

## ИТТРИЕВЫЕ МОНАЦИТЫ КУРСКО-БЕСЕДИНСКОГО ГРАНУЛИТОВОГО БЛОКА ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА: ТЕТРАД ЭФФЕКТ ФРАКЦИОНИРОВАНИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ?

С. М. Пилюгин, А. Н. Конилов\*

Воронежский государственный университет

\*Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка

Поступила в редакцию 1 марта 2013 г.

**Аннотация.** Богатые иттрием монациты были обнаружены в высокотемпературных метапелитовых гранулитах Курско-Бесединского блока Воронежского кристаллического массива. Они представлены мелкими включениями в породообразующих алюмосиликатах и практически всегда встречаются в виде сростков с ксенотимом. (Y)-монациты содержат до 8,5 мас. %  $Y_2O_3$  и до 4,5 мас. %  $Gd_2O_3$ , что является аномальным для областей гранулитового метаморфизма. При нормировании по хондриту содержаний LREE в (Y)-монацитах фиксируется положительная цериевая аномалия или, возможно, первая тетрада M-типа.

**Ключевые слова:** (Y)-монацит, цериевая аномалия, тетрад эффект, мезоархей, Курско-Бесединский гранулитовый блок, высокотемпературный метаморфизм.

**Abstract.** Rich yttrium monazite have been found in high-metapelitic granulites Kursk Besedino block of the Voronezh crystalline massif. They are small inclusions in rock-forming aluminosilicates and almost always occur as intergrowths with xenotime. (Y)-monazite contains up to 8.5 wt. %  $Y_2O_3$  and up to 4.5 wt. %  $Gd_2O_3$ , which is abnormal for granulite facies metamorphism. When rationing chondrite LREE contents of elements in the (Y)-monazite fixed positive cerium anomaly or the first book M-type.

**Key words:** (Y)-monazite, cerium anomaly, tetrad effect, Mesoarchean, Kursk-Besedino granulite block, ultrahigh-temperature metamorphism

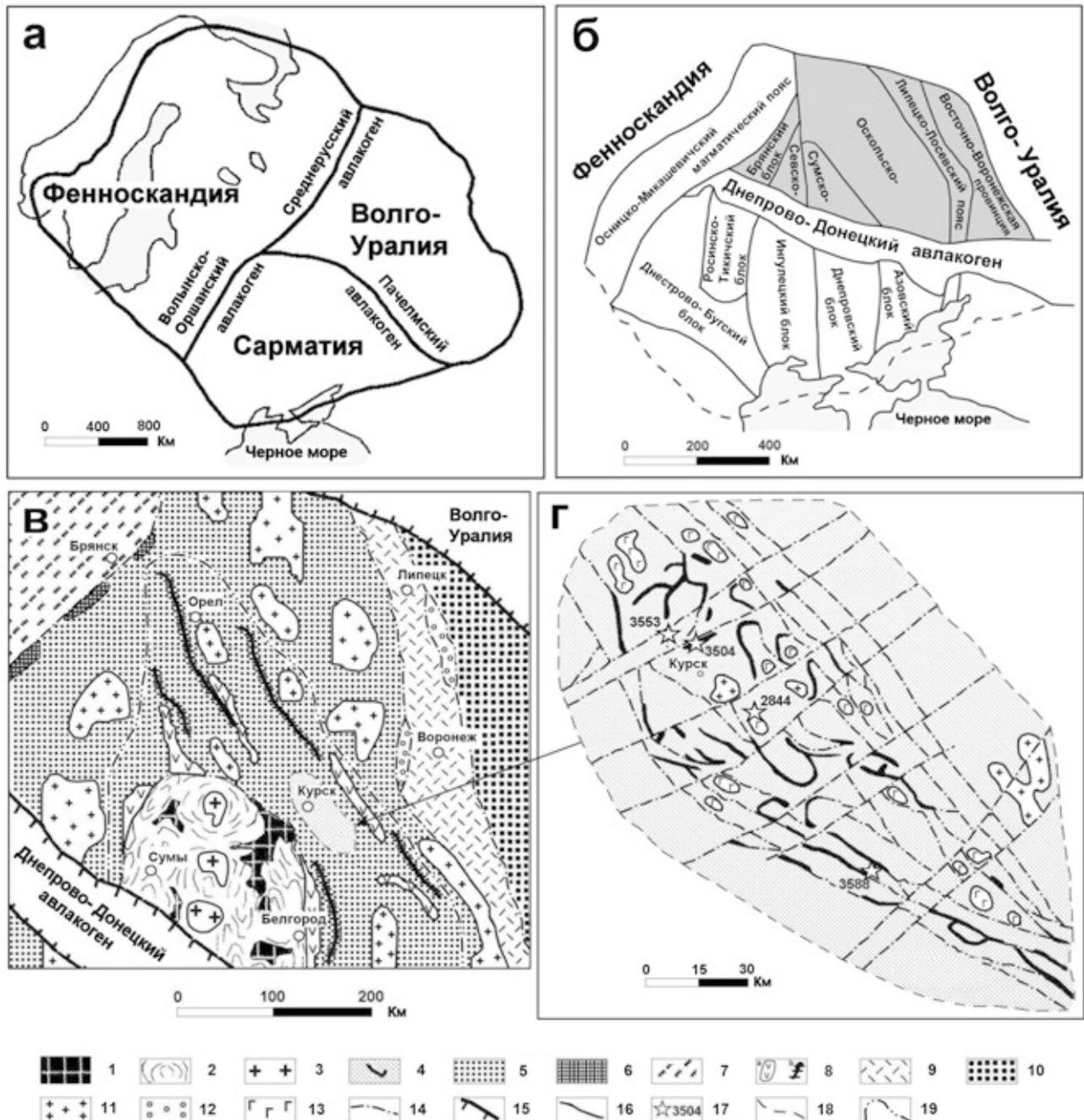
Курско-Бесединский блок (КББ), локализованный в центральной части Курской магнитной аномалии, является одним из двух гранулитовых блоков Воронежского кристаллического массива (ВКМ) (рис. 1). Он сложен архейскими породами, метаморфизованными в условиях гранулитовой фации (магнетитовые кварциты, глиноземистые железистые породы, метабазиты, метаультрабазиты и метапелиты), сохранившимися в виде реликтов среди мигматитов и гнейсов нерасчлененного обоянского комплекса, регрессивно перекристаллизованных преимущественно в амфиболитовой фации. Мезоархейский возраст ( $3277 \pm 33$  млн лет) пород гранулитового блока подтвержден U–Pb изохронным методом по циркону из разгнейсованного плагиогранита [1], прорывавшего магнетитовые кварциты.

В магнетитовых кварцитах региона ранее нами были обнаружены уникальные орто- и клинопи-

роксены со структурами распада, позволившие впервые определить ультравысокие температуры пикового метаморфизма пород оцениваемые  $\geq 1000$  °C [5].

Ассоциирующие с этими породами метапелиты после интенсивных ретроградных процессов не сохранили классических минералогических свидетельств (например, сапфирин-кварцевых парагенезисов) такого метаморфизма. Однако в них нами были обнаружены полевые шпаты со структурами распада, свидетельствующими о высоких температурах кристаллизации (960–1050 °C) [2], а также зафиксирован ряд высокотемпературных парагенезисов; например, контактирующие зерна низкоцинковой (< 3 мас. % ZnO) шпинели с кварцем и высокоглиноземистый (до 8 мас. %  $Al_2O_3$ ) ортопироксен.

Изученные породные ассоциации метапелитов, как правило, содержат минералы-аксессуары (циркон, монацит, ксенотим), позволяющие при отсутствии каких-либо других минеральных сенсоров определить температуру, а также в некоторых слу-



**Рис. 1.** а – три кристаллических сегмента Восточно-Европейского кратона [6]; б – кристаллические домены Сарматии [16]. Воронежский кристаллический массив (ВКМ) выделен темным цветом; в – схема геологического строения Воронежского кристаллического массива (по [16] с некоторыми изменениями); г – Курско-Бесединский блок ВКМ (район исследования). 1–6 – Архей: (1) зеленокаменные пояса; (2) тоналит-трондьемитовые гнейсы и гранитоиды; (3) поздне- и посттектонические гранитоиды; (4) высокотемпературные метаморфические комплексы с железистыми формациями; (5) полиметаморфические образования обоянского комплекса (мигматиты и гнейсы с подчиненным количеством метабазитов), регрессивно метаморфизованные в амфиболитовой фации; (6) мафитовые интрузии (по геофизическим данным). 7–13 – Палеопротерозой: (7) гранулиты с возрастом 2.1 млрд лет; (8) вулканогенно-осадочные формации, в том числе: а) вулканогенные и осадочные породы и б) железисто-кремнистые формации; (9) метаморфизованные вулканоплутонические комплексы; (10) метаморфизованный терригенно-осадочный флишиодный комплекс; (11) поздне- и посттектонические щелочные и полевошпатовые лейкократовые гранитоиды; (12) полимиктовые конгломераты, осадочно-вулканогенные и терригенные породы; (13) метагабброиды. 14 – Зоны глубинных разломов. 15 – Надвиговые зоны. 16 – Геологические границы. 17 – Местоположение скважин. 18 – Границы Курско-Бесединского блока. 19 – Район Курской магнитной аномалии

чаях и возраст метаморфических процессов. Ранее нами уже предпринимались попытки определения температуры метаморфизма по химическим составам монацит-ксенотимовых сростаний [3] и возраста метаморфизма методом CHIME [4]. Несмотря на столь детальное описание вещественного состава, физико-химических параметров метаморфизма метапелитовых гранулитов КББ ВКМ, редкоземельная (REE) минерализация в них до настоящего времени не была изучена. Настоящая работа призвана устранить этот пробел.

Нами были изучены акцессорные минералы из разрезов 5 скважин метапелитовых гранулитов КББ ВКМ. Метапелиты представлены гнейсами и мигматизированными гнейсами светло-серой и серой окраски, массивными или неяснополосчатыми, среднекрупнозернистыми. Структура гранобластовая, лепидогранобластовая, порфиробластовая (за счет граната, достигающего размеров порядка 1 см) с признаками плавления. Основные минеральные ассоциации метапелитов: Qtz<sup>1</sup>+Grt+Kfs+Crld+Sil+Spl+Bt+Mag (иногда с Pl, Plm, Py) и Qtz+Grt+Kfs+Opx+Spl+Crld+Bt+Py+Mag. Всего было исследовано 11 образцов (в среднем по 40 иногда до 120 анализов для каждого образца).

Отобранные образцы (керна скважин) исследовались в прозрачно-полированных шлифах и аншлифах на электронных микроскопах – Jeol 6380 LV, Jeol 6510 LV (ВГУ), CamScan 2300 (ИЭМ РАН). Состав акцессорных REE - содержащих минералов определялся с помощью энергодисперсионных анализаторов INCA 250, INCA 450, Bruker AXS. Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 1–10 нА, диаметр зонда (локальность анализа) 1–5 мкм, время набора рентгеновских спектров – 100 сек. Точность анализов систематически контролировалась по природным и синтетическим эталонам. В ряде случаев использовались низкие (10 кВ) ускоряющие напряжения с фокусировкой электронного пучка в области порядка 50 нм.

При детальном изучении пород в них были установлены следующие REE-содержащие минеральные фазы: 1) монацит; 2) ксенотим; 3) циркон; 4) REE апатит; 5) хаттонит; 6) чералит.

Монацит является наиболее распространенным акцессорным минералом в метапелитовых гранулитах Курско-Бесединского блока ВКМ. Монациты представлены зернами округлой овальной и вытянутой формы размером от 10–20 до 200 мкм (рис. 2а). Они встречаются преимущественно как

включения в различных метаморфических минералах – чаще всего в гранате, плагиоклазе, шинели. В некоторых случаях наблюдаются монациты мозаично-блокового строения, обусловленного вариациями концентраций урана, тория и свинца в пределах зерен (рис. 2б).

Ксенотимы представлены мелкими (до 50 мкм) кристаллами округлой формы, локализующимися в породообразующих силикатах (в основном в гранате) и часто образующими сростания с монацитами (рис. 2в).

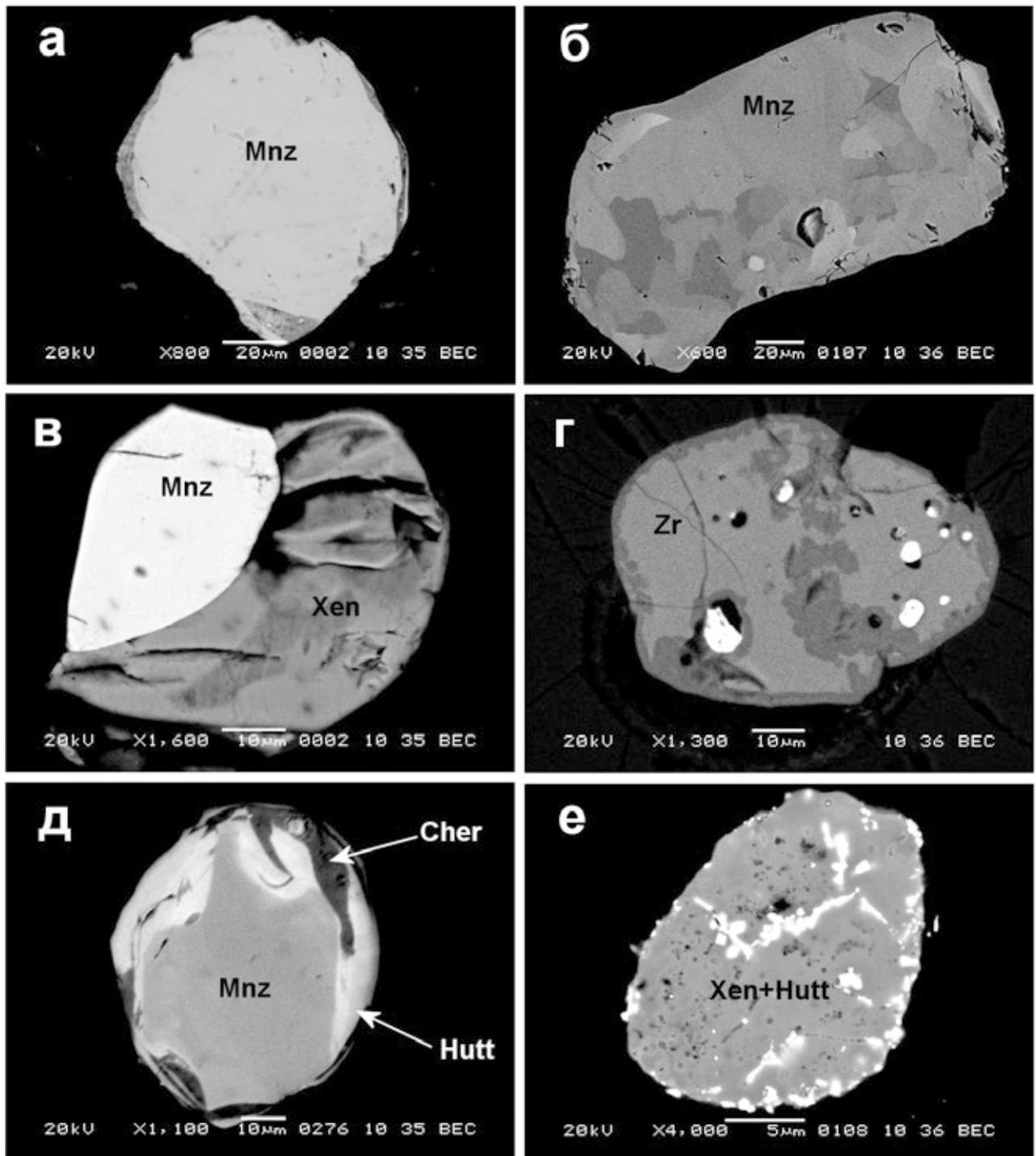
Цирконы встречаются, как в виде отдельных зерен в матрице, так и принимают участие в реакционных структурах вместе с монацитом, ксенотимом и рутилом. В ходе исследования были обнаружены неоднородные многофазные зерна цирконов, замещенные в краевых частях цирколитом, а также зерна циркона содержащие мельчайшие включения уранинита (рис. 2г). Содержания REE в цирконах низкие (на уровне 100 ppm) и фиксируются только методами волнового рентгеноспектрального анализа.

REE апатит был обнаружен только в одном из образцов метапелитов в ассоциации с монацитом. По составу апатит фторхлористый с микро-концентрациями (ppm) редких земель.

Хаттонитовую и чералитовую минеральные фазы удалось идентифицировать только в каймах по крупным (50–100 мкм) кристаллам монацита (рис. 2д). В одном из образцов (скв. 3555 глубина 260 м.) были обнаружены необычные REE минералы представленные твердофазными растворами хаттонита и ксенотима. В кристаллах наблюдались выделения галенита (рис. 2е).

Наиболее представительные химические составы изученных REE минералов представлены в табл. 1. Как видно из таблицы, монациты в сростаниях с ксенотимами характеризуются высокими концентрациями иттрия (от 5,87 до 8,5 мас.% Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) и гадолиния (от 2,59 до 4,5 мас.% Gd<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) при низких содержаниях лантана и церия (от 5,53 до 7,5 мас.% La<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; от 18,25 до 20,2 мас.% Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) (табл. 1). Указанные значения являются аномальными для монацитов, и ранее были описаны только в высокотемпературных метаморфических породах Богемского массива [10]. Различия химических составов монацитов в сростках и в индивидуальных зернах хорошо иллюстрируется диаграммами составов в системах координат: Gd<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и La<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (рис. 3; рис. 4). Отметим, что для сравнительного анализа нами были заимствованы составы монацитов из ряда типичных объектов докембрий-

<sup>1</sup> Символы минералов по [11]



**Рис. 2.** Основные типы REE-минерализации в высокотемпературных метапелитах КББ ВКМ: а – округлое зерно монацита (Mnz); б – монацит мозаично-блокового строения; в – сросток монацита и ксенотима (Xen); г – округлое зерно циркона (Zr) по краям и в центре цирколитизированное (затемненные участки) и содержащее включения уранинита (белые пятна); д – монацит с каймами хаттонита (Hutt) и чералита (Cher); е – зерно твердого раствора хаттонита и ксенотима, содержащее включения галенита (белые пятна)

Таблица 1  
Химические составы REE-минералов из высокотемпературных метapelитовых гранулитов Курско-Бесединского блока ВКМ

Образец	3554-167						3554-143					3555-206			
	Монацит			Ксенотим			Монацит	Монацит				Хаттонит	Чералит	Хаттонит+ Ксенотим	
Минерал	Сросток с ксенотимом						Сросток с ксенотимом, рутилом и цирконом	Индивидуальное зерно					Кайма	Кайма	Индивидуальное зерно
Характеристика	Сросток с ксенотимом						Сросток с ксенотимом, рутилом и цирконом	Индивидуальное зерно					Кайма	Кайма	Индивидуальное зерно
Номер анализа	2	3	4	13	18	7	7	14	17	18	19	19	5	34	5
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,77	6,14	5,93	5,53	7,42	< п. ч.	< п. ч.	14,39	16,18	16,48	16,21	8,05	4,64	< п. ч.	
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,11	18,96	17,93	18,87	19,85	< п. ч.	< п. ч.	26,64	29,02	28,86	29,93	23,27	13,58	< п. ч.	
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,99	2,57	2,52	2,33	2,04	< п. ч.	< п. ч.	2,85	2,33	2,73	2,15	3,48	1,75	< п. ч.	
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,11	13,98	14,07	13,6	12,64	0,81	0,81	11,32	10,41	11,64	11,46	13,07	6,91	< п. ч.	
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,87	2,54	4,13	3,54	3,21	1,19	1,19	1,39	1,71	1,93	1,2	1,83	< п. ч.	< п. ч.	
Eu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	< п. ч.*	< п. ч.	< п. ч.	< п. ч.	< п. ч.	< п. ч.	< п. ч.	< п. ч.	< п. ч.	< п. ч.	< п. ч.	< п. ч.	< п. ч.	< п. ч.	
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,89	4,51	4,22	4,52	3,48	3,18	3,18	1,33	1,55	1,42	1,59	0,73	< п. ч.	1,76	
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,56	2,34	2,24	2,47	2,25	7,18	7,18	1,29	0,7	0,96	0,97	0,47	< п. ч.	4,71	
Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	< п. ч.	< п. ч.	< п. ч.	< п. ч.	< п. ч.	3,39	3,39	0,73	0,04	< п. ч.	0,99	0,42	< п. ч.	2,11	
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,38	7,71	8,56	7,88	7,51	45,81	45,81	< п. ч.	< п. ч.	0,53	< п. ч.	0,31	0,45	17,25	
ThO <sub>2</sub>	5,01	5,3	4,5	4,35	5,43	< п. ч.	< п. ч.	5,44	4,04	4,1	2,95	18,62	25,22	42,83	
UO <sub>2</sub>	1,88	1,33	1,85	2,17	1,17	1,37	1,37	1,32	0,52	0,57	0,08	< п. ч.	< п. ч.	< п. ч.	
PbO	1,52	1,45	1,48	1,69	2,2	0,57	0,57	1,12	0,53	0,08	0,61	2,59	1,77	1,1	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	31,18	29,61	30,25	30,34	29,94	34,28	34,28	29,9	29,72	28,05	29,8	21,86	18,79	5,21	
SiO <sub>2</sub>	0,4	0,46	0,41	0,38	0,4	< п. ч.	< п. ч.	0,8	0,5	0,36	0,4	4,25	5,52	18,24	
CaO	1,79	2,01	1,72	1,75	1,4	0,2	0,2	1,15	1,04	0,8	0,93	0,55	9,55	0,75	
Сумма	99,45	98,87	99,39	99,06	98,41	97,98	97,98	99,67	100,3	98,51	99,27	99,5	88,18	93,96	

\* - содержание элемента ниже порога чувствительности аналитического оборудования

ского гранулитового метаморфизма: Брянского блока ВКМ, метаморфических комплексов Исуа (Гренландия) [18] и Левизиан (Шотландия) [18], а также высокотемпературного комплекса Напиер (Антарктика) [8] (табл. 2).

Очевидно, что составы монацитов в сростаниях заметно обособляются от составов индивидуальных зерен: в системе координат  $Gd_2O_3$ - $Y_2O_3$  фиксируется две области высоко иттриевых составов (рис. 3). Еще более четкое разделение на области существования составов наблюдаются в системе координат  $La_2O_3$ - $Ce_2O_3$ . Причем, область составов высоко иттриевых монацитов имеет существенное смещение по отношению к «нормальному» распределению  $La/Ce$  в монацитах (рис. 4).

Такого рода смещения в распределении редкоземельных элементов могут быть следствием тетрад эффекта.

Тетрад эффект фракционирования REE – это нарушение формы спектра нормированных по хондриту содержаний редкоземельных элементов. Он выражается в разделении спектра на 4 группы (тетрады) с образованием зигзагообразной кривой: La-Ce-Pr-Nd, Pm-Sm-Eu-Gd, Gd-Tb-Dy-Ho и Er-Tm-Yb-Lu. Для каждой тетрады в спектре редких земель образуются небольшие изгибы, границы которых проходят между Nd и Sm, по Gd и между Ho и Er. Вторую тетраду (Pm-Gd) не учитывают в связи с минимумом европия и отсутствием прометия в земных условиях.

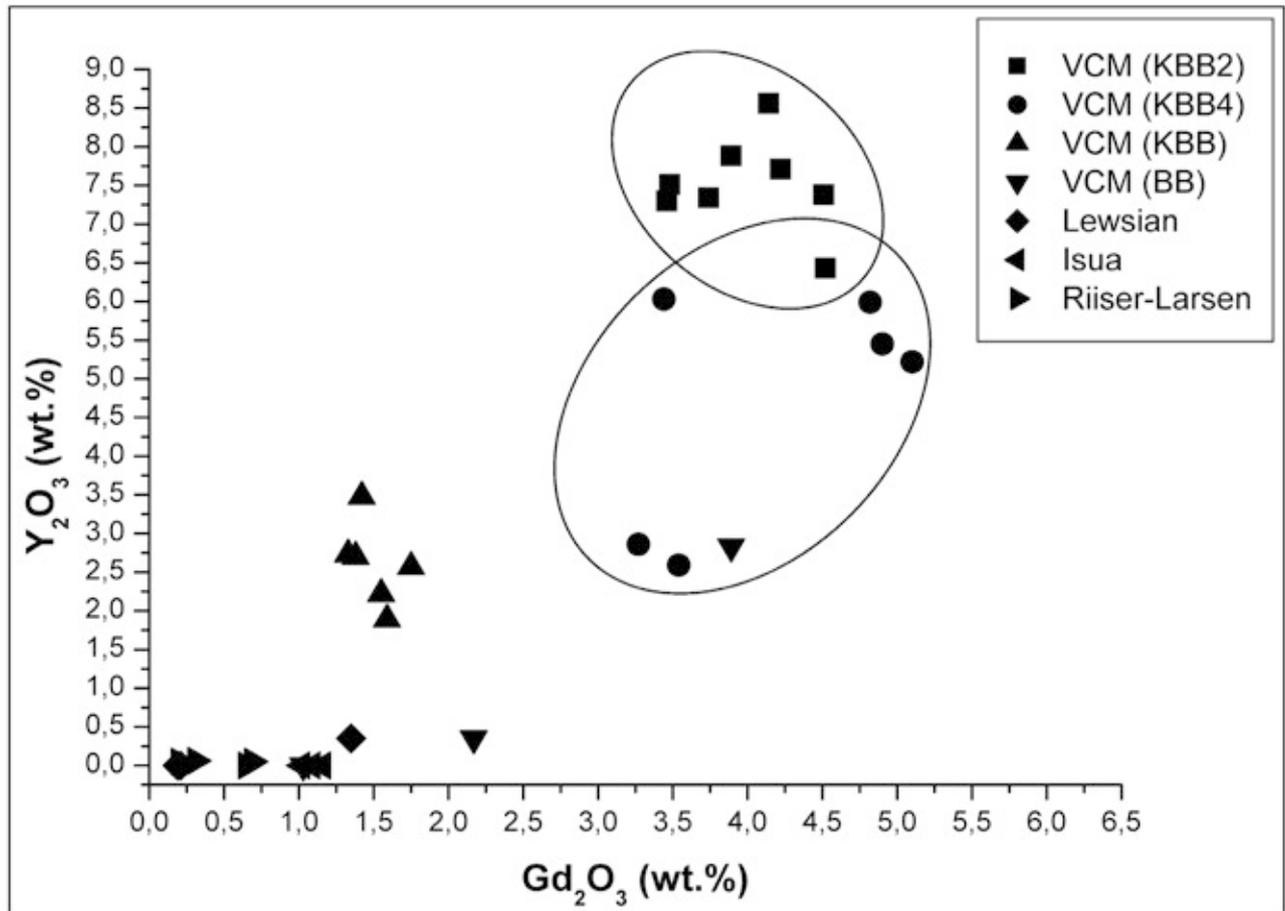


Рис. 3. Диаграмма составов монацитов из различных регионов проявления докембрийского гранулитового метаморфизма в координатах  $Gd_2O_3$ - $Y_2O_3$ . Условные обозначения: KBB2, KBB4 – монацитовые сростания с ксенотимами (Курско-Бесединский блок); KBB – индивидуальные зерна монацитов (Курско-Бесединский блок); BB – монациты из Брянского гранулитового блока; Lewisian – монациты Левизианского гранулитового пояса (Шотландия); Isua – монациты из метаморфических комплексов Исуа (Гренландия); Riiser-Larsen – монациты из высокотемпературных пород комплекса Напиер (Восточная Антарктика). Овалами выделены области иттриевых монацитов

Таблица 2

Химические составы монацитов из различных регионов проявления докембрийского гранулитового метаморфизма

Провинция	Брянский гранулитовый блок ВКМ**		Левизиан (Шотландия)***		Исуа (Гренландия)***		Комплекс Напиер (Антарктика)****						
	Монацит		Монацит		Монацит		Монацит						
Контакт	Индивидуальные зерна		Индивидуальные зерна		Индивидуальные зерна		Индивидуальные зерна						
Номер анализа	2В-7	3В-6	4В-2	М1-17	М5-D	М4-1	М1	М2	М1-17	М2-22	М3-27	М4-28	М5-32
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,55	16,04	13,78	15,29	14,81	13,56	15,3	15,33	14,36	14,93	13,59	14,23	15,17
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28,08	31,78	30,45	31,21	33,46	29,89	29,05	29,16	32,37	31,96	32,33	32,37	32,2
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,62	2,96	2,66	3,57	3,8	3,42	3,39	3,48	2,98	2,97	3,17	3,14	2,99
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,48	11,72	12,63	13,84	15	11,9	15,07	14,68	10,78	11,52	11,3	11,23	11,64
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,48	0,54	2,03	2,02	1,45	0,86	2,63	2,57	0,97	1,69	0,85	1,09	1,71
Eu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,38	< п. ч.	< п. ч.	< п. ч.	< п. ч.	< п. ч.	0,31	0,28	< п. ч.				
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,89	1,03	2,17	1,35	0,19	0,21	1,16	1,02	0,25	0,65	0,2	0,31	0,69
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,82	< п. ч.	0,7	< п. ч.	< п. ч.	< п. ч.	< п. ч.	< п. ч.	0,74	0,13	0,13	0,15	0,13
Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	< п. ч.*	< п. ч.	< п. ч.	< п. ч.	< п. ч.	< п. ч.	< п. ч.	< п. ч.	< п. ч.	< п. ч.	< п. ч.	< п. ч.	< п. ч.
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,83	< п. ч.	0,35	0,35	< п. ч.	< п. ч.	< п. ч.	< п. ч.	< п. ч.	< п. ч.	0,05	0,06	0,05
ThO <sub>2</sub>	2,25	1,93	2,61	1,65	< п. ч.	9,02	1,66	1,87	7,31	5,85	7,92	7,06	5,96
UO <sub>2</sub>	0,26	0,58	0,28	0,36	0,23	0,23	0,17	0,24	0,61	0,39	0,34	0,68	0,53
PbO	0,25	0,38	0,33	0,36	0,12	1,15	0,3	0,42	0,41	0,54	0,9	0,59	0,24
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	28,75	29,59	30,77	30,69	29,22	27,09	27,43	27,15	30,07	29,85	29,25	30,1	30,48
SiO <sub>2</sub>	0,29	0,44	0,54	0,1	0,27	0,71	0,22	0,35	1,19	0,78	1,19	0,92	0,62
CaO	0,73	0,56	0,69	0,57	0,2	1,47	0,41	0,58	1,3	1,07	1,3	1,32	1,16
Сумма	102,82	98,46	100,57	101,27	98,75	99,88	97,1	97,11	103,05	102,35	102,53	103,23	103,4

\* – содержание элемента ниже порога чувствительности аналитического оборудования;

\*\* – авторские данные;

\*\*\* – химические составы заимствованы у [18];

\*\*\*\* – химические составы заимствованы у [8].

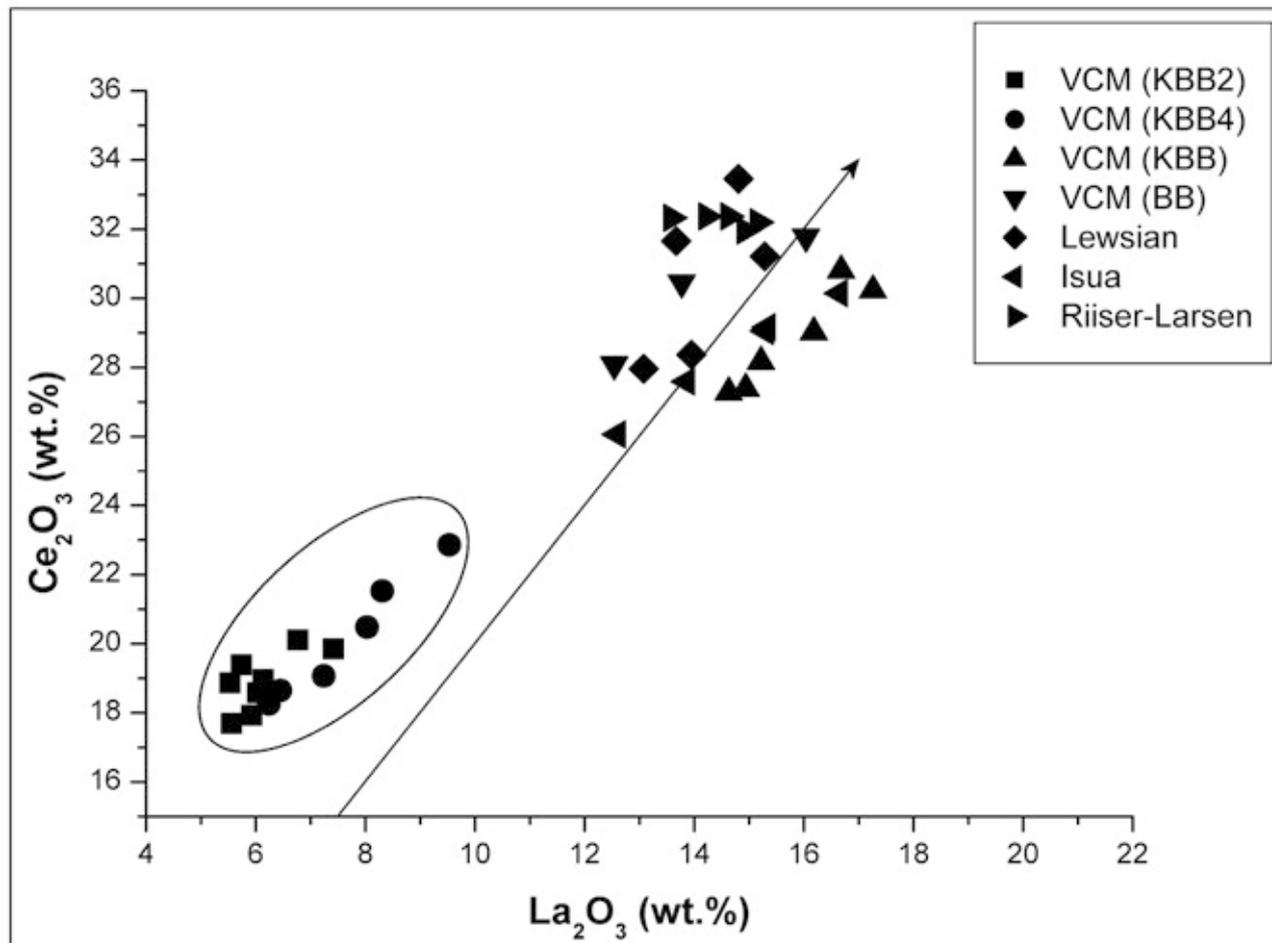


Рис. 4. Диаграмма составов монацитов из различных регионов проявления докембрийского гранулитового метаморфизма в координатах  $\text{La}_2\text{O}_3$ - $\text{Ce}_2\text{O}_3$ . Условные обозначения те же, что и на рис. 3. Стрелкой показан «нормальный» тренд распределения  $\text{La}/\text{Ce}$ . Овалом выделена область иттриевых монацитов

А. Масуда с соавторами [13] выявил 2 типа тетрадного эффекта: W (вогнутая кривая распределения) и M (выпуклая кривая распределения REE). В морской воде, грунтовых водах, известняках, других осадочных породах обнаруживается W-тип тетрадного эффекта. Тетрад-эффект M-типа обнаруживается чаще всего в высоко эволюционированных гранитоидных системах на поздних стадиях дифференциации магм.

M-тип тетрадного эффекта по литературным данным выявлен в герцинских изменённых гранитах Кенигшайн (Германия) [7], в литий-фтористых гранитах и флюоритах Восточной Германии и Казахстана [9], в мезозойских литий-фтористых гранитах Южного, Юго-Восточного и Северо-Восточного Китая [13], в пегматитах и турмалиновых гранитах Южной Дакоты [17], в гранитоидах вблизи уранового месторождения Тоно (Япония) [15]. Несмотря на богатую историю изучения метаморфических комплексов тетрад эффект в них ранее не был описан.

С целью проверки предположения о наличии тетрад эффекта в высокометаморфизованных метапелитах КББ ВКМ, нами были нормированы по хондриту содержания REE элементов в изученных монацитах. На рис. 5 в области легких редких земель для иттриевых монацитов находящихся в сростаниях с ксенотимами фиксируется положительная цериевая аномалия или, возможно, первая тетрада M-типа. Третью и четвертую тетрады выделить не представляется возможным из-за низких содержаний тяжелых редких земель в монацитах. Для индивидуальных зерен монацитов никаких признаков изменения формы спектра не обнаружено.

В ксенотимах из сростаний фиксируется повышенное содержание диспрозия (до 7 мас.%  $\text{Dy}_2\text{O}_3$ ) и эрбия (до 4 мас.%  $\text{Er}_2\text{O}_3$ ) (табл. 1), что по аналогии с более ранними работами [12] может указывать на существование третьей и четвертой тетрад M-типа.

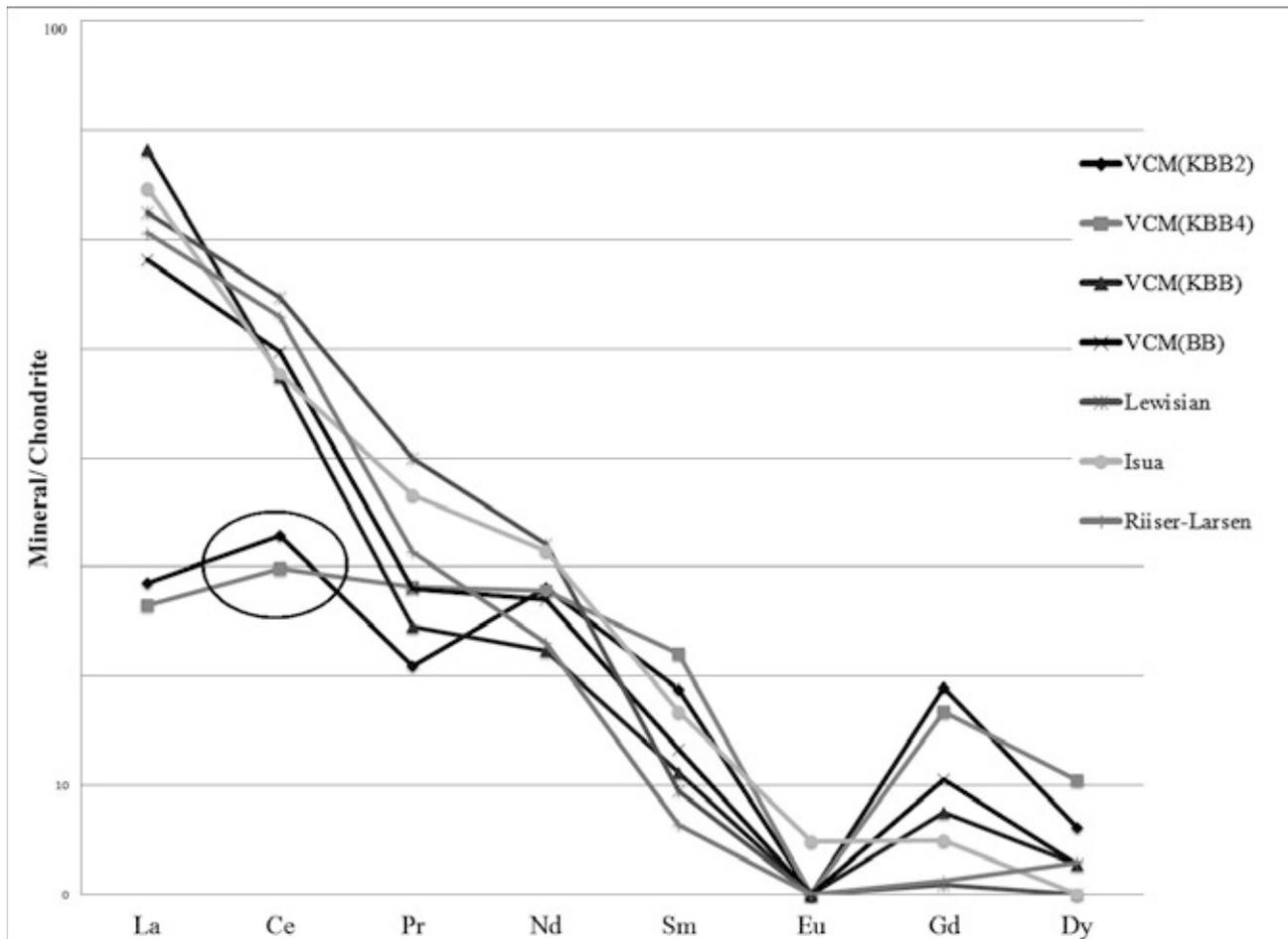


Рис. 5. Распределение редкоземельных элементов в монацитах из различных регионов докембрийского гранулитового метаморфизма, нормированное к хондриту. Для сростаний монацитов с ксенотимами (КБВ2, КБВ4) фиксируется положительная цериевая аномалия (выделенная овалом область)

Однако эти предположения пока носят гипотетический характер и их более надежное обоснование нуждается в дополнительных и детальных исследованиях комплексными, в том числе и геохимическими, методами.

Наличие цериевой аномалии в монацитах из сростков с ксенотимами может объясняться особыми условиями флюидного режима при ретроградном метаморфизме метапелитов. Установлено [14], что с падением температуры в монацитах снижается содержание иттрия за счет образования ксенотима, а также частично за счет высвобождения его в породообразующие силикаты (гранат). Этот процесс сопровождается интенсивной флюидной переработкой пород и дискретен по времени. Обнаруженные нами ранее реликтовые структуры распада полевых шпатов (антипертиты, мезопертиты, пертиты) свидетельствуют о наличии высокотемпературного этапа метаморфизма метапелитов. Последующие ретроградные преобразования привели к образованию новых минеральных ассо-

циаций, реакционных кайм и структур (например, REE – апатита, кварц-кордиеритовых кайм).

Таким образом, сростания монацита с ксенотимом могут рассматриваться как реликты высокотемпературного метаморфизма метапелитов КБВ, а индивидуальные зерна, образовались, по-видимому, при падении температуры на ретроградных этапах метаморфизма. Этим, вероятно и объясняются различия в химическом составе монацитов, а также наличие цериевой аномалии в монацит-ксенотимовых сростках.

*Работа выполнена при финансовой поддержке грантов ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» (Проект № 14. В37.21.0609); Президента РФ (Проект МК-722.2013.5).*

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Артеменко Г. В. Палеоархейский возраст ультраметаморфических плагиогранитоидов Курско-Бесединского блока (Воронежский кристаллический массив) /

- Г. В. Артеменко, И. А. Швайка, Е. А. Татарина // Геологический журнал. – 2006. – № 1. – С. 145–178.
2. Пилюгин С. М. Ультравысокие ( $\geq 1000$  °С) температуры пикового метаморфизма метапелитов Воронежского кристаллического массива (Курско-Бесединский гранулитовый блок) по данным полевошпатовой термометрии / С. М. Пилюгин, В. И. Фонарев, К. А. Савко // ДАН. – 2009. – № 5. – С. 660–663.
3. Пилюгин С. М. Монацит-ксенотимовая термометрия гранулитовых комплексов докембрия / С. М. Пилюгин, К. А. Савко, А. Н. Конилов // Материалы конференции, посвященной 110-летию со дня рождения академика Д. С. Коржинского. Физико-химические факторы петро- и рудогенеза: новые рубежи. – М., 2009. – С. 316–317.
4. Савко К. А. Новые данные о возрасте гранулитового метаморфизма Курско-Бесединского блока Воронежского кристаллического массива / К. А. Савко [и др.] // Вестник Воронеж. гос. ун-та. Серия: Геология. – 2009. – № 1. – С. 84–93.
5. Fonaiev V. I. Exsolution Textures of ortho- and clinopyroxene in high-grade BIF of the Voronezh Crystalline Massif: Evidence of ultrahigh-temperature metamorphism // J. metamorphic Geol. – 2006. – V. 24. – P. 135–151.
6. Gorbatshev R. Frontiers in the Baltic Shield / R. Gorbatshev, S. Bogdanova // Precambrian Res. – 1993. – V. 64. – P. 3–22.
7. Hetcht L. Mineralogical and geochemical characteristics of hydrothermal alteration and episyenitization in the Künigshain granites, northern Bohemian Massif, Germany / L. Hetcht [et al.] // Int. J. Earth Sci. – 1999. – V. 88. – P. 236–252.
8. Hokada T. Electron microprobe technique for U-Th-Pb and REE chemistry of monazite, and its implications for pre-, peak- and postmetamorphic events of the Lutzow-Holm Complex and the Napier Complex, East Antarctica / T. Hokada, Y. Motoyoshi // Polar Geosci. – 2006. – V. 19. – P. 118–151.
9. Jahn B. Highly evolved juvenile granites with tetrad REE patterns: the Wodue and Baerzhe granites from the Great Xing'an Mountains in NE China / B. Jahn [et al.] // Lithos. – 2001. – V. 59. – P. 171–198.
10. Krenn E. Unusually Y-rich monazite-(Ce) with 6–14 wt.%  $Y_2O_3$  in a granulite from the Bohemian Massif: implications for high temperature monazite growth from the monazite-xenotime miscibility gap thermometry / E. Krenn, F. Finger // Mineralogical Magazine. – 2010. – V. 74 (2). – P. 217–225.
11. Kretz R. Symbols for rock-forming minerals / R. Kretz // Amer. Miner. – 1983. – V. 68. – P. 277–279.
12. Masau M. Dysprosian xenotime-(Y) from the Annie Claim granitic pegmatite, southeastern Manitoba, Canada: Evidence of the tetrad effect? / M. Masau, P. Cerny, R. Chapman // Can. Mineral. – 2000. – 38. – № 4. – P. 899–905.
13. Masuda A. Lanthanide tetrad effects in nature: two mutually opposite types W and M / A. Masuda // Geochem. J. – 1987. – V. 21. – P. 110–124.
14. Mahan K. Dating metamorphic reactions and fluid flow: application to exhumation of high- P granulites in a crustal-scale shear zone, western Canadian Shield / K. Mahan // Journal of Metamorphic Geology. – Volume 24, issue 3 (April 2006). – P. 193–217.
15. Parnell J. Geofluids: Geolog. Society / J. Parnell. – 1994. – № 78. – 291 p.
16. Shchipansky A. A. The Sarmatian crustal segment: Precambrian correlation between the Voronezh Massif and the Ukrainian Shield across the Dniepr-Donets Aulacogen / A. A. Shchipansky, S. V. Bogdanova // Tectonophysics. – 1996. – V. 268. – P. 109–125.
17. Wu Fu-Y. A-type granites in Northeastern China: age and geochemical constraints on their petrogenesis / Fu-Y. Wu [et al.] // Chem. Geol. – 2002. – V. 187. – P. 143–173.
18. Zhu X. K. Monazite chemical composition: some implications for monazite geochronology / X. K. Zhu, R. K. O’Nions // Contrib. Mineral. Petrol. – 1999. – V. 137. – P. 351–363.

Воронежский государственный университет  
С. М. Пилюгин, старший преподаватель кафедры  
полезных ископаемых и недропользования  
Тел. 8 (473) 220-86-26  
geoscience@yandex.ru

Институт экспериментальной минералогии РАН  
А. Н. Конилов, научный сотрудник  
Тел. 8 (495) 951-04-43  
konilov@iem.ac.ru

Voronezh State University  
S. M. Pilugin, senior teacher department mineral  
resource  
Tel. 8 (473) 220-86-26  
geoscience@yandex.ru

Institute of Experimental Mineralogy RAS  
A. N. Konilov, research worker  
Tel. 8 (495) 951-04-43  
konilov@iem.ac.ru