

УДК 551.732+552.332.2(470.324)

## КЕМБРИЙСКАЯ МАГМАТИЧЕСКАЯ АКТИВИЗАЦИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

© 2015 г. В. Ю. Скрябин, К. А. Савко, М. В. Скрябин, Р. А. Терентьев

Представлено академиком РАН Ю. М. Пушаровским 05.12.2013 г.

Поступило 19.12.2013 г.

Выявлен и обоснован кембрийский ( $523.3 \pm 2.6$  млн лет) этап магматической активизации Восточно-Европейской платформы, проявленный в пределах северо-восточной части Воронежского кристаллического массива.

DOI: 10.7868/S086956521523022X

Восточно-Европейская платформа (ВЕП) с палеопротерозойского времени сращивания ее различных сегментов на протяжении мезо-, неопротерозоя и фанерозоя испытала неоднократную магматическую активизацию. Наиболее молодые проявления неопротерозойского (вендского) внутриплитного магматизма зафиксированы в виде щелочных вулканитов и их туфов в пределах Беломорской рифтовой системы ( $570 \pm 8 - 555.3 \pm 0.3$  млн лет) [7, 9], а также базальтов и туфов Вольно-Брестской трапповой провинции ( $551 \pm 4$  млн лет) [8]. Последующая магматическая активизация ВЕП наблюдается только в девоне. С ней связано формирование базальтов восточной части Воронежского кристаллического массива [2], долеритовых даек ( $389 \pm 4 - 355 \pm 10$  млн лет) [1, 10], щелочных пород (380–360 млн лет) [4] Балтийского щита, кимберлитов Беломорья (360–340 млн лет) [3, 5]. От верхнего венда до девона проявления магматизма в пределах ВЕП до настоящего времени не установлены.

Изложенные ниже результаты исследования вещественного состава пород и изотопно-геохимических особенностей присутствующих в них цирконов впервые доказывают наличие кембрийского этапа магматической активизации ВЕП, проявленного в пределах северо-восточной части Воронежского кристаллического массива и представленного субвулканическими дайковыми сиенитовыми образованиями, объединяемыми в артюшковский комплекс.

Дайковый комплекс вскрыт скважинами в пределах четырех участков, образующих цепочку в 75 км параллельно юго-западному борту Па-

челмского авлакогена. В пределах наиболее изученного бурением Артюшковского участка дайки образуют группу сближенных тел с общим простиранием около  $300^\circ$  и падением под углами  $20^\circ - 60^\circ$ . Мощность дайковых тел 0.1–34.2 м. Количество даек 124 шт. на 2156.8 м общего разреза скважин; насыщенность дайковым материалом 3–35%, в среднем 22%. Вмещающие образования – палеопротерозойские метатерригенные породы воронцовской серии, которые на контактах с дайками ороговикованы и фенитизированы.

Дайковые породы характеризуются пестрой, от серой и зеленовато-серой до розовой и красно-коричневой, окраской, в большинстве случаев порфировой структурой и тонкозернистой основной массой. Порфиновые вкрапленники К–Na-полевого шпата до 2 см характеризуются постепенным увеличением калиевоности от ядер (здесь и далее мол. %) –  $(\text{Ab}_{75.3-81.4}\text{An}_{9.4-15.3}\text{Or}_{6.2-10.3})$  к промежуточным зонам роста –  $(\text{Ab}_{50.6-72.9}\text{Or}_{19.1-47.3}\text{An}_{2.2-8.9})$  и периферии кристаллов –  $(\text{Or}_{69.5-79.1}\text{Ab}_{20.9-30.5}\text{An}_{0.0})$ . Вкрапленники темноцветных минералов представлены зональным авгитом–эгирином–авгитом с ростом доли акмитового минала к их краевым частям –  $(\text{Aug}_{80.8-83.2}\text{Ac}_{6.5-15.0}\text{Jd}_{4.2-10.3})$  и гранатом (меланитом,  $\text{TiO}_2$  3.53–3.18 мас. %), обладающим слабым аномальным двупреломлением с редкой тонкой концентрической зональностью и имеющим существенно гроссуляр–андрадитовый состав –  $(\text{And}_{53.5-60.6}\text{Grs}_{28.1-31.3}\text{Alm}_{5.1-7.7}\text{Sps}_{3.2-3.6})$ . Основная масса в сиенит-порфирах сложена тонкозернистым агрегатом санидина –  $(\text{Or}_{85.8-95.3}\text{Ab}_{4.7-14.2}\text{An}_{0.0-1.5})$  и альбита –  $(\text{Ab}_{93.4-100.0}\text{An}_{0.0-4.8}\text{Or}_{0.0-4.1})$  с иголочками эгирина  $(\text{Ac}_{73.5-89.4}\text{Aug}_{8.7-26.5}\text{Jd}_{0.0-5.8})$  и чешуйками биотита. Мелкие зерна граната в основной массе содержат пониженные концентрации  $\text{TiO}_2$  – (1.68–0.90 мас. %) и имеют более гроссулярный со-

**Таблица 1.** Химический состав (мас. %) субвулканических дайковых пород артюшковского комплекса

Компонент	Щелочные сиениты ( $n = 24$ )	Калиево-натровые сиениты ( $n = 24$ )	Кварцевые сиениты ( $n = 3$ )	Калиевые сиениты ( $n = 23$ )	Ультракалиевые сиениты ( $n = 14$ )
SiO <sub>2</sub>	59.32	60.60	65.36	58.79	58.82
TiO <sub>2</sub>	0.37	0.46	0.34	0.37	0.22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.04	18.43	15.50	18.62	18.44
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.56	1.74	1.60	1.74	1.52
FeO	2.06	2.15	2.99	1.76	1.60
MnO	0.10	0.08	0.09	0.07	0.09
MgO	0.69	0.97	0.99	0.73	0.51
CaO	2.72	2.62	2.11	2.29	1.47
Na <sub>2</sub> O	7.29	5.63	4.35	3.96	0.66
K <sub>2</sub> O	4.51	4.95	5.21	8.45	14.15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.13	0.13	0.13	0.12	0.07
П. п. п.	1.86	1.59	1.54	2.26	1.18
Сумма	99.65	99.35	100.21	99.16	98.73

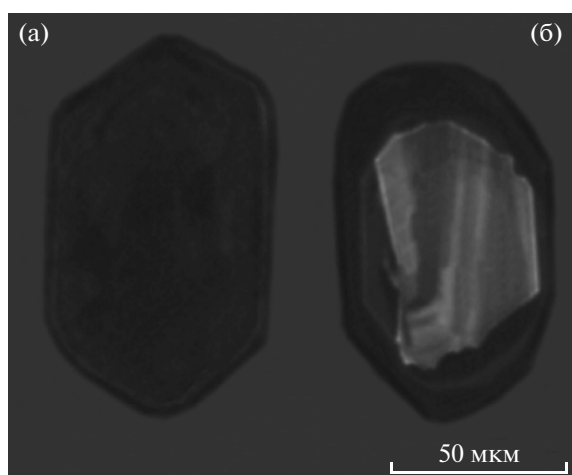
став – (And<sub>52.5–57.4</sub>Grs<sub>40.0–41.6</sub>Sps<sub>2.6–6.6</sub>Alm<sub>0.0</sub>) по сравнению с порфировыми выделениями меланита.

В химическом составе дайковых пород наблюдаются вариации по насыщенности SiO<sub>2</sub> от щелочных сиенитов до сиенитов и кварцевых сиенитов, а по соотношению K и Na от калиево-натровых до калиевых и ультракалиевых сиенитов (табл. 1). Выявленные статистически значимые с вероятностью более 0.95 ( $t_r$  6.544–2.258 при  $q_{0.05} = 2.101$ ) закономерности изменения индикаторных отношений K/Ba ( $r = 0.839$ ) и Ba/Rb ( $r = -0.470$ ) в зависимости от K/Na противоречат возможности образования наблюдаемых калиевых и ультракалиевых разновидностей дайковых

пород в результате кристаллизационной дифференциации магмы. Наблюдаемое при этом увеличение содержания Si в среднем от 0.015% в калиево-натровых до 0.024% в калиевых и ультракалиевых разновидностях пород позволяет предполагать их формирование путем постмагматического катионнообменного замещения  $K^+ \rightarrow Na^+$  и  $2K^+ \rightarrow Ca^{2+}$  в результате воздействия на исходные сиениты хлоридно-калиевых растворов [6]. Вариации содержания в дайковых породах SiO<sub>2</sub> обусловлены, вероятно, ассимиляцией исходной щелочной сиенитовой магмой материала вмещающих кварц-плагиоклазовых алевропесчаников воронцовской серии, что подтверждается закономерностями распределения в них различных генетических типов циркона.

Во всех разновидностях дайковых пород циркон присутствует в виде сингенетичных зерен и ксенокристаллов, которые различаются по своему внутреннему строению, морфологическим и геохимическим особенностям. По частоте встречаемости в исходных щелочных сиенитах доминируют сингенетичные зерна циркона, в то время как в контаминированных (насыщенных и пересыщенных SiO<sub>2</sub>) разновидностях сиенитов преобладают ксенокристаллы.

Сингенетичные кристаллики циркона идиоморфные, мелкие, длиной 0.066–0.108, шириной 0.057–0.074 мм, изометричного или слабо удлиненного ( $l/m$  1.1–1.7) призматического габитуса, прозрачные с бледным коричневатым оттенком. В катодных лучах кристаллики характеризуются слабой интенсивностью свечения в темно-серых тонах и гомогенным внутренним строением (рис. 1а). Ксенокристаллы циркона, в отличие от сингенетичных зерен, обладают более яркой люминесценци-



**Рис. 1.** Типы цирконов в субвулканических дайковых сиенит-порфирах артюшковского комплекса. а – сингенетичный кристалл. б – детритовый ксенокристалл с оболочкой регенерации.

Таблица 2. Содержание и изотопные отношения Pb, U, Th в цирконах из субвулканических дайковых сиенит-порфиров аргошковского комплекса

№ п. п.	№ зерна, точки анализа	$^{206}\text{Pb}_e$ , %	U, ppm	Th, ppm	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$^{206}\text{Pb}^*$ , ppm	(1) Возраст $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ млн лет	$\pm, \sigma$	(1) Возраст $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ млн лет	$\pm, \sigma$	D, %	(1) $\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$ $\pm, \%$	(1) $\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$ $\pm, \%$	(1) $\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$ $\pm, \%$	Кор-реляция ошибок			
Скв. 8332, глуб. 425.1–429.3 м; щелочной сиенит-порфир																		
Сингенетичные зерна																		
1	9.1	0.41	1859	458	0.25	137	528	3	528	21	0	0.0580	1.0	0.682	1.1	0.0853	0.6	0.544
2	10.1	0.15	724	277	0.40	53	522	3	510	29	-2	0.0575	1.3	0.668	1.5	0.0843	0.7	0.450
3	3.1	0.31	558	26228	48.61	40	519	4	505	49	-3	0.0574	2.2	0.663	2.3	0.0839	0.7	0.313
4	5.1	0.06	371	19635	54.64	27	520	4	536	31	3	0.0582	1.4	0.674	1.6	0.0841	0.8	0.470
5	7.1	0.13	1027	562	0.57	75	522	3	501	32	-4	0.0573	1.4	0.666	1.6	0.0844	0.7	0.412
6	4.1	0.00	142	28	0.20	10	526	5	489	49	-7	0.0569	2.2	0.668	2.4	0.0851	1.0	0.403
Оболочка регенерации на ксенокристалле																		
7	8.3	0.00	386	145	0.39	28	526	4	539	29	3	0.0583	1.3	0.682	1.5	0.0850	0.7	0.490
8	8.2	0.00	341	101	0.31	25	524	4	542	30	3	0.0583	1.4	0.681	1.6	0.0847	0.9	0.523
Ксенокристаллы с нарушенной изотопной U–Pb-системой																		
9	1.1	0.08	248	151	0.63	75	1943	12	2098	48	8	0.1300	2.7	6.310	2.8	0.3517	0.7	0.262
10	2.1	0.32	446	324	0.75	109	1608	10	1992	16	29	0.1224	0.9	4.780	1.1	0.2832	0.7	0.586
11	6.1	0.43	577	178	0.32	127	1462	9	1934	16	32	0.1185	0.9	4.161	1.1	0.2546	0.7	0.597
Скв. 8005, глуб. 241.5–248.4 м, сиенит-порфиры калиевые и ультракалевые																		
Сингенетичное зерно																		
12	6.1	0.08	1545	814	0.54	110	515	6	546	25	6	0.0584	1.2	0.670	1.7	0.0832	1.2	0.714

Таблица 2. Содержание и изотопные отношения Pb, U, Th в цирконах из субвулканических дайковых порфиров аргошковского комплекса

№ п. л.	№ зерна, точки анализа	$^{206}\text{Pb}_c$ , %	U, ppm	Th, ppm	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$^{206}\text{Pb}^*$ , ppm	(1) Возраст $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ млн лет	$\pm, \sigma$	(1) Возраст $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ млн лет	$\pm, \sigma$	D, %	(1) $\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$ $\pm, \%$	(1) $\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$ $\pm, \%$	(1) $\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$ $\pm, \%$	Кор-реляция ошибок
Оболочки регенерации на ксенокристаллах															
13	9.1	0.03	553	12	0.02	185	2120	22	2121	14	0	0.1317	7.071	0.3894	0.832
14	4.1	0.31	420	52	0.13	143	2144	22	2133	16	-1	0.1326	7.213	0.3945	0.800
15	11.1	0.00	437	2	0.00	143	2079	21	2114	11	2	0.1312	6.884	0.3805	0.889
16	7.1	0.00	478	13	0.03	152	2029	21	2094	9	3	0.1297	6.616	0.3699	0.916
17	1.1	0.04	351	6	0.02	111	2013	21	2098	11	4	0.1300	6.572	0.3666	0.888
18	7.2	1.17	475	32	0.07	145	1937	20	2093	22	8	0.1296	6.264	0.3505	0.696
19	8.1	0.04	573	2	0.00	156	1772	18	2074	10	17	0.1282	5.593	0.3163	0.903
Ксенокристаллы-1 с ненарушенной изотопной U–Pb-системой															
20	2.1	0.00	91	52	0.59	31	2141	25	2146	20	0	0.1336	7.260	0.3940	0.762
21	5.1	0.16	85	69	0.84	28	2124	25	2132	22	0	0.1325	7.133	0.3903	0.728
22	10.1	–	229	62	0.28	78	2163	23	2172	13	0	0.1356	7.455	0.3988	0.853
23	12.1	–	61	51	0.87	21	2142	24	2152	18	0	0.1341	7.287	0.3942	0.791
24	14.1	–	138	38	0.29	45	2094	23	2109	17	1	0.1309	6.925	0.3838	0.797
25	9.2	0.07	325	316	1.01	109	2119	22	2135	13	1	0.1327	7.123	0.3892	0.854
26	4.2	–	608	370	0.63	207	2147	22	2175	8	1	0.1358	7.400	0.3951	0.932
Ксенокристаллы-1 с нарушенной изотопной U–Pb-системой															
27	8.2	0.01	356	176	0.51	111	2003	21	2087	11	4	0.1292	6.491	0.3644	0.881
28	1.2	0.28	346	250	0.74	107	1975	21	2118	14	7	0.1315	6.503	0.3586	0.847
Ксенокристалл-2 с ненарушенной изотопной U–Pb-системой															
29	3.1	0.04	162	125	0.80	56	2194	23	2202	15	0	0.1380	7.715	0.4055	0.821

Примечания.  $\text{Pb}_c$  и  $\text{Pb}^*$  – нерадиоогенный и радиоогенный свинец соответственно; (1) – коррекция на  $\text{P}_c$  по измеренному  $^{204}\text{Pb}$ ; D, % – дискордантность  $100 \cdot ((\text{возраст } ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})/(\text{возраст } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1)$ ; ошибки для интервала  $\pm \sigma$ ; ошибка калибровки стандарта 0.39% (анализы 1–11), 0.42% (анализы 12–29). Анализы выполнены методом SHRIMP в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ, аналитик А.Н. Ларионов.

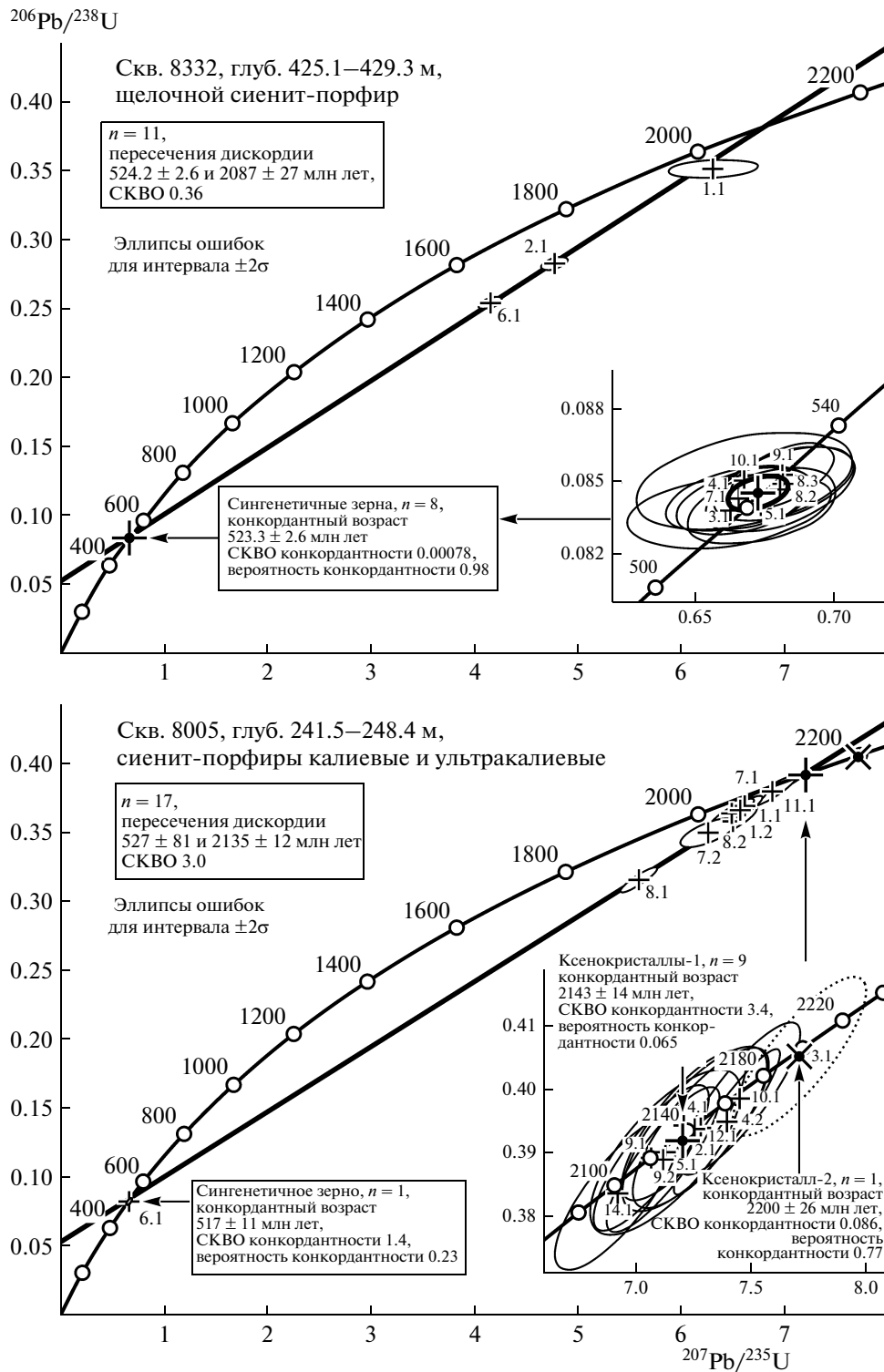


Рис. 2. Изотопные Pb/U в цирконах из субвулканических дайковых сиенит-порфиров артюшковского комплекса. Номера аналитических точек соответствуют приведенным в табл. 2.

ей в катодных лучах и тонкой концентрической (осцилляционной) зональностью. В большинстве случаев кристаллики представлены обломками, поверхности скола которых секут их ростовую зо-

нальность и окружены оболочками регенерации (рис. 16) мощностью до 0.051 мм. Ксенокристаллы статистически значимо с вероятностью не менее 0.95 отличаются от сингенетических зерен

меньшими содержаниями U, Th, Th/U (критерий Стьюдента  $t$  2.123–3.313;  $t_{0.05} = 2.101$ ), более низкой дисперсией (критерий Фишера  $F$  12–11766;  $F_{0.05} = 3.00$ ) этих значений. Оболочки регенерации на ксенокристаллах по однородности внутреннего строения и интенсивности люминесценции в катодных лучах аналогичны сингенетичным зернам. Изотопные отношения U и Pb в них, однако, варьируются в пределах всего наблюдаемого интервала для различных генетических типов циркона от конкордантных значений сингенетичных зерен до конкордантных значений ксенокристаллов.

Результаты изотопных исследований (табл. 2; рис. 2) свидетельствуют об отсутствии или незначительности нарушений изотопной Pb–U-системы в сингенетичных зернах циркона и кембрийских значениях их конкордантного возраста в исходных щелочных сиенит-порфирах ( $523.3 \pm 2.6$  млн лет) и контаминированных и метасоматически измененных калиевых и ультракалиевых разновидностях ( $517 \pm 11$  млн лет). Рассчитанные конкордантные значения возраста сингенетичных зерен согласуются с нижними пересечениями дискордий (соответственно  $524.2 \pm 4.7$  и  $527 \pm 81$  млн лет) для цирконов всех типов дайковых пород. Конкордантный возраст ксеногенных цирконов, захваченных из вмещающих пород, варьируется от наиболее древнего  $2200 \pm 26$  млн лет для единичного зерна до  $2143 \pm 14$  млн лет для большинства ксенокристаллов из контаминированных сиенит-порфилов. Конкордантные значения изотопных датировок преобладающей части ксеногенных цирконов согласуются с верхним пересечением дискордии ( $2135 \pm 12$  млн лет) и соответствуют палеопротерозойскому возрасту.

Таким образом, результаты исследований вещественного состава пород и изотопно-геохимических особенностей присутствующих в них различных генетических типов цирконов свидетельствуют о проявлении в пределах Восточно-Европейской платформы кембрийской ( $523.3 \pm 2.6$  млн лет) магматической активизации. Эта активизация в пределах северо-восточной части Воро-

нежского кристаллического массива сопровождается формированием субвулканического дайкового комплекса в результате внедрения исходной щелочной сиенитовой магмы с ее контаминацией материалом вмещающих пород и последующей гидротермально-метасоматической переработкой дайковых пород с образованием широкого спектра насыщенных и пересыщенных  $\text{SiO}_2$  сиенитов и их калиевых и ультракалиевых разновидностей. Изотопные данные по захваченным в результате ассимиляции ксенокристаллам детритового циркона указывают на палеопротерозойский ( $2200 \pm 26$  и  $2143 \pm 14$  млн лет) возраст источников сноса при формировании исходных осадков вмещающих метатерригенных образований воронцовской серии.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арзамасцев А.А., Федотов Ж.А., Арзамасцева Л.В. Дайковый магматизм северо-восточной части Балтийского щита. СПб.: Наука, 2009. 383 с.
2. Быков И.Н. Верхнедевонские базальты юго-восточной части Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1975. 132 с.
3. Калинин М.М., Арзамасцев А.А., Поляков И.В. // Петрология. 1993. Т. 1. № 2. С. 205–214.
4. Крамм У., Когарко Л.Н., Кононова В.А. В кн.: Магматизм рифтов и складчатых поясов. М.: Наука, 1993. С. 148–168.
5. Моралев В.М., Аракелянц М.М., Балухев А.С. и др. // ДАН. 1998. Т. 361. № 4. С. 514–517.
6. Скрябин В.Ю., Терентьев Р.А. В кн.: Редкие металлы: минерально-сырьевая база, освоение, производство, потребление. Тез. докл. Всерос. науч.-практ. конф. М.: ИМГРЭ, 2011. С. 154–155.
7. Шукин В.С., Саблуков С.М., Саблукова Л.И. и др. В кн.: Глубинный магматизм, магматические источники и проблемы плюмов. Тр. II Междунар. совещ. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2002. С. 151–165.
8. Compston W., Sambridge M.S., Reinfrank R.T., et al. // J. Geol. Soc. London. 1995. V. 152. P. 599–610.
9. Martin M.W., Grahdankin D.V., Bowring S.A., et al. // Science. 2000. V. 288. P. 841–845.
10. Roberts D. // Norg. geol. unders. 1975. V. 322. P. 55–72.