	0.16
K ₂ O/Na ₂ O	0.59	0.69	0.70	0.73	0.77	0.70	0.48	0.44
Na ₂ O + K ₂ O	7.45	7.13	6.78	7.52	7.80	6.62	6.54	6.30
A/CNK	0.93	1.00	1.02	0.91	0.92	1.00	1.01	1.13
Li	23	26.3			26	11	6	5.0
Be	1.9	1.3			1.6	0.9	0.9	1.7
Sc	2.2	1.6			2.1	2.1	0.6	1.3
V	22	21.4			15	8	6	15.4
Cr	22	24.3			14	7	8	20.2
Co	4	3.4			3	1.6	0.9	0.77
Ni	5	2.1			4	1.4	1.5	3.3
Ga	26	21.9			24	12	10	17.8
Rb	30	59.9			40	6	6	32.4
Sr	300	506			300	80	50	322
Y	2	3.7			2	0.8	0.6	2.3
Zr	170	160			160	85	58	61.1
Nb	8	8.0			8	3.8	3.9	7.8
Mo	1.1	1.2			0.9	1.8	0.6	0.57
Cs	1.1	2.2			1.4	0.7	0.5	0.67
Ba	380	713			400	180	150	611
La	9	28.0			10	3.1	3	20.5
Ce	22	59.3			23	7	7	42.0
Pr	2.9	6.8			3.1	1	0.9	4.4
Nd	11	26.8			12	4.1	3.6	17.6
Sm	1.9	4.4			2.1	0.7	0.6	3.5
Eu	0.6	1.0			0.7	0.23	0.18	0.69
Gd	1.3	2.4			1.4	0.49	0.42	1.9
Tb	0.09	0.22			0.1	0.04	0.03	0.19
Dy	0.42	0.93			0.45	0.18	0.15	0.63
Ho	0.06	0.12			0.06	0.025	0.02	0.072

Таблица 1. Окончание

Компоненты	548-с/ 184.5*	548-с/ 185.7	548-с/ 186	548-с/ 187	548-с/ 187.5	548-с/ 190	548-с/ 210.4	548-с/ 237.6
Er	0.16	0.25			0.11	0.052	0.039	0.12
Tm	0.015	0.029			0.015	0.007	0.005	0.011
Yb	0.09	0.19			0.09	0.04	0.03	0.083
Lu	0.012	0.024			0.012	0.006	0.004	0.010
Hf	3	4.3			2.9	1.8	1.5	2.3
Ta	0.46	0.71			0.5	0.28	0.33	0.67
W	0.18	1.3			0.16	0.3	0.11	1.1
Pb	7	12.7			7	5	6	15.6
Th	2.8	5.1			2.7	1.1	1	4.6
U	1.4	1.7			1.3	0.7	1	2.2
ΣREE	49.6	131			53.1	17.0	16.0	91.8
Eu/Eu*	1.17	0.94			1.25	1.20	1.10	0.82
(Gd/Yb) _n	12.0	10.5			12.9	10.1	11.6	18.9
(La/Yb) _n	71.7	106			79.7	55.6	71.7	177.2
Sr/Y	150	137			150	100	83.3	140
Ybn	0.53	1.12			0.53	0.24	0.18	0.49

*Скв./глуб.

обр. 548-с/185.7 (скв. 548-с, глубина 185.7 м). Циркон представлен бесцветными идиоморфными и субидиоморфными призматическими кристаллами, причем присутствует много длиннопризматических (длиной 150–200 мкм) с острыми пирамидальными вершинами (рис. 6). Отмечаются твердофазные включения. В катодолуминесценция видна структурная зона – тонкая концентрическая осцилляционная зональность. Явных унаследованных ядер не выявлено. Структурные и морфологические признаки указывают на магматическую природу циркона и практическое отсутствие значительных наложенных событий.

Было выполнено 16 анализов в 15 зернах (табл. 2, рис. 6). На диаграмме с конкордией (рис. 7) все результаты аппроксимируются единой линией регрессии с близкими к конкордантным значениями возрастов. Значительных различий между внутренними и внешними частями кристаллов не выявлено. Верхнее пересечение линии регрессии с конкордией через все аналитические точки дает возраст 2069 ± 20 млн лет ($N = 16$, СКВО = 0.42). Конкордантный возраст ($N = 12$) равен 2069 ± 13 млн лет (СКВО = 0.0052, вероятность конкордантности 0.94) (рис. 7).

Sm-Nd ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

Изотопный состав Nd был измерен в двух валовых образцах дацита: 548-с/185.7, для которого было выполнено изотопное датирование циркона,

и 548-с/237.6. Величина $\epsilon_{Nd}(2069)$ составляет 2.6 и 3.4, а модельный возраст $T_{Nd}(DM)$ – 2258 и 2222 млн лет (табл. 3, рис. 8) соответственно, что свидетельствует о короткой коровой предыстории ювенильных мантийных источников расплавов.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ

По геохимическим признакам дациты Воронцовского террейна являются железистыми, преимущественно метаглиноземистыми породами щелочно-известковой серии. Несмотря на повышенную железистость, их нельзя отнести к гранитоидам А-типа, для которых характерны калиевый профиль щелочности, обогащение высокозарядными и редкоземельными элементами и отрицательная аномалия Eu*. Невысокая глиноземистость, отсутствие мусковита (граната, кордиерита), низкие содержания литофильных элементов и, опять же, преобладание Na в сумме щелочей отличает дациты от гранитоидов S-типа. От гранитоидов M-типа они отличаются резко фракционированными спектрами легких и тяжелых REE. На дискриминантных диаграммах в терминах “алфавитной” классификации дациты попадают в поля гранитов I-, S- и M-типов (Whalen et al., 1987) и в поле гранитов вулканических дуг на диаграмме Rb–(Y + Nb) (Pearce et al., 1984) (рис. 9). Таким образом, можно сделать вывод, что дациты Воронцовского террейна отвечают по составу гранитам I-типа.

По геохимическим признакам дациты Воронцовского террейна близки к высокобарическим

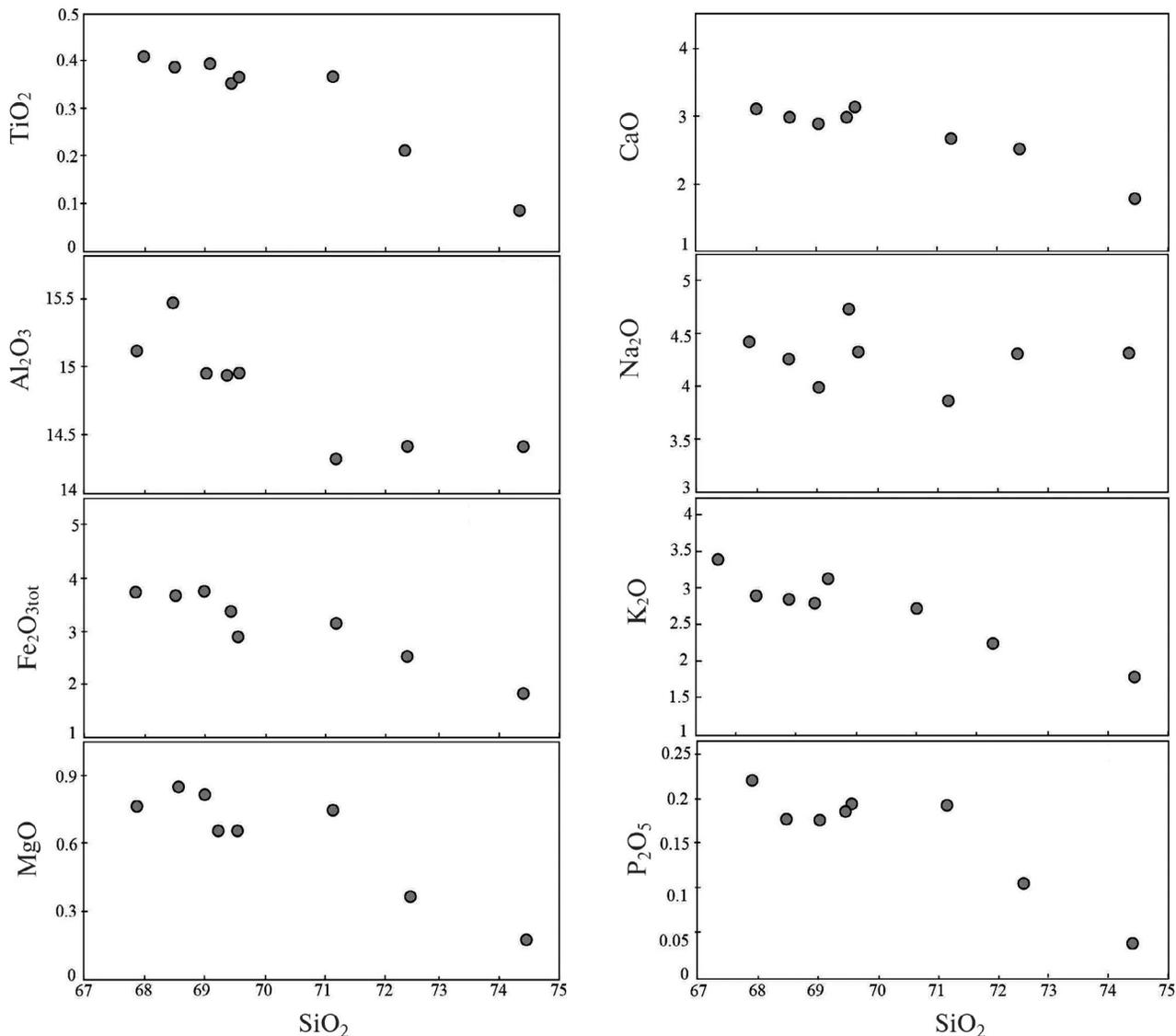


Рис. 4. Диаграммы распределения петрогенных оксидов.

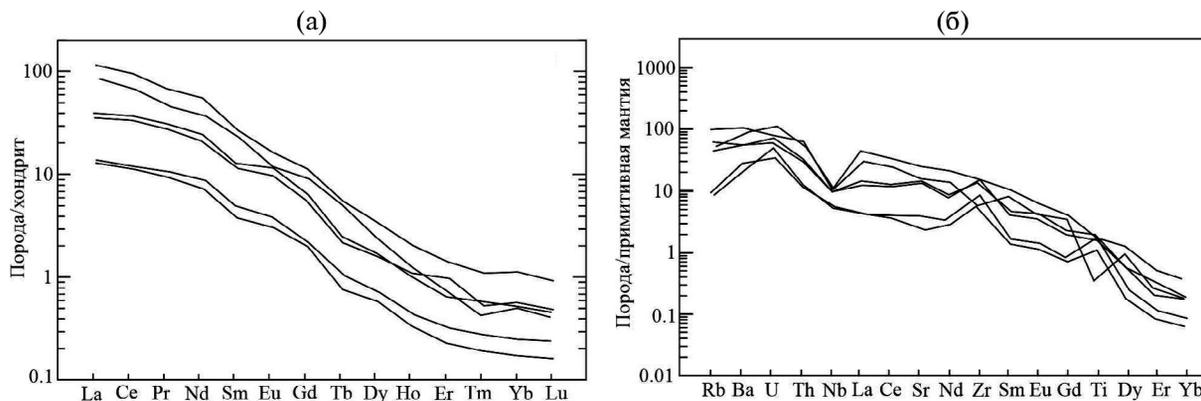


Рис. 5. Нормализованное к хондриту распределение редкоземельных (а) и нормализованное к примитивной мантии распределение малых и редких (б) элементов в дацитах.

Таблица 2. Результаты U-Pb геохронологических исследований циркона из метадацитов (SHRIMP-II)

Точка	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U, ppm	Th, ppm	$^{206}\text{Pb}^*$, ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст	\pm млн лет	(1) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст	\pm млн лет	D, %	(1) $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$	\pm %	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	\pm %	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	\pm %	(1) $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	\pm %	Корр. ошиб.
Образец 548-с/185.7																			
7	4.22	762	540	150	0.73	1330	21	1972	20	+36	4.4	1.8	0.121	1.1	3.8	2.1	0.23	1.8	0.8
4	2.85	290	58	73.9	0.21	1677	16	1975	51	+17	3.4	1.1	0.121	2.8	5.0	3.0	0.30	1.1	0.4
1	3.64	661	92	152	0.14	1530	12	2015	24	+27	3.7	0.9	0.124	1.4	4.6	1.6	0.27	0.9	0.5
9	5.33	476	117	83.7	0.25	1199	23	2022	34	+45	4.9	2.1	0.125	1.9	3.5	2.8	0.20	2.1	0.7
2	1.56	367	86	109	0.24	1911	18	2061	32	+8	2.9	1.1	0.127	1.8	6.1	2.1	0.35	1.1	0.5
7ге	1.40	486	130	147	0.28	1945	45	2073	22	+7	2.8	2.7	0.128	1.3	6.2	3.0	0.35	2.7	0.9
11	1.42	261	48	79.8	0.19	1961	18	2073	42	+6	2.8	1.1	0.128	2.4	6.3	2.6	0.36	1.1	0.4
3	1.07	155	22	48.9	0.15	2015	30	2058	73	+2	2.7	1.7	0.127	4.1	6.4	4.5	0.37	1.7	0.4
5	1.06	111	31	35.3	0.29	2029	58	2040	90	+1	2.7	3.3	0.126	5.1	6.4	6.1	0.37	3.3	0.6
10	0.69	241	79	77.1	0.34	2037	49	2055	38	+1	2.7	2.8	0.127	2.1	6.5	3.5	0.37	2.8	0.8
3	0.34	314	52	102	0.17	2072	20	2066	41	0	2.6	1.1	0.128	2.3	6.7	2.6	0.38	1.1	0.4
8	0.23	226	46	73.7	0.21	2077	20	2070	39	0	2.6	1.1	0.128	2.2	6.7	2.5	0.38	1.1	0.4
12	0.15	438	89	143	0.21	2077	32	2074	29	0	2.6	1.8	0.128	1.7	6.7	2.5	0.38	1.8	0.7
15	0.16	561	55	184	0.10	2081	26	2075	26	0	2.6	1.5	0.128	1.5	6.7	2.1	0.38	1.5	0.7
6	0.38	467	136	152	0.30	2074	37	2078	26	0	2.6	2.1	0.129	1.5	6.7	2.6	0.38	2.1	0.8
14	0.00	452	109	149	0.25	2097	17	2060	29	-2	2.6	1.0	0.127	1.7	6.7	1.9	0.38	1.0	0.5

Примечание. Ошибки составляют 1σ . Pb_c и Pb^* – первичный и радиогенный свинец соответственно. Стандартная ошибка калибровки 0.3%. (1) Первичный свинец скорректирован по измеренному ^{204}Pb . D, % – процент дискордантности.

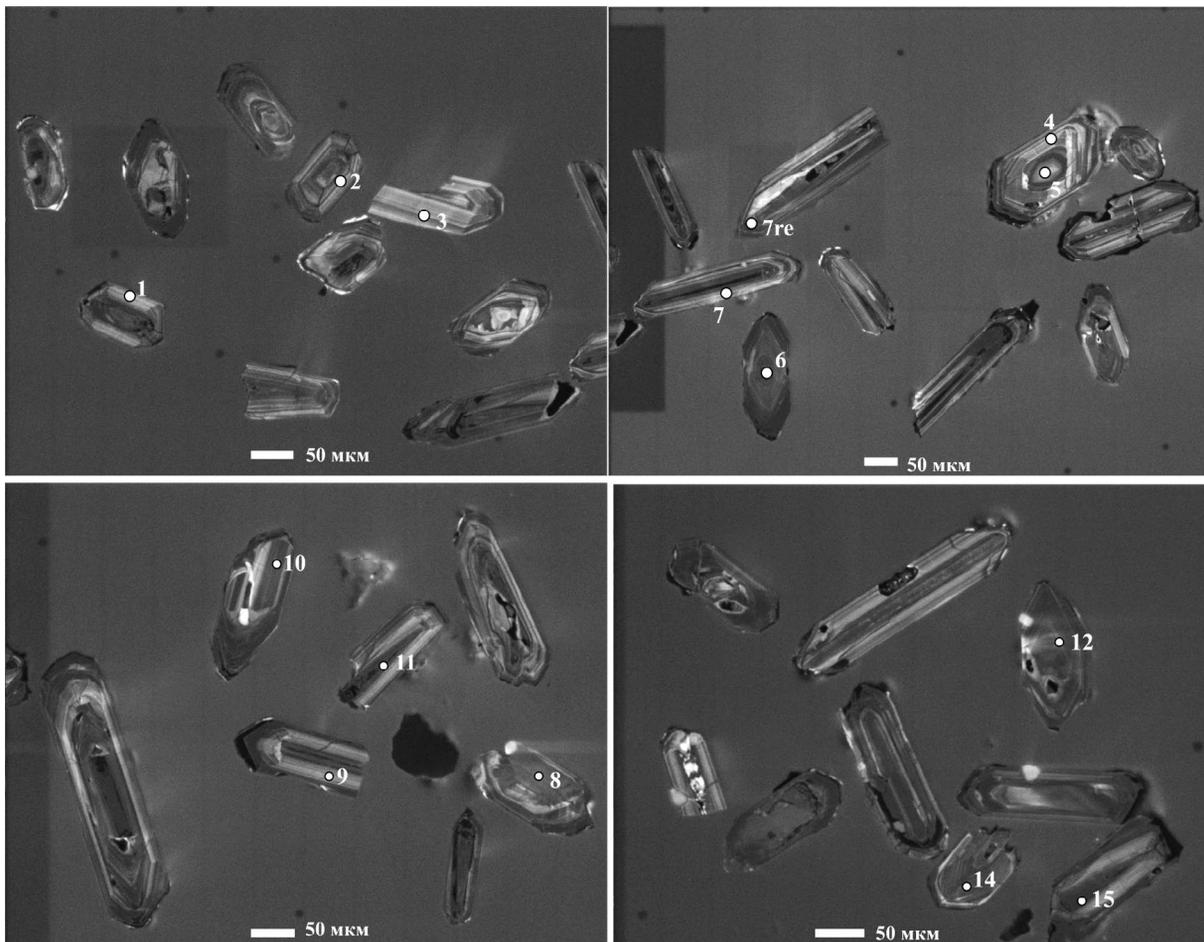


Рис. 6. Расположение точек определения возраста на КЛ-снимках цирконов из метадацитов Воронцовского террейна. Номера точек на рисунке соответствуют номерам анализов в табл. 2.

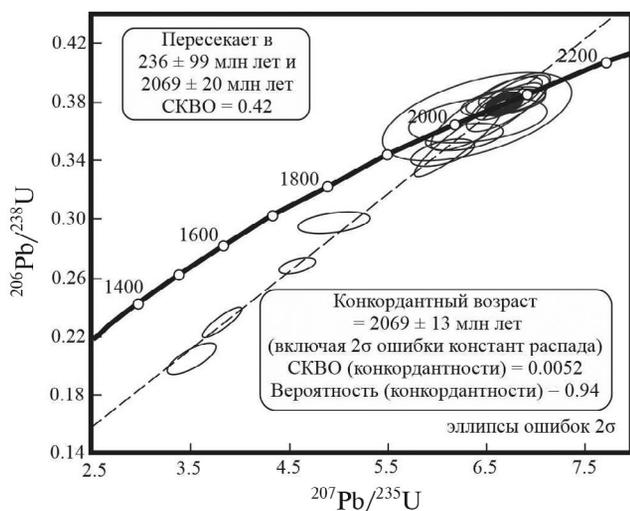


Рис. 7. Результаты U-Pb датирования циркона из метадацитов Воронцовского террейна методом SIMS.

трондьемитам архейских ТТГ-ассоциаций (Moyen, 2011) (рис. 10), но отличаются от них большей деплетированностью литофильных и высокозарядных элементов, более высокой железистостью и аномальным фракционированием легких и тяжелых REE. От типичных адацитов дациты отличаются низкие содержания совместимых элементов Ni, Cr и Mg. В последней сводке по геохимии (Sotiriou et al., 2023) архейские ТТГ-ассоциации со значением $(Gd/Yb)_n > 10$ являются единичным случаем. Также крайне редко они отмечались в протерозойских и фанерозойских трондьемитах и адакитах.

ПЕТРОГЕНЕЗИС

Сильно обедненные спектры тяжелых REE указывают на образование дацитовых расплавов при плавлении в равновесии с гранатосодержащим рэститом. Натровая специализация, низкие концентрации несовместимых элементов и высоко радиогенный изотопный состав неодима дают основание предполагать деплетированный базитовый источник

Таблица 3. Sm-Nd изотопные данные дацитовых порфиров

Номер образца	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}^*$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	T**, млн лет	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})^{***}$
548-с/185.7	4.18	27.05	0.0935	0,511364	2069	2.6	2258
548-с/237.6	3.56	20.24	0.10644	0.511582	2069	3.4	2222

*Погрешность $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ принята не более 0.2%. **Возраст по данным U-Pb датирования (см. текст). ***Модельный возраст по (Goldstein, Jacobsen, 1988).

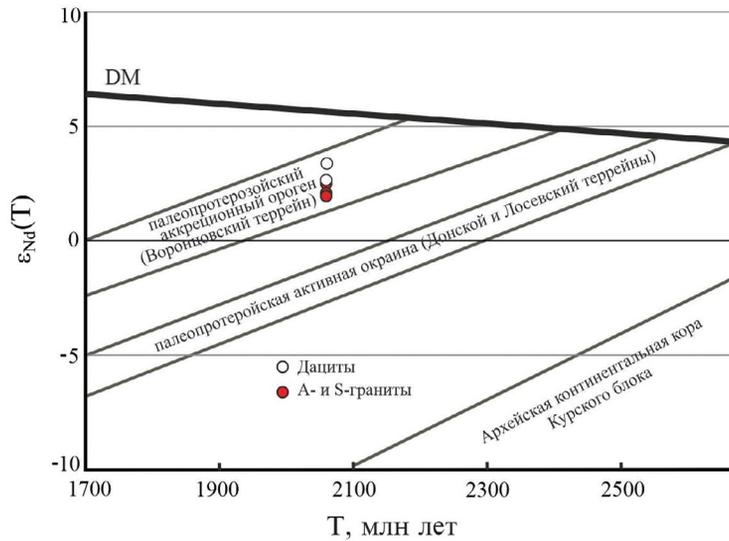


Рис. 8. Результаты Sm-Nd исследований метадацитов Воронцовского террейна. Данные по гранитам Воронцовского террейна из (Савко и др., 2014).

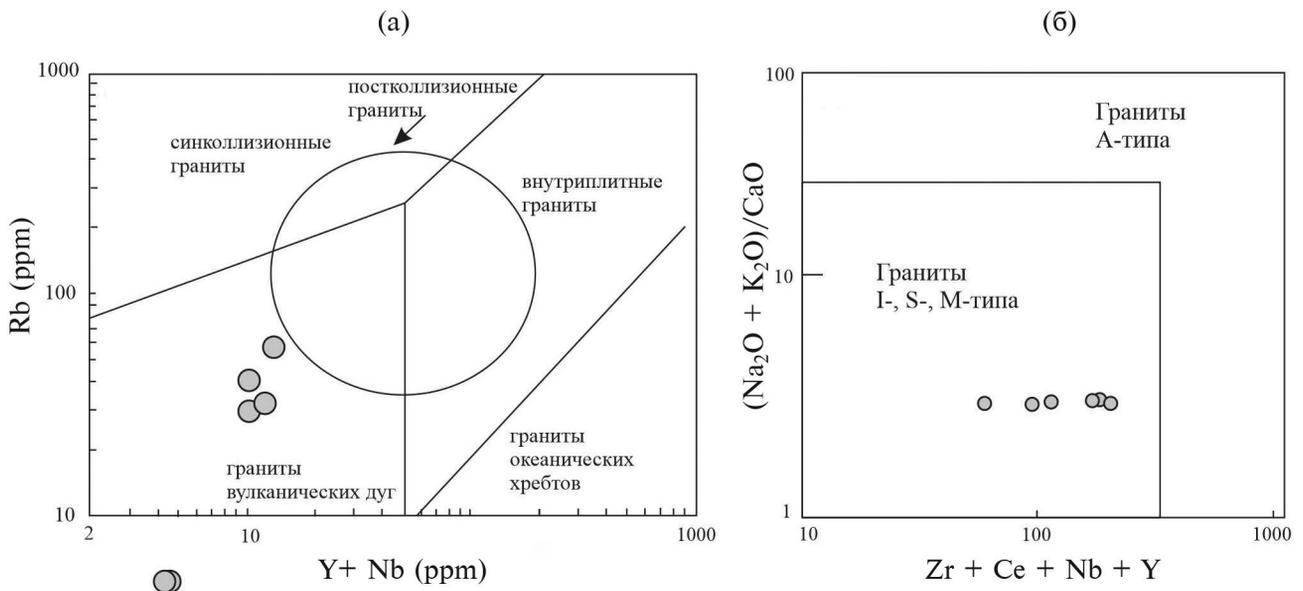


Рис. 9. Дискриминантные диаграммы для метадацитов Воронцовского террейна: (а) – по (Pearce, 1996); (б) – по (Whalen et al., 1987).

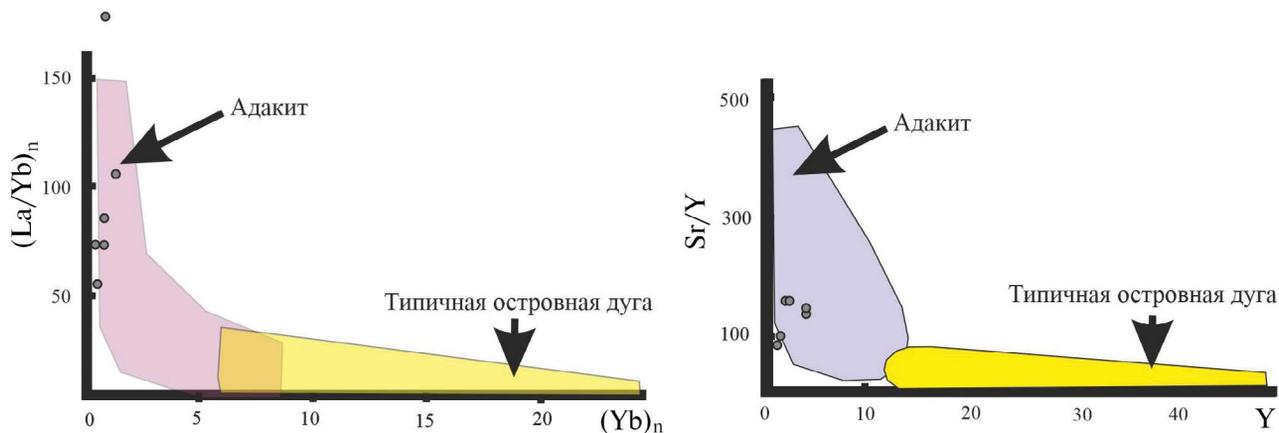


Рис. 10. Составы дацитов Воронцовского террейна на дискриминантных диаграммах для адацитов (Drummond, Defant, 1990).

для дацитовых расплавов. Согласно петрогенетическим расчетам, такие условия могли быть реализованы при частичном плавлении деплетированных базитов N-MORB типа в равновесии с эклогитовым реститом (рис. 11). Это согласуется с результатами экспериментальных исследований, согласно которым дацитовые расплавы могут образоваться при 20–40% плавления метабазальта при 1000–1100°C и 16–32 кбар в равновесии с эклогитовым реститом (Hastie et al., 2016; Rapp, Watson, 1995).

Изменения составов пород от дацитов к риолитам могут быть связаны с кристаллизационной дифференциацией. Главной кумулюсной фазой, по-видимому, был плагиоклаз, фенокристы которого, широко представленные в породах (рис. 2), вероятно, вынесены из промежуточной камеры. Массовая кристаллизация плагиоклаза могла быть связана со снижением давления в ходе подъема кислых магм и обеспечила заметное снижение концентраций Al_2O_3 , CaO, Sr и Eu в риолитах. Наблюдаемое резкое снижение концентраций всех редкоземельных элементов при переходе от дацитовых к риолитовым составам могло быть связано с кристаллизацией акцессорного кальциевого минерала – концентратора REE, такого как титанит или апатит (рис. 10).

Таким образом, геохимические и изотопные особенности дацитов предполагают их зарождение при плавлении деплетированного базитового источника N-MORB типа на глубине более 60 км в равновесии с эклогитовым реститом и последующей дифференциацией в малоглубинных условиях. Такой петрогенетический сценарий мог бы быть реализован в зоне субдукции при плавлении погружающейся океанической плиты (Martin, Moyen, 2002). Однако этому противоречит низкая магнезиальность и низкие содержания MgO, Sr и Ni в дацитах, которые исключают взаимодействие кислых субдукционных расплавов с породами перекрывающего мантийного клина (Martin, 1999; Smithies, 2000).

Расплавы такого состава могли образоваться в двух типах тектонических обстановок: (1) пологая субдукция и (2) увеличение мощности коры в результате коллизии до образования дацитов.

В случае пологой субдукции возможно перемещение в нижнюю кору подобных магм при плавлении слэба без значительного изменения составов (Martin, Moyen, 2002). К примеру, производные плавления слэба – адакитовые магмы в Японской островной дуге – сохраняют низкие содержания MgO, Sr и Ni (Tsuchiya et al., 2007).

Более вероятным представляется образование дацитовых магм при плавлении нижних горизонтов базитовой коры сильно увеличенной мощности. Ее утолщение (образование орогенетического клина) происходило до внедрения даек дацитов с возрастом 2.069 млрд лет в результате коллизионных процессов во время субдукции (коллизия дуга–континент), по-видимому, около 2.1 млрд лет назад (Цыбуляев и др., 2021; Кориш и др., 2022). Коллизия, сопровождаемая метаморфизмом, возобновилась (или продолжилась) при столкновении кратонов Сарматии и Волгоуралии (коллизия континент–континент) около 2.07 млрд лет назад (Савко и др., 2015; Savko et al., 2018).

Ранее было показано, что коллизия и метаморфизм происходили в условиях “теплой” и “влажной” литосферы молодого Воронцовского террейна (Савко и др., 2015), что способствовало эклогитизации нижнекоровых метабазитов. Триггером частичного плавления эклогитовых протолитов могли служить флюиды, высвобождавшиеся в результате метаморфических реакций дегидратации и/или начало деляминации в основании коры и магматического андерплейтинга.

Подобные сценарии образования адакитовых магм при плавлении утолщенной нижней базитовой коры описаны в раннепалеозойском коллизионном

орогене Цинлин (Qinling) в Центральном Китае (Qin et al., 2015) и миоценовом Гималайско-Тибетском коллизионном орогене (Chung et al., 2003; Hou et al., 2004; Wang et al., 2005). Отметим, что Волго-Донской коллизионный ороген считается палеопротерозойским аналогом Гималайско-Тибетского орогена (Shchipansky, Kheraskova, 2023).

ВЫВОДЫ

В западной части Воронцовского террейна на границе с Лосевским впервые установлены метаморфизованные дайки дацитовых порфиров среди метатерригенных флишoidalных толщ воронцовской серии с возрастом кристаллизации 2069 ± 13 млн лет. Они являются железистыми, преимущественно метаглиноземистыми породами щелочно-известковой серии и относятся к гранитоидам I-типа. Такие геохимические особенности как Na профиль щелочности, обедненность литофильными, высокозарядными, совместимыми и редкоземельными элементами с резким фракционированием последних и отсутствием Eu^* -аномалии, высокие значения Sr/Y , особенно $(Gd/Yb)_n > 10$, а также радиогенный состав Nd предполагают их образование при частичном плавлении ювенильных базитовых протолитов MORB-типа в условиях высоких давлений в равновесии с гранат-пироксеновым эклогитовым реститом. Мы полагаем, что дациты могли сформироваться либо в результате пологой субдукции океанической плиты под Сарматский кратон, либо при частичном плавлении эклогитизированной базитовой нижней коры сильно увеличенной мощности (>60 км) в условиях формирующегося орогена. Изменения составов от дацитов к риолитам могут быть связаны с кристаллизационной дифференциацией.

Благодарности. Авторы благодарны рецензентам А.А. Щипанскому (ГИН РАН) и Ю.А. Мартынову (ДВГИ ДВО РАН) за внимательное отношение к рукописи и важные замечания, позволившие улучшить качество настоящей статьи.

Источники финансирования. Исследование выполнено при поддержке Государственной темы ИГЕМ РАН № 124022400143-9.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бибикова Е.В., Богданова С.В., Постников А.В. и др. Зона сочленения Сарматии и Волго-Уралии: изотопно-геохронологическая характеристика супракрупных пород и гранитоидов // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. № 6. С. 3–16.

Герасимов В.Ю., Савко К.А. Геоспидометрия и температурная эволюция гранат-кордиеритовых метапелитов Воронежского кристаллического массива // Петрология. 1995. Т. 3. № 6. С. 563–577.

Кориш Е.Х., Савко К.А., Сальникова Е.Б. и др. Палеопротерозойский диорит-гранодиоритовый

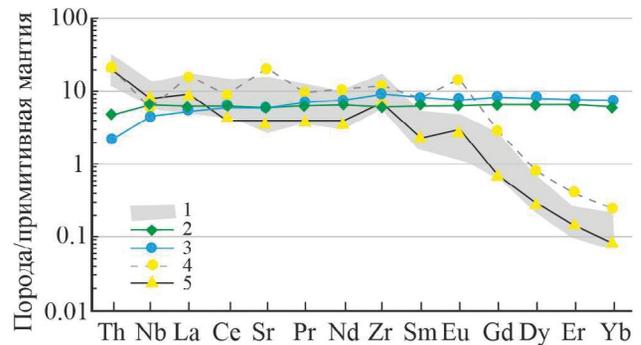


Рис. 11. Результаты моделирования процессов образования дацитов и риолитов.

1 – поле составов природных образцов; 2, 3 – предполагаемые источники расплавов: 2 – толеитовый базальт MORB-типа из нижней части разреза лосевской серии (обр. 7782/422 из Щипанский и др., 2007); 3 – средний N-MORB (White, Klein, 2014); 4 – модельный дацитовый расплав – результат 20% равновесного плавления толеитового базальта, рестит состоит из клинопироксена (50%), граната (48%) и рутила (2%); 5 – модельный риолитовый расплав – результат 30% дифференциации дацитового расплава с удалением кумулятивной ассоциации плагиоклаза (90%) + апатит (9%) + циркон (1%). Расчеты выполнены по формулам из (Arth, 1976) с использованием коэффициентов распределения из (Rollinson, Pease, 2021).

магматизм Курского блока Сарматии: расшифровка сближенных во времени геологических событий // Тр. Карельского НЦ РАН. 2022. № 5. С. 60–63.

Носова А.А., Возняк А.А., Богданова С.В. и др. Раннекембрийский сиенитовый и монцонитовый магматизм на юго-востоке Восточно-Европейской платформы: петрогенезис и тектоническая обстановка формирования // Петрология. 2019. Т. 27. № 4. С. 357–400.

Савко К.А. Зональность минералов и прогрессивные метаморфические реакции в среднетемпературных метапелитах воронцовской серии (Воронежский кристаллический массив) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 11. С. 79–87.

Савко К.А. Низкотемпературные породы в метаморфической зональности воронцовской серии ВКМ // Геология и геофизика. 1994. № 3. С. 50–59.

Савко К.А., Бочаров В.Л. Петрохимия габбродиоритов восточной части Воронежского кристаллического массива // Изв. вузов. Геология и разведка. 1988. № 7. С. 42–51.

Савко К.А., Терентьев Р.А. Геохронология кварцевых диоритов Романовского плутона Воронежского кристаллического массива // Вестн. Воронежского ун-та. Сер. геол. 2017. № 2. С. 74–80.

Савко К.А., Самсонов А.В., Базилов Н.С. Метатерригенные породы воронцовской серии

Воронежского кристаллического массива: геохимия, особенности формирования и источники сноса // Вестн. Воронежского ун-та. Сер. геол. 2011. № 1. С. 70–94.

Савко К.А., Самсонов А.В., Ларионов А.Н. и др. Палеопротерозойские граниты А- и S-типов востока Воронежского кристаллического массива: геохронология, петрогенезис и тектоническая обстановка формирования // Петрология. 2014. Т. 22. № 3. С. 235–264.

Савко К.А., Самсонов А.В., Сальникова Е.Б. и др. НТ/ЛР метаморфическая зональность восточной части Воронежского кристаллического массива: возраст, условия и геодинамическая обстановка формирования // Петрология. 2015. Т. 23. № 6. С. 607–623.

Скрябин В.Ю., Савко К.А., Скрябин М.В., Терентьев Р.А. Кембрийская магматическая активизация Восточно-Европейской платформы // Докл. АН. 2015. Т. 463. № 5. С. 581–586.

Терентьев Р.А., Савко К.А. Высокомагнезиальные низкотитанистые габбро-гранитные серии в палеопротерозое Восточной Сарматии: геохимия и условия формирования // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 6. С. 1155–1183.

Цыбуляев С.В., Савко К.А., Самсонов А.В., Кориш Е.Х. Палеопротерозойские рифтогенные вулканы OIB- и MORB-типа Курского блока Восточной Сарматии: петрология и геодинамика // Петрология. 2021. Т. 29. № 2. С. 136–171.

Чернышов Н.М., Баянова Т.Б., Альбеков А.Ю., Левкович Н.В. Новые данные о возрасте габбро-долеритовых интрузивов трапповой формации Хоперского мегаблока ВКМ // Докл. АН. 2001. Т. 380. № 5. С. 301–303.

Щипанский А.А., Самсонов А.В., Петрова А.Ю., Ларионова Ю.О. Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое // Геотектоника. 2007. № 1. С. 43–70.

Arth J.G. Behavior of trace elements during magmatic processes – a summary of theoretical models and their applications // J. Res. U.S. Geol. Surv. 1976. V. 4. № 1. P. 41–47.

Bogdanova S., Gorbatshev R., Grad M. et al. EUROBRIDGE: New insight into the geodynamic evolution of the East European Craton // Eds. D.C. Gee, R.A. Stephenson. European Lithosphere Dynamics, Geological Society, London, Memoirs, 32. Geol. Soc. London. 2006. P. 599–628.

Chung S.L., Liu D., Ji J. et al. Adakites from continental collision zones: Melting of thickened lower crust beneath southern Tibet // Geology. 2003. V. 31. P. 1021–1024.

Drummond M.S., Defant M.J. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons // J. Geophys. Res. 1990. V. 95. P. 21503–21521.

Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249–265.

Gorbatshev R., Bogdanova S. Frontiers in the Baltic shield // Precamb. Res. 1993. V. 64. P. 3–21.

Hastie A.R., Fitton J.G., Bromiley G.D. et al. The origin of Earth's first continents and the onset of plate tectonics // Geology. 2016. V. 44. P. 855–858.

Hou Z.Q., Gao Y.F., Qu X.M. et al. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet // Earth Planet. Sci. Lett. 2004. V. 220. P. 139–155.

Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite // Eds. D.C. Gee, V.L. Pease. The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. Geol. Soc. London, Memoirs. 2004. P. 69–74.

Ludwig K.R. On the treatment of concordant uranium-lead ages // Geochim. Cosmochim. Acta. 1988. V. 62. P. 665–676.

Ludwig K.R. User's Manual for ISOPLOT/Ex 3.22. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2005. <http://www.bgc.org/klprogrammenu.html>

Martin H. The adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids // Lithos. 1999. V. 46. P. 411–429.

Martin H., Moyen J.-F. Secular changes in TTG composition as markers of the progressive cooling of the Earth // Geology. 2002. V. 30. P. 319–322.

Middlemost E.A.K. Naming materials in the magma/igneous rock system // Earth-Sci. Rev. 1994. V. 37. P. 215–224.

Moyen J.F. The composite Archaean grey gneisses: petrological significance, and evidence for a non-unique tectonic setting for Archaean crustal growth // Lithos. 2011. V. 123. № 1–4. P. 21–36.

Moyen J.-F., Laurent O. Archaean tectonic systems: a view from igneous rocks // Lithos. 2018. V. 302–303. P. 99–125.

Pearce J.A. A User's guide to basalt discrimination diagrams // Ed. D.A. Wyman. Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration, Geological Association of Canada, Short Course Notes. 1996. V. 12. P. 79–113.

Pearce J.A., Harris N.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. P. 956–983.

Qin Z., Wu Y., Siebel W. et al. Genesis of adakitic granitoids by partial melting of thickened lower crust and its implications for early crustal growth: a case study from the Huichizi pluton, Qinling orogen, central China // Lithos. 2015. V. 238. P. 1–12.

Rapp R.P., Watson E.B. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental

- growth and crust–mantle recycling // *J. Petrol.* 1995. V. 36. P. 891–931.
- Rollinson H., Pease V.* Using geochemical data to understanding geological processes // 2-nd ed. Cambridge, UK; New York: Cambridge University Press, 2021. 661 p.
- Savko K.A., Samsonov A.V., Kotov A.B. et al.* The Early Precambrian Metamorphic Events in Eastern Sarmatia // *Precambr. Res.* 2018. V. 311. P. 1–23.
- Shchipansky A.A., Kheraskova T.N.* The Volga-Don collisional orogen in the East European craton as the Paleoproterozoic analog of the Himalayan-Tibetan orogeny // *Geodynam. Tectonophys.* 2023. V. 14. № 2. 0692.
- Smithies R.H.* The Archaean tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakite // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. V. 182. P. 115–125.
- Sotiriou P., Polat A., Windley B., Kusky T.* Temporal variations in the incompatible trace element systematics of Archean TTGs: Implications for crustal growth and tectonic processes in the early Earth // *Earth-Sci. Rev.* 2023. V. 236. 104274.
- Stacey J.S., Kramers J.D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. P. 207–221.
- Steiger R.H., Jäger H.* Subcommittee on geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1977. V. 36. P. 359–362.
- Terentiev R.A., Santosh M.* Detrital zircon geochronology and geochemistry of metasediments from the Vorontsovka terrane: implications for microcontinent tectonics // *Int. Geol. Rev.* 2016. V. 58. P. 1108–1126.
- Terentiev R.A., Savko K.A., Santosh M. et al.* Paleoproterozoic granitoids of the Losevo terrane, East European Craton: Age, magma source and tectonic implications // *Precambr. Res.* 2016. V. 287. P. 48–72.
- Terentiev R.A., Savko K.A., Santosh M.* Paleoproterozoic evolution of the arc–back-arc system in the East Sarmatian Orogen (East European Craton): zircon SHRIMP geochronology and geochemistry of the Losevo volcanic suite // *Amer. J. Sci.* 2017. V. 317. P. 707–753.
- Terentiev R.A., Savko K.A., Santosh M.* Post-collisional two-stage magmatism in the East Sarmatian Orogen, East European Craton: evidence from the Olkhovsky ring complex // *J. Geol. Soc.* 2018. V. 175. P. 86–99.
- Terentiev R.A., Savko K.A., Santosh M. et al.* Paleoproterozoic granitoids of the Don terrane, East-Sarmatian Orogen: age, magma source and tectonic implications // *Precambr. Res.* 2020. V. 346. 105790.
- Tsuchiya N., Kimura J.-I., Kagami H.* Petrogenesis of Early Cretaceous adakitic granites from the Kitakami Mountains, Japan // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2007. V. 167. P. 134–159.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W.* A type granites: geochemical characteristics, discrimination, and petrogenesis // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1987. V. 95. P. 407–419.
- Wang Q., McDermott F., Xu J.F. et al.* Cenozoic K-rich adakitic Volcanic rocks in the Hohxil area, northern Tibet: lower-crustal melting in an intracontinental continental setting // *Geology.* 2005. V. 33. P. 465–468.
- White W.M., Klein E.M.* Composition of the oceanic crust // *Treatise Geochem.* 2-nd ed. 2014. V. 4. № 13. P. 457–496.
- Williams I.S.* U-Th-Pb Geochronology by ion microprobe // *Applications in microanalytical techniques to understanding mineralizing processes.* *Rev. Econom. Geol.* 1998. V. 7. P. 1–35.

Paleoproterozoic Dacite Dykes of the Vorontsovka Terrane, Volga-Don Orogen: Geochemistry, Age and Petrogenesis

K. A. Savko¹, A. V. Samsonov², E. Kh. Korish¹, N. S. Bazikov¹, A. N. Larionov³

¹*Voronezh State University, Voronezh, Russia*

²*Institute of Ore Geology, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, Russia*

³*Centre for Isotope Research, Karpinsky Russian Geological Research Institute, Saint-Petersburg, Russia*

The metamorphosed dacitic porphyry dykes were established for the first time in the western part of the Vorontsovka terrane, which is located in the Paleoproterozoic Volga-Don orogen at the margin of Archean Sarmatia and Volga-Ural cratons. The magmatic protolith age for the metadacites is ca. 2.07 Ga. They are ferrous, metaluminous rocks of calc-alkali series and belong to I-type granitoids. Sodium specialization, low concentrations of Mg, Cr, Ni, incoherent elements with sufficient REE fractioning and absence of Eu*-anomalies, high Sr/Y ratio and especially (Gd/Yb)_n values (>10), and also radiogenic Nd isotopic composition suppose the juvenile mafic source for the dacitic melts. According to petrogenetic estimations, such conditions could be caused by partial melting of depleted N-MORB type basites at the equilibrium with the eclogitic restite. Supposed mechanism for the dacitic magmas forming is the partial melting of the basites from the lower horizons of crust with highly enlarged thickness (>60 km) due to preceding collision processes.

Keywords: Paleoproterozoic, Volga-Don orogen, dacites, mantle source