

## Палеопротерозойские диориты Троснянского массива Курского блока Сарматии: U-Pb возраст, изотопная систематика и источники расплавов

©2020 Е. Х. Кориш<sup>1</sup>, К. А. Савко<sup>1✉</sup>, А. В. Самсонов<sup>2</sup>, М. В. Червяковская<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Воронежский государственный университет, Университетская пл., 1,  
394018, Воронеж, Российская Федерация

<sup>2</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии  
Российской академии наук, Старомонетный пер., 35, 119017, Москва, Российская Федерация

<sup>3</sup>Институт геологии и геохимии им А. Н. Заварицкого, Уральского отделения Российской  
академии наук, ул. Вонсовского, 15, 620016, Екатеринбург, Российская Федерация

### Аннотация

**Введение:** Постколлизийный магматизм Восточной Сарматии с возрастом около 2.06 млрд. лет выражен внедрением в кору огромного объема магм. В пределах архейского Курского блока широко распространены массивы гранитоидов I типа, приуроченные, главным образом, к палеопротерозойской Тим-Ястребовской рифтогенной структуре. Она относится к палеоархейской гранулит-гнейсовой области в восточной части Курского блока. Михайловская палеопротерозойская рифтогенная структура находится в мезоархейской гранит-зеленокаменной области, где доминируют гранитоиды ТТГ ассоциации. Для единственной крупной Троснянской диоритовой интрузии в Михайловской структуре отсутствуют данные по возрасту, элементной и изотопной геохимии, и, соответственно, о ее тектонической позиции и источниках расплавов. Цель настоящей статьи – оценка изотопного возраста, определение источников расплавов и условий кристаллизации для диоритов Троснянской интрузии в Михайловской палеопротерозойской структуре на западе Курского блока.

**Методика:** Выполнено петролого-геохимическое и геохронологическое изучение диоритов Троснянского массива в Михайловской палеопротерозойской структуре на западе Курского блока.

**Результаты и обсуждение:** Полученный возраст кристаллизации диоритов Троснянского массива 2058 млн лет отвечает постколлизийному магматическому событию, широко проявленному во всей Сарматии. Распределение редких и редкоземельных элементов в породах и цирконах свидетельствуют о значительных глубинах зарождения расплавов близких к полю устойчивости граната. Кристаллизация диоритового расплава, напротив, имела место на небольших глубинах. Lu-Hf и Sm-Nd изотопные данные для диоритов свидетельствуют о длительной коровой предыстории их протолитов, которыми могли быть породы палеоархейского ядра Сарматии.

**Заключение:** Троснянский диоритовый массив с возрастом 2058 млн лет сформировался во время постколлизийного магматического события (2050–2070 млн лет), имевшего место на всей территории Сарматии. Диоритовые магмы сформировались на значительных глубинах в поле устойчивости граната, в результате контаминации внутриплитных базитов палеоархейским коровым веществом. Кристаллизация диоритового расплава имела место в малоглубинных условиях.

**Ключевые слова:** Курский блок, диориты, U-Pb изотопный возраст, Lu-Hf систематика, источники расплавов, геохимия цирконов



Контент доступен под лицензией Creative Commons Attribution 4.0 License.

✉ Савко Константин Аркадьевич, E-mail: ksavko@geol.vsu.ru

*Источник финансирования:* Работа поддержана Госзаданием ИГЕМ РАН «Петрология и минералогия магматизма внутриплитных и посторогенных обстановок: роль литосферных и астеносферных источников в формировании расплавов», проектами РФФИ № 19-05-00159 и РНФ № № 16-17-10283.

*Для цитирования:* Кориш Е. Х., Савко К. А., Самсонов А. В., Червяковская М. В. Палеопротерозойские диориты Троснянского массива Курского блока Сарматии: U-Pb возраст, изотопная систематика и источники расплавов // *Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология.* 2020. №1. С. 87–99. DOI: <https://doi.org/10.17308/geology.2020.1/2517>

### Введение

Постколлизийный магматизм Восточной Сарматии с возрастом около 2.06 млрд. лет выражен внедрением в кору огромного объема разнообразных магм, совмещенных в пространстве и времени. Это S-, A- и I типы гранитоидов, диоритов, габброидов, сиенитов и карбонатитов [1–5]. Такое многообразие обусловлено различиями в строении литосферы, в составе и длительности предыстории корового субстрата, температур, глубин и степени плавления и коровой контаминацией. В пределах архейского Курского блока наиболее широко распространены массивы гранитоидов I типа стойло-николаевского комплекса, приуроченные, главным образом, к палеопротерозойской Тим-Ястребовской рифтогенной структуре (рис. 1) [2], расположенной в пределах палеоархейской гранулит-гнейсовой области в восточной части Курского блока.

Михайловская палеопротерозойская рифтогенная структура находится в мезоархейской гранит-зеленокаменной области, где доминируют гранитоиды ТТГ ассоциации [6]. Для единственной крупной Троснянской диоритовой интрузии в Михайловской структуре отсутствуют данные по возрасту, элементной и изотопной геохимии, и, соответственно, о ее тектонической позиции и источниках расплавов.

Цель настоящей статьи – оценка изотопного возраста, определение источников расплавов и условий кристаллизации для диоритов Троснянской интрузии в Михайловской палеопротерозойской структуре на западе Курского блока.

### Геологическая ситуация

Основной объем архейской коры Курского блока Сарматии представлен двумя типами геологических провинций: архейскими гранулит-гнейсовыми и гранит-зеленокаменными областями (рис. 1). Гранулит-гнейсовые и мигматит-гнейсовые области находятся в центральной части площади Курского блока между крупными палеопротерозойскими рифтогенными структурами Тим-Ястребовской и Михайловской (рис. 1). Среди ортогнейсов и мигматитов Курско-Бесединской гранулит-гнейсовой области в центральной части Курского Домена отмечаются тела метапелитов, метагабброидов и пород железисто-кремнистой формации, метаморфизованных в условиях гра-

нулитовой фации. На западе они граничат с ареалами распространения пород ТТГ ассоциации (рис. 1), среди которых присутствуют небольшие зеленокаменные пояса петельчатой формы, сложенные метавулканитами основного и кислого состава, метакоматиитами, терригенными метаосадочными отложениями, а также породами железисто-кремнистой формации. Они метаморфизованы в условиях не выше амфиболитовой фации [7].

В самом начале палеопротерозоя осадочные отложения курской серии, включающие карбонатные, терригенные породы и ЖКФ, формировались на архейской платформе и имели площадное распространение, но сохранились от размыва только в узких линейных зонах юго-восточно-северо-западного простирания. Эти структуры представляют собой внутриконтинентальные рифты, заложившиеся в середине палеопротерозоя в период 2.3–2.2 млрд. лет назад на архейской платформе. Наиболее крупные из них: Михайловская и Тим-Ястребовская структуры (рис. 1).

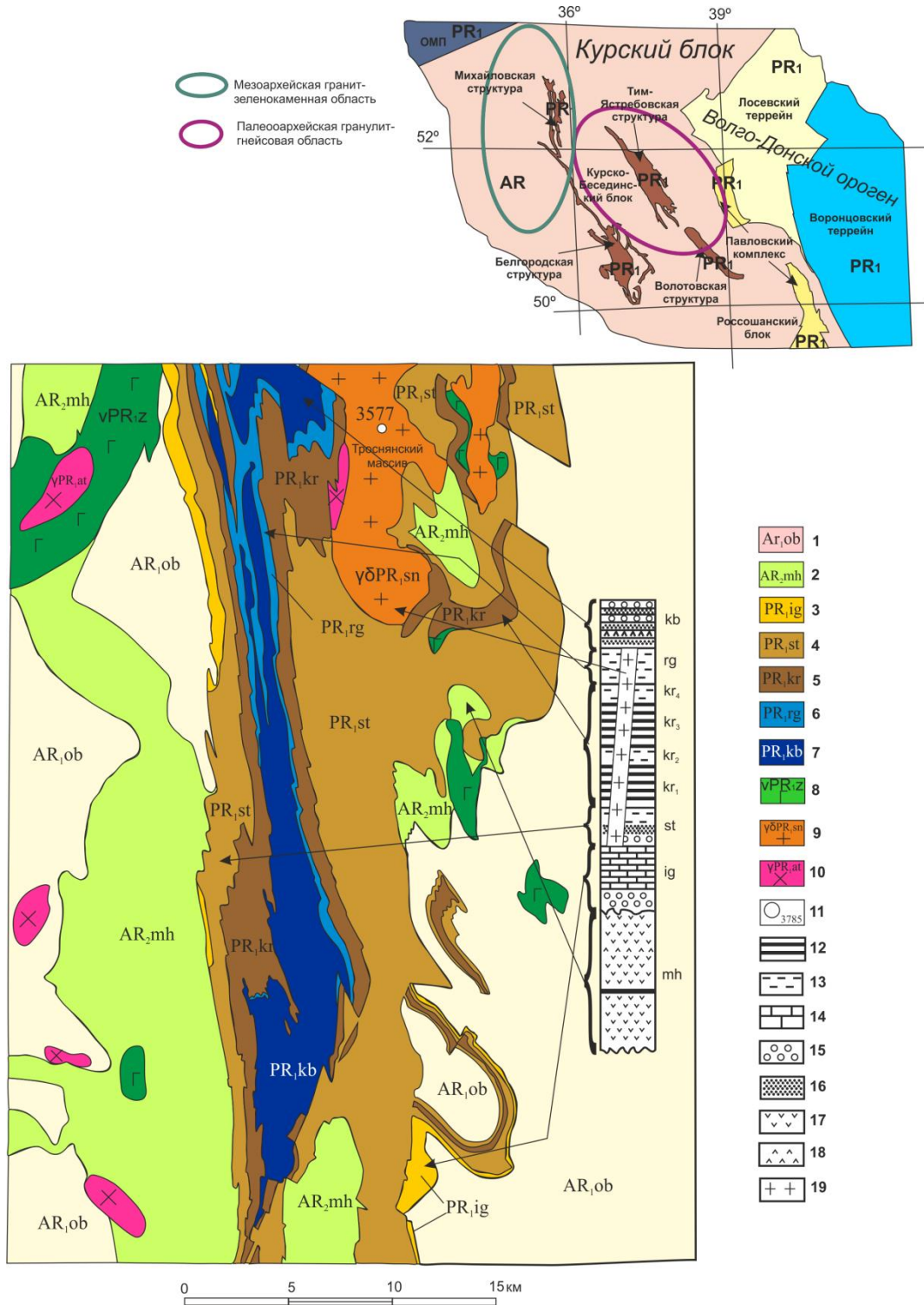
В результате коллизии Волгоуралии и Сарматии около 2.1 млрд. лет появился коллизийный ороген [8]. Коллизия сопровождалась складчатостью и метаморфизмом с возрастом 2.07 млрд. лет [9, 10]. Распад коллизийного орогена спровоцировал мощный постколлизийный магматизм в интервале 2.05–2.07 млрд. лет [1–3, 5]. Среди широкого разнообразия постколлизийных магматических комплексов в Курском блоке самыми распространенными являются диорит-гранодиоритовые интрузии стойло-николаевского комплекса с возрастом 2.05–2.07 млрд. лет [2]. Большая часть известных массивов находится в Тим-Ястребовской структуре.

В Михайловской структуре находится только один крупный гранитоидный массив – Троснянский, площадью более 75 км<sup>2</sup> (рис. 1). Он изучен в основном скважинами, пробуренными в 60-х годах прошлого века, керновый материал по которым не сохранился. В нашем распоряжении оказался керн единственной скважины 3577, пробуренной в 1987 г. при глубинном геологическом картировании и вскрывшей в интервале 353.4–484.4 м диориты Троснянского массива.

### Петрография и минералогия

Диориты светло-серой окраски, средне-, крупнозернистые, массивные. Структура гипидиоморфнозернистая, пойкилитовая. Минеральный состав (мод. %): плагиоклаз – 50–65%, ортопироксен – 5–10%, роговая обманка – 5–10%, биотит – 5%, кварц (0–10%) и микроклин (0–10%). Редко встречаются зерна клинопироксена. Акцессорные минералы: титаномагнетит, апатит, пирит, редкие зерна халькопирита.

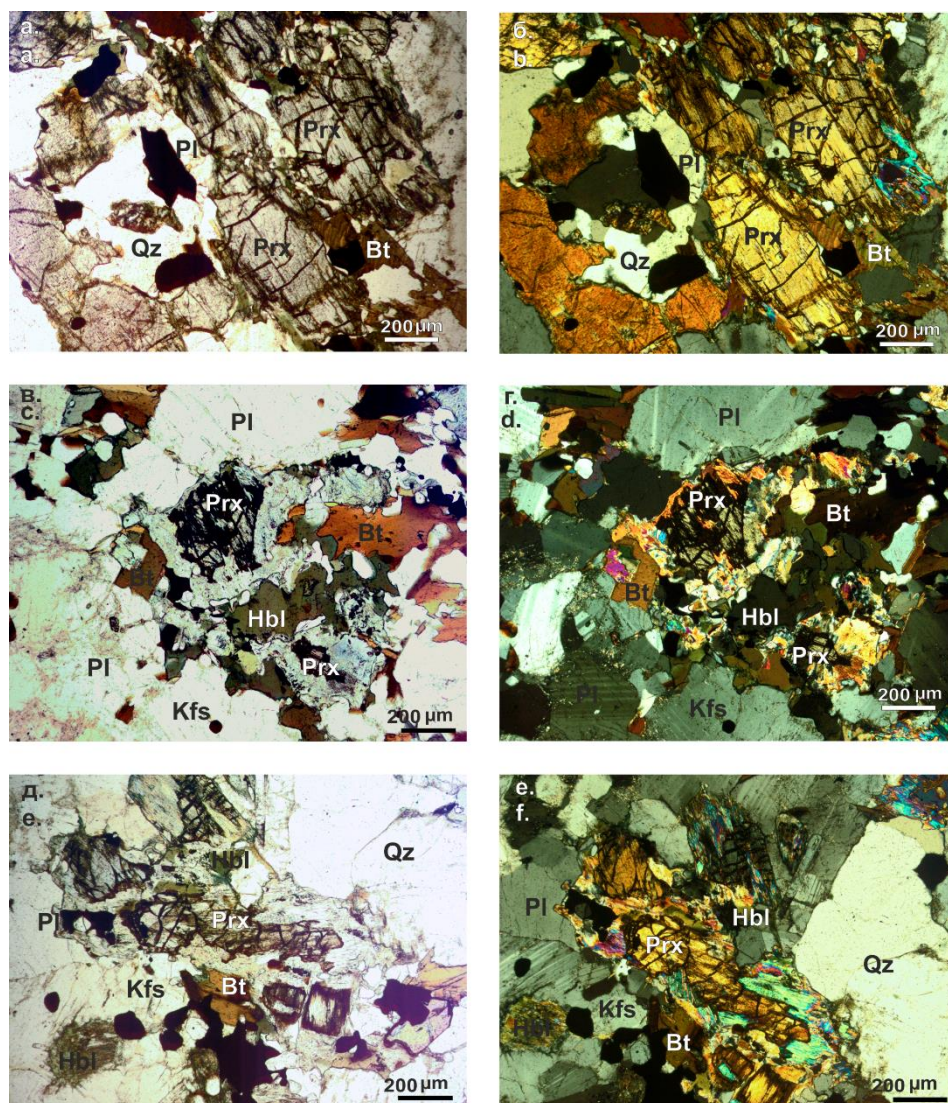
Плагиоклаз образует таблитчатые зерна размером до 4 мм в поперечнике с полисинтетическими двойниками (рис. 2), которые характеризуются зональностью по составу: от An<sub>30</sub> в центральных частях зерен до An<sub>14</sub> в краевых. Плагиоклаз иногда замещается микроклином и кварцем с образованием мирмекитовой и микрографической структуры.



**Рис. 1.** Схематическая геологическая карта Михайловской структуры и Троснянского массива с врезкой схематической структурной карты Восточной Сарматии: 1 – обоянский комплекс (AR<sub>1ob</sub>); 2 – михайловская серия (AR<sub>2mh</sub>); 3 – игнатьевская свита (PR<sub>1ig</sub>); 4 – стойленская свита (PR<sub>1st</sub>); 5 – коробковская свита (PR<sub>1kr</sub>); 6 – роговская свита (PR<sub>1rg</sub>); 7 – курбакинская свита (PR<sub>1kb</sub>); 8 – золотухинский комплекс (vPR<sub>1z</sub>); 9 – стойло-николаевский комплекс (γδPR<sub>1sn</sub>); 10 – атаманский комплекс (γPR<sub>1at</sub>); 11 – местоположение и номера скважин; 12 – железистые кварциты; 13 – сланцы; 14 – доломиты; 15 – метаконгломераты; 16 – метапесчаники; 17 – метабазиты; 18 – метарйолиты; 19 – гранитоиды.

[Fig. 1. Schematic geological map of the Mikhailovskaya structure and the Trosnyansky Massif with an inset of a sketch map of the Sarmatia general structure: 1 – Oboyan Complex (AR<sub>1ob</sub>); 2 – Mikhailovka Group (AR<sub>2mh</sub>); 3 – Ignateevo Formation (PR<sub>1ig</sub>); 4 – Stoilo Formation (PR<sub>1st</sub>); 5 – Korobki Formation (PR<sub>1kr</sub>); 6 – Rogovoe Formation (PR<sub>1rg</sub>); 7 – Kurbakino Formation (PR<sub>1kb</sub>); 8 – Zolotukhino Complex (vPR<sub>1z</sub>); 9 – Stoilo-Nikolaev Complex (γδPR<sub>1sn</sub>); 10 – Atamansky Complex (γPR<sub>1at</sub>); 11 – drillhole numbers; 12 – BIF; 13 – shales; 14 – dolomites; 15 – metaconglomerates; 16 – metasandstones; 17 – metabasites; 18 – metarhyolites; 19 – metagranitoides].





**Рис.2.** Фото шлифов диоритов Троснянского массива: а, б – образец 3577/363,4; в, г - образец 3577/409; д, е - образец 3577/480,6. Аббревиатура минералов по [11].

[Fig. 2 Photomicrographs of the diorites thin sections of the Trosnyansky Massif: a, b – sample 3577/363.4; c, d - sample 3577/409; e, f – sample 3577/480.6. Mineral abbreviations after [11]].

Ортопироксен присутствует в виде зерен размером 2–3 мм (рис. 2), часто замещаемых амфиболом и биотитом. Он имеет относительно железистый состав ( $X_{Fe} = 0.56–0.64$ ). Преобладает ортопироксен из группы гиперстена с характерным плеохроизмом в розовых тонах.

Биотит встречается в виде коричневато-бурых чешуек размером до 2 мм (рис. 2) и характеризуется очень высокой титанистостью ( $TiO_2 = 4.17–4.89$  мас. %) и повышенной железистостью ( $X_{Fe} = 0.63–0.66$ ).

Зеленая роговая обманка по имеет повышенную железистость ( $X_{Fe} = 0.57–0.60$ ) и по составу отвечает ферроэдентиту.

#### Аналитические методы исследований

Химический состав проб определен на рентгенофлуоресцентном спектрометре S8 Tiger (Bruker AXS GmbH, Германия) в Воронежском госуниверситете. 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 концентрациями 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).

Малые и редкие элементы определяли методом индукционно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием анализа (ICP-MS) в АСИЦ ИПТМ РАН. Разложение образцов пород проводилось кислотным вскрытием 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, 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.

Выделение циркона проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей и электромагнитной сепарации. Локальные U-Pb анализы цирконов выполнены в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) на ионном микрозонде SHRIMP II по стандартной методике [12] с использованием эталонных цирконов "91500" и "Темора". При расчетах использовали константы распада урана, предложенные в работе [13], поправка на нерадиогенный свинец введена по модели [14] на основе измеренного отношения  $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ . Полученные результаты обрабатывали с помощью программ "SQUID v1.12" и "ISOPLOT/Ex 3.22".

Изучение Lu-Hf-изотопного состава цирконов выполнено на многоколлекторном масс-спектрометре Neptune Plus с приставкой для лазерной абляции NWR 213 в Институте геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург. Выполнена оптимизация процедуры обработки экспериментальных данных с использованием стандартов циркона Mud Tank, GJ-1 [15]. Неопределенность единичного измерения отношения  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  в виде 2SD – в интервале 0.005–0.008%, единичного определения значения  $\varepsilon(\text{Hf})$  в виде 2SD варьировала для перечисленных стандартов в интервале 5–9%. Параметры процесса лазерной абляции: плотность энергии лазерного излучения – 14 Дж/см<sup>2</sup>, частота повторения импульсов – 20 Гц, диаметр кратера – 25 мкм.

Содержания Ti и других элементов примесей в цирконах определялись методом вторично-ионной

масс-спектрометрии в Ярославском Филиале Физико-Технологического Института РАН (ЯФ ФТИАН РАН) с использованием вторично-ионного микрозонда CAMECA IMS-4F.

### Геохимия

Диориты характеризуются содержанием SiO<sub>2</sub> от 56.4 до 62 мас. %, обогащены TiO<sub>2</sub> (1.5–2.3 мас. %), являются низкоглиноземистыми (A/CNK от 0.69–0.96) (рис. 3) и очень высоко железистыми породами (X<sub>Fe</sub> = 0.77–0.85), с относительно постоянным количеством щелочей (K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O = 5.3–6.7), среди которых преобладает Na<sub>2</sub>O (K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O от 0.42 до 0.77) (табл. 1). На классификационных диаграммах они попадают в поле кварцевых диоритов и известково-щелочных пород (рис. 4).

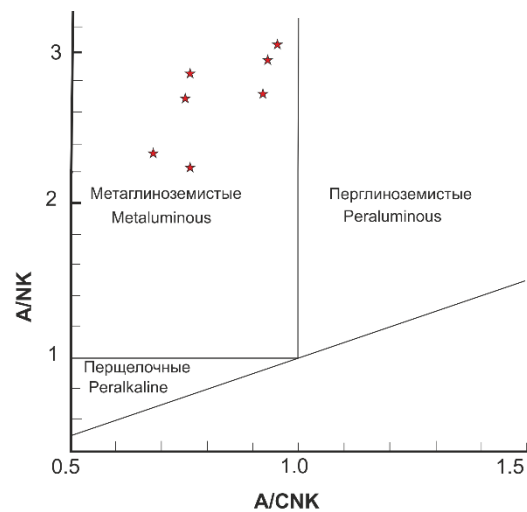


Рис. 3. Составы диоритов Троснянского массива на диаграмме A/NK-A/CNK.

[Fig. 3. A/NK (molar Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O)) versus A/CNK (molar Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO + Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O)) diagram for diorites].

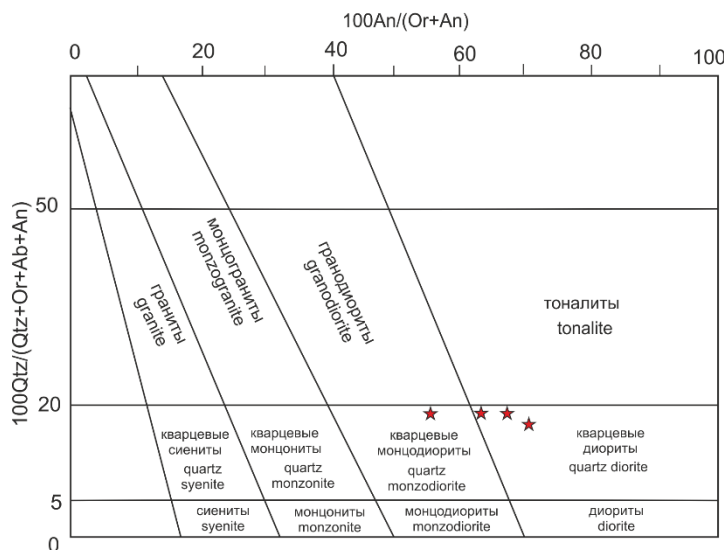


Рис. 4. Составы диоритов Троснянского массива на классификационной диаграмме 100Qtz/(Qtz+Or+Ab+An) - 100An/(Or+An).

[Fig. 4. Plots of 100Qtz/(Qtz+Or+Ab+An) versus 100An/(Or+An) for diorites].

**Табл. 1.** Содержания петрогенных окислов и редких элементов в диоритах Троснянского массива  
**[Table 1.** The contents of petrogenic oxides and rare elements in diorites of the Trosnyansky Massif]

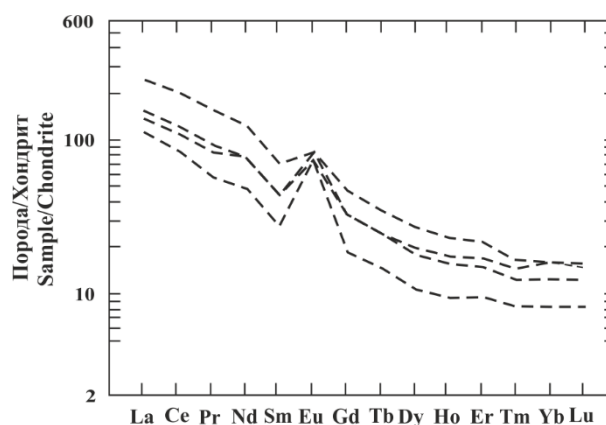
Скважина/ Глубина [Hole/ Depth]	3577/ 363.4	3577/ 381.4	3577/ 405	3577/ 406.6	3577/ 409	3577/ 425	3577/ 480.6
1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	56.23	62.01	56.44	55.99	59.89	58.11	55.78
TiO <sub>2</sub>	2.07	2.27	1.68	1.55	2.02	1.81	1.5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.33	12.89	15.03	18.28	14.73	15.35	17.2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3tot</sub>	9.59	8.72	10.20	9.04	7.54	9.85	11.1
MgO	2.39	2.60	2.61	2.90	2.17	2.04	2.01
MnO	0.18	0.25	0.21	0.18	0.29	0.21	0.20
CaO	5.14	4.47	4.60	3.89	5.92	4.84	4.0
Na <sub>2</sub> O	3.42	3.26	3.59	4.80	4.58	3.53	3.6
K <sub>2</sub> O	1.89	2.51	1.88	1.90	1.93	1.72	2.5
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.76	0.41	0.39	0.22	0.38	0.60	0.79
ППП	1.25	0.46	1.02	1.05	0.15	1.12	0.96
Сумма	97.00	99.84	99.05	99.80	99.59	99.18	99.64
X <sub>Fe</sub>	0.80	0.77	0.79	0.82	0.78	0.83	0.85
ASI	1.20	1.35	1.10	1.78	1.25	1.15	1.95
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0.55	0.77	0.52	0.40	0.42	0.49	0.69
K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O	5.31	5.77	5.47	6.70	6.51	5.25	6.1
A/CNK	0.96	0.69	0.92	0.73	0.74	0.93	0.74
A/NK	3.08	2.33	2.75	2.73	2.26	2.92	2.82
Li	17.9	26.0			18.5		17.5
Sc	27.7	11.8			29.7		22.1
V	32.3	88.9			31.5		29.5
Cr	29.6	15.4			35.6		25.0
Co	13.9	13.3			13.5		12.1
Ni	25.5	13.9			23.7		25.9
Ga	20.6	19.1			21.5		18.8
Rb	50.6	44.7			64.9		72.2
<b>Sr</b>	849	652			779		624
Y	22.3	15.6			25.5		39.0
Zr	395	114			171		118
Nb	15.8	14.9			14.7		15.0
Mo	1.4	1.7			1.8		1.4
Cs	2.3	1.1			2.8		3.4
<b>Ba</b>	2205	1483			1816		2055
La	32.0	26.6			36.8		57.5
Ce	70.4	51.5			76.0		126.6
Pr	8.2	5.5			8.8		14.8
Nd	34.7	22.5			36.7		58.9
Sm	7.1	4.3			7.0		10.9
Eu	4.7	4.2			4.3		4.8
Gd	6.8	3.9			6.4		9.8
Tb	0.91	0.55			0.90		1.3
Dy	5.1	2.8			4.8		7.0
Ho	0.99	0.54			0.91		1.30
Er	2.8	1.6			2.5		3.6
Tm	0.38	0.21			0.32		0.43
Yb	2.6	1.4			2.1		2.7
Lu	0.40	0.21			0.31		0.38
Hf	8.1	2.6			3.9		2.9
Ta	1.15	0.86			0.84		0.94
Tl	-	0.24			0.37		0.34
Pb	12.6	10.3			9.8		12.5
Bi	0.11	0.047			0.076		0.092
Th	3.5	3.5			5.9		17.9

Продолжение Табл. 1  
 [Continued Table 1]

1	2	3	4	5	6	7	8
U	1.4	0.92			1.5		3.7
ΣREE	177.1	122.1			164.7		210.7
Eu/Eu*	2.07	3.1			1.9		1.8
(Gd/Yb) n	2.16	2.31			2.52		3.0
(La/Yb) <sub>n</sub>	8.83	13.63			12.57		15.27
(La/Sm) <sub>n</sub>	2.91	0.49			3.48		0.22
Rb/Ba	0.03	0.03			0.03		0.03
Ba/Sr	2.60	2.27			2.33		2.29
Sr/Y	38	25.56			30.5		16
La/Yb	12.31	19			17.52		21.29
Yb/Lu	6.50	6.66			6.77		7.1
Nb/Ta	13.74	26.16			43.3		62.65

По геохимическим характеристикам диориты выделяются высокими концентрациями Sr (624–849 ppm) и Ba (1483–2205 ppm) низкими «мафических» элементов Cr (15.4–35.6 ppm) и Ni (14–26 ppm) (табл. 1). Высокозарядные элементы характеризуются умеренными (Zr = 114–395, Y = 15.6–39, Nb = 15–16, Th = 3.5–18 ppm) содержаниями.

Диориты имеют умеренные концентрации редкоземельных элементов (ΣREE = 122–211 ppm) (табл. 1) с фракционированным распределением легких и тяжелых [(La/Yb)<sub>n</sub> = 8.8–15.3]. Отмечаются умеренно фракционированные спектры HREE (Gd<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> = 2.1–3.0) и резкие положительные Eu аномалии (Eu/Eu\* = 1.8–3.1) (табл. 1, рис. 5).



**Рис. 5.** Распределение редкоземельных элементов в диоритах Троснянского массива.

[Fig. 5. Chondrite-normalized REE patterns of diorites (data are for bulk-rock samples)].

**U-Pb геохронология по цирконам**

Нами были выделены цирконы из пробы диоритов (скважина 3577, глубина 363.4) и выполнены определения их возраста на ионном микрозонде SHRIMP-II. Циркон представлен прозрачными и полупрозрачными идиоморфными призматическими и изометричными кристаллами размером 150–300 мкм (рис. 6). В режиме катодной люминесценции в циркон темный с осцилляционной зональностью и редкими более



Табл. 2. Результаты U-Pb изотопного датирования цирконов из диоритов Троснянского массива  
[Table 2. The results of U-Pb isotope dating of zircons from diorites of the Trosnyansky Massif]

Наименование точки [Point name]	$^{206}\text{Pb}_c$ %	U мкг/г	Th мкг/г	$^{206}\text{Pb}^*$ мкг/г	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст	1σ ошибка	(1) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст	1σ ошибка	D, %	(1) $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$	±%	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	±%	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	±%	(1) $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	±%	Rho
3577_1.1	0.00	137	71	42.8	0.53	1994	±38	2051	±14	3	2.759	2.2	0.1266	0.8	6.32	2.3	0.3625	2.2	.939
3577_2.1	0.09	109	38	37	0.35	2140	±40	2049	±14	-4	2.539	2.2	0.1264	0.81	6.86	2.3	0.3938	2.2	.938
3577_3.1	0.02	216	132	71.8	0.63	2112	±39	2056	±11	-3	2.579	2.2	0.12694	0.6	6.79	2.2	0.3878	2.2	.964
3577_4.1	0.09	154	62	51.2	0.42	2103	±40	2041	±15	-3	2.591	2.2	0.1259	0.84	6.7	2.4	0.3858	2.2	.935
3577_5.1	0.01	118	46	38.9	0.41	2099	±40	2048	±17	-2	2.598	2.2	0.1264	0.95	6.71	2.4	0.3849	2.2	.920
3577_6.1	0.02	166	96	53.9	0.60	2068	±39	2075	±14	0	2.643	2.2	0.1283	0.79	6.69	2.4	0.3783	2.2	.941
3577_7.1	0.01	163	66	53.8	0.42	2095	±40	2088	±19	0	2.603	2.2	0.1293	1.1	6.85	2.5	0.3841	2.2	.900
3577_8.1	0.14	115	43	38	0.39	2098	±41	2054	±18	-2	2.598	2.3	0.1268	1	6.72	2.5	0.3847	2.3	.910
3577_9.1	0.08	257	145	84.4	0.58	2084	±39	2069	±14	-1	2.62	2.2	0.12787	0.77	6.73	2.3	0.3816	2.2	.943
3577_10.1	0.19	123	42	38.6	0.35	2006	±39	2033	±22	1	2.739	2.3	0.1253	1.2	6.3	2.6	0.365	2.3	.880
3577_11.1	0.05	170	99	56.1	0.60	2090	±40	2036	±14	-3	2.611	2.2	0.1255	0.81	6.63	2.4	0.3829	2.2	.940
3577_13.1	0.18	212	123	67.3	0.60	2024	±38	2046	±16	1	2.71	2.2	0.1262	0.91	6.42	2.4	0.3688	2.2	.924
3577_14.1	0.04	250	132	83	0.55	2107	±39	2070	±11	-2	2.586	2.2	0.12792	0.64	6.82	2.3	0.3867	2.2	.958
3577_14.2	0.03	800	116	260	0.15	2069	±38	2060.8	±6.9	0	2.643	2.1	0.12729	0.39	6.64	2.2	0.3783	2.1	.984

Примечания:  $\text{Pb}_c$  и  $\text{Pb}^*$  – первоначальный и радиогенный свинец, соответственно; нерадиогенный свинец скорректирован с использованием измеренного  $^{206}\text{Pb}$ ; Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  –  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ; D – коэффициент дискордантности. Величины ошибок соответствуют 68%-ному доверительному интервалу (1σ).

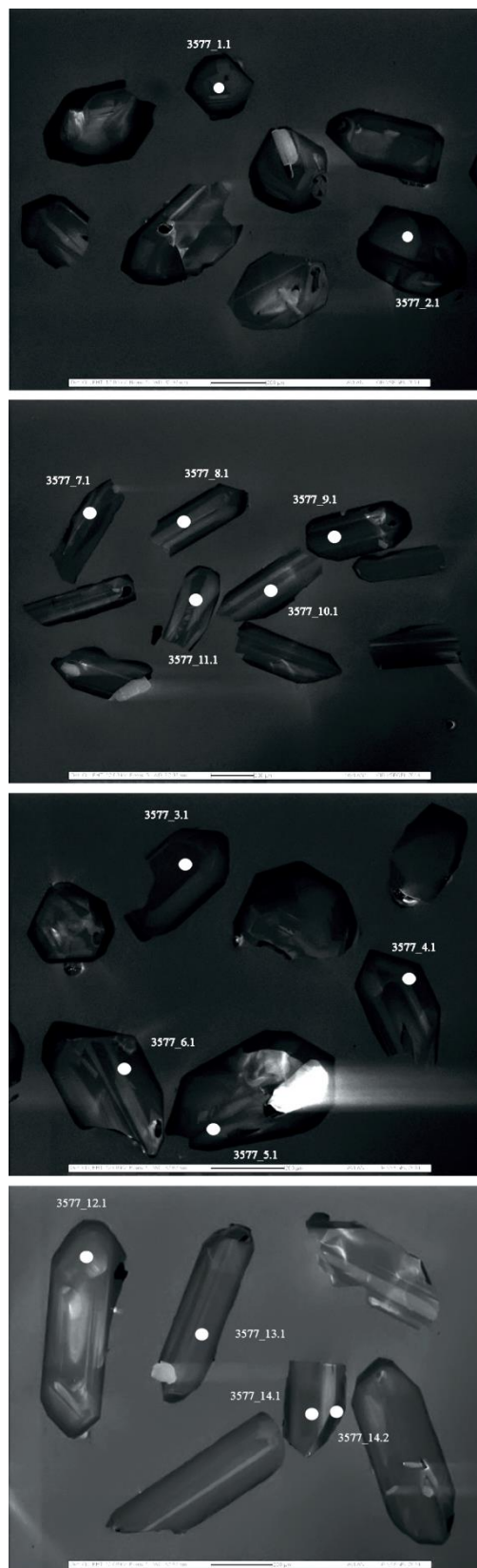


Рис. 6. Расположение точек определения возраста на катодолуминесцентных снимках цирконов из диоритов Троснянского массива.  
[Fig. 6. Cathodoluminescence images of zircon grains. Numbers of analytical points correspond to those in the Table 2].

светлыми ядрами (рис. 6). В ходе U–Pb геохронологических исследований получены 14 конкордантных и субконкордантных оценок возраста ( $D < 4\%$ ) циркона (табл. 2), по которым было получена оценка  $2060 \pm 8$  млн лет (рис. 7). Среднее значение возраста, рассчитанное по отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , составляет  $2058 \pm 5$  млн лет (СКВО = 0.98) (рис. 7).

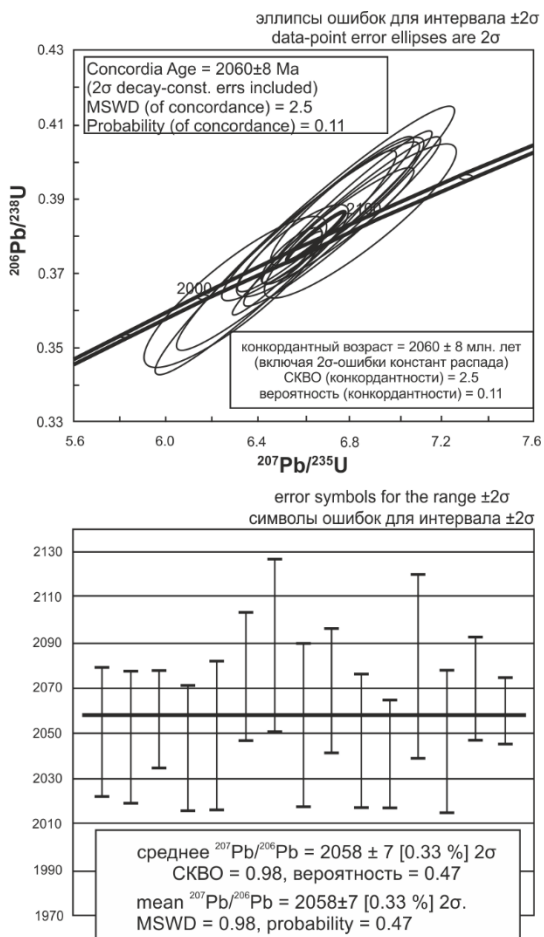


Рис. 7. Результаты U–Pb датирования цирконов из диоритов Троснянского массива методом SIMS. Образец 3577/363,4.

[Fig. 7. The results of U–Pb SIMS analyses of zircons from diorite of the Troznyansky Massif. Sample 3577/363,4.]

**Lu–Hf и Sm–Nd изотопная систематика**

Измерения изотопного состава Hf в цирконах из диоритов Троснянского массива проводились в тех же точках, где определялся U–Pb изотопный возраст (табл. 3). В отличие от U–Pb изотопной системы, которая во всех зернах циркона имеет близкий возраст 2.06 млрд. лет, Lu–Hf изотопная система в тех же зернах демонстрирует более широкие вариации изотопного состава гафния на этот возраст ( $\epsilon_{\text{Hf}}(2058)$  от -10.1 до -16.1) (табл. 3). Модельные возрасты  $T_{\text{Hf}}(\text{DM})$ , рассчитанные по двухстадийной модели, преимущественно палеоархейские варьируют от 3293 до 3663 млн лет.

Табл. 3. Hf изотопные анализы циркона из диоритов Троснянского массива [Table 3. Hf isotope analyses of zircon from diorites of the Troznyansky Massif]

Spot	Age (Ma)	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	$\pm 2\sigma$	* $T_{\text{DM}}^{\text{C}}$
3.1	2058	0.017701	0.000535	0.000632	0.000031	0.281213	0.000031	1.467162	-10.1	1.1	3293
2.1	2058	0.021555	0.000639	0.000767	0.000024	0.281193	0.000024	1.467224	-11.0	0.9	3353
5.1	2058	0.024461	0.000222	0.000862	0.000029	0.281169	0.000029	1.467250	-11.9	1.0	3417
6.1	2058	0.022490	0.000555	0.000811	0.000034	0.281167	0.000034	1.467223	-11.9	1.2	3415
10.1	2058	0.021037	0.000408	0.000737	0.000031	0.281148	0.000031	1.467261	-12.5	1.1	3448
7.1	2058	0.011637	0.000495	0.000425	0.000036	0.281120	0.000036	1.467309	-13.1	1.3	3471
8.1	2058	0.014148	0.000139	0.000523	0.000024	0.281115	0.000024	1.467307	-13.4	0.8	3494
1.1	2058	0.013158	0.000165	0.000464	0.000028	0.281080	0.000028	1.467200	-14.6	1.0	3563
11.1	2058	0.022940	0.000450	0.000806	0.000025	0.281088	0.000025	1.467221	-14.7	0.9	3589
9.1	2058	0.030167	0.000446	0.000998	0.000038	0.281078	0.000038	1.467196	-15.4	1.4	3635
4.1	2058	0.017610	0.000095	0.000646	0.000034	0.281045	0.000034	1.467391	-16.1	1.2	3663

\*Примечания: первичное отношение изотопов гафния  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ , рассчитано с использованием константы распада  $^{176}\text{Lu}$   $\lambda = 1.867 \cdot 10^{-11}$ ;  $T_{\text{DM}}^{\text{C}}$  модельный возраст источника, рассчитанный по двухстадийной модели с использованием  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$ , основанной на выплавлении магмы из средней континентальной коры, образованной из деплетированной мантии.



**Табл. 4.** Sm-Nd изотопные данные диоритов Троснянского массива  
 [Table 4. Sm-Nd isotopic data of diorites of the Trosnyansky massif]

Номер образца [Sample Number]	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd*	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	T**, млн. лет	εNd(T)	T <sub>Nd</sub> (DM)***
3577/363.4	5.8	30.0	0.11740	0.511137	2050	-8.4	3167

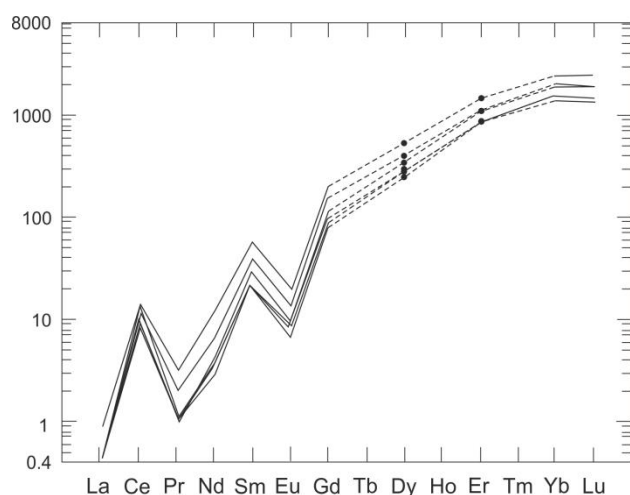
Примечания: \* Погрешность <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd принята не более 0.2%; \*\* Возраст по данным U-Pb датирования (см. текст). \*\*\* Модельный возраст по [16].

Для образца 3577/363.4 также был измерен изотопный состав Nd в породе. Величина εNd<sub>(2058)</sub> для диорита также имеет отрицательное значение (-8,1). Sm-Nd модельный возраст составляет 3167 млн лет (табл. 4).

Таким образом, Lu-Hf и Sm-Nd изотопные данные для диоритов свидетельствуют о длительной коровой предыстории их протолитов.

### Геохимия цирконов

Содержания малых элементов в изученных кристаллах циркона отвечают кристаллохимии этого минерала и типичны для магматического циркона из кислых пород [17]. Умеренные концентрации Hf, Th и U в цирконе (табл. 5) свидетельствуют о его кристаллизации в составе ликвидусной ассоциации на ранней стадии эволюции материнского диоритового расплава. Этот вывод подтверждается температурами кристаллизации циркона, рассчитанными по Ti-in-Zrn термометрам (T = 810 – 870°C). Отрицательные Eu аномалии (Eu/Eu\* = 0.17–0.19) в цирконе (рис. 8, табл. 5) дают основание говорить, что его кристаллизация происходила одновременно с кристаллизацией плагиоклаза, который является главным концентратом Eu в магмах. Присутствие на ликвидусе плагиоклаза указывает, что диоритовый расплав имел низкие содержания воды и начал кристаллизоваться в низкобарических условиях.



**Рис. 8.** Нормализованное к хондриту распределение редкоземельных элементов в цирконах из диоритов Троснянского массива.

[Fig. 8. Chondrite-normalized REE patterns for zircons from diorite].

**Табл. 5.** Содержания редких и редкоземельных элементов в цирконах из диоритов Троснянского массива  
 [Table 5. The contents of rare and rare earth elements in zircons from diorites of the Trosnyansky Massif]

№ точки [Point number]	3577-1	3577-2	3577-3	3577-4	3577-5	3577-6
Положение [Position]	Центр [Center]	Центр [Center]	Центр [Center]	Центр [Center]	Центр [Center]	Центр [Center]
Ti	22.3	14.4	15.8	13.9	14.8	13.3
P	444	312	236	271	432	402
Th	81.2	35.0	64.4	45.3	46.4	104.1
U	204	140	195	149	180	289
Hf	7840	8095	7906	8206	8033	8138
Sr	0.5	0.4	0.4	0.4	0.5	0.6
Y	1194	792	829	810	1129	1545
Nb	41.8	22.2	22.8	15.8	13.8	13.9
Ta	140	127	128	127	127	133
Ce	6.2	4.0	6.2	4.5	5.2	7.3
La	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1
Pr	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.3
Nd	3.0	1.3	1.6	1.5	2.0	5.7
Sm	5.9	3.0	3.0	3.2	4.4	8.5
Eu	0.8	0.4	0.4	0.4	0.6	1.1
Gd	30.0	15.3	16.6	18.3	23.0	39.1
Dy	103	63.1	67.7	67.7	90.1	135
Er	189	132	132	138	183	243
Yb	294	224	218	232	306	379
Lu	47.7	37.4	36.3	38.1	49.8	62.5
Th/U	0.40	0.25	0.33	0.30	0.26	0.36
Hf/Y	6.6	10.2	9.5	10.1	7.1	5.3
Eu/Eu*	0.18	0.18	0.19	0.17	0.17	0.19
(Yb/Gd) <sub>n</sub>	9.8	14.6	13.1	12.7	13.3	9.7
(Yb/Sm) <sub>n</sub>	44.8	67.3	64.7	64.6	62.9	40.0
T (°C)*	854	808	818	805	812	801
T (°C)**	868	818	829	815	822	810

Примечания: Ti-in-Zrn термометры: \*[18]; \*\*[19].

Сильно фракционированные спектры тяжелых РЗЭ в цирконе (Yb<sub>N</sub>/Gd<sub>N</sub> от 9.7 до 14.6) (табл. 5, рис. 8) и низкие величины Hf/Y отношений исключают участие граната в кумулюсной ассоциации, равновесной с диоритовым расплавом, что дает дополнительные свидетельства о малоглубинных условиях его кристаллизации. Таким образом, данные по элементам – примесям в цирконе дают независимую информацию о диоритовом расплаве, который был относительно сухим и кристаллизовался на небольших глубинах.

### Обсуждение результатов

Полученный возраст кристаллизации диоритов 2058 млн лет отвечает постколлизийному магматическому событию, широко проявленному во всей Сарматии [1–3, 5]. Поэтому постколлизийная обстановка формирования Троснянской диоритовой интрузии не вызывает сомнений. Тем не менее, отчетливо проявлена специфика диоритового магматизма, отличающего его от других постколлизийных магматических комплексов Курского блока.

Высокожелезистый состав диоритов ( $X_{Fe} = 0.77–0.85$ ) и сильное фракционирование легких и тяжелых [(La/Yb)<sub>n</sub> = 8.8–15.3] редкоземельных элементов, согласуются с внутриплитной природой мантийных расплавов, контаминированных коровым материалом. Повышенные значения (Gd/Yb)<sub>n</sub> (до 2.5–3) свидетельствуют о значительных глубинах зарождения расплавов в поле устойчивости граната (фация гранатовых лецролитов). Отсутствие фракционирования плагиоклаза фиксируется резкими положительными европиевыми аномалиями (Eu/Eu\* = 1.8–3.1), что подтверждается высокими концентрациями Sr (624–859 ppm). Кристаллизация диоритового расплава, напротив, имела место на небольших глубинах, как показывает распределение элементов – примесей в цирконе.

Вопрос о возможных контаминантах внутриплитных мантийных расплавов требует специального рассмотрения. Троснянская интрузия диоритов находится в поле развития мезоархейских ТТГ [6] (рис. 1), поэтому было бы логичным предположить, что этими породами и контаминировались внутриплитные базитовые расплавы. Однако такому выводу противоречат изотопные данные, предполагающие для диоритов значительно более древние палеоархейские протолиты. Ими могут быть породы Курско-Бесединской палеоархейской гранулит-гнейсовой области, но они находятся восточнее – между Тим-Ястребовской и Михайловской палеопротерозойскими структурами. Палеоархейская гранулит-гнейсовая область имеет отличную от мезоархейских ТТГ геологическую историю. Палеоархейские гранитоиды, метасадки и габброиды подверглись гранулитовому метаморфизму с возрастом 2.8 млрд лет [10], который не проявлен в ТТГ [20]. В палеоархейских метасадках отсутствуют детритовые цирконы с мезоархейскими возрастными, что предполагает пространственную разобщенность гранит-зеленокаменных и гранулит-гнейсовых областей до 2.8 млрд лет. По-видимому, мезоархейские гранит-зеленокаменные области были надвинуты на гранулит-гнейсовые в результате коллизийного события около 2.8 млрд лет. В этом случае породы гранулит-гнейсовой области, погруженные под гранит-зеленокаменный пояс на значительные глубины в результате коллизии, могут рассматриваться в качестве контаминанта – глубинного источника с длительной коровой предысторией. Такая тектоническая интерпретация объясняет природу смешанного мезоархейского (ТТГ) и палеоархейского (метапелитовые гранулиты) источника расплавов для

неоархейских внутриплитных гранитов и риолитов в южном замыкании Тим-Ястребовской структуры [21].

### Выводы

1. Троснянский диоритовый массив с возрастом 2058 млн лет сформировался во время постколлизийного магматического события (2050–2070 млн лет), имевшего место на всей территории Сарматии.

2. По геохимическим признакам диоритовые магмы сформировались на значительных глубинах в поле устойчивости граната, в результате контаминации внутриплитных базитов коровым веществом. Кристаллизация диоритового расплава имела место в малоглубинных условиях.

3. Lu-Hf и Sm-Nd изотопные данные для диоритов свидетельствуют о длительной коровой предыстории их палеоархейских протолитов. Наиболее вероятными контаминантами являются породы Курско-Бесединской палеоархейской гранулит-гнейсовой области, глубоко погруженные под Михайловский гранит-зеленокаменный пояс в результате коллизийного события с возрастом около 2.8 млрд лет.

*Благодарности.* Работа поддержана Госзаданием ИГЕМ РАН «Петрология и минерогения магматизма внутриплитных и посторогенных обстановок: роль литосферных и астеносферных источников в формировании расплавов», проектами РФФИ № 19-05-00159 и РНФ № № 16-17-10283.

*Конфликт интересов:* Авторы декларируют отсутствие явных и потенциальных конфликтов интересов, связанных с публикацией настоящей статьи

### ЛИТЕРАТУРА

1. Савко К. А., Самсонов А. В., Ларионов А. Н., Ларионова Ю. О., Базиков Н. С. Палеопротерозойские граниты А- и S-типов востока Воронежского кристаллического массива: геохронология, петрогенезис и тектоническая обстановка формирования // *Петрология*. 2014а. Т. 22. № 3. С. 235–264. DOI: 10.7868/S0869590314030054
2. Савко К. А., Самсонов А. В., Базиков Н. С., Козлова Е. Н. Палеопротерозойские гранитоиды Тим-Ястребовской структуры Воронежского кристаллического массива: геохимия, геохронология и источники расплавов // *Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология*. 2014б. № 2, С. 56–78. <http://www.vestnik.vsu.ru/pdf/heologia/2014/02/2014-02-09.pdf> (дата обращения 14.02.2020)
3. 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. DOI: 10.15372/GiG20160605
4. Альбеков А. Ю., Рыборак М. В., Бойко П. С. Реперное U-Pb изотопное датирование палеопротерозойских габброидных формаций Курского блока Сарматии (Воронежский кристаллический массив) // *Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология*. 2012. № 2. С. 84–94. <http://www.vestnik.vsu.ru/pdf/heologia/2012/02/2012-02-10.pdf> (дата обращения 14.02.2020)
5. 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. DOI: 10.1144/jgs2017-017
6. Савко К. А., Самсонов А. В., Сальникова Е. Б., Котов А. Б., Ларионов А. Н., Кориш Е. Х., Ковач В. П., Базиков Н. С. Мезоархейские тоналит-гранодiorитовые ассоциации Восточной Сарматии: возраст и геологическое положение // *Стратиграфия и геол. корреляция*. 2019. Т. 27. № 5. С. 4–18. DOI: 10.31857/S0869-592X2754-18
7. Савко К. А., Пилюгин С. М., Новикова М. А. Минералогия, фазовые равновесия и условия метаморфизма пород неогархейской железисто-кремнистой формации в пределах Тарасовских аномалий // *Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология*. 2004. № 2. С. 111–126.  
[http://www.vestnik.vsu.ru/pdf/heologia/2004/02/savko\\_ka.pdf](http://www.vestnik.vsu.ru/pdf/heologia/2004/02/savko_ka.pdf) (дата обращения 14.02.2020)
8. Щипанский А. А., Самсонов А. В., Петрова А. Ю., Ларионова Ю. О. Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое // *Геотектоника*. 2007. № 1. С. 43–70. [https://elibrary\\_9462648\\_67590005](https://elibrary_9462648_67590005) (дата обращения 14.02.2020)
9. Савко К. А., Самсонов А. В., Сальникова Е. Б., Котов А. Б., Базиков Н. С. НТ/ЛР Метаморфическая зональность восточной части Воронежского кристаллического массива: возраст, условия и геодинамическая обстановка формирования // *Петрология*. 2015. Т. 23. №6. С. 607–623. DOI: 10.7868/S0869590315050040
10. Savko K. A., Samsonov A. V., Kotov A. B., Sal'nikova E. B., Korish E. H., Larionov A. N., Anisimova I. V., Bazikov N. S. The Early Precambrian Metamorphic Events in Eastern Sarmatia // *Precambrian Research*. 2018. V. 311. pp.1–23. DOI: 10.1016/j.precamres.2018.04.009
11. Whitney D. L., Evans B. W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Am. Mineral.* 2010. V. 95. pp. 185–187. DOI: 10.2138/am.2010.3371
12. 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 // *The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica*. Eds. Gee D.G., Pease V.L. *Geol. Soc. London Mem.* 2004. V. 30. pp. 69–74. DOI: 10.1144/GSL.MEM.2004.030.01.07
13. Steiger R. H., Jager E. Subcommission of geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1976. V. 36. No. 2. pp. 359–362. DOI: 10.1016/0012-821X(77)90060-7
14. Stacey J. S., Kramers I. D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. No. 2. pp. 207–221. DOI: 10.1016/0012-821X(75)90088-6
15. Jackson S. E., Norman J. P., William L. G., Belousova E. A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology // *Chem. Geol.* 2004. V. 211. pp. 47–69. DOI:10.1016/j.chemgeo.2004.06.017
16. 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. No. 3. pp. 249–266. DOI: 10.1016/0012-821X(88)90013-1
17. Hoskin P. W. O., Schaltegger U., The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // *Rev. Mineral. Geochem.* 2003. V. 53. pp. 27–62. DOI: 10.2113/0530027
18. Watson E. B., Wark D. A., Thomas J. B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2006. V. 151. pp. 413–433. DOI 10.1007/s00410-006-0068-5
19. Ferry J. M., Watson E. B. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2007. V.154. pp. 429–437. DOI 10.1007/s00410-007-0201-0
20. Савко К. А., Самсонов А. В., Ларионов А. Н., Кориш Е. Х., Червяковская М. В., Базиков Н. С. Эпизоды роста континентальной коры в раннем докембрии Сарматии // в кн. «Фундаментальные вопросы тектоники и геодинамики». Т. 2. Мат. ЛII Тектонического совещания. М.: «ГЕОС». 2020. С. 270–273. <http://www.ginras.ru/materials/files/MTS-2020-2%20.pdf> (дата обращения 14.02.2020)
21. Savko K. A., Samsonov A. V., Kholina N. V., Larionov A. N., Zaitseva M. V., Korish E. H., Bazikov N. S., Terentiev R. A. 2.6 Ga high-Si rhyolites and granites in the Kursk Domain, Eastern Sarmatia: Petrology and application for the Archaean palaeocontinental correlations// *Precambrian Research*. 2019. V. 322. pp. 170–192. DOI: 10.1016/j.precamres.2019.01.006

*Кориш Екатерина Хафисовна* – ведущий инженер лаборатории комплексных исследований, Воронежский государственный университет, Воронеж, Российская Федерация; E-mail: korish\_k@rambler.ru;

ORCID <https://orcid.org/0000-0002-6573-1272>

*Савко Константин Аркадьевич* – д.г.-м.н., профессор, заведующий кафедрой полезных ископаемых и недропользования, Воронежский государственный университет, Воронеж, Российская Федерация; E-mail: ksavko@geol.vsu.ru;

ORCID <https://orcid.org/0000-0002-7291-7024>

*Самсонов Александр Владимирович* – д.г.-м.н., член-корреспондент РАН, главный научный сотрудник, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Российская Федерация; E-mail: samsonov@igem.ru;

ORCID <https://orcid.org/0000-0003-4101-6159>

*Червяковская Мария Владимировна* – аспирант, Институт геологии и геохимии им. академика А. Н. Заварицкого Уральского отделения РАН, Екатеринбург, Российская Федерация; E-mail: masha\_vuf\_91@mail.ru;

Авторы прочитали и одобрили окончательный вариант рукописи.

*Ekaterina Kh. Korish* – leading engineer, Integrated Research Laboratory, Voronezh State University, Voronezh, Russian Federation;

E-mail: korish\_k@rambler.ru;

ORCID <https://orcid.org/0000-0002-6573-1272>

*Konstantin A. Savko* – PhD, Dr. habil. in Geol.-Min., Professor, Head of the Department of Mineral Resources and Mineral Management Studies, Voronezh State University, Voronezh, Russian Federation; E-mail: ksavko@geol.vsu.ru;

ORCID <https://orcid.org/0000-0002-7291-7024>

*Alexandr V. Samsonov* – PhD, Dr. habil. in Geology and Mineralogy, Associate Member of the RAS, chief researcher, Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, Russian Federation; E-mail: samsonov@igem.ru;

ORCID <https://orcid.org/0000-0003-4101-6159>

*Maria V. Chervyakovskaya* – postgraduate student, Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Yekaterinburg, Russian Federation; E-mail: masha\_vuf\_91@mail.ru;

All authors have read and approved the final manuscript.



## Paleoproterozoic diorites of the Trosnyansky Massif within the Kursk Block of Sarmatia: U-Pb age, isotope systematics and sources of melts

© 2020 E. Kh. Korish<sup>1</sup>, K. A. Savko<sup>1✉</sup>, A. V. Samsonov<sup>2</sup>, M. V. Chervyakovskaya<sup>3</sup>

<sup>1</sup>*Voronezh State University, 1 Universitetskaya pl., Voronezh, 394018, Russian Federation*

<sup>2</sup>*Institute of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences, 35 Staromonetny per, Moscow, 119017, Russian Federation*

<sup>3</sup>*Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, 15 Akademika Vonsovskogo st., Yekaterinburg, 620016, Russian Federation*

### Abstract

**Introduction:** The post-collisional magmatism in East Sarmatia with an age of about 2.06 billion years is expressed by the introduction of a huge amount of magma into the crust. Within the Archean Kursk Block, granitoid massifs of type I, confined mainly to the Paleoproterozoic Tim-Yastrebovskaya rift structure are widespread. Tim-Yastrebovskaya rift structure is confined to the granulite-gneiss Paleoproterozoic region in the eastern part of the Kursk Block. The Paleoproterozoic Mikhailovskaya riftogenic structure is located in the Mesoarchean granite-greenstone region, where the TTG granitoids are dominant. Only for the large diorite intrusion of Trosnyansky Massif in the Mikhailovskaya structure, there are no data on age, elemental and isotopic geochemistry, and, accordingly, its tectonic position and sources of melts. The purpose of this study was estimation of the isotopic age, the determination of the sources of melts and crystallization conditions for diorite intrusion of Trosnyansky Massif in the Paleoproterozoic Mikhailovskaya structure in the west of Kursk Block.

**Methodology:** A petrological-geochemical and geochronological study was carried out on the diorites of the Trosnyansky Massif in the Paleoproterozoic Mikhailovskaya structure in the west of Kursk Block.

**Results and discussion:** The obtained crystallization age of diorites of the Trosnyansky Massif of 2058 Ma corresponds to a post-collision magmatic event, widely manifested throughout Sarmatia. The distribution of rare and rare-earth elements in rocks and zircons indicates significant depths of nucleation of melts close to the stability field of garnet. Crystallization of diorite melt, in contrast, occurred at shallow depths. The Lu-Hf and Sm-Nd isotopic data for diorites indicate a long crustal history of their protoliths, which could be the rocks of the Paleoproterozoic core of Sarmatia.

**Conclusions:** The Trosnyansky Diorite Massif with an age of 2058 Ma was formed during the post-collisional magmatic event (2050–2070 Ma) that took place throughout Sarmatia. Diorite magmas were formed at considerable depths in the stability field of garnet, as a result of the contamination of intraplate basites by Paleoproterozoic crust. Crystallization of diorite melt occurred under shallow conditions.

**Keywords:** Kursk Block, diorite, U-Pb isotopic age, Lu-Hf systematics, sources of melts, geochemistry of zircon.

**Funding:** This study was financially supported by the State task of Institute of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences “Petrology and mineralization of magmatism of intraplate and postorogenic environments: the role of lithospheric and asthenospheric sources in the formation of melts”, projects of the Russian Foundation for Basic Research no. 19-05-00159 and Russian Science Foundation no. 16-17-10283.



The content is available under Creative Commons Attribution 4.0 License.

✉ Konstantin A. Savko, e-mail: [ksavko@geol.vsu.ru](mailto:ksavko@geol.vsu.ru)

*For citation:* Korish E. H., Savko K. A., Samsonov A. V., Chervyakovskaya M. B. Paleoproterozoic diorites of the Trosnyansky Massif within Kursk Block of Sarmatia: U-Pb age, isotope systematics and sources of melts. *Vestnik Voronezhskogo gosudarstvennogo universiteta. Seriya: Geologiya = Proceedings of Voronezh State University. Series: Geology*, 2020, no. 1, pp. 87–99. DOI: <https://doi.org/10.17308/geology.2020.1/2517>

*Conflict of interest:* The authors declare the absence of obvious and potential conflicts of interest related to the publication of this article.

#### REFERENCES

- Savko K. A., Samsonov A. V., Larionov A. N., Larionova Yu. O., Bazikov N. S. Palaeoproterozoic A and S-granites in the eastern Voronezh crystalline massif: geochronology, petrogenesis, and tectonic setting of origin. *Petrology*, 2014a, vol. 22, no. 3, pp. 205–233. DOI: 10.1134/S0869591114030059
- Savko K. A., Samsonov A. V., Bazikov N. S., Kozlova E. N. Palaeoproterozoic granitoids of the Tim-Yastrebovskaya structure of the Voronezh Crystalline Massif: geochemistry, geochronology and melt sources. *Vestnik Voronezhskogo gosudarstvennogo universiteta. Seriya: Geologiya = Proceedings of Voronezh State University. Series: Geology*, 2014b, no. 2, pp. 56–78. <http://www.vestnik.vsu.ru/pdf/heologia/2014/02/2014-02-09.pdf> (accessed 14.02.2020). (in Russ.)
- Terentiev R. A., Savko K. A. Paleoproterozoic high-Mg low-Ti gabbro-granite series in eastern Sarmatia: geochemistry and formation conditions. *Russian Geology and Geophysics*, 2016, vol. 57, pp. 907–932. DOI: 10.1016/j.rgg.2015.06.012
- Al'bekov A. Yu., Ryborak M. V., Boiko P. S. Reference U–Pb isotope dating of Paleoproterozoic gabbroid formations of the Kursk block of the Sarmatia (Voronezh Crystalline Massif). *Vestnik Voronezhskogo gosudarstvennogo universiteta. Seriya: Geologiya = Proceedings of Voronezh State University. Series: Geology*, 2012, no. 2, pp. 84–94. <http://www.vestnik.vsu.ru/pdf/heologia/2012/02/2012-02-10.pdf> (accessed 14.02.2020) (in Russ.)
- 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, vol. 175, pp. 86–99. DOI: 10.1144/jgs2017-017
- Savko K. A., Samsonov A. V., Sal'nikova E. B., Kotov A. B., Larionov A. N., Korish E. H., Kovach V. P., Bazikov N. S. The Mesoarchean Tonalite-Trondhjemite-Granodiorite Associations of Eastern Sarmatia: Age and Geological Setting. *Stratigraphy and Geological Correlation*, 2019, vol. 27, no. 5, pp. 499–513. DOI: 10.1134/S086959381905006X
- Savko K. A., Pilugin S. M., Novikova M. A. Mineralogy, phase equilibria, and metamorphic conditions of Neoproterozoic banded iron formations within the Tarasov anomaly. *Vestnik Voronezhskogo gosudarstvennogo universiteta. Seriya: Geologiya = Proceedings of Voronezh State University. Series: Geology*, 2004, no. 2, pp. 111–126. [http://www.vestnik.vsu.ru/pdf/heologia/2004/02/savko\\_ka.pdf](http://www.vestnik.vsu.ru/pdf/heologia/2004/02/savko_ka.pdf) (accessed 14.02.2020). (in Russ.)
- Shchipanskii A. A., Samsonov A. V., Petrova A. Yu., Larionova Yu. O., Geodynamics of the Eastern Margin of Sarmatia in the Paleoproterozoic. *Geotectonics*, 2007, vol. 41, no. 1, pp. 38–62. [https://elibrary\\_9462648\\_67590005](https://elibrary_9462648_67590005) (accessed 14.02.2020) (in Russ.)
- Savko K. A., Samsonov A. V., Sal'nikova E. B., Kotov A. B., Bazikov N. S., HT/LP metamorphic zoning in the eastern Voronezh Crystalline Massif: age and parameters of metamorphism and its geodynamic environment. *Petrology*, 2015, vol. 23, no. 6, pp. 559–575. DOI: 10.1134/S0869591115050045
- Savko K. A., Samsonov A. V., Kotov A. B., Sal'nikova E. B., Korish E. H., Larionov A. N., Anisimova I. V., Bazikov N. S. The Early Precambrian Metamorphic Events in Eastern Sarmatia. *Precambrian Research*, 2018, vol. 311, pp. 1–23. DOI: 10.1016/j.precamres.2018.04.009
- Whitney D. L., Evans B. W. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Am. Mineral.*, 2010, vol. 95, pp. 185–187. DOI: 10.2138/am.2010.3371
- 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. The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. Eds. Gee D. G., Pease V. L. *Geol. Soc. London Mem.*, 2004, vol. 30, pp. 69–74. DOI: 10.1144/GSL.MEM.2004.030.01.07
- Steiger R. H., Jager E. Subcommission of geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1976, vol. 36, no. 2, pp. 359–362. DOI: 10.1016/0012-821X(77)90060-7
- Stacey J. S., Kramers I. D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1975, v. 26, no. 2, pp. 207–221. DOI: 10.1016/0012-821X(75)90088-6
- Jackson S. E., Norman J. P., William L. G., Belousova E. A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chem. Geol.*, 2004, vol. 211, p. 47–69. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2004.06.017
- 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, vol. 87, no. 3, pp. 249–266. DOI: 10.1016/0012-821X(88)90013-1
- Hoskin P. W. O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Rev. Mineral. Geochem.*, 2003, vol. 53, pp. 27–62. DOI: 10.2113/0530027
- Watson E. B., Wark D. A., Thomas J. B. Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2006, vol. 151, pp. 413–433. DOI: 10.1007/s00410-006-0068-5
- Ferry J. M., Watson E. B. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2007, vol. 154, pp. 429–437. DOI: 10.1007/s00410-007-0201-0
- Savko K. A., Samsonov A. V., Larionov A. N., Korish E. H., Chervyakovskaya M. V., Bazikov N. S. Episodes of the continental crust growth in the early Precambrian of Sarmatia. In «*Fundamental'nye voprosy tektoniki i geodinamiki*» [Fundamental issues of tectonics and geodynamics] Moscow, Publ. «GEOS». 2020, vol. 2, pp. 270–273. Available at: <http://www.ginras.ru/materials/files/MTS-2020-2%20.pdf> (accessed 14.02.2020) (in Russ.)
- Savko K. A., Samsonov A. V., Kholina N. V., Larionov A. N., Zaitseva M. V., Korish E. H., Bazikov N. S., Terentiev R. A. 2.6 Ga high-Si rhyolites and granites in the Kursk Domain, Eastern Sarmatia: Petrology and application for the Archaean palaeocontinental correlations. *Precambrian Research*, 2019, vol. 322, pp. 170–192. DOI: 10.1016/j.precamres.2019.01.006