

**ФАЗОВЫЕ РАВНОВЕСИЯ АКЦЕССОРНЫХ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ МИНЕРАЛОВ В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ ВОРОНЦОВСКОЙ СЕРИИ, ВОСТОК ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА****К. А. Савко, Н. С. Базиков***Воронежский государственный университет**Поступила в редакцию 1 марта 2010 г.*

**Аннотация.** В палеопротерозойских метаморфических породах воронцовской структуры была установлена акцессорная минерализация, представленная фосфатами (монацит, ксенотим, REE-апатит), фтор-карбонатами (бастнезит, синхизит) и силикатом (алланит) редких земель. На основании исследования фазовых равновесий REE-минералов установлено, что бастнезит устойчив только в зеленосланцевой фации и разлагается с образованием монацита до ставролитовой изограды. Монацит впервые появляется в зеленосланцевой фации, и его интервал стабильности расширяется с увеличением температуры, включая гранулитовую фацию. Многочисленные реакционные структуры предполагают, что он образуется в гранатовой зоне при реакции бастнезита с апатитом и за счет частичного разложения REE-содержащего хлорита. В гранатовой и ставролитовой зонах монацит появляется при реакции алланита с апатитом и за счет частичного распада REE-содержащего апатита.

**Ключевые слова:** REE-минералы, фазовые отношения, бастнезит, монацит, алланит, апатит, метаморфические реакции.

**Abstract.** The REE-mineralization was discovered in the metamorphic rocks of the Vorontsovskaya structure including the phosphates (monazite, xenotime, REE-bearing apatite), the fluor-carbonates (bastnäsite, synchysite); the silicate (allanite). The REE-minerals phase relations investigations propose bastnäsite is stable only within greenschist facies and disappears before staurolite isograd together the monazite production.

First monazite appears in greenschist facies. It is resistant in all more high temperature zones (including granulite facies). Numerous reaction structures indicate monazite growths in garnet zone by the REE chlorite partially breakdown, and the bastnäsite + apatite reaction. Monazite forms as a result of the allanite + apatite reaction and the REE apatite partially breakdown in garnet and staurolite zones.

**Key words:** REE-minerals, phase relations, bastnäsite, monazite, allanite, apatite, metamorphic reactions

**Введение**

Акцессорные минералы становятся все более важными компонентами петрологического анализа и все чаще используются в петрологических моделях геологических процессов. Картирование монацит-алланитовой и алланит-монацитовой изоград показывает, что акцессорные редкоземельные (REE) минералы не остаются инертными при метаморфизме, а активно участвуют в прогрессивных метаморфических реакциях. Так как большинство REE-минералов можно датировать изотопными методами, их участие в метаморфических

реакциях является важным фактором для определения возраста метаморфизма.

Монацит является наиболее часто используемым минералом-геохронометром для датирования процессов метаморфизма, поскольку это широко распространенный акцессорный минерал метаморфических пород. Предложено несколько механизмов его образования: за счет метаморфических реакций в пределах гранатовой зоны [1, 2], при появлении ставролита [3], алюмосиликатов [2]. Кроме того, монацит образуется при метасоматических [4] процессах и при частичном плавлении и рекристаллизации ранее образованного монацита [5]. В качестве источника легких редких земель

(LREE) для образования монацита при метаморфизме предполагаются алланит [2, 3], бастнезит и апатит [1] или породообразующие силикаты (плагиоклаз, слюды), которые могут содержать достаточно LREE и фосфора для роста монацита [6, 7].

В палеопротерозойских сланцах и метапесчаниках воронцовской структуры была установлена акцессорная минерализация, представленная фосфатами (монацит, ксенотим, REE-апатит), фторкарбонатами (бастнезит, синхизит) и силикатом (алланит) редких земель. Эти REE-минералы могут находиться в реакционных взаимоотношениях как друг с другом, так и с породообразующими минералами.

Настоящая статья посвящена описанию и интерпретации структурных взаимоотношений акцессорных REE-минералов в метаморфических породах воронцовской серии.

### Геологическая обстановка

Восточно-Воронежская провинция (Воронцовский грабен-синклинорий) отделяет Сарматский сегмент докембрийской коры от Волго-Уральского сегмента Восточно-Европейской платформы. Площадь ее распространения составляет более 70 000 км<sup>2</sup> при ширине 100–150 км и длине более 600 км (рис. 1). С запада Восточно-Воронежская провинция ограничена Лосевско-Мамонским глубинным разломом, отделяющим ее от Липецко-Лосевского вулканогенного пояса, с юга Варваринским выступом архейского фундамента. Восточная граница с метаморфическими и гранитоидными комплексами Волгоуралии точно не установлена из-за высокой мощности фанерозойского осадочного чехла. Мощность отложений по сейсмическим данным изменяется от 2–3 км в юго-западной части до 6–8 км в районе Новохоперского глубинного

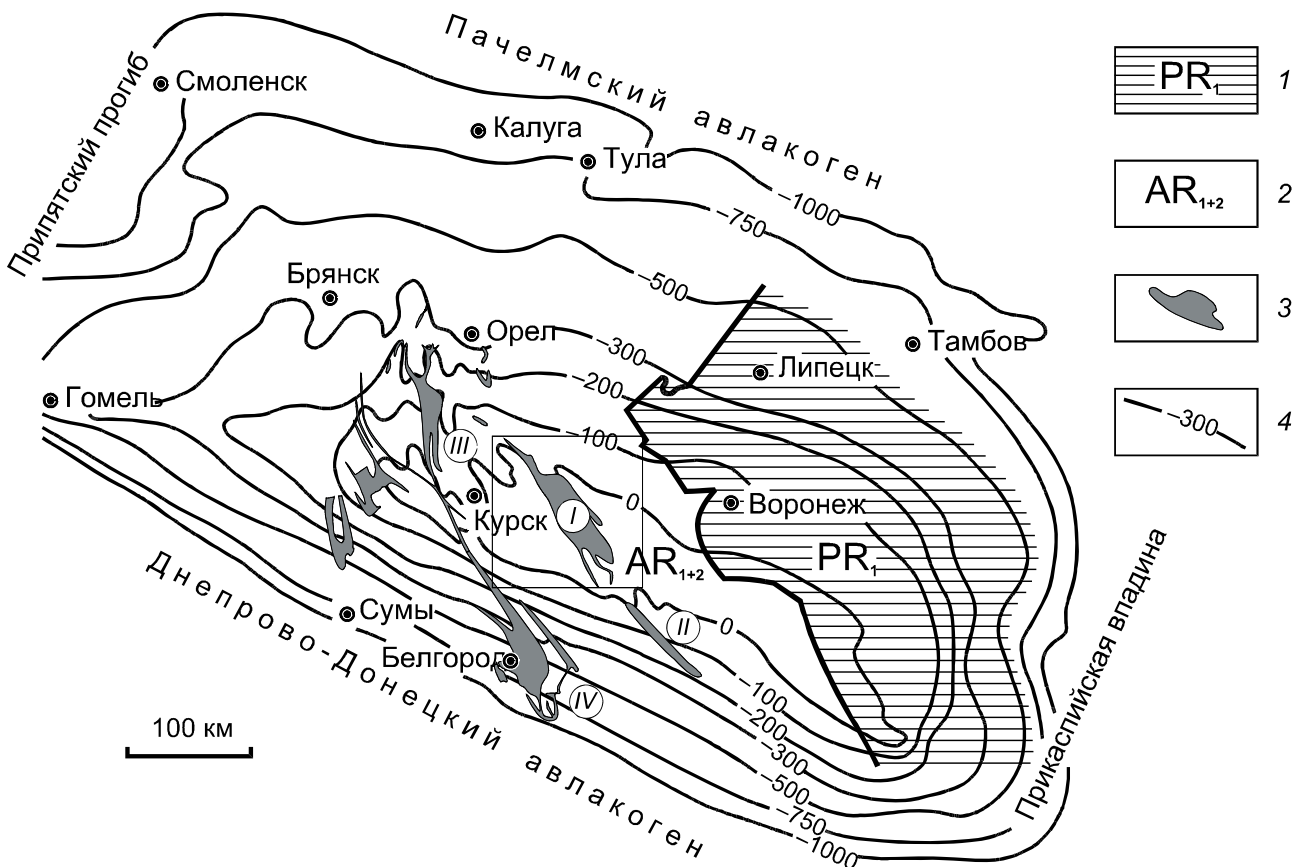


Рис. 1. Схема структурного районирования докембрийского фундамента ВКМ: 1 – палеопротерозойские породы Воронежского блока, 2 – архейские образования Курского блока, 3 – синклинорные структуры, выполненные палеопротерозойскими породами (I – Тим-Ястребовская, II – Волотовская, III – Михайловская, IV – Белгородская), 4 – изогипсы абсолютных отметок залегания поверхности докембрийского фундамента

разлома. Литологически эта серия весьма однородна и представляет собой толщу песчаниково-сланцевых флишеидных отложений воронцовской серии, прорванную многочисленными интрузиями палеопротерозойского возраста различной формационной принадлежности.

Метаосадки воронцовской серии характеризуются контрастными вариациями модельных возрастов  $T_{DM}$  (Nd) от 2,12 до 2,85 млрд лет, что указывает на их формирование за счет разрушения как архейских, так и ювенильных протерозойских источников сноса [8]. U-Pb конкордантный изотопный возраст метаморфизма, определенный по циркону из кристаллических сланцев мусковит-силлиманитовой зоны (скважина 8240), составляет  $2104 \pm 4$  млн л. [9].

В основу схем стратиграфического расчленения образований воронцовской серии в разные годы и разными авторами [10, 11] положены ряд признаков (тип ритмичности, литологический состав, степень метаморфизма), но все они имеют дискуссионный характер из-за отсутствия маркирующих горизонтов, контрастных различий физических свойств и перекрытых разрезов буровых скважин.

### Метаморфизм

Зональный метаморфизм пород Восточно-Воронежской провинции на отдельных площадях изучен весьма детально в пределах Елань-Эртильского и Мамонско-Подколотновского участков [7, 12–15], насколько это возможно в «закрытом» районе при довольно редкой сети скважин. В пределах Елань-Эртильской зоны были закартированы гранатовая (430–480 °С), ставролитовая (490–520 °С), ставролит-силлиманитовая (520–560 °С) и мусковит-силлиманитовая зоны (560–600 °С) (рис. 2, а) [15]. Условия наиболее высокотемпературной силлиманит-калишпат-кордиеритовой зоны здесь достигнуты не были. В пределах Мамонско-Подколотновского участка не установлены наиболее низкотемпературные метапелиты гранатовой зоны, но присутствуют самые высокометаморфизованные породы воронцовской серии – гранат-силлиманит-кордиеритовые гнейсы (600–750 °С) (рис. 2, б).

**Гранатовая зона.** В районе развития пород воронцовской серии метаосадки гранатовой зоны занимают три изолированных поля. Наибольшее по размерам простирается от северо-восточной части Еланского плутона в восточном направлении к Новохоперской зоне глубинных разломов и имеет ширину 8–18 км (рис. 2, а). Второе поле локали-

зовано между Еланским и Таловским интрузивами, имеет северо-западное простирание и максимальную ширину до 10 км. Возможно, оно соединяется с первым, наиболее крупным полем, но это трудно установить из-за наложения на регионально метаморфизованные породы контактового ореола Еланского массива. Третье поле очень незначительно по размерам и является областью локального понижения температуры метаморфизма в пределах ставролитовой зоны. Основными парагенезисами являются: Qtz + Ab + Bt + Chl + Ms, Qtz + Pl + Chl + Bt, Qtz + Bt + Chl, Qtz + Ab + Bt + Grt.

**Ставролитовая зона.** Метапелиты ставролитовой зоны довольно широко распространены в пределах востока ВКМ. Поля их развития находятся в центральной части воронцовской структуры – Елань-Эртильской зоне и в южной – Мамон-Подколотновской. Метаосадки ставролитовой зоны представлены плагиоклаз-кварц-биотитовыми сланцами и метапесчаниками, часто содержащими ставролит, гранат, андалузит, мусковит и хлорит. Первый ставролит появляется чаще всего в перекристаллизованном матриксе метапесчаников, которые по составу несколько более железистые, чем сланцы. Минеральные парагенезисы ставролитовой зоны зависят от режима температуры и давления и химического состава пород. Наиболее маловариантной является ассоциация Qtz + Bt + Pl ± St ± Ms ± Grt ± And ± Chl.

**Ставролит-силлиманитовая зона.** В пределах Елань-Эртильской структурно-тектонической зоны ставролит-силлиманитовая зона закартирована в виде полосы субширотного простирания шириной 5–9 км, которая может разветвляться. Установлены поля ее развития другой конфигурации в районе Таловского габбро-диоритового и Еланского габброидного массивов. В южной части воронцовской структуры (Мамонско-Подколотновская площадь) ставролит-силлиманитовая зона картируется в виде полосы шириной 2–8 км, полукругом окаймляющей метаосадки мусковит-силлиманитовой зоны. Основным парагенезисом зоны является Qtz + Pl + Ms + Sil + St + Grt + Bt.

**Мусковит-силлиманитовая зона** является обычной в зональных метаморфических комплексах умеренных давлений, но в отличие от других зон (ставролитовой, ставролит-силлиманитовой, силлиманит-калишпат-кордиеритовой) в ней отмечаются наиболее маломинеральные парагенезисы. В пределах Елань-Эртильского участка закартировано три довольно больших поля развития пород мусковит-силлиманитовой зоны. Они занимают

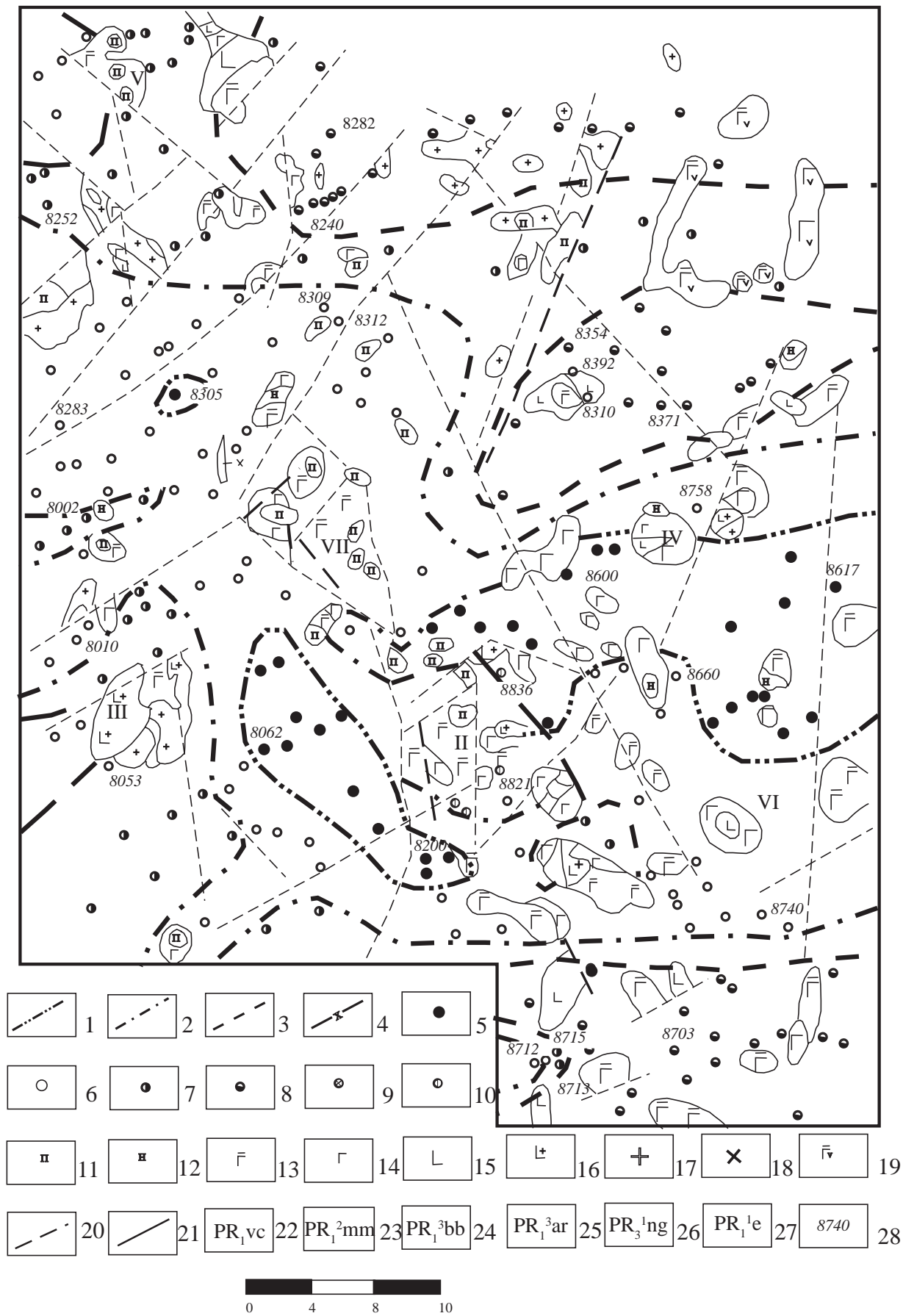


Рис. 2, а. Карта метаморфической зональности пород воронцовской серии Елань-Эртильского участка



**Рис 2, б.** Карта метаморфической зональности Мамонско-Подколodновского участка. Изограды: 1 – ставролитовая, 2 – ставролит-силлиманитовая, 3 – силлиманитовая, 4 – силлиманит-калишпат-кордиеритовая. Точки отбора образцов, содержащих парагенезисы: 5 – гранатовой зоны, 6 – ставролитовой зоны, 7 – ставролит-силлиманитовой зоны, 8 – мусковит-силлиманитовой зоны, 9 – силлиманит-калишпат-кордиеритовой зоны, 10 – ксенолитов метapelитов в магматических породах. Итрузивные породы: мамонский комплекс: 11 – перидотиты, 12 – пироксениты, 13 – габбронориты; еланский комплекс: 14 – нориты, 15 – диориты; бобровский комплекс: 16 – гранодиориты, кварцевые диориты, 17 – граниты; артюшкинский комплекс: 18 – сиениты; новогольский комплекс: 19 – габбродолериты; 20 – разрывные нарушения; 21 – геологические границы. Индексы: 22 – воронцовской серии, 23 – мамонского комплекса, 24 – бобровского комплекса, 25 – артюшкинского комплекса, 26 – новогольского комплекса, 27 – еланского комплекса; 28 – номера скважин. Итрузивные массивы: I – Листопадовский, II – Еланский, III – Таловский, IV – Троицкий, V – Демьяновский, VI – Русановский, VII – Вязовский

северную часть площади, установлены в районе Листопадовского массива и на юго-востоке в районе Вилковского интрузива. В пределах Мамонско-Подколодновского участка метапелиты мусковит-силлиманитовой зоны являются преобладающим типом пород в метаморфической зональности. Они протягиваются полосой, ширина которой 7–12 км, полукругом окаймляя область развития наиболее высокотемпературных биотит-калишпат-кордиеритовых гнейсов. Установлено небольшое количество парагенезисов, наиболее маловариантным из которых является  $Qtz + Pl + Bt + Ms + Grt + Sil \pm Kfs$ .

#### Силлиманит-калишпат-кордиеритовая зона.

В метаморфической зональности воронцовской серии метапелиты наиболее высокотемпературной зоны были установлены только в южной части площади в районе Подколодновского месторождения медно-никелевых руд. Она закартирована в виде почти овального поля развития силлиманит-кордиеритовых гнейсов размером 13×17 км (рис. 2, б). С запада ограничивается полукольцевой интрузией габбродиоритов (Донской массив), с севера небольшим перидотитовым массивом, с востока областью распространения метапелитов мусковит-силлиманитовой зоны. Южная граница зоны неизвестна, т. к. этот район не изучен бурением. В пределах распространения силлиманит-кордиеритовых гнейсов установлено много мелких интрузий гипербазитов. Метапелиты данной зоны представлены среднезернистыми биотит-силлиманитовыми гнейсами, часто содержащими кордиерит, гранат, калиевый полевой шпат, шпинель, и характеризуются гранобластовыми и лепидогранобластовыми структурами. Основным парагенезисом является:  $Qtz + Pl + Bt + Sil \pm Kfs \pm Crd \pm Grt \pm Sp \pm Plm \pm Po$ . Хотя в некоторых образцах присутствуют и гранат, и кордиерит, и калиевый полевой шпат, в совместном контакте они не встречены. Также не установлен критический парагенезис гиперстена с ортоклазом. По этой причине не выделялась более высокотемпературная гранат-ортоклаз-кордиеритовая зона.

#### Методы исследования

Все изученные образцы представляют собой керн скважин, детально описанный при проведении полевых работ. Из образцов были изготовлены прозрачно-полированные шлифы, изученные сначала оптически, а затем на растровом электронном микроскопе Jeol 6380 LV с энергодисперсионным анализатором INCA 250 (ВГУ). REE-минералы идентифицированы с помощью оптической микроскопии и в отраженных электронах. Количес-

венные анализы выполнены с использованием синтетических стандартов REE (табл. 1). Условия локальных анализов минералов, проводимых на микроскопе Jeol 6380 LV (ВГУ): ускоряющее напряжение 20 кВ, ток поглощения электронов на  $Cu$  1–2 нА, диаметр зонда 200 нм, фокусное расстояние 10 мм.

Таблица 1

Эталонные, использованные при количественном анализе REE-содержащих минералов на растровом электронном микроскопе Jeol 6380 LV с энергодисперсионным анализатором INCA 250 (ВГУ)

Элементы	Эталонные
Y	Y
La	LaB <sub>6</sub>
Ce	CeO <sub>2</sub>
Pr	PrF <sub>3</sub>
Nd	NdF <sub>3</sub>
Sm	SmF <sub>3</sub>
Eu	EuF <sub>3</sub>
Gd	GdF <sub>3</sub>
Tb	TbF <sub>3</sub>
Dy	DyF <sub>3</sub>
Ho	HoF <sub>3</sub>
Yb	YbF <sub>3</sub>
Th	ThO <sub>2</sub>
U	UO <sub>2</sub>

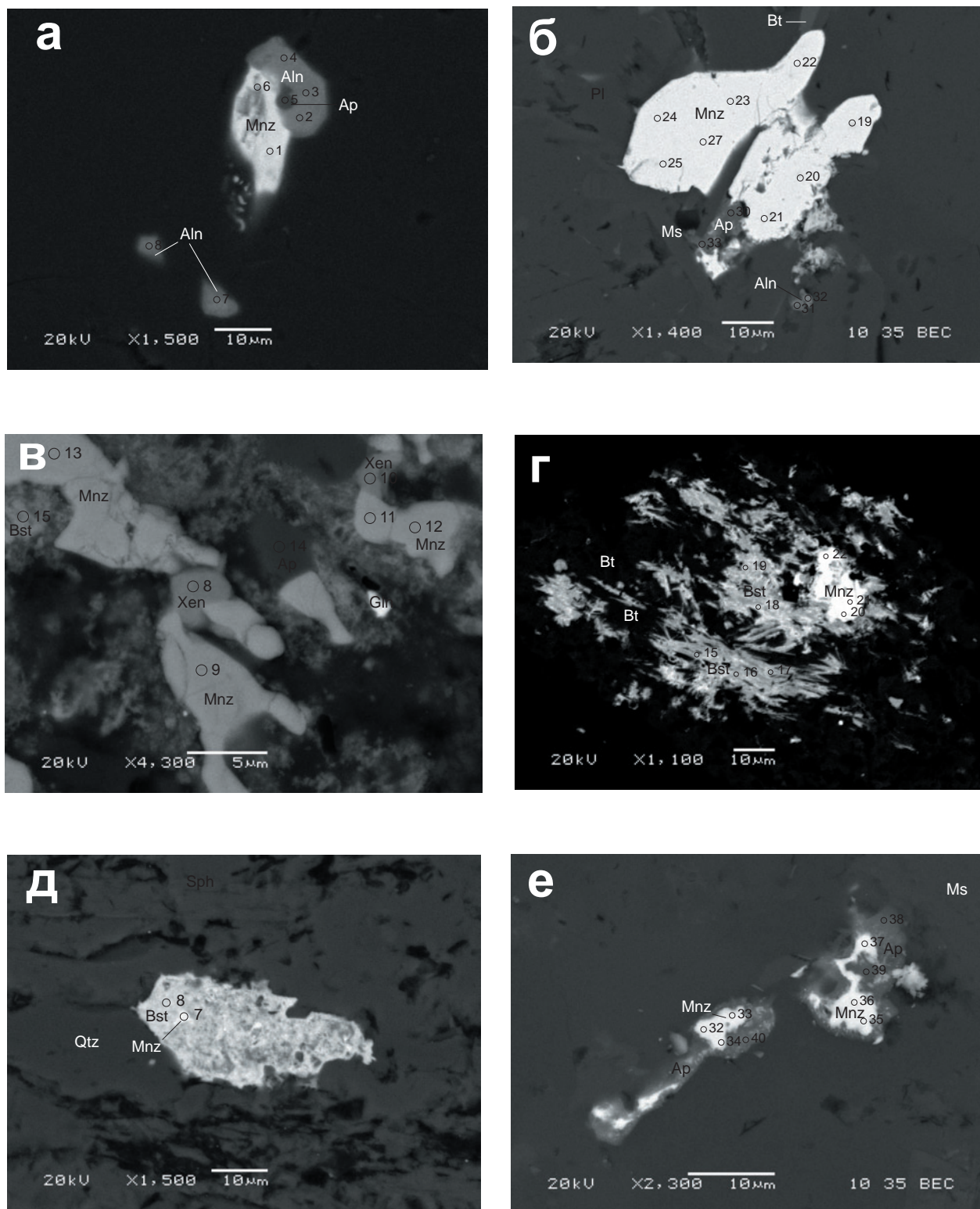
#### Минералогия REE-содержащих минеральных фаз

Минеральные ассоциации как силикатных (породообразующих), так и акцессорных REE-минералов в метаосадочных породах воронцовской серии по зонам метаморфизма приведены в табл. 2, из которой видно, что бастнезит встречается только в гранатовой зоне, алланит – в ставролитовой, ксенотим – преимущественно в ставролит-силлиманитовой, а монацит и апатит присутствуют во всех зонах метаморфизма.

**Алланит**  $[CaREEAl_2Fe^{2+}Si_3O_{11}O(OH)]$ , REE-силикат группы эпидота, был установлен в двух образцах из ставролитовой зоны метаморфизма. В обр. 8712/4 алланит представлен удлиненным зерном (15 мкм по длинной оси), в контакте с монацитом (рис. 3, а). Кроме того, встречаются очень мелкие зерна алланита около 5 мкм в поперечнике. На границе зерен алланита и монаци-

## Минеральные ассоциации силикатных (породообразующих) и акцессорных REE-минералов

Образец	Минеральная ассоциация	REE-акцессорные минералы
Гранатовая зона		
8617/300	Q + Bt + Pl + Chl	Bst + Ap
8617/404	Q + Pl + Kfs + Bt + Chl	Bst + Ap
8062/380	Q + Bt + Ms + Chl	Mnz + Ap + Zrn
820/318	Q + Bt + Chl + Pl + Ms + Gph	Bst + Mnz
542-с/173	Q + Bt + Pl + Chl + Gph	Bst + Ap
8305/1	Qtz + Chl + Bt + Ms	Bst
8200/209	Q + Ms + Chl + Bt	Bst + Mnz
548-с/4	Qtz + Chl + Pl + Kfs	Bst + Mnz + Xen + Ap
7522/308	Qtz + Bt + Czo + Pl + Kfs	Bst + Syn
7004/264	Qtz + Bt + Pl + Kfs + Gph	Bst + Mnz
8186/400	Qtz + Pl + Ms + Chl + Bt + Gph	Mnz
8731/402	Qtz + Pl + Ms + Chl + Bt	Bst + Mnz
8601/425	Qtz + Pl + Kfs + Chl + Bt + Tur	Mnz + Ap
Ставролитовая зона		
8712/4	Qtz + Pl + Bt + Chl + Grt + St	Mnz + Aln + Ap
8010/287	Qtz + Pl + St + Ms + Bt	Mnz + Aln + Ap
8283/8	Q + Ms + Bt + Chl + Pl + St	Mnz + Ap + Xen
809/6	Qtz + Pl + Chl + Bt + St	Mnz
Ставролит-силлиманитовая зона		
8358/1	Q + Pl + Ms + Bt + St + Sil	Mnz + Xen
8053/275	Q + Bt + Ms + Pl + St + Sil	Mnz + Xen + Ap
8312/1	Qtz + St + Bt + Pl + Ms + Sil	Mnz + Xen + Ap
8384/430	Qtz + Pl + Kfs + Bt + Ms + St + Sil + Gph	Mnz + Ap
Мусковит-силлиманитовая зона		
8240/352	Q + Bt + Pl + Ms + Sil	Mnz
8371/488	Q + Bt + Ms + Pl + Sil	Mnz
8703/322	Q + Pl + Bt + Ms + Sil	Mnz
7103/503	Q + Bt + Ms + Pl + Sil	Mnz
8354/378	Q + Bt + Ms + Pl + Sil	Mnz + Ap
Силлиманит-калишпат-кордиеритовая зона		
4н/170	Qtz + Pl + Bt + Sil + Crd + Gph	Mnz + Zrn
1н/119	Qtz + Pl + Bt + Crd + Sil + Gph	Mnz
242-а/310	Qtz + Pl + Bt + Crd + Grt + Sil	Mnz



**Рис. 3.** Взаимоотношения REE-минералов в низко- и среднетемпературных метапелитах воронцовской серии: а) алланит в контакте с монацитом и апатитом (ставролитовая зона, обр. 8712/4); б) очень мелкие реликты алланита в ассоциации с монацитом и апатитом (ставролитовая зона, обр. 8010/287); в) монацит в ассоциации с бастнезитом, ксенотимом и апатитом (гранатовая зона, обр. 548-с/4); г) бастнезит развивается по биотиту, а монацит по бастнезиту (гранатовая зона, обр. 8200/209); д) мельчайшие выделения монацита в бастнезите (гранатовая зона, обр. 7004/264); е) выделения монацита в апатите (гранатовая зона, обр. 8062/380). Номера точек на этом и других рисунках соответствуют номерам микрозондовых анализов в табл. 3–7



та отмечается мелкое выделение REE-содержащего апатита. Среди REE-элементов в алланите преобладает церий (12,30–13,59 %  $\text{Ce}_2\text{O}_3$ ), содержание которого почти в три раза превышает содержание лантана (4,62–5,76 %  $\text{La}_2\text{O}_3$ ) и неодима (3,83–5,04 %  $\text{Nd}_2\text{O}_3$ ) (табл. 3), присутствует торий (1,65–2,26 %  $\text{ThO}_2$ ) и празеодим (0,72–0,91 %

$\text{Pr}_2\text{O}_3$ ). В алланите наблюдается зональность по церию и лантану с увеличением их содержаний от центра части зерна к краевой и противоположная зональность по неодиму и торию. Кроме того, присутствует фосфор, содержания которого возрастают от 0,10 %  $\text{P}_2\text{O}_5$  в центральной части зерна до 0,92 % в краевой части (табл. 3).

Таблица 3

Составы алланитов из метапелитов воронцовской серии

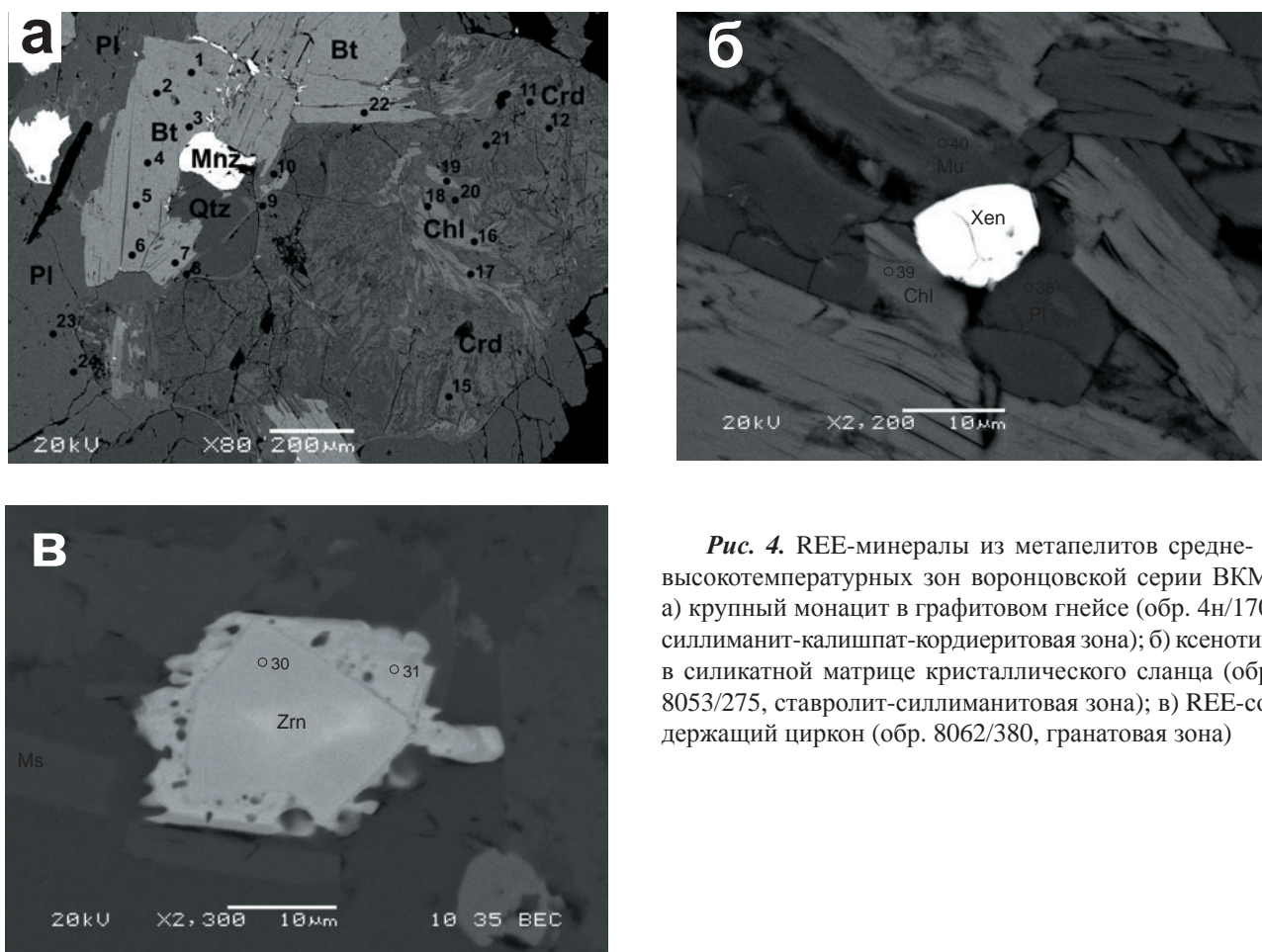
№ образца	8712/4					8010/287	
	2	3	4	7	8	31	32
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,53	0,10	0,89	–	0,30	–	2,55
$\text{SiO}_2$	32,28	33,98	34,04	36,21	39,19	37,18	39,42
$\text{ThO}_2$	1,72	2,26	1,60	0,32	1,43	–	–
$\text{Al}_2\text{O}_3$	16,92	17,64	16,83	17,36	16,21	20,66	22,10
$\text{La}_2\text{O}_3$	5,64	4,62	5,38	4,80	5,19	1,68	2,37
$\text{Ce}_2\text{O}_3$	12,76	12,30	13,18	10,88	11,35	4,51	6,46
$\text{Pr}_2\text{O}_3$	0,86	0,72	0,88	0,69	0,49	0,34	0,42
$\text{Nd}_2\text{O}_3$	4,94	3,83	4,14	4,04	3,96	2,21	2,73
FeO	11,60	11,55	11,28	11,41	10,58	6,76	7,10
MnO	0,60	0,49	0,44	0,41	0,55	–	–
MgO	0,50	0,63	0,58	0,34	0,56	–	0,45
CaO	10,94	11,30	10,47	10,81	9,91	13,51	9,02
$\text{Na}_2\text{O}$	0,21	0,19	0,01	0,40	–	1,79	1,09
Сумма	99,50	99,61	99,72	97,67	99,72	88,64	93,71

*Примечание.* Здесь и в других таблицах «–» – содержание компонента ниже порога чувствительности прибора. Номера анализов соответствуют номерам точек анализов на рис. 3–6

Отмечается несколько повышенное содержание кальция относительно идеальной формулы, что указывает на изоморфное замещение части  $\text{REE}^{3+}$  на  $\text{Ca}^{2+}$ .

Мелкие зерна алланита размером до 5 мкм установлены в образце 8010/287 (рис. 3, б), отобранного в низкотемпературной части ставролитовой зоны, и находятся в ассоциации с крупными зернами монацита (до 50 мкм) и REE-содержащим апатитом. Они характеризуются значительно меньшим (почти в три раза) содержанием REE, отсутствием тория по сравнению с алланитами из обр. 8712/4. Среди REE-элементов преобладает церий (4,51 и 6,46 %  $\text{Ce}_2\text{O}_3$ ), в меньших количествах присутствует лантан (1,68 и 2,37 %  $\text{La}_2\text{O}_3$ ) и неодим (2,21 и 2,73 %  $\text{Nd}_2\text{O}_3$ ) (табл. 3).

**Монацит** [(LREE)PO<sub>4</sub>] является наиболее распространенным REE-акцессорным минералом и встречается в большинстве образцов. Тем не менее в ряде образцов из наиболее низкотемпературных метапелитов (гранатовая зона) монацит отсутствует, а если присутствует, то в ассоциации с бастнезитом или в реакционных взаимоотношениях с апатитом, хлоритом и биотитом (табл. 2). Начиная со ставролитовой зоны монацит встречается во всех образцах. В гранатовой и ставролитовой зонах монациты представлены мелкими (до 20 мкм) незональными зернами. В более высокотемпературных породах (мусковит-силлиманитовая и силлиманит-кордиерит-калишпатовая зоны) монацит более крупный и может достигать 100–150 мкм в поперечнике (рис. 4, а).



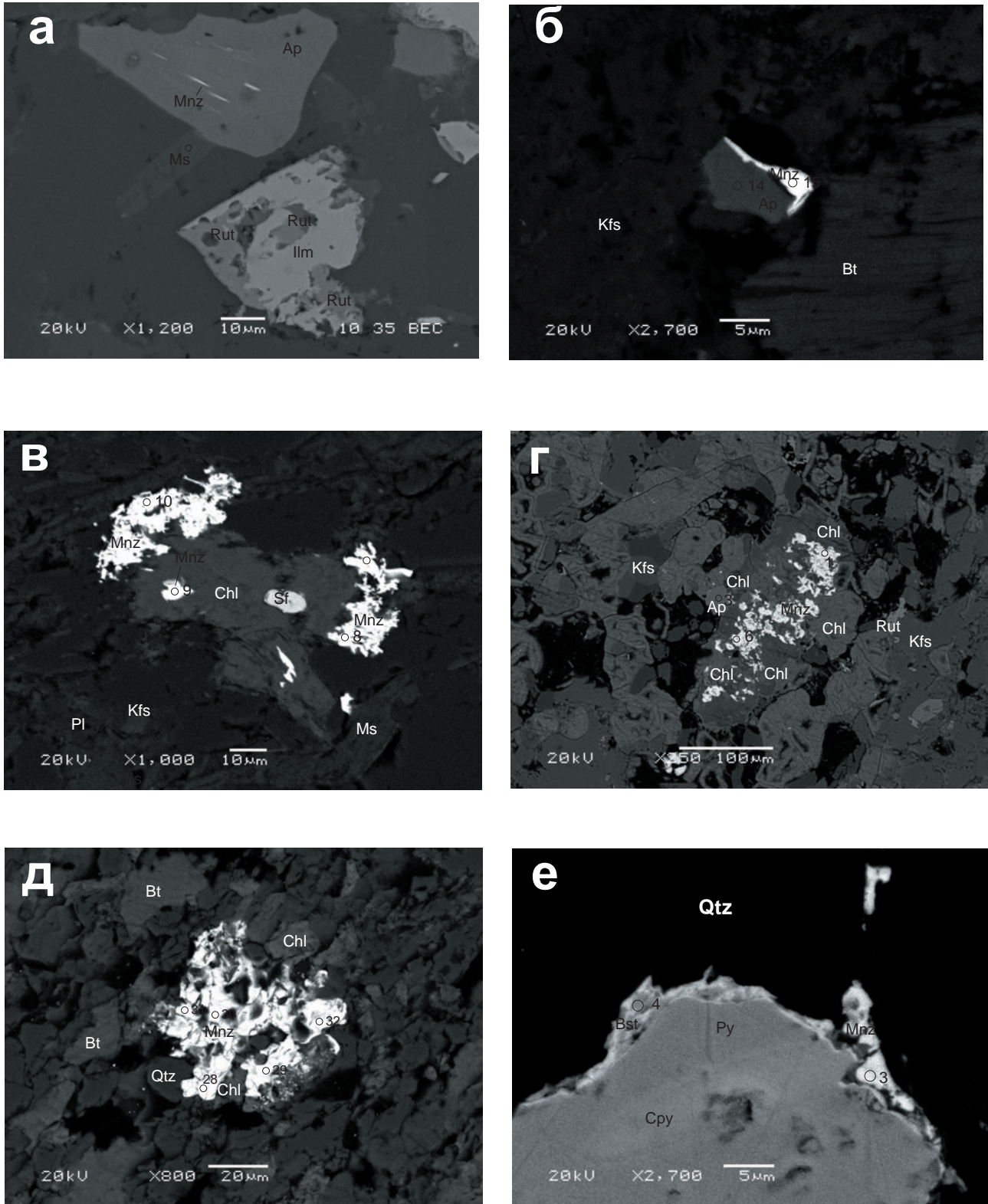
**Рис. 4.** REE-минералы из метапелитов средне- и высокотемпературных зон воронцовской серии ВКМ: а) крупный монацит в графитовом гнейсе (обр. 4н/170, силлиманит-калишпат-кордиеритовая зона); б) ксенотим в силикатной матрице кристаллического сланца (обр. 8053/275, ставролит-силлиманитовая зона); в) REE-содержащий циркон (обр. 8062/380, гранатовая зона)

Реакционные структуры с участием REE-минералов получили широкое распространение в гранатовой зоне и в меньшей степени в ставролитовой. Монацит и алланит встречаются вместе только в двух образцах из ставролитовой зоны, причем в тесной ассоциации с апатитом (табл. 2). Иногда монацит отмечается в непосредственном контакте с бастнезитом и в присутствии апатита (рис. 3, в). В образцах 7004/264 и 8200/209 очень мелкие выделения монацита находятся в бастнезите (рис. 3, г, д). Разнообразны взаимоотношения монацита и апатита, часто редкоземельного: в гранатовой зоне это многочисленные выделения неправильной формы монацита в апатите (рис. 3, е), мельчайшие ламели монацита в апатите, ориентированные по спайности (рис. 5, а), каймы по пириту (рис. 5, е). В ставролит-силлиманитовой отмечены каймы монацита по апатиту (рис. 5, б). В ряде образцов из гранатовой зоны монацит в виде многочисленных мелких зерен развивается по крупным кристаллам хлорита (рис. 5, в-д) и биотита вместе с бастнезитом (рис. 3, г).

Отличий в химическом составе между типами монацитов из разных зон метаморфизма не установлено (табл. 4). Все они являются существенно цериевыми, содержат незначительные примеси кальция и кремнезема.

Среди REE преобладает церий (28–32 %  $\text{Ce}_2\text{O}_3$ ), в значительных количествах содержатся лантан, неодим (по 12–15 мас. %  $\text{La}_2\text{O}_3$  и  $\text{Nd}_2\text{O}_3$ ) и празеодим (2–5 мас. %  $\text{Pr}_2\text{O}_3$ ). Из тяжелых редких земель (HREE) присутствуют самарий и гадолиний (1–3,5 мас. %  $\text{Sm}_2\text{O}_3$  и  $\text{Gd}_2\text{O}_3$ ), а также европий (до 2 мас. %  $\text{Eu}_2\text{O}_3$ ). Кроме REE, монациты содержат торий, уран и свинец (2–5 мас. %  $\text{ThO}_2$ , по 0,5–1 мас. %  $\text{PbO}$  и  $\text{UO}_3$ ), а также незначительные примеси кальция и кремния (табл. 4). Содержание фосфора практически соответствует идеальной кристаллохимической формуле. Интересно, что в монаците из разных зон метаморфизма может присутствовать примесь фтора до 1,5 мас. %.

Присутствие в монаците свинца (до 1 мас. %  $\text{PbO}$ ) объясняется появлением его за счет радиогенного распада урана и тория. Учитывая палео-



**Рис. 5.** Реакционные структуры REE-минералов в метапелитах воронцовской серии ВКМ: а) тонкие ламели монацита в апатите, ориентированные по спайности (гранатовая зона, обр. 8062/380); б) кайма монацита по апатиту (ставролитовая зона, обр. 8384/430); в) монацит растет по краям хлоритового зерна (гранатовая зона, обр. 8186/400); г) монацит развивается в центральной части крупного зерна хлорита (гранатовая зона, обр. 8601/425); д) замещение хлорита монацитом (гранатовая зона, обр. 548-с/4); е) каймы монацита и бастнезита по пириту (гранатовая зона, обр. 8731/402)

Таблица 4

Составы монацитов из метателитов воронцовской серии

№ образца	809/6	7004/264	548-с/4	New 11	820/318			8062/380			8712/4			8200/209			8010/287		
					3	7	12	6	32	34	35	1	6	21	5	9	23		
№ анализа	0,57	0,11	0,66	0,01	0,13	0,29	0,63	0,01	0,56	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
UO <sub>3</sub>	—	—	—	1,25	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
SO <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	30,91	27,91	29,85	27,70	31,03	30,54	30,42	28,25	23,07	29,53	30,16	29,81	29,40						
SiO <sub>2</sub>	0,37	1,39	1,52	0,27	0,48	1,60	3,39	1,30	5,83	0,12	0,75	2,66	0,25						
ThO <sub>2</sub>	4,05	4,28	4,10	3,10	3,92	3,04	5,04	3,05	2,92	2,19	1,69	2,13	3,26						
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,26	0,25	0,52	—	0,54	—	—	0,32	1,02	—	—	—	—						
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,12	14,05	12,28	14,15	14,28	11,16	11,12	14,93	13,72	13,90	13,36	13,45	12,99						
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31,88	30,82	28,79	30,84	29,38	27,54	26,34	33,00	29,79	30,29	30,85	30,34	31,04						
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,15	3,57	3,19	3,00	2,03	3,14	3,21	2,05	1,46	2,45	2,92	2,85	4,49						
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,03	12,30	11,35	8,73	11,11	11,52	10,36	11,17	9,59	11,12	13,60	12,69	12,37						
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	1,73	1,08	1,08	1,73	1,95	1,54	0,26	1,17	2,22	2,23	1,26	1,82						
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0,56	1,32	0,80	1,48	1,61	0,78	0,74	0,93	1,84	1,64	0,62	1,25						
Eu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	0,45	1,19	0,73	0,58	0,03	—	0,91	0,98	0,35	0,68						
CaO	1,00	1,48	1,35	5,70	0,87	4,60	5,85	0,57	0,99	0,80	0,90	0,62	0,69						
FeO	—	0,01	0,08	0,91	—	0,28	0,40	—	0,72	0,38	—	—	—						
PbO	0,35	0,09	1,01	—	0,10	0,24	0,27	0,41	0,30	0,82	0,37	0,56	—						
F	0,66	0,49	0,88	1,54	0,74	—	—	—	—	—	—	—	—						
Сумма	99,35	99,04	97,98	99,53	99,01	98,24	99,93	96,09	92,07	96,57	99,87	97,62	98,39						

№ образца	8283/8	8358/1	8053/275	8312/1	8240/352			8703/322	4н/170			1н/119		
					11	15	21		1	4	1	3		
№ анализа	0,61	—	0,36	0,95	0,68	0,76	0,04	1,44	0,58	1,17	0,81			
UO <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
SO <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	29,36	30,12	29,27	31,10	28,11	29,67	28,16	30,49	30,88	28,93	30,17			
SiO <sub>2</sub>	0,44	0,89	0,85	0,35	0,54	0,33	0,70	0,78	0,22	0,36	0,38			
ThO <sub>2</sub>	2,86	3,70	4,62	2,44	2,08	2,27	2,52	3,87	2,19	2,50	3,22			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,38	14,18	13,10	11,90	13,58	12,81	14,66	14,38	15,11	14,76	14,25			
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30,55	30,78	29,42	30,88	33,90	32,34	31,19	31,83	33,56	29,79	32,20			
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,49	3,16	3,08	3,54	3,92	4,15	4,74	1,96	2,81	—	1,74			
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,61	11,09	12,19	13,20	13,45	12,37	13,26	11,09	10,09	12,44	11,90			
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,33	1,75	3,59	1,31	0,90	1,78	1,69	0,64	1,66	2,21	1,14			
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,05	1,50	0,59	2,24	0,52	1,80	1,88	0,40	1,64	2,12	0,44			
Eu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,40	0,15	0,88	0,21	—	0,32	0,06	—	0,27	0,89	0,02			
CaO	0,72	0,89	1,10	0,75	0,64	0,79	0,58	0,58	0,76	1,18	0,71			
FeO	0,09	—	0,46	0,17	—	—	—	—	—	—	—			
PbO	0,65	0,20	0,20	0,73	0,48	—	—	0,52	—	—	0,13			
F	—	0,80	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
Сумма	98,54	99,21	99,71	99,77	98,8	99,39	99,48	97,98	99,77	96,87	97,11			

Продолжение табл. 4

протерозойский возраст углеродистых сланцев, радиогенный свинец вполне мог накопиться в количествах, достаточных для определения на микрозонде, и на этом основан метод химического датирования возраста монацитов СИМЕ [16].

**Бастнезит** – фтор-карбонат редких земель группы паризита с эмпирической формулой  $[(Ce,La)(CO_3)F]$  является достаточно распространенным минералом только в гранатовой зоне метаморфизма. В более высокотемпературных зонах бастнезит не встречается. Установлено два морфологических типа бастнезита. В матриксе бастнезит представлен удлиненными призматическими кристаллами различного размера: от 10 до 100 мкм (рис. 3, д, 5, а, б), причем крупные зерна могут иметь зональное строение (рис. 6, б). Второй морфологический тип представлен мелкими игольчатыми, розетковидными выделениями размером 10–20 мкм, развивающимися по хлориту (рис. 6, г, д), биотиту (рис. 3, г) и плагиоклазу (рис. 6, в).

Оба морфологических типа бастнезита имеют сходный состав, характеризующийся преобладанием церия (25–32 мас. %  $Ce_2O_3$ ), содержание которого приблизительно в два раза выше лантана и неодима (по 8–16 мас. %  $La_2O_3$  и  $Nd_2O_3$ ) (табл. 5). Из других REE в заметных количествах присутствует празеодим (2–4 мас. %  $Pr_2O_3$ ), иттрий (до 5,3 мас. %  $Yb_2O_3$ ). Содержание тория в бастнезитах не превышает 1 мас. %  $ThO_2$ , а в некоторых зернах он не установлен. Количество кальция колеблется в широких пределах от 0,7 до почти 9 мас. % CaO. Отмечаются близкие соотношения REE в алланитах и бастнезитах.

Исключение составляет бастнезиты из образца 548-с/4, находящиеся в тесной ассоциации с монацитом (рис. 6, е). К сожалению, из-за их небольших размеров (менее 10 мкм) удалось выполнить только один анализ (точка 16) (рис. 6, е) без захвата пучком энергодисперсионного анализатора других фаз. В этом анализе бастнезита среди REE преобладает празеодим (31,8 мас. %  $Pr_2O_3$ ), иттербий (12,24 мас. %  $Yb_2O_3$ ) и церий (11,45 мас. %  $Ce_2O_3$ ) (табл. 5). В незначительных количествах присутствуют лантан (3,55 мас. %  $La_2O_3$ ) и неодим (1,73 мас. %  $Nd_2O_3$ ). Другое зерно бастнезита (точка 15) (рис. 3, в) имеет сходный состав, но в нем присутствуют значительные примеси фосфора и кремнезема (табл. 5), по-видимому, захваченные пучком из кварца и монацита. Эти празеодимовые бастнезиты к тому же являются марганцовистыми, содержащими около 4 % MnO. Отметим, что такого состава бастнезиты до сих пор еще не встреча-

лись (хотя известны цериевые, лантановые и иттриевые бастнезиты).

Вместе с бастнезитом встречается **синхизит**  $[Ca(Ce,La,Nd)(CO_3)_2F]$  – кальциевый изоморфный член ряда бастнезит–синхизит (табл. 5) в виде мелких зерен размером не более 20 мкм (рис. 6, б). Синхизит отличается от бастнезита более высокими содержаниями кальция (10–16 мас. % CaO) и соответственно более низкими церия (23–27 мас. %  $Ce_2O_3$ ) и лантана (12,7–15,9 мас. %  $La_2O_3$ ) (табл. 5). Отдельные кристаллы могут иметь зональное строение (рис. 6, б, табл. 5), когда центральная часть (более светлые тона) представлена бастнезитом, а краевые зоны (более темные тона) синхизитом.

**Апатит** –  $Ca_5(F,Cl,OH)(PO_4)_3$  в метаосадочных породах воронцовской серии встречается как в виде отдельных зерен в матриксе, так и принимает участие в реакционных структурах вместе с монацитом, алланитом и бастнезитом в гранатовой и ставролитовой зонах (рис. 3, а-в, е). В своем составе апатиты могут содержать примесь REE. Например, мелкие зерна апатитов (около 5 мкм) в ассоциации с монацитом и алланитом в обр. 8010/287 содержат около 4,4 мас. % REE, а максимальные значения (13,5 мас. %) установлены в обр. 8712/4 (рис. 3, а; табл. 6). Апатиты, содержащие во включениях выделения монацита, обеднены REE (около 1 мас. %), но обогащены торием (1,7–3,9 мас. %  $ThO_2$ ) (рис. 3, е; табл. 6), а в апатитах с ламелями монацита REE не установлены. Отдельные зерна в матриксе чаще всего не содержат REE. Все апатиты являются фтор-апатитами.

**Ксенотим**  $[YPO_4]$  – фосфат тяжелых редких земель, наиболее часто встречается в ставролитсодержащих парагенезисах вместе с монацитом и представлен единичными зернами размером от 10 до 40 мкм, округлой и удлиненной формы (рис. 3, в; 4, б). Ксенотим характеризуется незначительным содержанием кремния (1,5–2,5 мас. %  $SiO_2$ ), изоморфно замещающего фосфор, и дефицитом иттрия (около 0,8 ф.е.), который замещается другими HREE, составляющими в сумме около 12 мас. % (табл. 7). Также присутствуют кальций (до 3 мас. % CaO), уран (до 1,5 мас. %  $UO_3$ ), торий (до 1,5 мас. %  $ThO_2$ ) и свинец (до 1,5 мас. % PbO). В мелких (до 5 мкм) зернах ксенотима в контакте с монацитом отмечаются значительные примеси LREE (2–3 мас. %  $La_2O_3$  и 5–9 мас. %  $Ce_2O_3$ ).

В образце 8062/380 в силикатной матрице встречен циркон, содержащий 0,3–0,8 мас. %  $Ce_2O_3$  и 0,5–1 мас. %  $Pr_2O_3$  (рис. 4, в).

Таблица 5

Составы бастнезитов и синхизитов из метанелитов воронцовской серии

№ образца	542-с/173			7004/264				548-с/4				820/318								8617/300					8617/404	8305/1			8731/402
	1	4	5	8	15	16	27	8	9	16	17	18	17	18	19	35	4	5	6	4	5	6	4	5	6	4			
№ анализа																													
UO <sub>3</sub>	0,24	—	0,04	—	0,09	0,08	0,73	—	0,28	—	—	—	—	—	0,12	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
SO <sub>3</sub>	0,15	1,29	—	0,12	0,46	0,23	0,39	0,26	—	0,40	1,12	1,27	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	—	0,02	0,09	8,64	2,42	14,51	—	—	3,16	18,34	21,68	—	—	0,20	0,05	0,04	0,23	0,23	0,23	0,07	—	—	—	—	—	—		
SiO <sub>2</sub>	0,61	0,14	1,47	1,00	4,52	0,82	7,91	1,71	0,66	0,77	0,89	0,91	—	—	0,96	4,46	1,78	1,54	2,90	0,37	0,37	5,49	—	—	—	—	—		
ThO <sub>2</sub>	0,57	1,15	0,50	0,64	2,06	0,72	3,07	0,68	—	0,21	1,02	0,14	—	—	0,50	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,16	0,57	0,38	0,19	1,29	0,70	3,46	0,58	0,35	0,30	0,28	0,27	—	—	0,85	2,12	0,96	0,64	1,05	0,64	0,64	3,24	—	—	—	—	—		
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,58	0,35	1,49	0,32	2,11	0,22	4,36	—	0,32	1,03	—	—	—	—	1,89	2,11	5,26	0,56	0,48	0,25	3,09	—	—	—	—	—	—		
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,29	16,21	8,49	16,20	2,94	3,55	1,99	14,94	15,76	13,04	13,26	12,78	—	—	9,22	8,80	13,71	14,98	14,85	15,97	10,20	—	—	—	—	—	—		
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32,03	33,01	24,47	31,09	10,06	11,45	7,13	27,80	31,46	27,05	30,85	31,33	—	—	26,21	23,60	27,87	30,44	26,38	31,44	23,38	—	—	—	—	—	—		
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,44	2,95	3,40	2,92	25,32	31,79	18,93	2,08	3,05	2,37	2,92	3,73	—	—	2,22	3,10	2,89	3,92	4,04	3,33	1,73	—	—	—	—	—	—		
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,37	11,68	7,97	12,20	1,51	1,73	0,78	10,96	11,50	9,69	11,03	10,64	—	—	10,64	8,39	11,17	10,80	10,87	10,26	8,93	—	—	—	—	—	—		
Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0,43	—	—	11,00	12,24	7,71	—	1,08	—	0,35	0,64	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
CaO	3,58	3,76	16,38	4,10	0,73	0,75	0,55	2,18	3,66	3,11	2,94	2,97	—	—	6,66	8,65	11,48	5,01	4,21	5,77	14,74	—	—	—	—	—	—		
MnO	0,10	0,16	—	0,13	4,10	4,09	3,84	0,21	0,16	0,01	—	—	—	—	—	—	—	0,15	0,46	—	—	—	—	—	—	—	—		
FeO	0,42	—	1,30	0,35	—	0,18	0,29	4,91	0,26	0,17	0,15	—	—	—	0,86	4,55	0,06	1,41	3,64	1,51	1,71	—	—	—	—	—	—		
PbO	0,25	—	0,47	—	—	0,03	—	—	—	0,42	0,18	—	—	—	—	0,16	—	0,69	0,57	0,39	—	—	—	—	—	—	—		
F	3,72	8,53	6,62	7,42	6,95	9,29	4,15	5,41	5,33	2,74	0,74	2,40	—	—	5,83	5,86	6,18	5,31	6,27	5,95	8,49	—	—	—	—	—	—		
Сумма	70,58	80,23	73,00	76,77	81,78	80,29	79,8	71,72	73,87	64,47	84,07	89,42	—	—	66,34	71,8	78,73	77,00	77,86	76,48	82,19	—	—	—	—	—	—		

Продолжение табл. 5

№ образца	7522/308		
	7	8	9
№ анализа			
UO <sub>3</sub>	0,57	—	1,21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,09	—
SiO <sub>2</sub>	0,58	1,93	3,11
ThO <sub>2</sub>	0,41	0,83	0,55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,23	0,31	2,46
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,73	2,87	2,27
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,50	5,62	13,20
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31,24	16,54	25,43
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,05	1,65	1,74
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,73	6,78	10,01
CaO	3,93	13,76	3,86
MnO	—	0,15	0,05
MgO	—	—	2,19
FeO	—	—	3,59
PbO	—	0,15	0,39
F	9,89	5,68	8,99
Сумма	76,45	56,75	79,39

Таблица 6

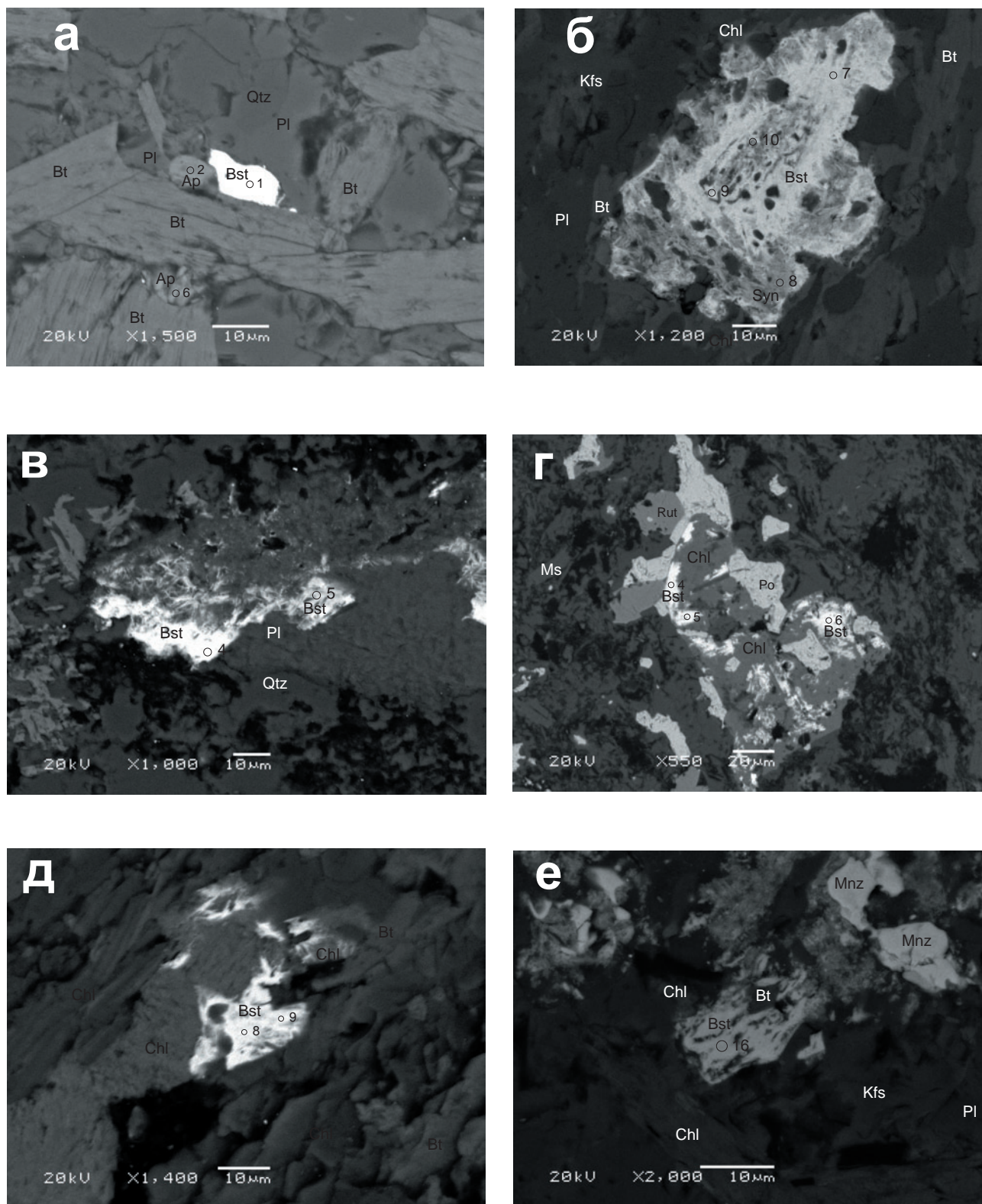
Составы апатитов из метапелитов воронцовской серии

№ образца	542-с/173			542-с			8601/425			8062/380					8712/4				8010/287				8283/8			
	2	14	3	14	3	3	22	23	24	24	38	39	40	5	10	30	33	12	14							
№ анализа	4,25	6,62	3,39	2,77	4,84	2,96	4,34	5,11	4,32	3,03	3,65	5,01	3,87	4,05	3,84											
F	41,04	38,40	41,33	40,47	39,55	32,12	31,92	34,83	34,90	36,42	40,75	39,37	34,90	39,74	39,21											
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	53,29	49,41	53,45	53,03	52,20	41,33	37,63	42,76	43,86	42,29	52,26	49,62	43,86	53,52	52,98											
CaO	0,61	1,52	0,18	0,20	0,48	1,72	9,44	20,61	9,21	2,09	0,69	0,76	6,58	0,57	0,81											
SiO <sub>2</sub>	0,31	0,62	0,44	–	0,07	0,10	2,10	0,50	1,17	0,42	0,41	–	0,35	0,28	0,48											
FeO	0,28	0,95	0,04	–	–	–	3,13	0,05	0,42	0,94	–	0,40	4,48	0,10	0,50											
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,09	0,07	–	–	–	0,79	–	0,23	0,18	–	0,20	0,24	–	0,14											
SO <sub>3</sub>	–	–	–	–	–	–	0,42	0,09	0,15	3,46	–	1,18	0,98	0,15	0,29											
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,12	1,93	0,57	–	–	–	0,92	0,72	0,64	6,77	–	2,29	2,01	–	0,43											
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	–	–	–	–	–	–	–	–	–	2,80	–	0,90	1,43	–	0,02											
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,52	–	–	–	–	0,14											
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,82	–	–	–	–	0,47											
ThO <sub>2</sub>	–	–	–	0,22	0,49	0,42	2,73	1,70	3,91	0,82	–	0,22	–	–	–											
Сумма	99,92	99,54	99,47	99,67	99,38	96,95	97,32	98,33	97,64	99,74	97,76	99,95	98,7	99,2	99,31											

Таблица 7

Составы ксенотимов из метапелитов воронцовской серии

№ образца	548-с/4		8283/8			8358/1					8053/275				8312/1			
	8	10	8	9	10	3	4	5	33	34	35	36	37	16	41			
№ анализа	0,87	0,63	0,01	0,45	0,12	0,40	0,76	0,13	0,28	0,02	–	0,45	0,94	1,43	0,33			
UO <sub>3</sub>	33,21	29,27	34,50	33,69	33,20	33,67	33,08	32,74	33,46	33,75	34,48	34,17	33,55	33,23	34,29			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	2,10	7,14	2,16	1,38	1,06	2,22	1,98	2,20	1,36	1,21	1,39	1,65	3,06	2,07	1,92			
SiO <sub>2</sub>	0,97	3,98	0,20	–	–	–	0,27	0,41	0,47	0,03	–	0,04	–	–	–			
ThO <sub>2</sub>	–	1,62	0,78	–	0,01	–	0,04	0,06	–	–	–	–	0,12	0,07	0,10			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	39,27	31,97	42,54	42,90	43,25	46,02	46,49	45,09	43,71	45,16	45,65	45,88	45,55	45,69	46,24			
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,03	2,77	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–			
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,28	8,39	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–			
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,44	1,01	1,59	2,23	2,30	2,15	2,24	1,68	2,23	1,80	1,82	1,84	2,05	2,45	1,09			
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	–	–	0,28	0,13	0,80	0,87	0,40	–	–	–	0,13	0,07	–	0,41			
Tb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,18	2,69	6,74	6,60	5,78	5,28	5,16	5,68	5,67	5,80	5,77	5,03	4,29	5,31	4,10			
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,00	0,25	2,23	2,29	1,70	1,46	0,82	1,75	1,96	1,85	1,17	1,14	0,37	1,64	0,65			
Ho <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,57	3,34	3,42	4,42	4,83	3,78	3,79	5,29	4,37	4,88	3,76	4,40	4,27	3,61	3,03			
Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,00	2,89	5,47	6,78	5,50	2,55	3,45	3,26	4,09	4,40	3,50	4,51	3,13	2,86	5,40			
Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,38	2,55	0,19	–	–	–	0,34	0,76	–	–	0,18	0,36	0,20	0,08	0,12			
CaO	0,37	0,63	–	0,46	0,41	0,27	0,14	0,36	0,50	–	0,16	–	0,01	0,43	0,55			
PbO	98,69	99,13	99,83	99,48	98,29	98,6	99,43	99,81	98,1	98,9	97,88	99,6	97,61	98,87	98,23			
Сумма																		



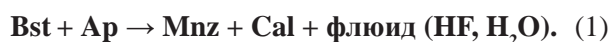
**Рис. 6.** Взаимоотношения бастанезита с другими минералами в метапелитах гранатовой зоны воронцовской серии: а) бастанезит в контакте с апатитом в матрице (обр. 8617/404); б) крупное зональное зерно бастанезита, переходящее в краевой части в синхизит (обр. 7522/308); в) бастанезит, развивающийся по плагиоклазу (обр. 7004/264); г) выделения бастанезита в хлорите (обр. 8305/1); д) замещение хлорита бастанезитом (обр. 820/318); е) «празодимовый» бастанезит в ассоциации с монацитом, ксенотимом и апатитом (обр. 548-с/4)



### Интерпретация минеральных равновесий

Как упоминалось выше, бастнезит встречается только в пределах гранатовой зоны, где имеет достаточно широкое распространение (табл. 2). Это свидетельствует о том, что он образовался при метаморфизме пород воронцовской серии, а не является наложенным (эпигенетическим). В противном случае мы должны были бы наблюдать бастнезит и в других (более высокотемпературных) зонах метаморфизма. В большинстве случаев бастнезит находится в реакционных взаимоотношениях с монацитом и слоистыми силикатами (биотитом и хлоритом). Его появление могло происходить за счет перекристаллизации детритового бастнезита или монацита при метаморфизме зеленосланцевой фации (например,  $Mnz + Cal + HF \rightarrow Ap + Bst + H_2O + CO_2$ ), но возможен и другой механизм. Развитие бастнезита по хлориту (рис. 6, г, д, е), реже по биотиту (рис. 3, г) и плагиоклазу (рис. 6, в) в виде мелких игольчатых и розетковидных кристаллов могло происходить за счет частичного разложения силикатов, содержащих REE на уровне десятков и сотен ppm [6, 17, 18]. Ранее такие структуры объяснялись кристаллизацией бастнезита в результате частичного разложения хлорита, содержащего LREE (до 2,5 мас. %) [1].

С увеличением температуры бастнезит начинает разлагаться с образованием монацита, и с переходом к ставролитовой зоне он полностью исчезает. Выделения монацита в бастнезите обоих морфологических типов (призматические и мелкие игольчатые, розетковидные кристаллы) (рис. 3, г, д) и тесная ассоциация бастнезита, монацита и апатита (рис. 3, в) свидетельствуют о его образовании в результате следующей реакции:

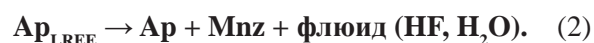


Подобные отношения бастнезита и монацита наблюдались в углеродистых сланцах тимской свиты Тим-Ястребовской структуры [1] и на месторождении ниобия и REE Баян Обо во внутренней Монголии (Китай) [4].

Монацит присутствует во всех образцах, где установлены REE-минералы в средне- и высокотемпературных зонах метаморфизма, и только в гранатовой зоне он установлен примерно в половине образцов (табл. 2). Это означает, что метаморфический монацит начал кристаллизоваться в гранатовой зоне и в дальнейшем оставался устойчивым при более высокотемпературных условиях.

Кроме реакции (1), образование монацита могло происходить при частичном разложении хлорита, распаде алланита и за счет REE-содержащего апатита. В метапелитах гранатовой зоны метаморфизма встречены очень необычные взаимоотношения монацита и хлорита (рис. 5, в-д). Монацит развивается по краям и в центральных частях зерен хлорита в виде мелких кристаллов («монацитовая сыпь» (рис. 5, г)). Возможно, как и в случае с бастнезитом, монацит кристаллизуется за счет частичного разложения хлорита, содержавшего примесь REE.

Реакционные взаимоотношения апатита и хлорита: каймы монацита по апатиту (рис. 5, б), тонкие ламели монацита в апатите (рис. 5, а), выделения монацита в апатите (рис. 3, е) предполагают, что монацит в гранатовой (рис. 3, е, 5, а) и ставролитовой (рис. 5, б) зонах кристаллизовался непосредственно из обогащенного REE апатита по схеме



Это подтверждается тем, что многие апатиты в гранатовой и ставролитовой зонах содержат примеси REE (до 13,5 мас. %) (табл. 6). Кроме того, присутствие в части монацитов фтора (табл. 4) свидетельствует о том, что они развивались за счет бастнезита и/или апатита.

Хотя наиболее распространенной реакцией появления монацита при метаморфизме считается высокотемпературное замещение им алланита в эпидот-амфиболитовой фации [2, 19–21], алланит встречен нами только в двух образцах из ставролитовой зоны. Присутствие фосфора в аланите (табл. 3, рис. 3, а) может свидетельствовать о том, что он образовался за счет разложения детритового монацита, как это описано в ряде публикаций [2, 19 и др.]. Алланиты представлены мелкими зернами (реликтами) в тесной ассоциации с апатитом и замещаемые монацитом (рис. 3, а, б). Несколькими авторами предложен ряд реакций перехода  $Aln \rightarrow Mnz$ , по-разному учитывающих баланс компонентов [2, 19, 21], но в общем виде эта реакция выглядит так:



О протекании этой реакции свидетельствует резкое уменьшение (почти в три раза) содержаний LREE в разлагающихся алланитах.

С ростом температуры метаморфизма увеличивается размер зерен апатита от 10–20 мкм в гранатовой зоне до 200 мкм в силлиманит-калишпат-кордиеритовой.

Еще один REE-фосфат-ксенотим наиболее распространен в ставролисиллиманитовой зоне. Его отношения с другими минералами не изучены в той степени, когда можно делать выводы о реакциях его образования или разложения. По литературным данным известно, что в метапелитах фазовые равновесия ксенотима тесно связаны с реакциями роста и разложения граната, который может концентрировать иттрий в значительных количествах и даже обнаруживать по нему зональность [например, 5].

### Выводы

На основании исследования фазовых равновесий REE-минералов в метаосадочных породах воронцовской серии можно сделать следующие выводы.

1. Бастнезит является самым низкотемпературным из REE-минералов и устойчив только в пределах гранатовой зоны. Появление метаморфического бастнезита в зеленосланцевой фации может происходить при перекристаллизации детритового бастнезита и замещении детритового монацита

(например,  $Mnz + Cal + HF \rightarrow Ap + Bst + H_2O + CO_2$ ) или за счет частичного разложения силикатов (хлорита, биотита, плагиоклаза), содержащих REE на уровне десятков и сотен ppm, о чем свидетельствуют многочисленные реакционные структуры.

2. Реакционные взаимоотношения бастнезита, монацита и апатита предполагают, что в высокотемпературной части гранатовой зоны бастнезит распадается с образованием монацита:  $Bst + Ap \rightarrow Mnz + Cal + \text{флюид (HF, H}_2\text{O)}$ . Его полное разложение совпадает со ставролитовой изоградой.

3. Монацит появляется впервые в гранатовой зоне и остается стабильным во всех зонах метаморфизма, включая силлиманит-калишпат-кордиеритовую (низы гранулитовой фации). Многочисленные реакционные структуры предполагают, что он образуется в гранатовой зоне при реакции бастнезита с апатитом и за счет частичного разложения REE-содержащего хлорита. В гранатовой и ставролитовой зонах монацит появляется при реакции алланита с апатитом и за счет частичного распада REE-содержащего апатита.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Савко К. А. Фазовые равновесия редкоземельных минералов при метаморфизме углеродистых сланцев Тим-Ястребовской структуры, Воронежский кристаллический массив / К. А. Савко [и др.] // Петрология. – 2010. – № 4 (в печати)

2. Wing B. A. Prograde destruction and formation of monazite and allanite during contact and regional metamorphism of pelites: petrology and geochronology / B. A. Wing, J. M. Ferry, T. M. Harrison // Contrib. Mineral. Petrol. – 2003. – V. 145. – P. 228–250.

3. Smith H. A. Monazite U-Pb dating of staurolite grade metamorphism in pelitic schists / H. A. Smith, B. Barero // Contrib. Mineral. Petrol. – 1990. – V. 105. – P. 602–615.

4. Smith M. P. Reaction relationships in the Bayan Obo Fe-REE-Nb deposit Inner Mongolia, China: implications for the relative stability of rare-earth element phosphates and fluorocarbonates / M. P. Smith, P. Henderson, Z. Peishan // Contrib. Miner. Petrol. – 1999. – V. 134. – P. 294–310.

5. Spear F. S. Apatite, monazite, and xenotime in metamorphic rocks / F. S. Spear, J. M. Pyle // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. – 2002. – V. 48. – P. 293–335.

6. Corrie S. L. Trace-element distributions in silicates during prograde metamorphic reactions: implications for monazite formation / S. L. Corrie., M. J. Kohn // J. Metam. Geol. – 2008. – V. 26. – P. 451–464.

7. Савко К. А. Зональность минералов и прогрессивные метаморфические реакции в среднетемпературных метапелитах воронцовской серии (Воронежский кри-

сталлический массив) / К. А. Савко // Изв. АН СССР. Сер.: Геол. – 1990. – № 11. – С. 79–87.

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

9. Библикова Е. В. Зона сочленения Сарматии и Волго-Уралии: изотопно-геохронологическая характеристика супракрупных пород и гранитоидов / Е. В. Библикова [и др.] // Стратиграфия и геологическая корреляция. – 2009. – № 6. – С. 3–16.

10. Лебедев И. П. Реконструкция первичной природы и условий прогрессивного регионального метаморфизма раннепротерозойских образований воронцовской серии : автореф. дис. на соиск. уч. ст. канд. геол.-минерал. наук / И. П. Лебедев. – Воронеж, 1977. – 18 с.

11. Шишов В. В. Новые данные по геологическому строению песчаниково-сланцевой толщи воронцовской серии / В. В. Шишов // Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. – М. : Недра. – 1976. – Т. 2. – С. 230–232.

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

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

14. Савко К. А. Силлиманит-мусковитовая зона в метаморфическом комплексе воронцовской серии ВКМ / К. А. Савко // Геология и геофизика. – 1994. – № 6. – С. 73–86.

15. Савко К. А. Петрология и геоспидометрия метаморфических пород востока Воронежского кристаллического массива / К. А. Савко., Ю. В. Герасимов. – Воронеж, 2002. – 131 с.

16. Suzuki K. Electron microprobe observations of Pb diffusion in metamorphosed detrital monazites / K. Suzuki, M. Adachi, I Kajizuka // Earth Planet. Sci. Lett. – 1994. – V. 128. – P. 391–405.

17. Kohn M. J. Formation of monazite via prograde metamorphic reactions among common silicates: Implications for age determinations / M. J. Kohn, M. A. Malloy // Geochim. Cosmochim. Acta. – 2004. – V. 68. – № 1. – P. 101–113.

18. Lanzirotti A. Geochronology and geochemistry of multiple generations of monazite from the Wepawaug

Schist, Connecticut, USA: implications for monazite stability in metamorphic rocks / A. Lanzirotti, G. N. Hanson // Contrib. Mineral. Petrol. – 1996. – V. 125. – P. 332–340.

19. Janots E. Prograde metamorphic sequence of REE-minerals in pelitic rocks of the Central Alps: implications for allanite–monazite–xenotime phase relations from 250 to 610 °C / E. Janots [et al.] // J. Metam. Geol. – 2008. – V. 26. – P. 509–526.

20. Janots E. Metamorphic rates in collisional orogeny from in situ allanite and monazite dating / E. Janots [et al.] // Geology. – 2009. – V. 37. – № 1. – P. 11–14.

21. Tomkins H. S. Accessory phase petrogenesis in relation to major phase assemblages in pelites from the Nelson contact aureole, southern British Columbia / H. S. Tomkins, D. R. M. Pattison // J. Metam. Geol. – 2007. – V. 25. – P. 401–421.

Рецензент Н. М. Чернышов

*Воронежский государственный университет  
К. А. Савко, профессор, заведующий кафедрой  
полезных ископаемых и недропользования  
Тел. 8 (4732) 226-419  
ksavko@geol.vsu.ru*

*Voronezh State University  
K. A. Savko, Professor, the Head of the Chair of  
Mineral Resource  
Tel. 8 (4732) 226-419  
ksavko@geol.vsu.ru*

*Н. С. Базиков, магистрант кафедры полезных  
ископаемых и недропользования  
Тел. 8 (4732) 208-626  
nickolasss@yandex.ru*

*N. S. Bazikov, masters degree student, Chair of Mineral  
Resource  
Tel. 8 (4732) 208-626  
nickolasss@yandex.ru*