

ГРАНИТОИДЫ ВОСТОКА ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА: ГЕОХИМИЯ, Th-U-Pb ВОЗРАСТ И ПЕТРОГЕНЕЗИС

К. А. Савко, А. В. Самсонов*, Н. С. Базиков, Ю. О. Ларионова*, В. В. Хиллер**,
С. Л. Вотяков**, В. Ю. Скрябин, Е. Н. Козлова

Воронежский государственный университет

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии ИГЕМ РАН,
г. Москва

**Институт геологии и геохимии ИГГ УРО РАН, г. Екатеринбург

Поступила в редакцию 14 сентября 2011 г.

Аннотация. Исследование петрогеохимии гранитоидов Романовского и Ворошиловского массивов восточной части Восточно-Воронежской провинции показало, что они отличаются от гранитов Коршевского массива – петротипа бобровского комплекса – высокими железистостью, концентрациями титана, фосфора, циркония, иттрия и тяжелых REE и отчетливой калиевой специализацией. В восточной части Воронцовской структуры наиболее реалистичной представляется модель генерации гранитоидных магм в сравнительно сухих условиях при давлениях менее 8 кбар.

Sm-Nd изотопные исследования гранитоидов свидетельствуют об отсутствии архейской коры в основании осадочно-метаморфической толщи воронцовской серии в восточной части структуры. Геохимические особенности гранитоидов Романовского массива, их возраст 1984 ± 20 млн лет, который моложе, чем возраст метаморфизма пород воронцовской серии (2002–2015 млн лет), сближают их с анорогенными гранитами А-типа или с гранитоидами постколлизийных обстановок на стадиях распада коллизионных орогенов.

Ключевые слова: гранитоиды, геохимия, возраст, петрогенезис.

Abstract. Research of Romanovsky and Voroshilovsky massifs granitoids established their difference from Korshevsky massif (petrotype of Bobrovsky complex) in high concentrations of iron, titanium, phosphorus, zirconium, yttrium and HREE, and in distinct potassium specialization. The model of granitoid magmas generation under relatively dry conditions with pressures less than 8 kbar seems the most realistic one for the eastern part of Vorontsovskaya structure. Sm-Nd isotopic investigations of granitoids show that the Archean crust is absent in the basement of sedimentary-metamorphic rocks of Vorontsovskaya series in the eastern part of the structure. Geochemical specifics of Romanovsky massif granitoids, their age of 1984 ± 20 Ma, which is younger than metamorphic age of the Vorontsovskaya series rocks (2002–2015 Ma), make them closer to anorogenic A-type granites or to granitoids of post-collision conditions on the stages of collision orogens disintegration.

Key words: granitoids, geochemistry, dating, petrogenesis

Введение

Объектом настоящего исследования являются гранитоиды востока Воронежского кристаллического массива (ВКМ) – Восточно-Воронежской провинции (Воронцовской структуры), выполненной метатерригенными породами воронцовской серии, занимающими огромную площадь между двумя докембрийскими коровыми сегментами Восточно-Европейской платформы – Сарматией и Волгоуралией. Восточно-Воронежская провинция

отделяет Сарматский сегмент докембрийской коры от Волго-Уральского сегмента Восточно-Европейской платформы.

Несмотря на то, что гранитные массивы востока Воронежского кристаллического массива (ВКМ) были разбурены скважинами, начиная с 60-х годов прошлого столетия и по 1990 год, изучены они слабо. По минералогии и петрохимии этих пород в 60–70-е годы имеется всего несколько содержательных публикаций [1, 2], и в настоящее время отсутствует геохимический «портрет» гранитоидов бобровского комплекса востока ВКМ, тем более нет обоснованных данных об источниках расплаво-в, условиях и времени их зарождения.

© Савко К. А., Самсонов А. В., Базиков Н. С., Ларионова Ю. О., Хиллер В. В., Вотяков С. Л., Скрябин В. Ю., Козлова Е. Н., 2011

Цель настоящей статьи – хотя бы частично восполнить этот пробел и дать импульс к изучению гранитоидного магматизма ВКМ как источника сведений о его коровой эволюции.

Геологическая позиция

Согласно общепринятой точке зрения, кислый магматизм востока ВКМ представлен небольшими интрузиями биотитовых и биотит-мусковитовых коллизионных гранитов S-типа, объединяемых в бобровский комплекс. Однако имеющиеся на сегодня данные показывают, что гранитоидные массивы здесь различны по размерам – от крупных свыше 60 км² (Панинский, Юдановский, Таловский массивы) до очень небольших тел, жильная фация которых представлена аплитами и микроклин-альбитовыми с турмалином и уранинитом пегматитами, и весьма разнообразны по составу от лейкократовых мусковитовых гранитов до монцогранитов, кварцевых монцонитов, плагиогранитов, гранодиоритов и кварцевых диоритов. Помимо принятой оценки возраста 2022 ± 8 млн лет по цирконам [3] для лейкократовых гранитов Коршевского массива у западной границы Воронцовской структуры, существуют и другие данные. К примеру, конкордантный возраст, определенный по циркону (SHRIMP II, ВСЕГЕИ), для тех же гранитов составляет 2050 ± 13 млн лет [4]. Таким образом, на наш взгляд, природа гранитов Восточно-Воронежской провинции более сложная, чем принято считать в настоящее время.

Объектами настоящего исследования являются гранитоиды, прорывающие осадочно-метаморфические породы воронцовской серии в восточной части Калач-Эртильской структурно-тектонической зоны в 15–20 км юго-восточнее крупного Еланского габбро-норитового плутона мамонского комплекса. Это Ворошиловский массив мелко-среднезернистых мусковит-биотитовых гранитов, вскрытых скважинами 8696, 8769 и 8П, а также гранитоиды южного обрамления Романовского диорит-норитового массива еланского комплекса, разбуренные скважиной 8410 (рис. 1). Кроме этого для сопоставления нами привлечены геохимические данные для лейкократовых гранитов Коршевского массива (скважины 0162 и 0163) в западной части воронцовской структуры, которые являются петротипом гранитов бобровского комплекса.

Методики аналитических исследований

Изучение состава породообразующих и акцессорных минералов проводилось на растровом электронном микроскопе «Jeol 6380 LV» с систе-

мой количественного энергодисперсионного анализа INCA (ВГУ). Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 1,2 нА, время набора спектра 70 сек, диаметр пучка 3 мкм. ZAF коррекция при расчете содержания окислов и оценка точности проводилась с помощью комплекта программ математического обеспечения системы. Точность анализа систематически контролировалась по эталонным образцам природных и синтетических минералов.

Для Th-U-Pb датирования монацита *in situ* поиск и идентификация его зерен в шлифах проводились по их BSE-изображениям и энергодисперсионным спектрам; элементное картирование зерен – на основе измерения интенсивности пика и фона. Пределы обнаружения ThO₂, UO₂ и PbO в монаците составляют 160, 82 и 72 ppm соответственно (микронзонд Cameca SX 100, пять волновых спектрометров ИГГ УРО РАН). Съемка проводилась при ускоряющем напряжении 15 кВ, ток пучка 240 нА. Время измерения интенсивности на пике для Th, U, Pb составляло по 400 с, для остальных элементов 10 с, на фоне – в два раза меньше. Общее время анализа одной точки – 15 мин, что оптимизировало условия съемки по величине отношения сигнал/шум и степени радиационного «выгорания» пробы под электронным пучком. Для каждого из анализируемых элементов подбирались параметры детектора и последовательность проведения измерений; при этом погрешности определения элементов составляли $\Delta\text{Th}/\text{Th} = 3,12\text{--}3,16$, $\Delta\text{U}/\text{U} = 1,92\text{--}9,52$, и $\Delta\text{Pb}/\text{Pb} = 1,90\text{--}2,71$ отн. %. Расчет возраста монацитов проводился в рамках двух альтернативных подходов: по единичным определениям содержания U, Th, Pb в точке зерна минерала [5] и из Th/Pb-U/Pb – псевдоизохроны [6].

Анализы химического состава проб производились на спектрометре последовательного действия PW-2400 производства компании Philips Analytical B.V (аналитик А.И. Якушев). При калибровке спектрометра использованы отраслевые и государственные стандартные образцы химического состава горных пород и минерального сырья (14 ОСО, 56 ГСО). Подготовка препаратов для анализа породообразующих элементов выполнена путем плавления 0,3 г порошка пробы с 3 г тетрабората лития в индукционной печи с последующим отливом гомогенного стеклообразного диска. Точность анализа составляла 1–5 отн. % для элементов с концентрациями выше 0,5 мас. % и до 12 отн. % для элементов с концентрацией ниже 0,5 мас. %.

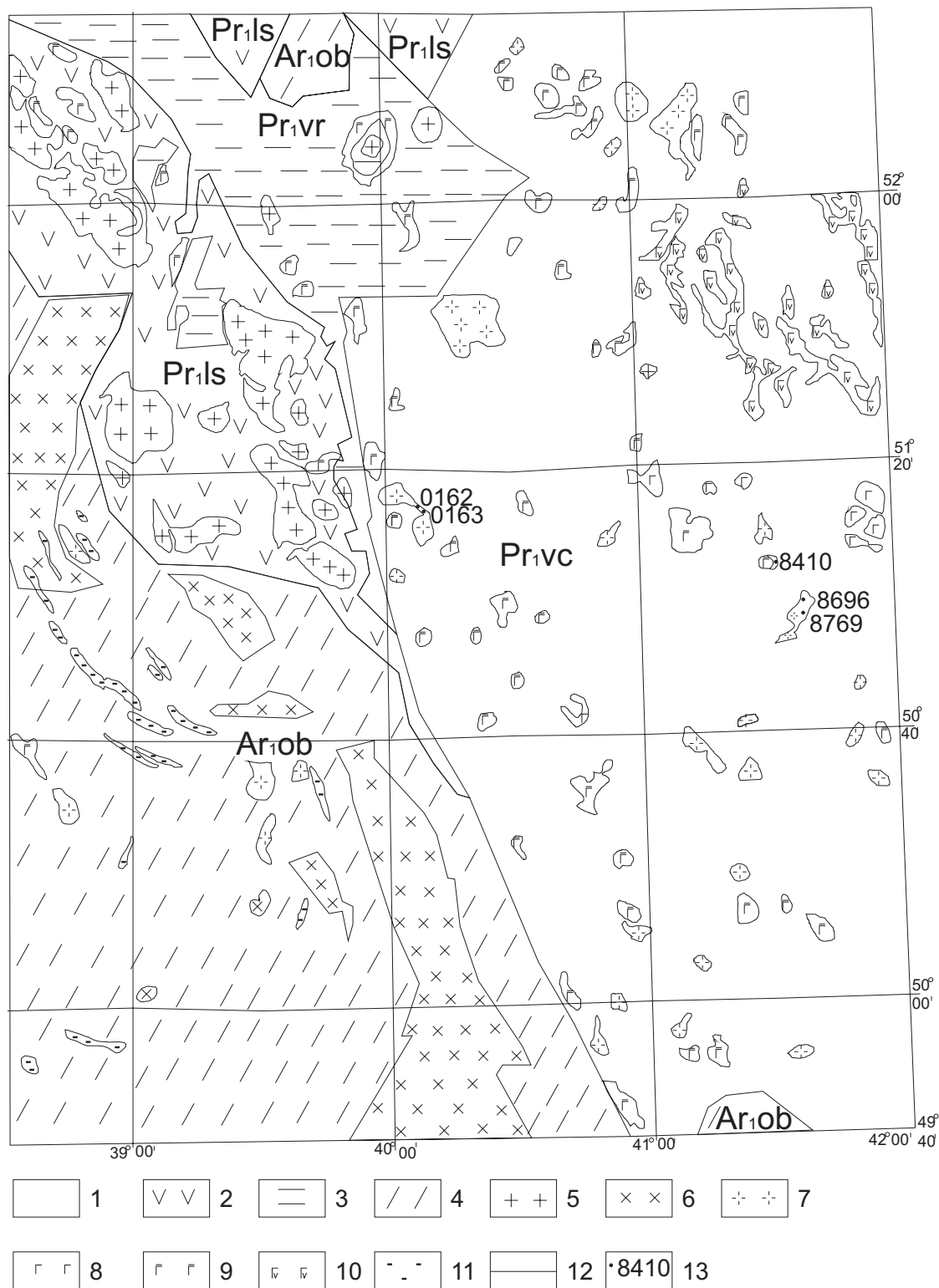


Рис. 1. Схематическая карта востока Воронежского кристаллического массива. Условные обозначения: 1 – метапесчаниково-сланцевые отложения воронцовской серии; 2 – вулканогенные породы лосевской серии; 3 – вулканомиктовые песчаники воронезской свиты; 4 – серые гнейсы Россошанского блока и Варваринского выступа; 5 – гранитоиды усманского комплекса; 6 – граниты-мигматиты павловского комплекса; 7 – гранитоиды бобровского комплекса; 8 – нориты еланьского комплекса; 9 – основные и ультраосновные интрузии мамонского комплекса; 10 – габбродолериты новогольского комплекса; 11 – тела железистых кварцитов; 12 – геологические границы; 13 – местоположения скважин и их номера

Малые и редкие элементы определялись методом индукционно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием анализа (ICP-MS) в ИМГРЭ и АСИЦ ИПТМ РАН. Разложение образцов пород, в зависимости от их состава, проводили путем кислотного вскрытия как в открытой, так и в закрытой системах. Контроль химического выхода при проведении процедуры разложения образцов осуществлялся с помощью ¹⁶¹Dy. 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, VM, СГД-1А, СТ-1. Относительное стандартное отклонение для всех элементов не превышало 0.3 при измерении содержания этих элементов до 5*ПО и не превышало 0.15 при измерении содержания >5*ПО.

Sm-Nd изотопный анализ проведен в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН по методике, опубликованной ранее [7].

Петрография

Граниты Ворошиловского массива светло-серого цвета, мелко-среднезернистые с массивной

текстурой. Структура гранитовая с элементами пойкиллитовой (включения кварца, мусковита и биотита в плагиоклазе). В составе принимают участие плагиоклаз – 35–40 %, калиевый полевой шпат – 25–30 %, кварц – 22–30 %, биотит и мусковит – до 3–5 %. Плагиоклаз представлен полиидiomорфными табличками размером от 0.5 до 2 мм, большая часть из которых не обнаруживает полисинтетических двойников. По составу это альбит – $X_{Ca} = 0.0–0.10$ и только в одном анализе $X_{Ca} = 0.12$ (табл. 1). По составу плагиоклазы зональны – содержание альбитового компонента увеличивается от центра зерен к краевым частям. Калиевый полевой шпат присутствует в виде ксеноморфных выделений размером до 2 мм. В количественном отношении мусковит преобладает над биотитом и представлен небольшими чешуйками (до 1 мм). Биотит коричневой окраски образует мелкие чешуйки (до 1 мм) и имеет довольно высокую железистость ($X_{Fe} = 0.64–0.73$) и титанистость ($TiO_2 = 2.54–2.75$ мас. %) (табл. 2). Акцессорные минералы представлены цирконом, монацитом, апатитом, синхизитом ($Ca(Ce,La,Nd)(CO_3)_2F$ – кальциевый изоморфный член ряда бастнезит–синхизит), алланитом, рутилом, флюоритом, вторичные – хлоритом и эпидотом.

Таблица 1

Составы полевых шпатов из гранитоидов востока ВКМ

Образец	Романовский массив					Ворошиловский массив										
	8410/293	8410/296.3	8410/296.3	8410/296.3	8410/296.3	8769/454	8769/454	8769/454	8769/443.7	8696/343	8696/343	8696/343	8696/343	8769/337.6	8769/337.6	8769/350
Минерал	Kfs-2	Pl-5	Pl-8	Pl-11	Pl-14	Kfs-15	Pl-14	Pl-17	Pl-2	Pl-1-ц	Pl-2 кр	Pl-15	Kfs-25	Pl-24	Pl-1	Pl-1
SiO ₂	66.19	59.76	60.54	60.66	61.41	64.18	65.58	63.99	66.16	63.85	66.03	66.00	64.84	64.23	65.40	67.59
Al ₂ O ₃	18.12	23.77	23.71	23.96	23.84	18.05	19.49	20.67	21.47	21.19	19.99	19.01	18.44	20.94	19.64	19.52
CaO	0.19	6.68	6.13	6.05	5.09	0.14	1.09	2.23	2.23	2.50	1.20	0.73	0.22	1.81	–	0.36
Na ₂ O	0.80	8.59	9.76	8.72	9.20	0.77	12.84	11.89	11.28	12.05	12.82	13.06	0.33	11.44	12.60	12.97
K ₂ O	15.59	0.26	0.17	0.05	0.43	15.40	0.08	0.17	–	–	0.05	0.18	15.90	0.39	0.76	0.41
Сумма	100.89	99.06	100.31	99.44	99.97	98.54	99.08	98.95	101.14	99.59	100.09	99.08	99.73	98.81	98.40	100.85
Si	3.03	2.67	2.65	2.70	2.71	3.01	2.86	2.81	2.86	2.78	2.85	2.88	3.01	2.83	2.87	2.90
Al	0.98	1.25	1.22	1.26	1.24	1.00	1.00	1.07	1.09	1.09	1.02	0.98	1.01	1.09	1.02	0.99
Ca	0.01	0.32	0.29	0.29	0.24	0.01	0.05	0.10	0.10	0.12	0.06	0.03	0.01	0.09	0.00	0.02
Na	0.07	0.74	0.83	0.75	0.79	0.07	1.08	1.01	0.94	1.02	1.07	1.10	0.03	0.98	1.07	1.08
K	0.91	0.02	0.01	0.00	0.02	0.92	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.94	0.02	0.04	0.02
Ca/(Ca+Na)	0.13	0.30	0.26	0.28	0.23	0.01	0.04	0.09	0.10	0.10	0.05	0.03	0.01	0.08	0.00	0.01

Гранитоиды обрамления Романовского норитового массива характеризуется аллотриоморфной (гранитовой) структурой и состоят из калиевого полевого шпата – 40–45 %, плагиок-

лаза – 40 %; кварца – 10–15 % биотита – 3 % и мусковита – 2 %. Калиевый полевой шпат представлен крупными ксеноморфными зёрнами и табличками неоднородно решетчатого микрокли-

Составы слюд из гранитоидов востока ВКМ

Образец	Романовский массив								Ворошиловский массив				
	8410/ 293	8410/ 293	8410/ 293	8410/ 293	8410/ 293	8410/ 296.3	8410/ 293	8410/ 296.3	8696/ 343	8696/ 343	8769/ 454	8769/ 443.7	8769/ 337.6
Минерал	Vt-6	Vt-8	Vt-11	Vt-15	Vt-16	Vt-7	Ms-17	Ms-4	Vt-3	Ms-13	Ms-4	Vt-4	Ms-5
SiO ₂	35.58	35.20	35.25	35.91	36.16	35.63	47.82	46.78	35.90	46.80	47.72	36.28	47.78
Al ₂ O ₃	16.77	18.19	18.32	16.99	17.85	17.60	32.83	33.73	17.86	36.26	31.92	18.59	34.25
TiO ₂	3.10	3.51	3.37	2.62	3.23	3.67	1.45	0.90	2.75	0.32	1.19	2.54	1.25
FeO	22.92	23.24	23.40	25.40	22.42	24.29	1.63	1.12	21.45	0.38	2.50	21.97	1.35
MnO	0.10	0.25	0.23	–	0.13	–	0.14	–	0.29	–	–	–	–
MgO	6.82	5.87	7.12	7.18	7.17	6.01	1.13	0.71	7.09	–	1.52	6.93	0.78
CaO	–	–	–	–	–	0.18	0.15	–	0.14	0.30	0.25	–	–
Na ₂ O	0.31	0.24	–	0.11	0.52	–	0.34	0.34	–	0.40	0.31	0.24	0.41
K ₂ O	9.15	9.56	8.78	8.14	9.01	9.31	10.21	10.94	9.14	10.65	10.81	8.96	11.38
Сумма	94.75	96.06	96.47	96.35	96.49	96.69	95.69	94.52	94.62	95.11	96.22	95.51	97.20
Si	2.86	2.81	2.79	2.86	2.85	2.84	3.66	3.61	2.89	3.13	3.17	2.88	3.14
Al	1.59	1.71	1.71	1.60	1.66	1.65	2.96	3.06	1.69	2.85	2.50	1.74	2.65
Ti	0.19	0.21	0.20	0.16	0.19	0.22	0.08	0.05	0.17	0.02	0.06	0.15	0.06
Fe ²⁺	1.54	1.55	1.55	1.69	1.48	1.62	0.10	0.07	1.44	0.02	0.14	1.46	0.07
Mn	0.01	0.02	0.02	–	0.01	–	0.01	–	0.02	–	–	–	–
Mg	0.82	0.70	0.84	0.85	0.84	0.71	0.13	0.08	0.85	–	0.15	0.82	0.08
Ca	–	–	–	–	–	0.02	0.01	–	0.01	0.02	0.02	–	–
Na	0.05	0.04	–	0.02	0.08	–	0.05	0.05	–	0.05	0.04	0.04	0.05
K	0.94	0.97	0.89	0.83	0.90	0.95	1.00	1.08	0.94	0.91	0.92	0.91	0.95
Fe/(Fe+Mg)	0.65	0.69	0.65	0.67	0.64	0.70	–	–	0.73	–	–	0.64	–

на размером до 6–7 мм в поперечнике. По составу это чистый микроклин с небольшими примесями Na₂O (0.3–0.8 мас. %) и CaO (до 0.2 мас. %) (табл. 1). Плаггиоклаз образует полуидиоморфные, часто с округленными ребрами и вершинами таблички, полисинтетически сдвойникованные, размером 2–4 мм в поперечнике. По составу это олигоклиз с содержанием от 23 до 30 % анортита (табл. 1). Биотит с размером чешуек до 3 мм имеет красновато-коричневую, участками пятнистую окраску, за счет изменения цвета около включений акцессорных минералов. По составу биотиты относительно железистые ($X_{Fe} = 0.64–0.70$) и титанистые ($TiO_2 = 2.6–3.7$ мас. %). Мусковит представлен мелкими полуидиоморфными чешуйками размером 0.1–0.5 мм, замещающими плаггиоклаз. По данным микросондовых анализов – это почти чистый мусковит без примесей фенгитового и парагонитового компонентов (табл. 2).

Акцессорные минералы представлены в основном минералами редких земель (REE): монацитом, синхизитом, REE содержащим флюоритом, REE содержащим апатитом и цирконом. Детальная характеристика монацитов приведена в разделе, посвященном их датированию.

Петрогеохимия и изотопная геохимия

Гранитоиды южного обрамления Романовского массива – умеренно кремнистые (62.7–67.7 % SiO₂), обогащены щелочами (от 7.3 до 9.5 % Na₂O + K₂O) с преобладанием калия ($K_2O/Na_2O = 1.35–2.3$) (рис. 2) и отвечают по составам монцонитам и монцогранитам (рис. 3). Их характерными петрохимическими особенностями являются высокая железистость ($Fe/(Fe + Mg) = 0.83–0.85$) (рис. 4), насыщенность глиноземом ($ASI > 1$), индекс насыщения глиноземом $ASI = Al/(Ca - 1,67P + Na + K)$ [8], и высокие содержания фосфора ($P_2O_5 = 0.28–0.48$) (табл. 3, рис. 5). Соотношения основных петрогенных окислов и SiO₂ гранитоидов востока ВКМ показаны на диаграммах Харкера (рис. 5). Эти гранитоиды обладают также яркими геохимическими особенностями, включая высокие концентрации Y, Zr, Rb, Ba, легких и тяжелых REE (табл. 4, рис. 6) и сильную степень фракционирования лантаноидов с резкой отрицательной аномалией Eu (рис. 7).

Граниты Ворошиловского массива во многом близки к гранитоидам Романовского массива. При более высоких содержаниях кремнезема ($SiO_2 = 69.5–72.1$ %) они также обладают повышенной щелочностью ($K_2O + Na_2O = 8.12–8.96$) с преоб-

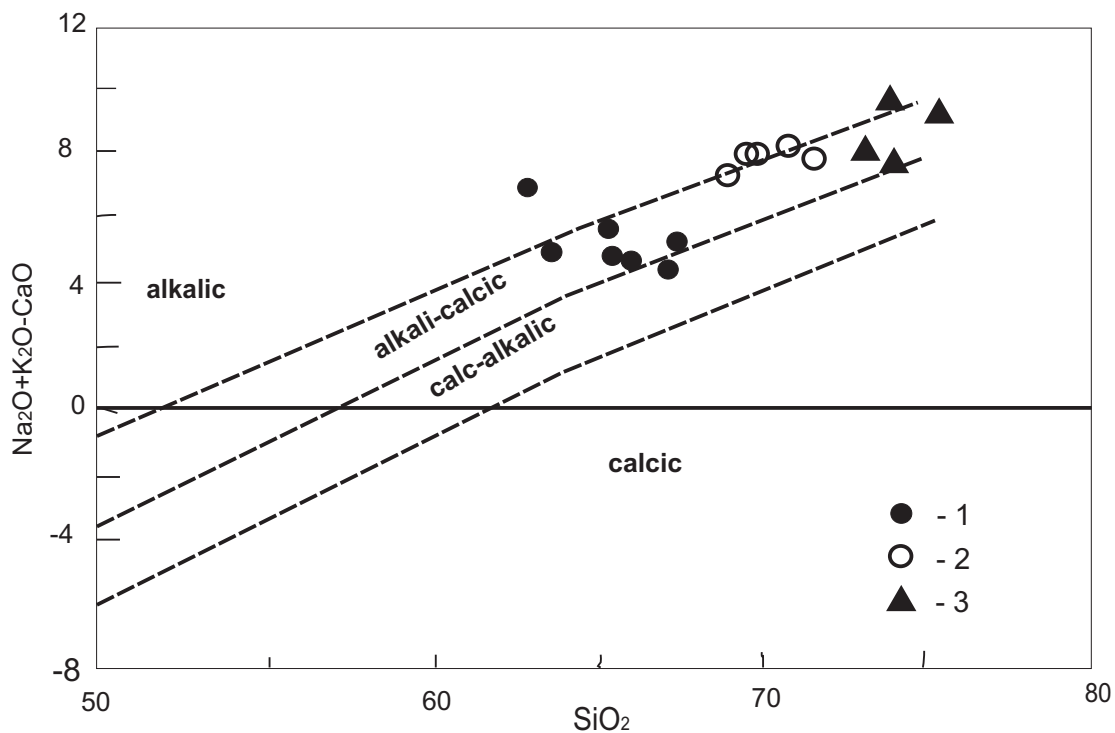


Рис. 2. Составы гранитоидов востока ВКМ на классификационной диаграмме $SiO_2 - (Na_2O + K_2O - CaO)$. Условные обозначения здесь и на рис. 3–6: 1 – гранитоиды Романовского массива; 2 – граниты Ворошиловского массива; 3 – граниты Коршевского массива

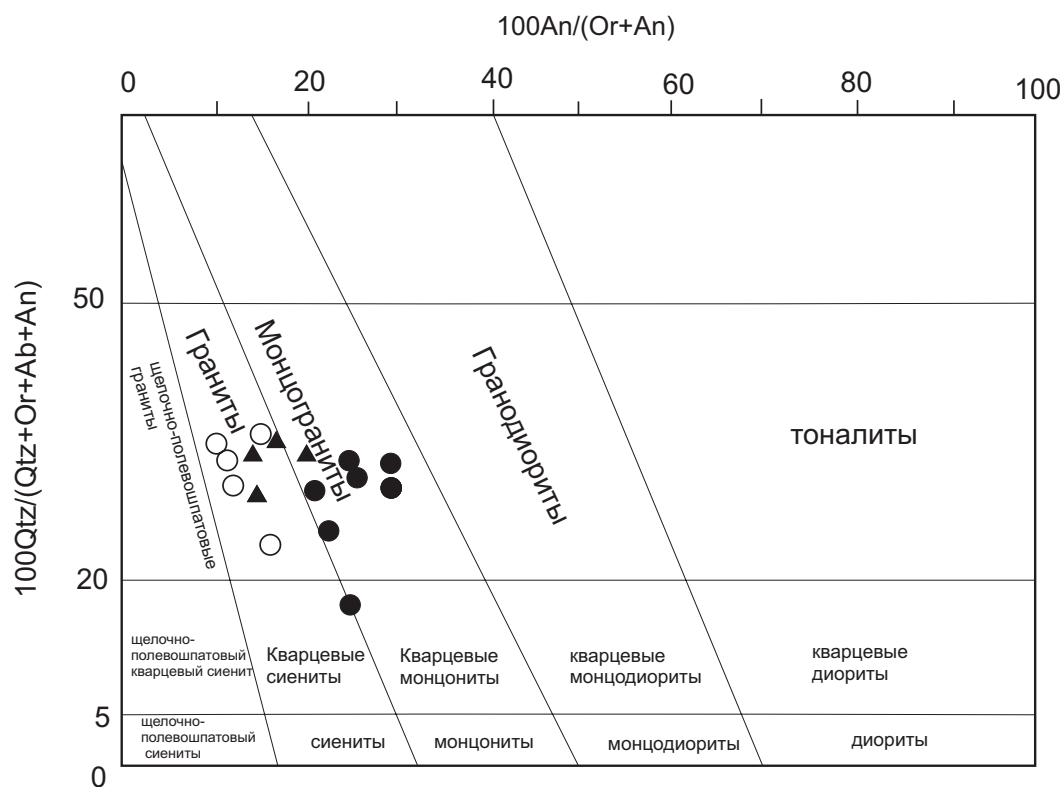


Рис. 3. Составы гранитов востока ВКМ на классификационной диаграмме $100Qtz / (Qtz + Or + Ab + An) - 100An / (An + Or)$

Таблица 3

Содержания петрогенных окислов в гранитоидах востока Воронежского кристаллического массива

Элемент	Романовский массив						Ворошиловский массив						Коршевский массив					
	8410/ 293.0	8410/ 296.7	8410/ 304	8410/ 310.5	8410/ 317.5	8410/ 331	8410/ 364	8769/ 337.6	8769/ 350.0	8769/ 443.5	8769/ 454	8769/ 454	8696/ 340	0162/ 423.3	0162/ 581.3	0163/ 264.2	0163/ 418.0	
Лаборатория*	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2	2	2	2	
SiO ₂	62.69	63.43	66.27	65.14	65.61	67.11	67.69	69.56	70.28	72.11	71.74	70.39	73.93	74.30	75.20	73.25		
TiO ₂	0.36	0.80	0.53	0.63	0.61	0.60	0.52	0.32	0.25	0.22	0.17	0.20	0.06	0.06	0.11	0.15		
Al ₂ O ₃	17.62	15.26	16.03	15.84	15.43	15.13	15.27	15.87	15.11	14.88	14.81	15.11	12.90	13.87	12.64	13.57		
FeO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.56	0.71	0.91	1.00		
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.38	0.16	0.18	0.45		
Fe ₂ O _{3,tot}	2.69	6.36	3.71	4.23	4.07	3.93	4.02	3.79	2.79	2.06	2.33	3.57	—	—	—	—		
MgO	0.47	1.13	0.71	0.88	0.76	0.76	0.72	0.43	0.40	0.38	0.32	0.32	0.43	0.46	0.47	0.49		
MnO	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.02	0.03	0.03		
CaO	2.47	2.57	2.74	2.32	2.44	2.10	2.23	0.90	1.12	0.86	0.90	0.85	1.32	1.09	0.99	1.20		
Na ₂ O	2.90	2.65	3.09	2.66	2.68	2.44	2.49	3.16	3.18	2.95	3.33	3.13	4.21	3.75	3.93	3.90		
K ₂ O	6.63	4.86	4.26	5.52	4.69	5.52	4.78	4.96	5.78	5.69	5.59	5.36	4.21	3.92	4.39	4.16		
P ₂ O ₅	0.28	0.48	0.29	0.33	0.30	0.30	0.26	0.13	0.14	0.16	0.20	0.24	0.07	0.049	0.067	0.084		
S**	0.04	0.06	0.06	0.10	0.11	0.06	0.07	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	0.02	0.02	0.02	0.02		
ППП	3.12	2.77	1.71	1.86	2.03	2.01	1.18	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	1.40	1.18	1.03	1.20		
H ₃ O ⁺	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	1.16	0.96	0.87	1.07		
H ₂ O ⁻	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.37	0.10	0.14	0.10		
CO ₂	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.19	0.11	0.11	0.08		
F	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.04	0.03	0.02	0.04		
Сумма	99.29	100.40	99.43	99.54	98.76	99.99	99.26	99.14	99.07	99.33	99.41	99.19	99.59	99.99	99.73	99.86		
ASI	1.01	1.08	1.12	1.05	1.10	1.04	1.12	1.20	1.02	1.07	1.03	1.11	0.91	1.09	0.93	1.01		
FeO/(FeO + MgO)	0.85	0.85	0.84	0.83	0.84	0.84	0.85	0.90	0.87	0.84	0.88	0.92	0.67	0.65	0.69	0.75		
K ₂ O/Na ₂ O	2.29	1.83	1.37	2.07	1.75	2.26	1.92	1.56	1.82	1.93	1.68	1.71	8.42	7.67	8.32	8.06		
K ₂ O + Na ₂ O	9.53	7.51	7.35	8.18	7.37	7.96	7.27	8.12	8.96	8.64	8.92	8.49	1.0	0.96	0.90	0.94		

Примечание. Лаборатория*: 1 – ИГЕМ РАН, РФА; 2 – Химическая лаборатория ИМГРЭ.

** Для анализов лаборатории ИМГРЭ – SO₃.

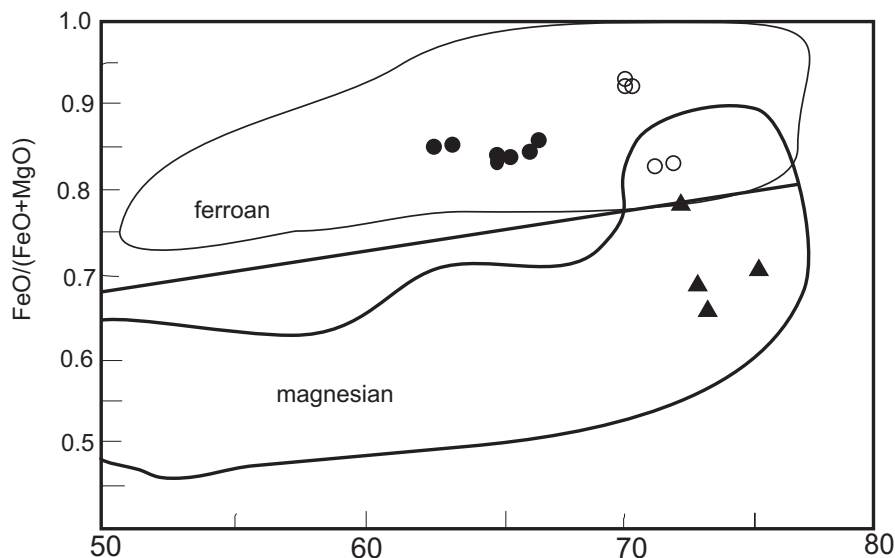


Рис. 4. Составы гранитоидов востока ВКМ на классификационной диаграмме по железистости (Frost et al., 2001)

ладанием калия ($K_2O/Na_2O=1.56-1.93$), высокой железистостью ($X_{Fe} = 0.84-0.92$) (табл. 3, рис. 2, 4). Они насыщены глиноземом ($ASI > 1$) и также отличаются повышенными содержаниями P_2O_5 (рис. 5). При более низких в этих гранитах содержаниях Y, Zr, Rb, Ba, легких и тяжелых РЗЭ (табл. 4, рис. 6), степень фракционирования последних и величина Eu аномалии остается такой же, как в монцонитах Романовского массива (табл. 4, рис. 7).

Гранитоиды Романовского и Ворошиловского массивов, расположенных в восточной части Воронцовской структуры, резко отличаются от гранитов эталонного для бобровского комплекса Коршевского массива, который прорывает метасадки в самой западной ее части. Так, граниты Коршевского массива при более высоких содержаниях кремнезема ($SiO_2 = 73.2-75.2 \%$) (табл. 3; рис. 5) и высокой щелочности ($K_2O+Na_2O=7.67-8.42$) характеризуются близкими концентрациями натрия и калия ($K_2O/Na_2O = 0.90-1.0$) (рис. 2, 5) и имеют пониженную железистость ($Fe/(Fe+Mg) = 0.65-0.75$) (рис. 4). По многим геохимическим характеристикам граниты Коршевского и Ворошиловского массивов близки, однако первые демонстрируют более низкие концентрации REE с явно более фракционированными спектрами легких и менее фракционированных тяжелых лантаноидов при менее глубокой отрицательной аномалии Eu (табл. 4, рис. 7).

Sm-Nd изотопные исследования, выполненные для одного образца монцогранита Романовского массива, фиксируют ювенильный палеопротерозойский источник материнского расплава этих гранитоидов (табл. 5). Модельный возраст

монцогранита Романовского массива составляет ~2.3 млрд. лет, подчеркивая очень короткую коровую предысторию этих пород. Пересчитанная на возраст 1.98 млрд. лет (результат датирования монацитов, приводимый далее в этой статье) величина $\epsilon Nd = +1.8$, что также предполагает доминирующий вклад деплетированного мантийного источника при образовании этих расплавов.

Датирование монацитов in situ Th-U-Pb химическим методом

В последнее десятилетие новый импульс в микрогеохронологических исследованиях получил метод химического электронно-зондового датирования U-Th-содержащих минералов [10], основанный на допущении, что весь свинец в монаците образовался при радиоактивном распаде урана и тория. Таким образом, одновременное измерение U, Th и Pb позволяет рассчитать значение возраста из электронно-зондового микроанализа в единичном зерне.

Монациты из обр. 8410/293, выбранные для датирования, представлены крупными зернами удлиненной (150×40 мкм), округлой (50×50 мкм) и подковообразной формы (свыше 150 мкм) в ассоциации с КПШ и биотитом (рис. 8). Их количественный анализ был сделан в 35 точках (рис. 8). Содержания REE составляют: 27.14–31.35 мас. % Ce_2O_3 , 11.53–15.44 мас. % La_2O_3 , 12.31–13.64 мас. % Nd_2O_3 , 3.09–3.48 мас. % Pr_2O_3 (табл. 6). Во всех монацитах присутствует фтор на уровне 0.27–0.65 мас. %, что свидетельствует о замещении ортофосфорной группировки кремнекислородной с компенсацией заряда ионами фтора – $PO_4^{3-} \rightarrow SiO_3^{2-} + F^-$.

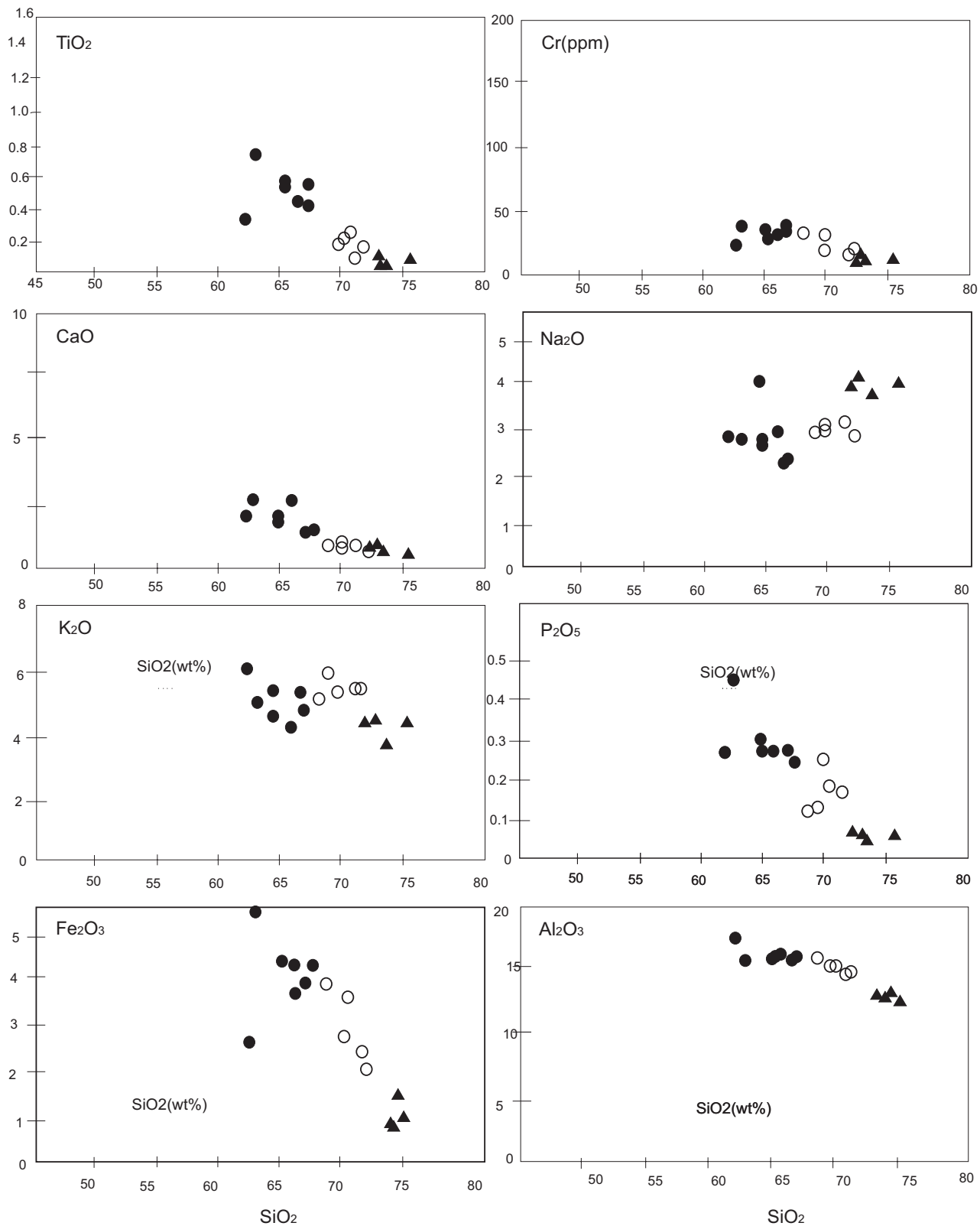


Рис. 5. Диаграммы Харкера для составов гранитов востока ВКМ

Содержания редких элементов в гранитоидах востока ВКМ

Образец	8410/ 293.0	8410/ 296.7	8769/ 454.0	8696/ 340.0	0162/ 423.3	0162/ 581.3	0163/ 264.2	0163/ 418.0	0163/ 488.0
Лаборатория*	1	1	1	1	2	2	2	2	2
Li	21.6	51.7	91.3	123	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Be	1.4	1.0	2.8	3.2	5.2	3.8	4.6	3.4	2.0
Sc	5.4	11.3	1.6	2.4	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
V	17.1	33.1	12.1	12.6	26.2	20.4	29.6	28.7	32.6
Cr	17.5	29.1	11.3	14.4	21.8	15.0	17.0	12.3	16.5
Co	3.0	7.2	1.6	2.1	1.52	1.5	2.4	3.8	2.6
Ni	13.5	32.6	11.6	17.1	13.5	9.0	7.1	6.1	6.1
Cu	20.9	36.6	21.6	14.7	8.05	6.8	12.0	10.5	7.5
Zn	121	90.9	54.3	70.6	38.9	34.0	41.9	42.5	44.1
Ga	17.0	18.6	18.2	18.6	19.9	17.7	18.5	18.3	17.9
Rb	157	160	290	278	287	278	235	218	189
Sr	226	170	109	109	99	88	152	161	178
Y	36.8	51.2	10	13.3	12.2	10.5	13.1	12.7	9.6
Zr	306	644	122	129	81.3	62	111	135	142
Nb	7.4	15.8	9.0	8.9	Н.о.	8.8	9.6	9.7	9.0
Mo	0.7	24.1	1.1	1.9	4.1	2.4	5.7	3.6	3.5
Cs	2.9	4.6	8.1	10.5	25.4	14.1	10.4	7.2	4.4
Ba	1998	1064	524	534	274	251	470	612	582
La	59.2	101	36.4	36.7	20.9	16.4	21.2	36.3	32.3
Ce	126	218	86.3	88.2	40.9	32.4	42.0	69.1	61.5
Pr	14.8	26.5	9.8	10.1	4.0	3.3	4.1	6.8	6.2
Nd	59.6	103	36.9	38.1	13.1	10.6	13.5	21.3	19.8
Sm	11.3	18.8	6.9	7.1	2.6	2.0	2.56	3.52	3.37
Eu	1.6	1.2	0.39	0.45	0.29	0.28	0.38	0.51	0.50
Gd	9.5	15.0	4.5	4.9	2.1	1.7	2.0	2.58	2.38
Tb	1.4	2.1	0.50	0.59	0.30	0.26	0.32	0.36	0.31
Dy	7.1	10.2	2.0	2.5	1.8	1.5	1.9	2.0	1.6
Ho	1.3	1.8	0.36	0.47	0.34	0.29	0.37	0.40	0.30
Er	3.5	4.6	0.94	1.2	0.91	0.81	1.06	1.10	0.79
Tm	0.42	0.56	0.13	0.17	0.15	0.13	0.17	0.17	0.12
Yb	2.7	3.6	0.84	1.2	0.94	0.89	1.02	1.01	0.75
Lu	0.36	0.48	0.12	0.16	0.14	0.13	0.15	0.15	0.12
Hf	8.9	17.7	4.1	4.0	2.8	2.3	3.4	3.9	3.9
Ta	0.33	0.64	1.4	1.1	Н.о.	1.46	1.91	1.80	1.02
W	0.63	0.56	0.60	0.78	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Tl	0.70	0.79	1.4	1.3	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Pb	36.0	16.1	18.4	23	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Bi	0.040	0.084	0.23	0.80	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Th	15.3	25.9	15.1	16.1	12.6	10.7	11.2	18.1	16.4
U	1.8	2.4	3.2	11.8	7.17	4.75	5.71	4.29	2.75
Eu/Eu*	0.45	0.21	0.20	0.22	0.36	0.45	0.49	0.50	0.51
(Gd/Yb) _n	2.9	3.5	4.4	3.4	1.80	1.56	1.63	2.11	2.63
(La/Yb) _n	20.1	15.7	31.3	21.8	15.75	13.3	14.9	25.9	30.9
(La/Sm) _n	3.5	3.4	3.4	3.3	5.2	5.2	5.4	6.7	6.2
Rb/Ba	0.08	0.15	0.55	0.52	1.05	1.11	0.50	0.36	0.32

Примечание. Лаборатория*: 1 – АСИЦ ИПТМ РАН; 2 – ИМГРЭ.

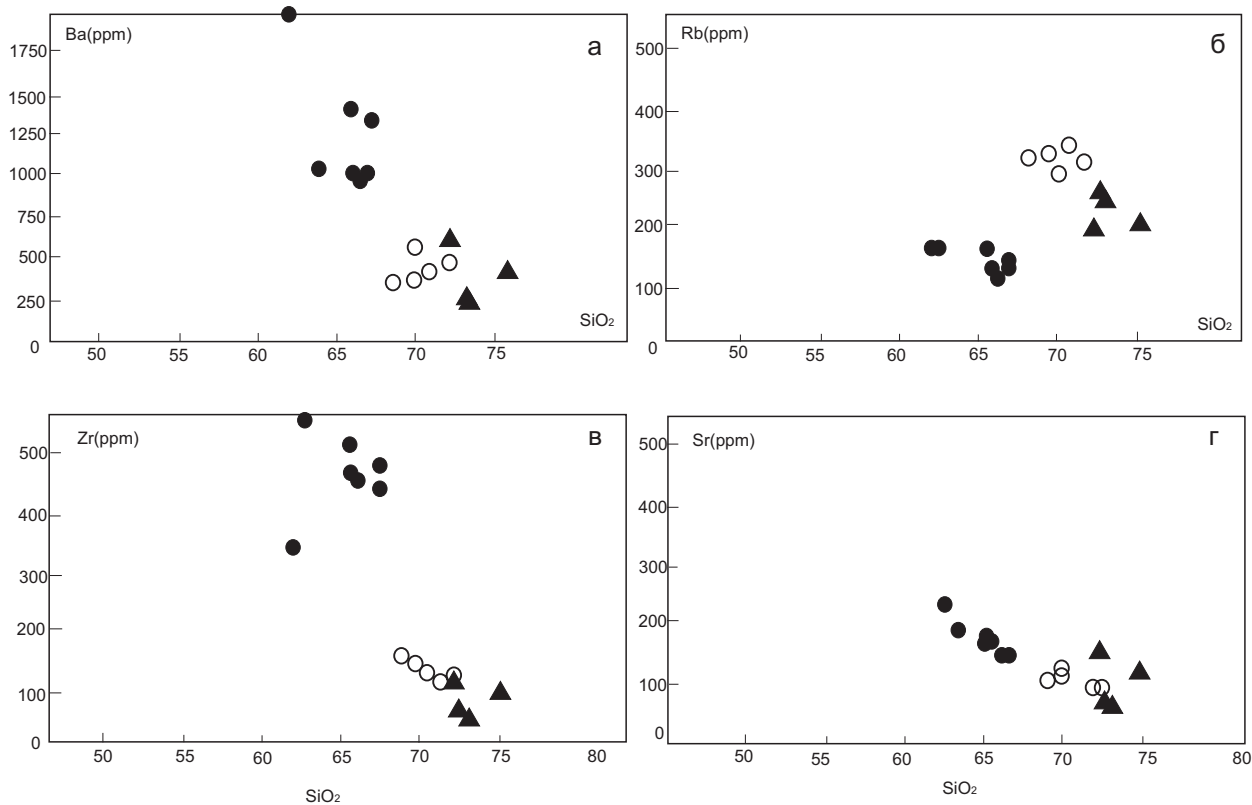


Рис. 6. Распределение Ba, Rb, Zr и Sr в гранитах востока ВКМ

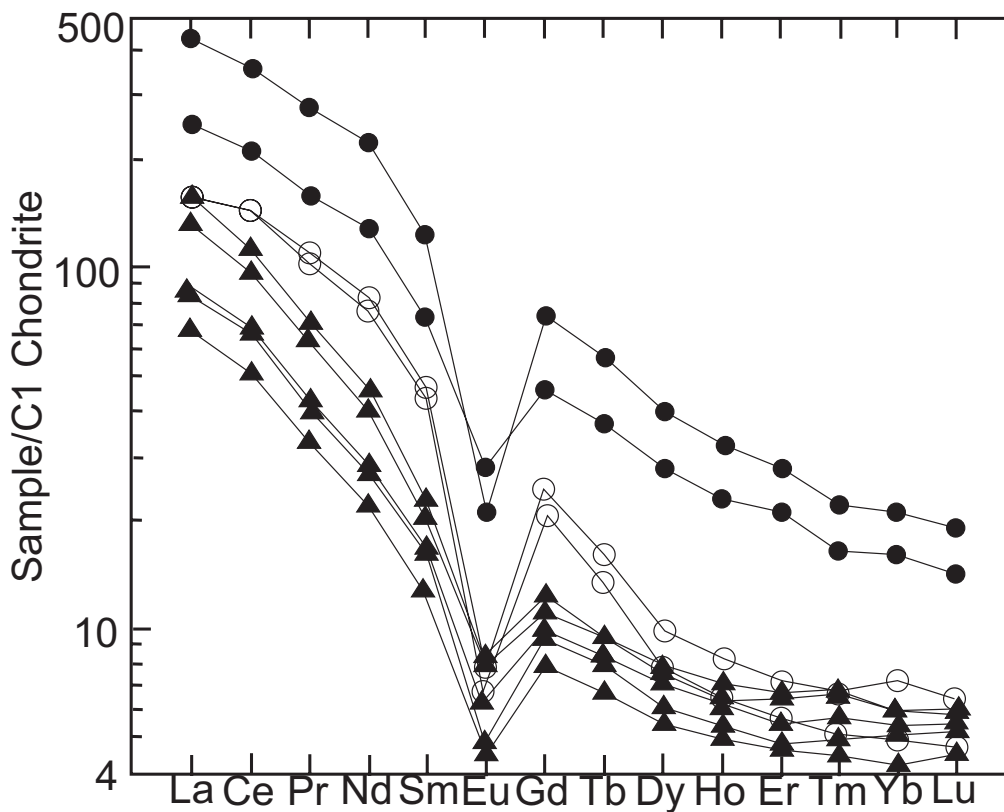


Рис. 7. Распределение REE, нормализованное к составу хондрита в гранитоидах востока ВКМ

Таблица 5

Sm-Nd изотопные данные для кварцевого монцонита из Романовского массива востока ВКМ

№ обр.	Порода	Sm мкг/г	Nd мкг/г	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd*	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	2σ	T**	eNd(T)	T-DM***
8410/293	Кварцевый монцонит	11.3	57.2	0.11971	0.511727	0.000012	1984	1.8	2301

Примечания:

* Погрешность ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd принята не более 0.2 %.

** Возраст по данным U-Pb датирования по монацитам (см. текст).

*** Модельный возраст по [9].

Таблица 6

Составы монацитов из гранитоидов Романовского массива из обр. 8410/293

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
ThO ₂	3.73	3.49	3.65	3.70	3.01	3.38	3.11	3.07	3.56	3.61	3.61	3.83
UO ₂	0.07	0.07	0.07	0.07	0.06	0.07	0.06	0.06	0.06	0.07	0.09	0.08
PbO	0.34	0.33	0.34	0.35	0.29	0.30	0.29	0.28	0.33	0.34	0.35	0.36
P ₂ O ₅	30.08	30.39	30.20	30.20	30.05	29.79	29.85	29.88	30.14	29.67	29.70	29.73
Ce ₂ O ₃	30.41	30.84	30.57	30.68	31.04	31.04	31.10	30.80	30.50	30.93	30.38	30.39
La ₂ O ₃	15.16	15.09	15.15	15.09	15.00	15.42	15.79	15.31	14.67	14.62	14.09	14.96
Nd ₂ O ₃	12.70	12.74	12.84	12.92	12.78	12.68	12.57	12.62	12.82	12.84	13.03	12.56
Pr ₂ O ₃	3.24	3.21	3.34	3.21	3.25	3.36	3.24	3.27	3.09	3.40	3.38	3.22
Sm ₂ O ₃	1.50	1.38	1.41	1.55	1.49	1.44	1.37	1.40	1.58	1.43	1.66	1.46
Gd ₂ O ₃	0.95	1.02	1.04	0.91	0.96	0.92	0.94	0.91	0.98	0.98	1.07	1.10
Dy ₂ O ₃	0.27	0.17	0.16	0.14	0.23	0.14	0.16	0.25	0.21	0.23	0.28	0.18
SiO ₂	0.33	0.34	0.36	0.34	0.29	0.34	0.33	0.32	0.37	0.53	0.32	0.39
CaO	0.64	0.58	0.62	0.63	0.59	0.74	0.60	0.58	0.61	0.47	0.67	0.64
Y ₂ O ₃	0.81	0.81	0.65	0.70	0.81	0.65	0.67	0.80	0.84	0.93	1.07	0.97
F	0.30	0.29	0.24	0.27	0.28	0.31	0.30	0.27	0.31	0.30	0.31	0.31
Сумма	100.52	100.75	100.64	100.76	100.14	100.57	100.37	99.84	100.07	100.36	100.01	100.16

Продолжение табл. 6

	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
ThO ₂	4.19	3.47	3.63	3.79	3.43	3.63	3.45	3.32	3.26	3.98	4.62	4.30
UO ₂	0.27	0.44	0.08	0.31	0.35	0.37	0.06	0.08	0.07	0.11	0.23	0.17
PbO	0.46	0.46	0.35	0.44	0.43	0.45	0.32	0.31	0.31	0.38	0.48	0.44
P ₂ O ₅	30.01	30.12	29.65	30.45	30.10	30.42	29.45	29.63	29.35	29.37	29.57	29.43
Ce ₂ O ₃	28.11	29.23	30.48	27.14	27.78	27.63	30.89	31.35	31.43	30.14	28.09	29.17
La ₂ O ₃	11.36	13.13	15.15	11.37	12.14	11.53	14.76	15.14	15.32	13.89	12.22	13.23
Nd ₂ O ₃	13.64	12.64	12.87	13.46	13.04	13.35	12.88	12.62	12.38	12.87	12.74	12.61
Pr ₂ O ₃	3.31	3.27	3.31	3.33	3.41	3.25	3.30	3.39	3.22	3.32	3.22	3.29
Sm ₂ O ₃	2.63	2.07	1.52	2.60	2.47	2.49	1.55	1.46	1.41	1.61	2.15	1.74
Gd ₂ O ₃	2.08	1.70	0.83	2.22	2.06	2.13	1.02	0.88	0.81	1.19	1.64	1.32
Dy ₂ O ₃	0.60	0.61	0.25	0.91	0.83	0.87	0.18	0.12	0.12	0.28	0.50	0.41
SiO ₂	0.26	0.28	0.47	0.24	0.21	0.22	0.36	0.38	0.42	0.43	0.41	0.46
CaO	0.91	0.77	0.59	0.96	0.90	0.92	0.60	0.57	0.53	0.74	0.87	0.71
Y ₂ O ₃	2.18	1.86	0.96	3.09	2.75	2.89	0.69	0.62	0.60	1.05	2.16	1.66
F	0.25	0.31	0.31	0.27	0.28	0.28	0.29	0.33	0.27	0.31	0.29	0.30
Сумма	100.27	100.36	100.47	100.56	100.18	100.44	99.79	100.21	99.50	99.67	99.19	99.25

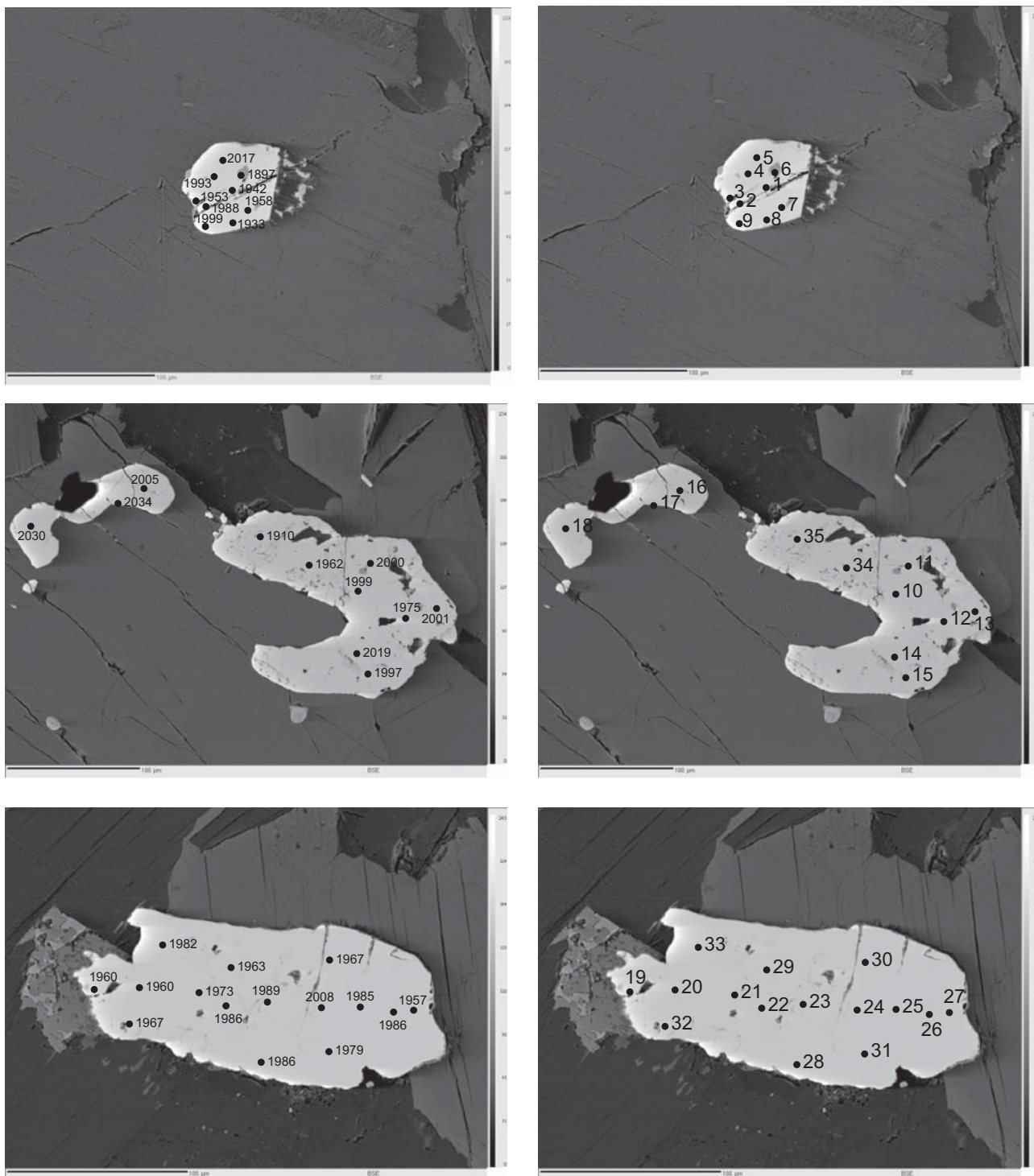


Рис. 8. Местоположение точек измерений и значения возрастов в монацитах из гранитоидов Романовского массива (обр. 8410/293)

Монациты характеризуются химической зональностью по иттрию и торию. Концентрации иттрия неравномерно распределены в монаците. Низкие содержания установлены в мелком округлом монаците (0.81–0.93 мас. % Y_2O_3). Более крупные зерна зональны по иттрию (рис. 9) с возрастанием концентраций Y_2O_3 от примерно 1 % в

центральной части кристаллов до 2–3 % в крайних частях (табл. 6). Содержания тория (3.01–4.62 мас. % ThO_2) значительно превышают количества урана и свинца (0.06–0.23 и 0.26–0.46 мас. % UO_2 и PbO соответственно).

По определению содержаний U, Th, Pb в 35 точках были выполнены расчеты возраста мона-

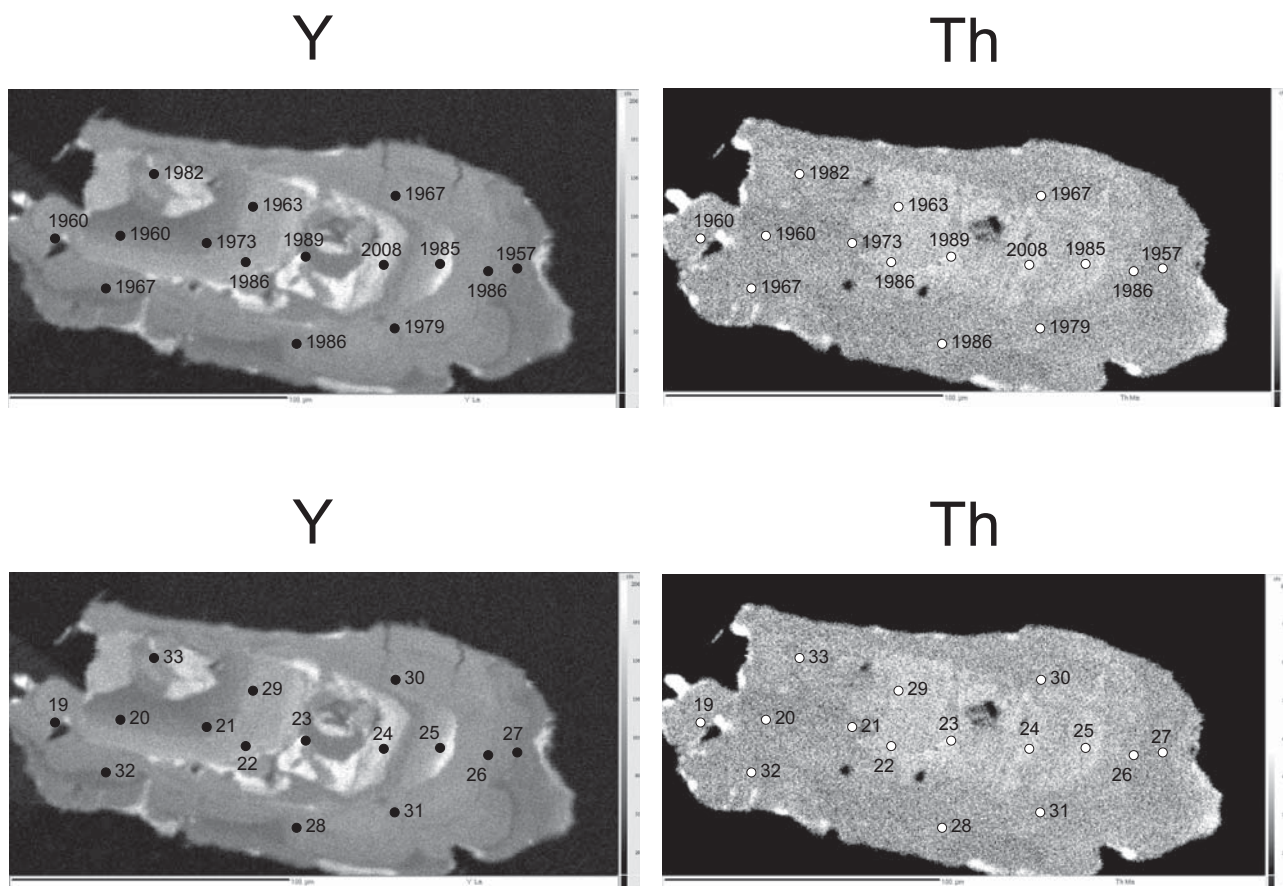


Рис. 9. Зональность кристалла монацита из обр. 8410/293 по Y и Th

цита по методу Ж. Монтеля с соавторами [5], получены значения в интервале от 1942 до 2034 млн лет, средневзвешенное значение – 1981 ± 38 млн лет, СКВО = 0.072 (рис. 10, а). На Th/Pb-U/Pb-диаграмме [6] аналитические точки группируются в двух областях – около оси ординат и в централь-

ной части диаграммы (рис. 10, б), вследствие чего построение изохроны и оценка возрастов представляются вполне корректными: средневзвешенное значение возраста кристаллизации монацитов в кварцевом монцоните Романовского массива составляет 1984 ± 20 млн лет.

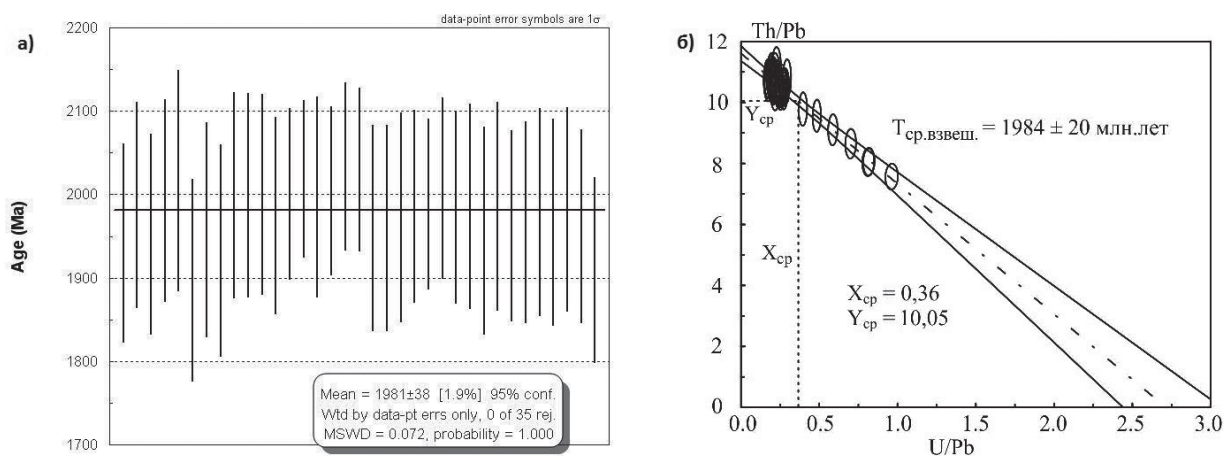


Рис. 10. Вариации значений возрастов для монацита из обр. 8410/293: а – величина средневзвешенного возраста (Montel et al., 1996); б – на Th/Pb-U/Pb-диаграмме (Cocherie, Albarede, 2001)

Обсуждение результатов

Полученные новые данные в сочетании с результатами предшествующих исследований дают нам возможность обсудить вопросы происхождения гранитоидов восточной части Воронцовского массива и их тектонической принадлежности.

Петрогенезис гранитоидов восточной части Воронцовской структуры

Выявленные черты петрогеохимического сходства гранитоидов Романовского и Ворошиловского массивов позволяют говорить об их комагматичности и предполагать взаимосвязь этих разных по кремнекислотности гранитоидов за счет процесса кристаллизационной дифференциации. Аналогичные наблюдаемым вариации составов гранитоидов по результатам геохимического моделирования могли быть связаны с фракционированием клинопироксена, роговой обманки, плагиоклаза, железосодержащих фаз, апатита, циркона и алланита [11]. Наблюдаемое при увеличении SiO_2 в гранитоидах резкое, почти двукратное, уменьшение концентраций фосфора и всех REE, может быть объяснено кристаллизацией на ликвидусе монцонитовых расплавов фосфатов REE, таких как монацит и другие. В пользу этого предположения свидетельствуют результаты микрозондовых исследований составов монацитов.

Происхождение гранитоидов, аналогичных Романовскому и Ворошиловскому массивам по составу и геолого-структурной позиции, обсуждается в рамках трех альтернативных моделей: (1) плавление осадочных пород [12, 13], плавление амфиболитов [14] и дифференциация субщелочных базитовых магм [11, 15].

Имеющиеся данные позволяют оценить применимость этих моделей для наиболее примитивных монцонитовых магм Романовского массива.

По изотопно-геохимическим данным, источник этих магм отделился от деплетированной мантии не ранее 2.3 млрд лет назад, т.е. имел короткую коровую предысторию до выплавления гранитоидов. Это ограничение, к сожалению, не является на сегодня надежным критерием при выборе какой-либо из приведенных выше моделей формирования монцонитовых расплавов. В частности, даже метаосадки воронцовской серии, модельные возрасты которых также составляют около 2.3 млрд лет [16], по этому критерию могли бы служить источником монцонитовых магм. Изотопно-геохимическими данными о потенциальных базитовых предшественниках монцонитов мы не располагаем. Однако эти данные

свидетельствуют об отсутствии архейской коры в основании осадочно-метаморфической толщи воронцовской серии.

Более информативными для оценки генезиса монцогранитов Романовского массива являются петрогеохимические данные. Так, образование низкокремнистых монцонитов за счет плавления контрастно отличных по петрогеохимии метаосадков воронцовской серии представляется невероятным. При выборе между моделями образования монцогранитов Романовского массива за счет частичного плавления амфиболитов или при дифференциации базальтовых магм, последний механизм является более предпочтительным. Во-первых, к такому выводу приводит нас тесная пространственная взаимосвязь монцогранитов и габбро-норитов мамонского и норитов еланского комплексов, которая устанавливается как для Романовского массива, так и для ряда других массивов гранитоидов в восточной части Воронцовского массива (например, крупного Таловского массива). Кроме того, характерные для монцогранитов геохимические особенности, такие как калиевая специализация, низкие концентрации кальция, стронция, высокие концентрации и легких, и тяжелых REE и резкие отрицательные аномалии Eu – все это указывает на доминирующую роль плагиоклаза в ликвидусной ассоциации, равновесной с монцогранитовыми расплавами. Это предполагает, что генерация монцогранитовых магм происходила в сравнительно сухих условиях при давлениях менее 8 кбар, т.е. на уровнях средней или верхней коры. Представляется, что в таких условиях процесс дифференциации базитовой магмы является гораздо более реалистичным, чем частичное плавление метаосадков.

Тектоническая позиция гранитоидов восточной части Воронцовской структуры

Геохимические особенности гранитоидов Романовского и Ворошиловского массивов, такие как повышенная щелочность при существенно калиевой специализации, очень высокие железистость, повышенные концентрации Ti, P, Zr, Y и тяжелых REE, сближают их с анорогенными гранитами А-типа или с гранитоидами постколлизии обстановок на стадиях распада коллизии орогенов [11 и ссылки в этой работе]. В пользу последней интерпретации могут свидетельствовать полученные первые возрастные определения по кварцевым монцонитам Романовского массива, внедрение которых около 1.84 млрд лет назад завершает череду субдукционных и кол-

лизионных событий с гранитным магматизмом в восточной части ВКМ в период времени 2.10–2.40 млрд лет назад.

Дополнительным аргументом в пользу постколлизийной обстановки формирования гранитоидов Романовской интрузии является тот факт, что их возраст, определенный по монацитам (1984 ± 20 млн лет), оказывается несколько моложе возраста постколлизийного высокотемпературного низкобарического (НТ/LP) зонального метаморфизма метаосадочных пород воронцовской серии, оцененного также по монацитам в интервале 2002–2015 млн лет [17]. Таким образом, можно говорить, что внедрение монцогранитов Романовской интрузии происходило в завершение НТ/LP метаморфического события, которое рассматривается как индикативное для обстановок внутриконтинентального растяжения, в том числе и при утонении литосферы на этапе распада коллизийного орогена [например, 18–20].

Выводы

1. Гранитоиды восточной части Воронцовской структуры отличаются от гранитов Коршевского массива (петротипа бобровского комплекса у ее западной границы) высокими железистостью, концентрациями титана, фосфора, циркония, иттрия и тяжелых REE и отчетливой калиевой специализацией.

2. В восточной части Воронцовской структуры наиболее реалистичной представляется модель генерации гранитоидных магм в сравнительно сухих условиях при давлениях менее 8 кбар, т.е. на уровнях средней или верхней коры в процессе дифференциации базитовой магмы.

3. Sm-Nd изотопные исследования гранитоидов свидетельствуют об отсутствии архейской коры в основании осадочно-метаморфической толщи воронцовской серии в восточной части структуры.

4. Геохимические особенности гранитоидов Романовского массива востока ВКМ, их возраст 1984 ± 20 млн лет, который несколько моложе, чем возраст метаморфизма пород воронцовской серии (2002–2015 млн лет), сближают их с анорогенными гранитами А-типа или с гранитоидами постколлизийных обстановок на стадиях распада коллизийных орогенов.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 09-05-00513, 09-05-00821, 11-05-00035, 11-05-10034) и федеральной целевой программы «Научные и научно-педагогические

кадры инновационной России» (госконтракт № 02.740.11.0727)

ЛИТЕРАТУРА

1. Египко О. И. Основные особенности петрохимии гранитоидов и суперкрупных пород докембрия юго-восточной части Воронежского кристаллического массива / О. И. Египко [и др.] // Труды ВГУ. – 1968. – Т. 66.
2. Египко О. И. Некоторые минералогическо-петрографические и геохимические особенности докембрийских гранитоидов юго-восточной части Воронежского кристаллического массива : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук / О. И. Египко. – Воронеж, 1971. – 28 с.
3. Бибикина Е. В. Зона сочленения Сарматии и Волго-Уралии: изотопно-геохронологическая характеристика супракрупных пород и гранитоидов / Е. В. Бибикина [и др.] // Стратиграфия и геологическая корреляция. – 2009. – № 6. – С. 3–16.
4. Кременецкий А. А. Воронежская параметрическая скважина – новый этап познания глубинного строения ВКМ / А. А. Кременецкий [и др.] // Разведка и охрана недр. – 2006. – № 9–10. – С. 109–116.
5. Montel J. M. Electron microprobe ages of monazite / J. M. Montel [et al.] // Chem. Geol. – 1996. – V. 131. – P. 37–53.
6. Cocherie A. An improved U-Th-Pb age calculation for electron microprobe dating of monazite / A. Cocherie, F. Albarede // Geochim. Cosmochim. Acta. – 2001. – V. 65, № 24. – P. 4509–4522.
7. Ларионова Ю. О. Источники архейских санукитоидов (высоко-Mg субщелочных гранитоидов) Карельского кратона: Sm-Nd и Rb-Sr изотопно-геохимические данные / Ю. О. Ларионова, А. В. Самсонов, К. Н. Шагагин // Петрология. – 2007. – Т. 15, № 6. – С. 590–612.
8. Frost B. R. A geochemical classification for granitic rocks / B. R. Frost [et al.] // J. Petrol. – 2001. – V. 42, № 11. – P. 2033–2048.
9. Goldstein S. J. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution / S. J. Goldstein, S. B. Jacobsen // Earth Planet. Sci. Lett., – 1988. – V. 87. – P. 249–265.
10. Suzuki K. Middle Precambrian provenance of Jurassic sandstone in the Mino Terrane, central Japan: Th-U-total Pb evidence from an electron microprobe monazite study / K. Suzuki, M. Adachi, T. Tanaka // Sedim. Geol. – 1991. – V. 75. – P. 141–147.
11. Bogaerts M. Petrology and geochemistry of the Lyngdal granodiorite (Southern Norway) and the role of fractional crystallization in the genesis of Proterozoic ferro-potassic A-type granites / M. Bogaerts [et al.] // Precambrian Res. – 2003. – V. 124. – P. 149–184.
12. McMillan A. A granite-gabbro complex from Madagascar: constraints on melting of the lower crust / A. McMillan [et al.] // Contrib. Mineral. Petrol. – 2003. – V. 145. – P. 585–599.
13. Jung S. Geochronology and petrogenesis of Pan-African, syn-tectonic, S-type and post-tectonic A-type granite Namibia: products of melting of crustal sources,

К. А. Савко, А. В. Самсонов, Н. С. Базиков, Ю. О. Ларионова, В. В. Хиллер, С. Л. Вотьяков, В. Ю. Скрыбин и др.

fractional crystallization and wall rock entrainment / S. Jung, S. Hoernes, K. Mezger // *Lithos*. – 2000. – V. 50. – P. 259–287.

14. *El-Nisr S. A.* Geochemistry and petrogenesis of Pan-African late- to postorogenic younger granitoids at Shalatin-Halaib, south Eastern Desert, Egypt / S. A. El-Nisr, M. M. El-Sayed, G. M. Saleh // *Journ. African Earth Sci.* – 2001. – V. 33. – P. 261–282.

15. *Auwera V.* Derivation of the 1.0–0.9 Ga ferro-potassic A-type granitoids of Southern Norway by extreme differentiation from basic liquids / V. Auwera [et al.] // *Precambrian Res.* – 2003. – V. 124. – P. 107–148.

16. *Щипанский А. А.* Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое / А. А. Щипанский [и др.] // *Геотектоника*. – 2007. – № 1. – С. 43–70.

17. *Савко К. А.* Химическое микронзондовое U-Th-Pb датирование монацитов из метаморфических пород воронцовской серии, Воронежский кристаллический массив / К. А. Савко [и др.] // *Труды ИГГ УрО РАН, Екатеринбург*. – 2011. – Вып. 158. – С. 218–224.

18. *Eby G. N.* The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis / G. N. Eby // *Lithos*. – 1990. – V. 26. – P. 115–134.

19. *Eby G. N.* Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications / G. N. Eby // *Geology*. – 1992. – V. 20. – P. 641–644.

20. *Bonin B.* A-type granites and related rocks: evolution of a concept, problems and prospects / B. Bonin // *Lithos*. – 2007. – V. 97. – P. 1–29.

Воронежский государственный университет

К. А. Савко, заведующий кафедрой полезных ископаемых и недропользования, доктор геолого-минералогических наук, профессор
Тел. 8 (473) 254-91-64
ksavko@mail.ru

Voronezh State University

K. A. Savko, the head of the Chair of Mineral Resource, the Doctor of Geology and Mineralogy Sciences, professor
Tel. 8 (473) 254-91-64
ksavko@mail.ru

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии ИГЕМ РАН, г. Москва

А. В. Самсонов, заведующий лабораторией петрографии ИГЕМ РАН, доктор геолого-минералогических наук
Тел. 8-903-524-67-50
samsonovigem@mail.ru

The Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences (IGEM RAS), Moscow

A. V. Samsonov, the head of IGEM RAS petrographic laboratory
Tel. 8-903-524-67-50
samsonovigem@mail.ru

Воронежский государственный институт

Н. С. Базиков, аспирант кафедры полезных ископаемых и недропользования
Тел. 8-903-420-08-97
nickolasss@yandex.ru

Voronezh State University

N. S. Bazikov, post-graduate student, the chair of Mineral Resource
Tel. 8-903-420-08-97
nickolasss@yandex.ru

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии ИГЕМ РАН, г. Москва

Ю. О. Ларионова, научный сотрудник лаборатории изотопной геохронологии ИГЕМ РАН, кандидат геолого-минералогических наук
Тел. 8-903-542-89-56
larionigem@mail.ru

The Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences (IGEM RAS), Moscow

Yu. O. Larionova, research worker of IGEM RAS isotopic geochronology laboratory, Candidate of Geology and Mineralogy Sciences
Tel. 8-903-542-89-56
larionigem@mail.ru

Институт геологии и геохимии ИГГ УРО РАН, г. Екатеринбург

В. В. Хиллер, научный сотрудник, кандидат геолого-минералогических наук
Тел. 8-908-917-42-30
hilvervit@mail.ru

The Institute of Geology and Geochemistry, RAS Ural Branch, Ekaterinburg

V. V. Khiller, research worker, Candidate of Geology and Mineralogy Sciences
Tel. 8-908-917-42-30
hilvervit@mail.ru

С. Л. Вотьяков, директор ИГГ УРО РАН, доктор геолого-минералогических наук, член-корреспондент РАН

Тел. 8 (343) 371-97-19

votyakov@igg.uran.ru

S. L. Votyakov, the head of the Institute of Geology and Geochemistry, Doctor of Geology and Mineralogy Sciences Corresponding member of RAS

Tel. 8 (343) 371-97-19

votyakov@igg.uran.ru

Воронежский государственный университет

В. Ю. Скрябин, ведущий научный сотрудник кафедры полезных ископаемых и недропользования, кандидат геолого-минералогических наук

Тел. 8-906-581-50-95

skryabin@geol.vsu.ru

Voronezh State University

V. Yu. Skryabin, Leading research worker of the chair of Mineral Resource, the Candidate of Geology and Mineralogy Sciences

Tel. 8-906-581-50-95

skryabin@geol.vsu.ru

Е. Н. Козлова, магистрант кафедры полезных ископаемых и недропользования

Тел. 8-920-225-71-41

elenyshka1989@rambler.ru

E. N. Kozlova, master degree student, the Chair of Mineral Resource

Tel. 8-920-225-71-41

elenyshka1989@rambler.ru