

## РЕДКОЗЕМЕЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ЧЕРНЫХ СЛАНЦАХ ТИМ-ЯСТРЕБОВСКОЙ СТРУКТУРЫ (ВОРОНЕЖСКИЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ МАССИВ) И ДАТИРОВАНИЕ ВОЗРАСТА МЕТАМОРФИЗМА ПО МОНАЦИТАМ «IN SITU»

К. А. Савко, Е. Х. Кориш, С. М. Пилюгин

*Воронежский государственный университет*

В углеродистых сланцах Тим-Ястребовской структуры установлена редкоземельная минерализация, которая представлена алланитом  $[\text{CaREEAl}_2\text{Fe}^{2+}\text{Si}_3\text{O}_{11}\text{O}(\text{OH})]$ , бастнезитом  $[(\text{Ce},\text{La},\text{Nd})(\text{CO}_3)\text{F}]$ , синхизитом  $[\text{Ca}(\text{Ce},\text{La},\text{Nd})(\text{CO}_3)_2\text{F}]$  и монацитом  $[(\text{Ce},\text{La},\text{Nd},\text{Th})\text{PO}_4]$ . Проанализированные монациты содержат значимые концентрации свинца (0,091–0,461 % PbO) и урана (0,073–0,154 % UO<sub>2</sub>), что позволило оценить по ним возраст метаморфизма углеродистых сланцев, используя метод датирования монацита «in situ» по соотношению Th, U и Pb. Были получены две популяции возрастов (1) 1807–2134 млн лет и (2) 1041–1471 млн лет. Первая популяция была получена по монацитам ранней генерации, заключенным в пирите и апатите. Этот интервал возрастов, по-видимому, отражает время регионального метаморфизма зеленосланцевой фации и повторный разогрев углеродистых сланцев в результате внедрения магматических масс вследствие коллизии Сарматии и Волгоуралии на рубеже около 2,1 млрд лет.

Группа возрастов 1471–1041 млн лет назад была получена для монацитов поздней генерации, образовавшихся за счет распада алланита и тесно ассоциирующих с ретроградным хлоритом. Эти возрасты отражают активизацию в то время низкотемпературной флюидной активности, приведшей к развитию ретроградных процессов.

*Ключевые слова:* высокоуглеродистые сланцы, редкоземельная минерализация, алланит, монацит, бастнезит, Th-U-Pb-метод датирования.

### ВВЕДЕНИЕ

Высокоуглеродистые «черные» сланцы уже несколько десятилетий являются объектом пристального изучения геологов, т. к. в них установлены крупные месторождения благородных и цветных металлов. Они представляют интерес для поисков месторождений редких и рассеянных элементов, т. к. углеродистое вещество является своеобразным геохимическим барьером. В пределах Воронежского кристаллического массива (ВКМ) черносланцевые образования палеопротерозойского возраста сконцентрированы в основном в пределах Тим-Ястребовской рифтогенной структуры [7] и изучались ранее с целью оценки их платино- и золотоносности. Результаты этих работ обобщены в ряде статей и монографий [10, 11, 12 и др.].

Наибольшие концентрации золота и платиноидов приурочены к прослоям сланцев, максимально обогащенным углеродистым веществом [1, 13]. Изучение именно таких участков сильно осложняется тем, что пылевидные частицы графита «наполняют» все минералы, и они становятся непрозрачными в проходящем свете, из-за чего мине-

ральный состав черных сланцев определяется с большим трудом даже при сильных увеличениях. Эта проблема решена нами с использованием растрового электронного микроскопа, позволяющего получать изображения в отраженных электронах при большом увеличении.

В результате детальных исследований шлифов высокоуглеродистых сланцев тимской свиты Тим-Ястребовской структуры на растровом электронном микроскопе Jeol 6380 LW с энергодисперсионным анализатором INCA 250 (ВГУ) нами была в заметных концентрациях установлена редкоземельная минерализация в углеродистых сланцах и изучены ранее не описанные здесь минералы: монацит, алланит, бастнезит и синхизит. Помимо интереса в отношении нового направления в металлогенической редкоземельной специализации углеродистых сланцев тимской свиты мы сделали попытку оценить возраст метаморфизма этих отложений по соотношению урана, тория и свинца в монаците. Этот метод датирования метаморфических процессов пользуется большой популярностью в последние десятилетия и называется CHIME (chemical Th-U-total Pb isochron method) [19, 20, 21, 16 и др.]. Более подробное описание методики

получения возрастов по монацитам изложено в соответствующем разделе этой работы.

Таким образом, целью настоящей статьи является характеристика редкоземельной минерализации в углеродистых сланцах Тим-Ястребовской рифтогенной структуры и предварительная оценка возраста метаморфических событий по монацитам «in situ».

### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Тим-Ястребовская структура, входящая в состав Алексеевско-Воронежской структурно-формационной зоны, является одной из наиболее крупных палеопротерозойских структур в пределах Воронежского кристаллического массива. Ее протяженность с северо-запада на юго-восток составляет 130 км при ширине 10–30 км, глубина заложения по геофизическим данным оценивается в 5–8 км (рис. 1). В геодинамическом отношении структура представляет собой внутриконтинентальный рифт, заложившийся в палеопротерозое на неархейской протоплатформе и преобразованный в дальнейшем в синклиналии.

В геологическом строении Тим-Ястребовской структуры и ее обрамления принимают участие образования стратиграфических подразделений архея и палеопротерозоя. Архейские породы слагают обрамление Тим-Ястребовской структуры и представлены мощными толщами высокометаморфизованных осадочных и вулканогенно-осадочных образований обоянской и михайловской серий. Сама Тим-Ястребовская структура выполнена палеопротерозойскими породами курской и перекрывающей ее оскольской серии.

Отложения курской серии распространены по всему юго-западному борту структуры, а также на северо-западном и юго-восточном замыкании и представлены преимущественно кварц-слюдистыми сланцами стойленской свиты и мощными железорудными толщами магнетитовых кварцитов с прослоями внутрирудных сланцев. Мощность отложений серии достигает 1 000 м и более. Точный возраст железорудного осадконакопления курской серии не известен. На основании датировок урановых аутигенных минералов считается, что начало осадконакопления могло происходить около 2,5 млрд лет назад [64]. Верхний ее возрастной предел можно оценить по возрасту перекрывающих

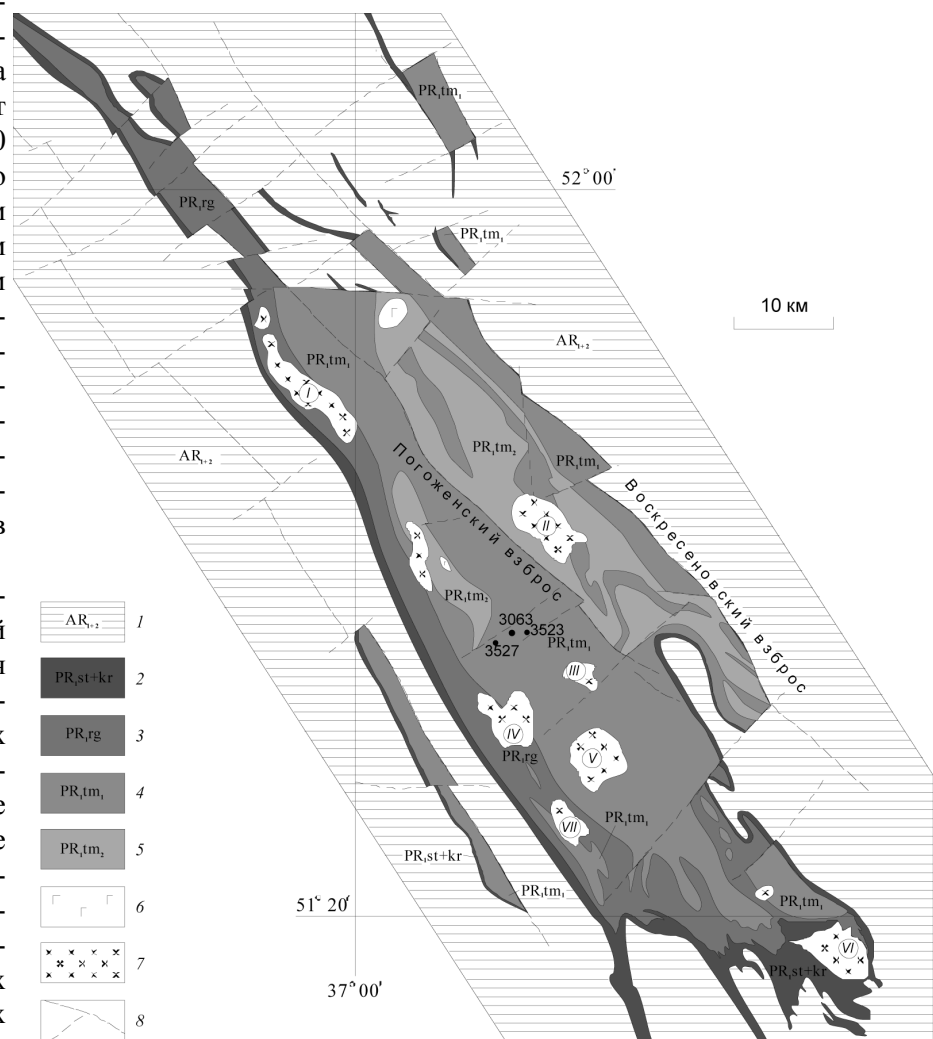


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Тим-Ястребовской структуры. 1 — породы архейского основания (обоянская и михайловская серия), 2 — курская серия (стойленская и коробковская свиты), 3 — роговская свита, 4–5 — тимская свита (4 — нижняя подсвита, 5 — верхняя подсвита), 6–7 — интрузивные тела: 6 — золотухинского комплекса, 7 — стойло-николаевского комплекса (массивы: I — Щигровский, II — Луневский, III — Прилепский, IV — Роговской, V — Екатерининский, VI — Стойло-Николаевский, VII — Крутовской), 8 — разрывные нарушения

кислых вулканитов в Михайловской синформе — около 2170 млн лет [2].

Состав и строение оскольской серии характеризуются ритмичной, неоднократно повторяющейся сменой конгломератов, гравелитов и метапесчаников, переходящих к верхам разреза в карбонатно-сланцевые сланцы с горизонтами амфиболитов, метаморфизованных доломитов и известняков, а также широким развитием углеродсодержащих пород и вулканитов. Мощность разрезов оскольской серии оценивается в несколько километров. Серия подразделяется на более древнюю, терригенно-карбонатную роговскую свиту и более молодую, существенно терригенно-вулканогенную тимскую свиту. Роговская свита распространена вдоль юго-западного борта Тим-Ястребовской структуры, а также в ее северо-восточном замыкании, сложена в различной степени мраморизованными известняками и доломитами, карбонатными метапесчаниками и сланцами, в отдельных прослоях обогащенными углеродистым веществом. Тимская свита занимает основную часть площади Тим-Ястребовской структуры. В ее составе выделяются нижняя и верхняя подсвиты.

Разрез нижнетимской подсвиты характеризуется отчетливо ритмичным строением и широким распространением в его составе углеродистых сульфидизированных сланцев с подчиненными прослоями метапесчаников, кварцитов, силикатно-карбонатных пород.

В отложениях верхнетимской свиты преобладают вулканогенные породы. Нижняя часть ее разреза сложена углеродистыми и безуглеродистыми сланцевыми сланцами, а в верхней части преобладают метаэффузивы с прослоями метапесчаников и сланцев. Прецизионные датировки возраста для пород оскольской серии отсутствуют. По данным В. М. Холина [9] структурно-вещественный комплекс рифтогенного этапа объединяет отложения оскольской серии.

На рубеже 2,1 млрд лет в результате столкновения Сарматии и Волгоуралии произошло закрытие рифтов Курского блока. В условиях сжатия возникли внутрикоровые зоны плавления, и в различных частях коллизионной структуры сформировался ряд интрузивных комплексов. В структурах закрытия рифта Курского блока к ним относятся стойло-николаевский комплекс гранитоидов ( $2085 \pm 5$  млн лет), щебекинский сиенитовый ( $2066 \pm 14$  млн лет) и малиновский гранитный ( $2040 \pm 30$  млн лет) [2]. С этим же этапом связано

формирование андезитовой толщи глазуновской свиты —  $2151 \pm 79$  млн лет [2].

## МЕТАМОРФИЗМ

Метаморфизм отложений Тим-Ястребовской структуры изучен весьма детально [4, 18], насколько это возможно в «закрытом» районе при довольно редкой сети скважин. При картировании метаморфической зональности для метапелитов были выделены биотит-мусковитовая зона с низкотемпературной хлорит-калишпатовой подзоной ( $< 350\text{--}370$  °С), гранатовая зона ( $400\text{--}460$  °С) и ставролитовая зона ( $500\text{--}520$  °С) в интервале давлений 2,1–3,6 кбар. Распределение метаморфических зон имеет полосообразно-мозаичный характер: прослеживается приуроченность наиболее слабо метаморфизованных пород зеленосланцевой фации к юго-западному борту структуры, где картируется узкий меридионально вытянутый фрагмент хлорит-калишпатовой подзоны, а пород, претерпевших более высокотемпературный метаморфизм (гранатовая зона), — к северо-восточному борту. Центральная часть Тим-Ястребовской структуры характеризуется сложным пятнисто-мозаичным распределением низко- и более высокотемпературных зон метаморфизма. При этом наблюдается концентрически-зональные температурные ореолы вокруг интрузий стойло-николаевского комплекса.

В низкотемпературных зонах метаморфизма отчетливо устанавливаются признаки роста минералов и минеральных агрегатов синхронно со складчатостью. В контактовых ореолах около интрузий стойло-николаевского комплекса отмечается наложенность хаотически ориентированных минеральных индивидов на раннюю сланцеватость.

Изложенные выше данные позволяют предположить, что формирование изученного метаморфического комплекса происходило в результате двух последовательных метаморфических событий. Метаморфические процессы первого этапа затронули весь комплекс палеопротерозойских образований Тим-Ястребовской структуры и имели региональный характер. Они протекали синхронно со складчатостью и пластическими деформациями пород в результате повышения температуры от  $350$  до  $520$  °С и давления до 3,6 кбар. Интенсивность теплового потока при этом возрастала от юго-западного к северо-восточному борту структуры. Геотермический градиент при региональном метаморфизме составлял  $40\text{--}50$  °С/км. Второй, более

поздний этап метаморфизма носил локальный характер и приурочен к контактовым ореолам интрузий стойло-николаевского комплекса. Температурный градиент увеличился до 70–80 °С/км при снижении давления до 2,1 кбар.

### ПЕТРОГРАФИЯ УГЛЕРОДИСТЫХ СЛАНЦЕВ

Метаосадочные породы тимской свиты представляют собой серые, темно-серые до черных, часто с зеленоватым оттенком тонко- и мелкозернистые породы. По размеру зерен, соотношению хлорита, слюд и кварц-полевошпатового агрегата наблюдаются переходы от метаалевропелитовых сланцев до метапсаммитов. В них наблюдается метапсаммитовая структура, характеризующаяся присутствием в породах обломочных зерен кварца различной степени окатанности. Структура сланцев и основной массы в метапсаммитах лепидогранобластовая. При появлении крупных (до 2–3 мм) зерен метаморфических минералов структура пород становится порфиробластовой. С ростом температуры метаморфизма за счет перекристаллизации увеличивается размер минеральных агрегатов в метапелитах, у хлоритов и слюд появляются более четкие кристаллографические формы.

Углеродистые слюдиисто-кварцевые сланцы, содержащие большое количество сульфидов, являются наиболее распространенным типом пород в разрезах тимской свиты в пределах Тим-Ястребовской структуры. Количество сульфидов, как правило, коррелируется с содержанием углеродистого вещества. Сульфидная минерализация представлена пиритом, пирротинном, в меньшей степени — халькопиритом, арсенопиритом, сфалеритом, галенитом. Сульфиды образуют тонкую вкрапленность в углеродистой массе, гнезда мелкокристаллического пирротина и пирита (до первых сантиметров) и крупные кристаллы в породе. Суммарное количество сульфидов в породе может достигать 30 мод. %. Углеродистое вещество встречается в пылевидной тонкорассеянной форме, но обнаруживаются и практически мономинеральные скопления графита. Сланцы часто содержат гранат, хлорит, апатит, карбонаты (кальцит, доломит). В прослоях, содержащих гранат-спессартин, отмечается повышенное содержание MnO, достигающее 4–9 мас. %. Мощность слоев, характеризующихся повышенной марганцовистостью, колеблется от 2 до 10 м. В качестве аксессуарных минералов присутствуют сфен, магнетит, ильменит, алабандин.

### МИНЕРАЛОГИЯ УГЛЕРОДИСТЫХ СЛАНЦЕВ

Главными породообразующими минералами метапелитов Тим-Ястребовской структуры, наряду с постоянно присутствующим кварцем, являются полевые шпаты (плагиоклаз и микроклин), слюды (биотит и мусковит) и хлорит. По мере возрастания степени метаморфизма в породах появляются гранат, амфиболы куммингтонит-грюнеритового ряда, ставролит, андалузит и кордиерит.

Мы остановимся на характеристике минералов из образцов скважины 3527, в которых была изучена редкоземельная минерализация и проведено датирование возраста метаморфизма по монацитам. Проанализированные образцы представляют собой углеродистые сланцы темно-серого до черного цвета из низкотемпературной добиотитовой субфации (350–370 °С, 2,1 кбар). Помимо кварца, основные минеральные фазы представлены хлоритом, мусковитом и спессартином. Биотит встречается очень редко. В небольших количествах может присутствовать кальцит.

Все изученные образцы представляют собой kern скважин, детально описанный при проведении полевых работ. Из них были изготовлены прозрачно-полированные шлифы, изученные сначала оптически, а затем на растровом электронном микроскопе Jeol 6380 LW с энергодисперсионным анализатором INCA 250 (ВГУ). Условия локальных анализов минералов: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 1–2 нА, диаметр зонда 2 мкм. Точность анализов постоянно контролировалась по природным и синтетическим эталонам. Кристаллохимические формулы гранатов рассчитаны на 12, мусковитов — на 11, хлоритов — на 14, монацитов на 4, алланитов — на 12,5 атомов кислорода.

*Мусковит* образует мелкие чешуйки размером сотые доли миллиметра, насыщенные включениями углеродистого вещества. Оптическое изучение слюд затруднено в связи с их малыми размерами и «запыленностью» графитовым веществом, делающим минералы практически не прозрачными. В своем составе мусковит содержит незначительные примеси фенгитового и парагонитового компонентов (табл. 1).

Спессартин образует идиоморфные кристаллы величиной от долей миллиметра до 3–4 мм и ксеноморфные пойкилобласты. Гранаты характеризуются отчетливой зональностью. Зональность выражена цветовой тональностью, степенью совер-



шенства граната. Встречаются спессартины, внутренние зоны которых отделены от внешних узкими каемками непрозрачных включений. Крупные зерна имеют секториальное строение, выраженное в наличии многочисленных мелких включений других минералов и углеродистого вещества в пирамидах роста граней и отсутствием или их значительно меньшим содержанием в следах роста ребер и вершин кристаллов. Практически всегда в них наблюдается S-образная, реже спиралеобразная, типа «снежного кома», внутренняя структура, свидетельствующая о вращении кристаллов в процессе их роста, что связано с послойными дифференциальными сдвиговыми смещениями в породах в ходе складчатых деформаций.

Спессартины содержат 71–86 % спессартинового, 7–22 % гроссулярового и 2–14 % пиропового минералов (табл. 2). Содержание алмандинового компонента не превышает 4 %. Отчетливо проявляется химическая зональность, выраженная в увеличении от периферии к центру кристалла содержания MnO и CaO с одновременным уменьшением FeO и MgO. Такая зональность называется «проградной», и ее появление обусловлено повышением температуры в процессе роста граната. Крупные зерна гранатов имеют секториальное строение.

*Хлорит* широко распространен в изученных высокоуглеродистых сланцах и образует как довольно крупные лейсты (до 0,3 мм), так и мелкие (0,05 мм) чешуйки зеленовато-бурого цвета. В низкотемпературных хлоритах наблюдаются широкие вариации его железистости —  $X_{Fe} = 0,53–0,89$  % (табл. 1).

### РЕДКОЗЕМЕЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В УГЛЕРОДИСТЫХ СЛАНЦАХ

*Принятые сокращения:* *Aln* — алланит, *Ap* — апатит, *Bst* — бастнезит, *Chl* — хлорит, *Cpy* — халькопирит, *Plt* — ильменит, *Qtz* — кварц, *Mnz* — монацит, *Ms* — мусковит, *Mt* — магнетит, *Pyr* — пирит, *Syn* — синхизит, *Rt* — рутил.

*Алланит* — второе и более предпочтительное название ортита (Thompson, 1810, Berzelius, 1818). Формула —  $CaREEAl_2Fe^{2+}Si_3O_{11}(OH)$ , где REE — редкоземельная группа [5]. По времени образования и условиям нахождения алланит существенно отличается от других редкоземельных минералов углеродистых сланцев Тим-Ястребовской структуры. Его кристаллы, как правило, несут на себе следы изменения и замещения минералами редких земель более позднего генезиса. Все выделения

алланита практически не сохранили своих первоначальных кристаллографических очертаний и чаще всего встречаются в виде мелких (5–20 мкм) реликтов, реже представлены более крупными (100–150 мкм) ксеноморфными зернами со следами разрушения. В углеродистых сланцах алланит находится в тесной ассоциации с хлоритом, пиритом, халькопиритом, рутилом, апатитом, бастнезитом (рис. 2). Его состав (табл. 3) хорошо соответствует средним составам собственно алланита [5]. Среди редкоземельных элементов преобладают церий (8,4–11,4 %  $Ce_2O_3$ ), почти в два раза превышающий содержания лантана (3,6–6,4 %  $La_2O_3$ ) (табл. 3). Кроме них, в заметных количествах присутствует неодим (1,8–4,0 %  $Nd_2O_3$ ). В изученных алланитах отмечается некоторый избыток алюминия и кальция (табл. 3) относительно идеальной формулы. Избыток кальция указывает на изоморфное замещение части  $REE^{3+}$  на  $Ca^{2+}$ . Избыток алюминия обусловлен, соответственно, заменой части железа  $Fe^{2+}$  в структуре алланита на  $Al^{3+}$ . Отмечается хорошо выраженная прямая зависимость содержаний ( $Fe^{2+} + Mg + Mn$ ) и ( $Ce + La + Nd$ ) (табл. 3, рис. 3). Все это свидетельствует о гетеровалентном изоморфизме по схеме:  $Ca^{2+} + Al^{3+} = REE^{3+} + Fe^{2+}$ . Сумма валентности катионов несколько занижена относительно идеального значения 26: 24,8–25. Это, вероятно, объясняется замещением части кислорода на группу OH, также распространенным в алланитах. Отметим относительно высокое количество марганца в алланитах на уровне 3–4 % MnO, что объясняется повышенным содержанием марганца в углеродистых сланцах.

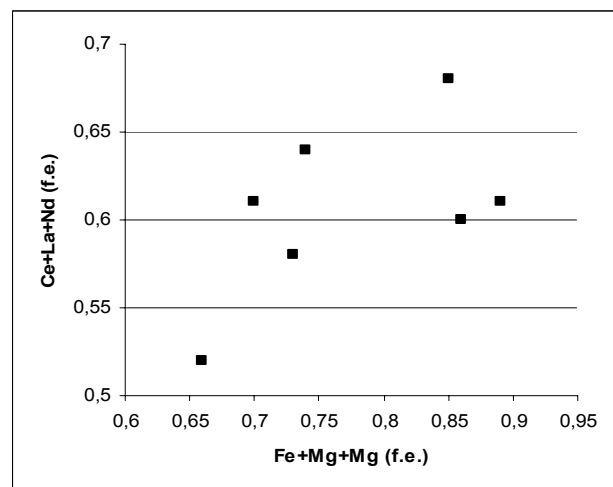


Рис. 2. Зависимость содержаний ( $Fe + Mn + Mg$ ) и ( $Ce + La + Nd$ ) в алланите, образец 3527/472.

Таблица 1

Химический состав и кристаллохимические коэффициенты мусковитов и хлоритов из высокоуглеродистых сланцев Тим-Ястребовской структуры

№ образца	472/3527				574,5/3523				496/3527												
	Ms 1	Ms 1	Ms 1	Ms 2	Chl-1	Chl-2	Chl-3	Chl-4	Chl-5	Chl-6	Chl-7	Chl-8	Chl-1	Chl-2	Chl-3	Chl-4	Chl-5	Chl-6	Chl-7	Chl-8	
№ зерна	12	9	11	16	3	9	10	11	15	16	4	8	15	25	26						
№ анализа	44,2	49,03	45,4	46,39	30,37	23,82	26,00	26,91	28,07	27,23	28,26	26,94	26,40	22,30	22,98						
SiO <sub>2</sub>	0,35	0,69	0,65	0,72	0,02	—	0,02	0,08	—	0,08	0,07	—	0,10	0,07	—						
TiO <sub>2</sub>	32,23	30,12	32,1	32,67	16,32	13,64	14,49	15,08	15,58	15,17	20,42	14,41	15,90	16,10	14,09						
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06	0,23	0,15	—	0,34	—	0,43	0,24	0,18	0,32	0,27	0,14	0,53	0,20	0,01						
FeO	0,28	0,31	0,72	0,34	39,59	29,99	33,74	34,72	38,78	36,01	22,57	35,92	29,84	15,73	25,86						
MnO	—	0,06	0,24	—	1,48	2,25	2,08	1,90	2,26	2,36	3,44	2,03	2,36	3,81	2,21						
MgO	1,53	2,28	2,17	1,75	5,93	5,96	6,42	5,69	5,74	5,46	11,18	5,30	8,22	9,89	6,28						
CaO	—	0,16	—	0,05	0,57	0,79	0,52	0,28	0,09	0,22	0,21	0,27	0,47	0,23	0,37						
Na <sub>2</sub> O	0,45	0,47	0,47	0,48	0,12	—	0,09	—	0,23	0,25	0,24	0,11	0,07	—	0,04						
K <sub>2</sub> O	10,15	10,83	10,76	10,70	0,44	0,15	0,18	0,50	—	0,04	0,24	0,34	0,05	0,08	0,07						
Сумма	89,25	94,72	92,66	93,10	95,18	76,60	83,97	85,40	90,93	87,14	86,90	85,46	83,94	68,41	71,91						
Si	3,13	3,28	3,10	3,15	3,167	3,072	3,073	3,122	3,091	3,111	2,995	3,148	3,042	2,978	3,087						
Al	2,69	2,37	2,58	2,62	2,006	2,073	2,018	2,062	2,022	2,043	2,550	1,985	2,159	2,534	2,231						
Ti	0,02	0,03	0,03	0,04	0,002	—	0,002	0,007	—	0,007	0,006	—	0,009	0,007	—						
Cr	—	0,01	0,01	—	0,028	—	0,040	0,022	0,016	0,029	0,023	0,013	0,048	0,021	0,001						
Fe <sup>2+</sup>	0,02	0,02	0,14	0,02	3,453	3,234	3,335	3,372	3,572	3,441	2,000	3,511	2,875	1,757	2,905						
Mn	—	—	0,01	—	0,131	0,246	0,208	0,187	0,211	0,228	0,309	0,201	0,230	0,431	0,251						
Mg	0,16	0,28	0,22	0,18	0,922	1,146	1,131	0,984	0,942	0,930	1,766	0,923	1,412	1,969	1,258						
Ca	—	0,01	—	—	0,064	0,109	0,066	0,035	0,011	0,027	0,024	0,034	0,058	0,033	0,053						
Na	0,06	0,06	0,06	0,06	0,024	—	0,021	—	0,049	0,055	0,049	0,025	0,016	—	0,010						
K	0,92	0,92	0,94	0,93	0,059	0,025	0,027	0,074	—	0,006	0,032	0,051	0,007	0,014	0,012						
Al <sup>4+</sup>	—	—	—	—	0,833	0,928	0,927	0,878	0,909	0,889	1,005	0,852	0,958	1,022	0,913						
Al <sup>6+</sup>	—	—	—	—	1,173	1,145	1,091	1,185	1,114	1,154	1,545	1,133	1,201	1,512	1,318						
Fe <sup>2+</sup> /(Fe <sup>2+</sup> +Mg)	—	—	—	—	0,789	0,738	0,746	0,774	0,791	0,787	0,531	0,791	0,670	0,471	0,697						

Таблица 2

Химический состав и кристаллохимические формулы гранатов из углеродистых сланцев тимской свиты

№ образца	574.5/3523										472/3527								
	Grt-3					Grt-1					Grt-1								
№ зерна	Край	Пр. з.	Пр. з.	Центр	Пр. з.	Пр. з.	Край	Центр	Центр	Пр. з.	Край	Край	Край	Край	Пр. з.	Пр. з.	Край	Край	Край
№ анализа	1	2	3	4	5	6	7	1	2	3	4	5	6	7	8	9			
SiO <sub>2</sub>	36,4	36,8	35,67	35,46	36,43	36,47	36,52	36,32	36,39	36,38	36,13	36,58	37,05	36,08	35,98	36,19			
TiO <sub>2</sub>	0,13	0,34	0,55	0,54	0,45	0,58	0,26	0,59	0,6	0,3	0,07	—	0,25	1,56	0,11	—			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,6	20,22	20,8	19,73	20,62	20,27	20,67	20,18	20,15	20,65	20,57	20,81	21,31	20,51	20,74	21,07			
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	—	—	—	—	0,08	—	—	—	0,11	—	0,08	0,02	—	0,19	—			
FeO	2,71	2,27	1,96	1,49	1,71	1,84	3,02	1,29	1,29	1,42	1,71	1,95	1,61	1,69	1,22	1,4			
MnO	33,1	36,79	37,65	37,54	36,58	37,08	35,5	33,69	33,64	32,08	35,32	34,97	31,72	32,33	32,71	36,42			
MgO	1,77	1,19	0,97	0,98	1,06	1,38	1,5	1,02	1,03	0,79	2,99	2,43	2,08	2,87	1,69	3,36			
CaO	4,87	3,25	3,35	3,97	3,78	3,37	3,6	6,87	6,87	8,21	2,88	3,05	7,51	5,36	6,89	0,09			
Na <sub>2</sub> O	—	0,21	0,11	0,01	—	—	—	0,01	0,01	0,03	0,19	0,07	—	—	0,1	0,02			
K <sub>2</sub> O	—	—	0,01	—	—	0,02	—	—	—	0,01	—	0,05	—	0,03	—	—			
Сумма	100,60	101,07	101,07	99,72	100,63	101,09	101,07	99,97	99,98	99,98	99,99	99,99	101,55	100,43	99,63	98,55			
Si	2,91	2,96	2,87	2,90	2,94	2,93	2,93	2,93	2,94	2,93	2,90	2,94	2,91	2,88	2,89	2,95			
Al	0,01	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04	0,02	0,04	0,04	0,02	0,00	0,00	0,01	0,09	0,01	0,00			
Ti	2,03	1,91	1,97	1,90	1,96	1,92	1,95	1,92	1,92	1,96	1,95	1,97	1,98	1,93	1,97	2,02			
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00			
Fe <sup>3+</sup>	0,13	0,17	0,23	0,24	0,10	0,14	0,16	0,14	0,13	0,15	0,27	0,16	0,17	0,13	0,24	0,08			
Fe <sup>2+</sup>	0,05	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01			
Mn	2,24	2,50	2,57	2,60	2,50	2,52	2,41	2,30	2,30	2,19	2,40	2,38	2,11	2,18	2,23	2,51			
Mg	0,21	0,14	0,12	0,12	0,13	0,17	0,18	0,12	0,12	0,09	0,36	0,29	0,24	0,34	0,20	0,41			
Ca	0,42	0,28	0,29	0,35	0,33	0,29	0,31	0,59	0,59	0,71	0,25	0,26	0,63	0,46	0,59	0,01			
Na	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00			
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00			
Mg	0,07	0,05	0,04	0,04	0,04	0,06	0,06	0,04	0,04	0,03	0,12	0,10	0,08	0,11	0,07	0,14			
Ca	0,14	0,10	0,10	0,11	0,11	0,10	0,11	0,20	0,20	0,24	0,08	0,09	0,21	0,15	0,20	0,00			
Fe <sup>2+</sup>	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			
Mn	0,77	0,86	0,86	0,85	0,84	0,85	0,82	0,76	0,76	0,73	0,80	0,81	0,71	0,73	0,74	0,85			
Alm	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,00			
Grs	0,13	0,09	0,09	0,10	0,10	0,09	0,10	0,18	0,18	0,22	0,07	0,08	0,20	0,14	0,17	0,00			
Uvr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			
Alm	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			
Sps	0,77	0,86	0,86	0,85	0,84	0,85	0,82	0,76	0,76	0,73	0,80	0,81	0,71	0,73	0,74	0,85			
Prp	0,07	0,05	0,04	0,04	0,04	0,06	0,06	0,04	0,04	0,03	0,12	0,10	0,08	0,11	0,07	0,14			
Сумма	0,99	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,99	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00			

Химический состав и кристаллохимические коэффициенты алланитов из углеродистых сланцев Тим-Ястребовской структуры

№ образца	496/3527														472/3527													
	Aln 1				Aln 2				Aln 3				Aln 4				Aln 5				Aln 1							
	21	22	23	24	23	24	25	26	27	26	25	24	1	2	1	2	23	24	23	24	8	9	10	11	12	13	14	
№ зерна	35,15	34,61	35,38	35,23	34,49	33,60	33,29	33,95	33,35	33,95	33,35	34,44	35,04	34,44	35,73	34,84	34,65	35,09	35,84	33,58	35,70	35,70	35,70	35,70	35,84	33,58	35,70	
SiO <sub>2</sub>	22,88	22,90	23,01	24,35	24,28	22,90	23,43	23,36	23,51	23,36	23,51	23,92	23,32	23,92	23,40	22,45	22,32	23,14	22,99	22,57	23,72	23,72	23,72	23,72	22,99	22,57	23,72	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,81	2,17	1,69	2,37	1,96	1,80	2,01	2,71	3,56	2,71	3,56	2,31	2,33	2,31	4,21	4,11	3,15	3,13	2,89	4,39	3,70	3,70	3,70	3,70	2,89	4,39	3,70	
FeO	0,75	0,72	—	—	1,16	0,71	1,50	0,80	1,05	0,80	1,05	0,35	0,66	0,35	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,67	4,86	3,70	4,25	5,63	4,74	5,86	5,22	3,60	5,22	3,60	4,64	5,90	4,64	6,40	7,38	5,98	5,41	6,33	6,37	6,08	6,08	6,08	6,08	6,33	6,37	6,08	
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,38	8,72	8,84	8,80	9,21	9,04	10,80	8,97	8,48	8,97	8,48	8,90	9,03	8,90	9,97	10,86	11,41	8,46	9,89	10,45	10,18	10,18	10,18	10,18	9,89	10,45	10,18	
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,61	0,43	1,47	—	0,36	2,02	0,96	1,20	1,49	1,20	1,49	0,58	—	0,58	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,06	3,84	4,01	3,78	2,52	3,88	2,31	3,32	2,90	3,32	2,90	3,36	1,84	3,36	3,48	3,69	2,82	2,78	2,29	2,23	3,79	3,79	3,79	3,79	2,29	2,23	3,79	
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,02	3,89	4,71	4,05	4,36	3,92	3,85	4,04	3,87	4,04	3,87	4,20	3,40	4,20	3,56	3,96	2,98	2,87	3,45	3,97	3,70	3,70	3,70	3,70	3,45	3,97	3,70	
MnO	2,57	2,71	2,43	2,77	2,44	2,35	0,16	2,58	2,42	2,58	2,42	2,16	2,68	2,16	2,80	2,37	2,45	1,99	2,35	2,34	1,65	1,65	1,65	1,65	2,35	2,34	1,65	
MgO	0,03	0,15	—	—	—	—	—	—	0,16	—	0,16	0,37	0,12	0,37	—	—	0,24	0,25	—	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	—	0,03	0,03	
Na <sub>2</sub> O	14,57	14,99	14,04	14,77	13,58	14,21	14,04	13,67	14,66	13,67	14,66	14,61	14,66	14,61	13,71	12,91	14,26	15,11	14,02	13,03	14,95	14,95	14,95	14,95	14,02	13,03	14,95	
CaO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,17	0,20	0,27	0,53	0,12	—	0,29	0,29	0,29	0,29	—	—	0,29	
TiO <sub>2</sub>	0,49	—	—	0,02	—	0,18	—	0,09	0,21	0,09	0,21	0,16	—	0,16	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
PbO	—	—	—	—	—	0,66	—	0,09	0,20	0,09	0,20	0,04	0,96	0,04	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
ThO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
UO <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Сумма	99,99	99,99	99,28	100,39	99,99	100,01	98,21	100,00	99,46	100,00	99,46	100,01	100,01	100,01	103,32	102,75	100,32	98,51	100,17	98,93	103,76	103,76	103,76	103,76	100,17	98,93	103,76	
Si	2,57	2,53	2,58	2,54	2,52	2,506	2,48	2,506	2,46	2,506	2,46	2,52	2,56	2,52	2,97	2,97	2,98	3,01	3,05	2,93	2,97	2,97	2,97	2,97	2,98	2,93	2,97	
Al	1,97	1,98	1,986	2,06	2,09	2,01	2,05	2,04	2,05	2,04	2,05	2,06	2,00	2,06	2,34	2,30	2,31	2,38	2,35	2,36	2,37	2,37	2,37	2,37	2,35	2,36	2,37	
Fe	0,26	0,13	0,106	0,146	0,12	0,106	0,12	0,173	0,226	0,173	0,226	0,16	0,16	0,16	0,26	0,26	0,20	0,20	0,19	0,29	0,23	0,23	0,23	0,23	0,20	0,29	0,23	
Y	0,026	0,026	—	—	0,04	0,026	0,053	0,026	0,04	0,026	0,04	0,013	0,026	0,013	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
La	0,12	0,13	0,09	0,106	0,146	0,133	0,16	0,146	0,093	0,146	0,093	0,16	0,16	0,146	0,20	0,23	0,19	0,17	0,20	0,20	0,19	0,19	0,19	0,19	0,20	0,20	0,19	
Ce	0,226	0,24	0,24	0,213	0,24	0,253	0,293	0,24	0,226	0,24	0,226	0,24	0,24	0,24	0,30	0,34	0,36	0,27	0,31	0,33	0,31	0,31	0,31	0,31	0,31	0,33	0,31	
Pr	0,013	0,013	0,04	—	0,013	0,053	0,026	0,026	0,04	0,026	0,04	0,013	—	0,013	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Nd	0,08	0,106	0,106	0,093	0,06	0,106	0,06	0,093	0,08	0,093	0,08	0,053	0,053	0,093	0,10	0,11	0,09	0,09	0,07	0,07	0,11	0,11	0,11	0,11	0,07	0,07	0,11	
Mn	0,253	0,24	0,293	0,253	0,26	0,253	0,24	0,253	0,24	0,253	0,24	0,266	0,213	0,266	0,25	0,29	0,22	0,21	0,25	0,29	0,26	0,26	0,26	0,26	0,25	0,29	0,26	
Mg	0,28	0,293	0,266	0,293	0,26	0,26	0,213	0,28	0,26	0,293	0,26	0,29	0,29	0,24	0,35	0,30	0,31	0,25	0,30	0,30	0,20	0,20	0,20	0,20	0,30	0,30	0,20	
Ca	1,146	1,173	1,106	1,146	1,06	1,13	1,12	1,08	1,16	1,106	1,16	1,146	1,146	1,146	1,22	1,18	1,32	1,39	1,28	1,22	1,33	1,33	1,33	1,33	1,28	1,22	1,33	
Na	—	0,16	—	—	—	—	—	—	0,026	—	0,026	0,053	—	0,053	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Ti	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,01	0,01	0,02	0,03	0,01	—	0,02	0,02	0,02	0,02	—	—	0,02	
Pb	0,013	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Th	—	—	—	—	—	0,013	—	—	0,013	—	0,013	—	0,013	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
U	—	—	0,013	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Σ-REE	0,439	0,489	0,476	0,412	0,459	0,545	0,539	0,505	0,439	0,505	0,439	0,492	0,453	0,492	0,60	0,68	0,64	0,52	0,58	0,61	0,61	0,61	0,61	0,61	0,58	0,61	0,61	

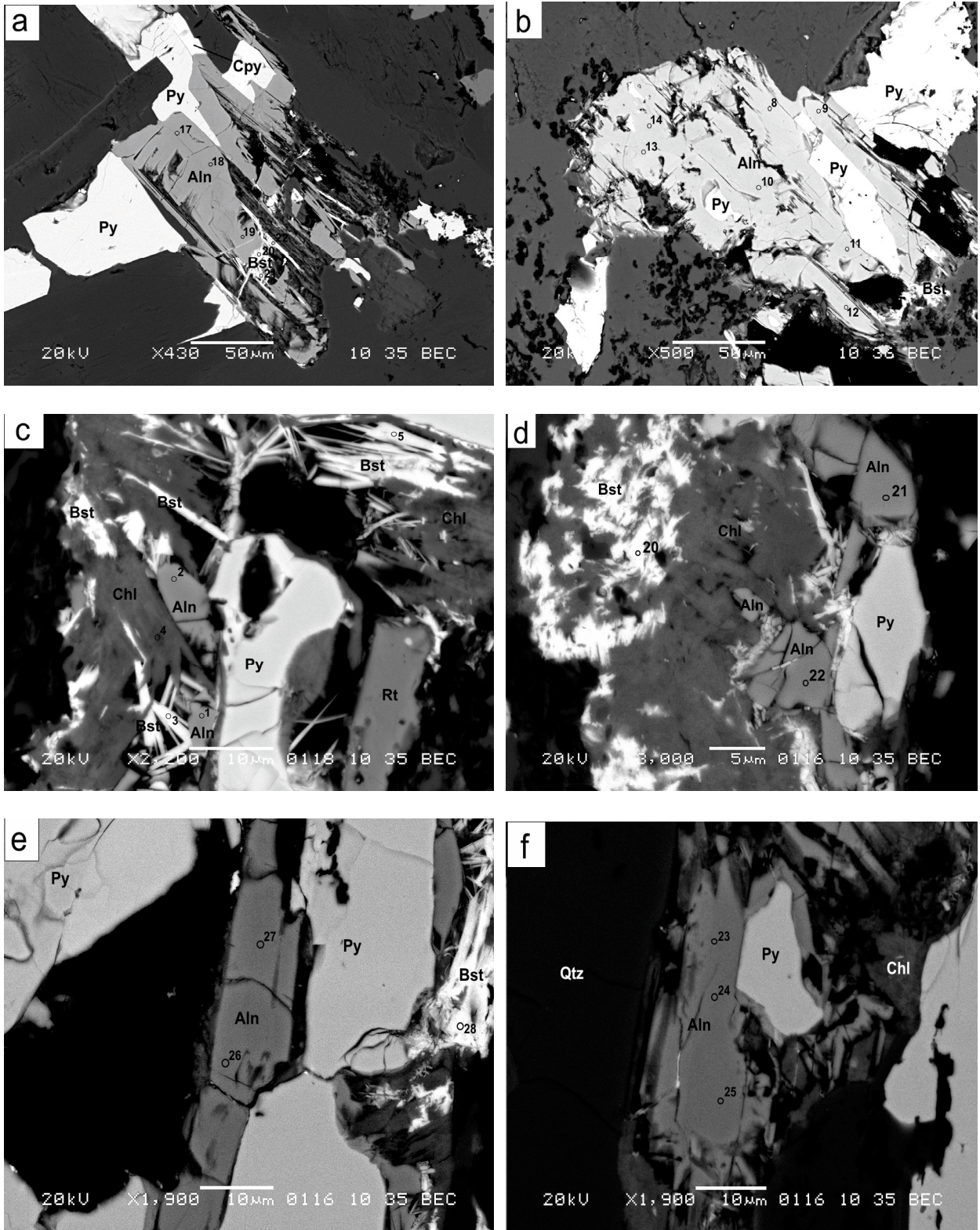


Рис. 3. Алланиты из углеродистых сланцев тимской свиты в отраженных электронах: (а), (b) — образец 472/3527 — крупные со следами разрушения зерна, практически лишенные своих первоначальных кристаллографических очертаний; (с), (d), (е), (f) — образец 496/3527. (с), (d) — замещение алланита хлоритом и бастнезитом

К сожалению, датирование возраста метаморфизма по изученным алланитам оказалось невоз-

можным из-за отсутствия значимых содержаний в них свинца, урана и тория.



**Бастнезит** [(Ce,La)(CO<sub>3</sub>)F] в черных сланцах тимской свиты является наиболее распространенным редкоземельным минералом и образует неправильной формы зерна, игольчатые выделения, каймы и псевдоморфозы по хлориту и алланиту. Цвет бастнезита темно-бурый, красновато-бурый, размер зерен не более 0,3 мм. Встречается он в тесной ассоциации с хлоритом, рутилом, апатитом, алланитом, сфеном, сульфидами (рис. 4). Химический состав бастнезита отличается резким преобладанием церия (24,9–37,6 % Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), содержание которого в два раза выше лантана (13,9–19,55 % La<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), над другими элементами REE-группы (табл. 4). Из других редкоземельных элементов в заметных количествах присутствует неодим (7,9–15,8 % Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) и празеодим (1,05–4,38 % Pr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Содержание тория в бастнезитах не превышает 3,15 % ThO<sub>2</sub>, а в некоторых зернах он не установлен. Количество кальция колеблется в широких пределах от 2 до почти 9 % CaO. Отмечаются незначительные примеси кремния и фосфора, вероятно связанные с его замещениями апатита и алланита, что подтверждается близкими соотношениями редкоземельных элементов в алланитах и бастнезитах. Бастнезит чаще всего образуется в результате разрушения редкоземельных силикатов, особенно алланита [6, 14]. В углеродистых сланцах тимской свиты микроструктурные отношения позволяют определять бастнезит как вторичный минерал (рис. 3с, d; рис. 4, рис. 5е). Пространство между разрушенными зернами алланита и трещины в нем заполняются бастнезитом.

В тимских высокоуглеродистых сланцах был установлен еще один карбонат редких земель — **синхизит** [Ca(Ce,La,Nd)(CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>F] — кальциевый изоморфный член ряда бастнезит — синхизит (табл. 5). Он встречается вместе с бастнезитом в виде мелких зерен размером не более 20 мкм (рис. 4с, е). Синхизит отличается от бастнезита более высокими содержаниями кальция (15–16 % CaO) и соответственно более низкими церия (25–26 % Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) и лантана (12,7–15,9 % La<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) (табл. 4).

**Монацит** с упрощенной формулой (Ce,La,Nd,Th)PO<sub>4</sub> в высокоуглеродистых сланцах по морфологическим особенностям и условиям нахождения представлен двумя генерациями: ранней, возникшей в период регионального метаморфизма при общей перекристаллизации породы и более поздней, связанной с ретроградными процессами в углеродистых сланцах и разрушением алланита.

Монацит ранней генерации образует небольшие, размером не более 20 мкм, округлые или неправильной формы зерна в пирите, либо развивается в виде выделений неправильной формы (10–20 мкм) в апатите (рис. 5а–с).

Монацит второй генерации представлен довольно крупными (50–100 мкм) ксеноморфными выделениями (рис. 5d–f). Его кристаллизация связана с воздействием на углеродистые сланцы контактово-метасоматических и гидротермальных процессов.

Преобразование породы привело к разрушению алланита и, вероятно, замещению по схеме:  $Aln + Ar + Bt + H_2O = Chl + Ms + Bst + Mnz + Syn$ .

Апатит, участвующий в приведенной реакции, в достаточном количестве присутствует в углеродистых сланцах. Алланит послужил источником редких земель для формирования бастнезита и монацита. Поздний монацит встречается совместно с рутилом, образующимся при ретроградном преобразовании биотита. Возможно, вышеприведенная схема объясняет отсутствие биотита в ассоциациях с вторичным монацитом.

Отличий в химическом составе между разновозрастными монацитами не отмечено (табл. 5). Все они являются существенно цериевыми, содержат небольшое количество кальция. Наиболее высокие концентрации кроме Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (28,7–33,3 мас. %) установлены для La<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (14,6–18,3 мас. %), Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (8,8–12,4 мас. %), Pr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (1,46–4,47 мас. %), Sm<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,06–4,26 мас. %) (табл. 5). Обычно отмечаются небольшие количества кремнезема, замещающие часть фосфора. В целом для данных монацитов характерно высокое содержание цериевых земель в окисной форме от 66 до 72 %.

## ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЕ ДАТИРОВАНИЕ МОНАЦИТОВ ТН-У-РВ МЕТОДОМ

### ОПИСАНИЕ МЕТОДА ДАТИРОВАНИЯ МОНАЦИТОВ «IN SITU»

В настоящее время при исследовании состава и свойств геологических объектов широкое распространение получил метод электронно-зондового микроанализа. Данный метод сочетает в себе высокую локальность (несколько микрометров) и экспрессность, помимо проведения анализа в точке, позволяет проводить исследование поверхности — изучать распределение элементов по профилю, получать различные изображения.

В последнее десятилетие датирование возраста минералов с помощью микрозондового анализа приобрело широкую популярность, и в недавних

Таблица 4

Химический состав и кристаллохимические формулы бабтнезитов и синхизитов из высокоуглеродистых сланцев  
Тим-Ястребовской структуры

№ образца	496/3527												330/3063			329/3063		
	1			2			3			4			5			6		
№ зерна	Bst 1	Syn 2	Bst 13	Bst 14	Bst 17	Bst 18	Bst 19	Bst 20	Bst 7	Bst 8	Syn 12	Bst 13	Bst 14	Bst 15	Bst 16	Bst 1	Bst 2	1
№ анализа	7,70	7,09	6,97	5,42	6,31	7,82	6,49	6,50	7,10	6,08	6,36	7,33	6,49	6,84	5,58	7,41	7,18	Bst 14
F	3,43	16,00	5,20	5,10	5,47	5,35	4,01	5,51	3,76	4,17	14,99	4,06	6,30	8,87	8,02	2,04	2,01	7,87
CaO	3,15	1,39	0,68	1,59	1,39	0,46	0,33	2,11	2,95	1,77	1,17	2,84	2,07	2,08	1,56	—	—	2,51
ThO <sub>2</sub>	—	—	—	0,83	—	0,99	—	—	—	—	—	—	0,27	0,68	0,42	—	—	—
UO <sub>3</sub>	1,41	0,26	0,68	1,00	1,39	0,46	0,33	0,95	0,58	0,84	1,35	0,85	1,09	1,07	0,81	1,87	2,30	1,80
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,36	14,94	17,98	13,94	16,30	17,21	18,31	19,06	16,72	16,28	12,70	17,09	16,49	14,78	15,59	19,03	18,55	19,55
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31,20	26,07	30,86	24,92	31,76	32,42	32,20	33,31	29,80	29,87	25,46	32,16	29,80	29,69	30,35	37,63	36,68	35,97
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,36	0,88	2,39	1,19	3,38	3,60	2,87	3,02	2,39	2,38	2,50	3,87	2,70	3,99	3,10	3,31	4,38	1,05
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,21	7,47	11,56	7,94	11,26	10,92	12,48	11,87	10,22	10,16	9,63	11,84	10,50	10,96	8,65	15,75	15,48	15,25
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,53	0,74	0,86	3,50	0,89	1,72	1,83	3,14	3,54	2,36	1,13	0,77	0,90	1,29	1,24	—	—	—
SiO <sub>2</sub>	—	0,49	—	0,17	—	0,31	—	0,11	—	0,22	0,36	—	0,10	0,28	0,28	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	11,71	12,71	11,35	10,97	11,73	12,42	12,01	13,70	12,09	11,72	12,87	11,59	11,56	12,63	11,96	12,73	13,41	15,98
O	92,06	88,04	88,53	76,57	89,88	93,68	90,86	99,28	89,15	85,85	88,52	92,4	88,27	93,16	87,56	99,77	99,99	99,98
Сумма	0,95	1,28	0,91	0,783	0,83	0,92	0,83	0,76	0,88	0,81	1,175	0,926	0,856	0,836	0,753	0,805	0,76	0,778
F	0,143	0,98	0,23	0,25	0,243	0,213	0,173	0,22	0,246	0,19	0,94	0,173	0,283	0,366	0,366	0,075	0,073	0,083
Ca	0,026	0,02	0,003	0,016	0,02	0,133	0,013	0,016	0,002	0,016	0,015	0,026	0,02	0,016	0,016	—	—	—
Th	—	—	0,003	0,006	—	0,006	—	0,003	—	0,003	—	—	0,003	0,006	0,003	—	—	—
U	0,003	0,01	0,013	0,023	0,03	0,01	0,006	0,02	0,013	0,02	0,04	0,016	0,023	0,023	0,02	0,03	0,041	0,03
Y	0,263	0,315	0,273	0,236	0,25	0,236	0,273	0,26	0,243	0,253	0,275	0,235	0,235	0,21	0,246	0,245	0,231	0,225
La	0,446	0,545	0,466	0,416	0,483	0,443	0,48	0,453	0,43	0,46	0,545	0,47	0,456	0,42	0,473	0,473	0,455	0,411
Ce	0,03	0,02	0,036	0,02	0,05	0,05	0,043	0,04	0,03	0,366	0,055	0,056	0,04	0,056	0,046	0,041	0,053	0,016
Pr	0,156	0,15	0,17	0,13	0,166	0,146	0,18	0,156	0,143	0,153	0,2	0,17	0,156	0,15	0,133	0,193	0,186	0,17
Nd	0,06	0,04	0,363	0,16	0,036	0,063	0,073	0,116	0,14	0,11	0,065	0,03	0,036	0,05	0,053	—	—	—
Si	—	0,016	—	0,056	—	0,103	—	0,003	—	0,006	—	—	0,003	0,01	0,01	—	—	—
P	0,895	1,03	0,945	0,802	0,949	0,875	0,976	0,909	0,846	0,902	1,075	0,931	0,887	0,836	0,898	0,952	0,925	0,822
Σ-REE																		

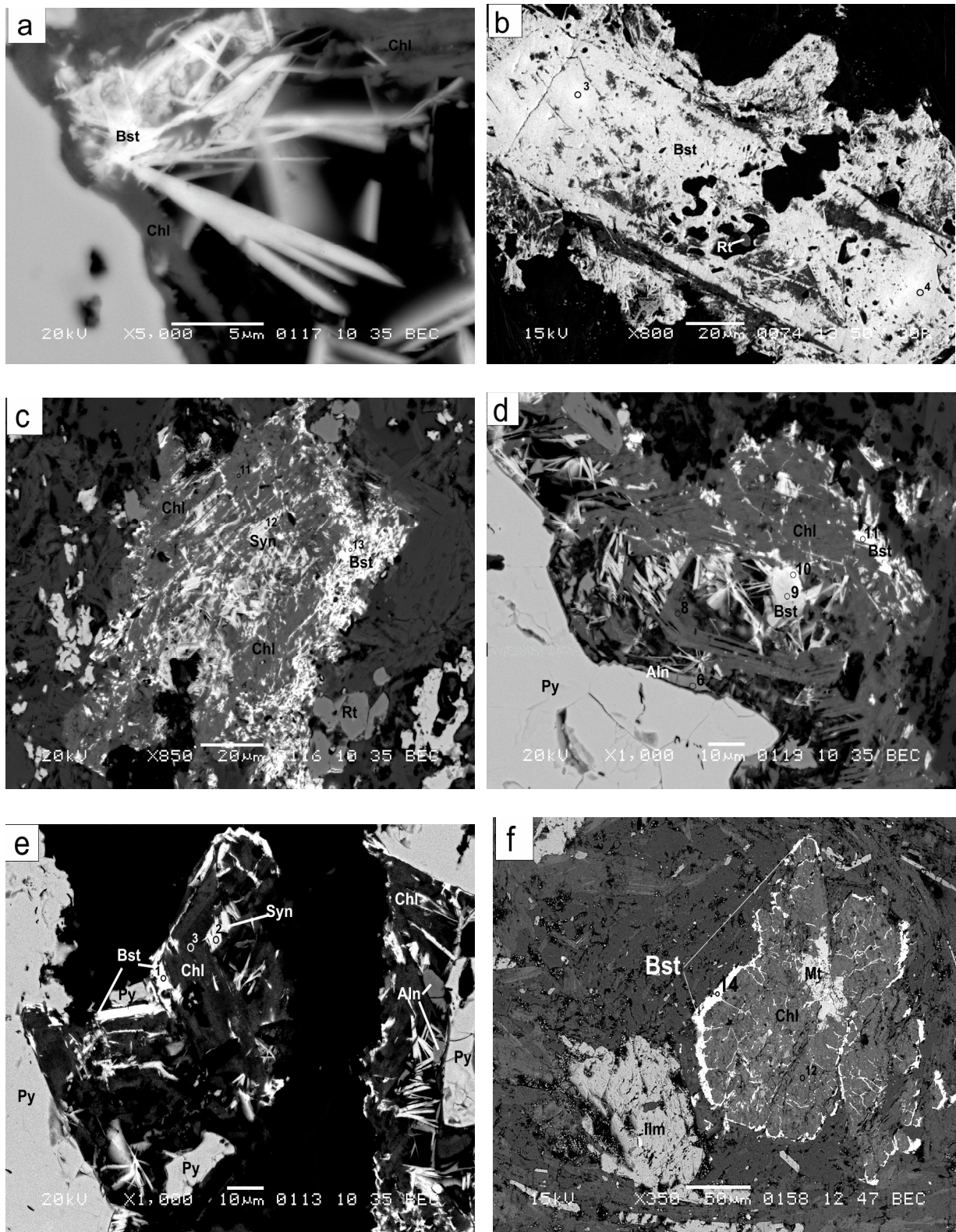


Рис. 4. Бастнезиты и синхизиты в углеродистых сланцах тимской свиты: а, с, d, e — образец 496/3527; b, f — образец 329/3063. (а) — игольчатые выделения бастнезита, развивающегося совместно с хлоритом; (b) — крупное зерно бастнезита с включением рутила; (с), (d), (e) — новообразованный бастнезит, синхизит и хлорит, замещающие алланит; (f) — крупная лейста хлорита с бастнезитовой каймой. Снимки в отраженных электронах



Таблица 5  
Химический состав и кристаллохимические коэффициенты монацитов из углеродистых сланцев Тим-Ястребовской структуры

№ образца	496/3527																			508/3527													
	Mnz 1						Mnz 2						Mnz 3						Mnz 4					Mnz 5					Mnz 2	Mnz 3			
	6	7	8	9	10	11	12	1	4	5	12	13	17	18	19	20	1	4	5	12	13	17	18	19	20	9	11						
№ зерна																																	
№ анализа																																	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	28,46	27,21	25,82	26,85	26,58	28,04	27,81	30,12	25,94	28,74	27,54	28,12	27,70	27,14	27,26	27,80	27,60																
SiO <sub>2</sub>	0,71	0,54	0,89	0,17	0,83	0,65	1,51	0,86	0,72	0,61	0,57	0,63	1,10	0,96	1,10	0,85	0,84																
ThO <sub>2</sub>	0,92	3,34	2,88	4,54	3,21	4,54	5,15	1,16	3,94	4,63	2,63	5,29	5,53	5,80	4,83	2,36	6,69																
UO <sub>3</sub>	0,21	0,19	—	—	0,03	0,18	0,62	—	0,25	0,93	1,23	0,14	—	0,20	0,31	0,40	0,32																
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,75	14,97	14,85	15,05	16,12	18,43	15,75	14,63	15,52	16,08	18,26	17,60	16,78	15,99	17,19	15,98	17,04																
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30,19	29,40	30,63	29,36	31,31	32,33	30,95	33,35	35,10	30,54	33,24	33,13	30,17	28,77	31,80	28,73	30,79																
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,07	3,50	3,64	2,33	1,46	2,80	4,47	3,46	2,10	3,81	2,34	2,91	4,30	2,61	4,41	3,00	2,43																
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,21	10,95	11,55	10,33	9,30	8,89	10,89	10,66	12,43	10,60	12,15	10,66	11,14	10,58	10,09	11,04	9,51																
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,26	1,75	3,08	1,78	0,76	1,90	2,36	1,55	1,84	2,46	2,39	—	1,98	1,36	0,32	2,65	0,06																
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,43	1,44	2,14	1,86	0,20	1,44	1,80	0,93	1,46	1,85	1,83	1,00	1,48	2,24	1,01	1,27	1,16																
Pm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—																
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,83	1,44	1,07	0,25	1,04	—	1,51	0,35	0,15	0,26	0,70	—	0,87	0,89	0,51	1,47	1,16																
Eu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,85	—	1,47	0,60	—	0,83	1,33	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—																
CaO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—																
PbO	0,23	1,01	0,46	0,55	0,08	0,45	0,73	0,41	0,50	0,79	0,08	0,47	0,02	0,94	0,45	0,03	0,43																
Сумма	102,12	95,74	98,48	93,67	90,92	100,48	104,88	96,15	102,44	99,99	100,84	100,35	101,69	96,16	98,72	98,25	99,83																
P	0,945	0,97	0,915	0,98	0,975	0,955	0,915	0,87	0,925	0,91	0,965	0,91	0,95	0,93	0,91	0,93	0,915																
Si	0,03	0,025	0,035	0,005	0,035	0,025	0,06	0,045	0,03	0,03	0,025	0,025	0,045	0,02	0,045	0,035	0,035																
Th	0,01	0,03	0,025	0,045	0,03	0,04	0,045	0,01	—	0,035	0,04	0,025	0,05	0,05	0,045	0,025	0,06																
U	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—																
La	0,24	0,306	0,23	0,24	0,26	0,275	0,255	0,215	0,21	0,24	0,235	0,26	0,26	0,245	0,235	0,23	0,245																
Ce	0,435	0,45	0,465	0,47	0,495	0,475	0,444	0,485	0,465	0,465	0,435	0,48	0,485	0,435	0,42	0,47	0,44																
Pr	0,06	0,055	0,055	0,035	0,025	0,04	0,065	0,05	0,03	0,06	0,045	0,035	0,04	0,06	0,04	0,04	0,035																
Nd	0,17	0,165	0,175	0,16	0,145	0,13	0,15	0,15	0,16	0,155	0,17	0,15	0,15	0,155	0,15	0,15	0,135																
Sm	0,06	0,062	0,045	0,025	0,01	0,025	0,06	0,04	0,025	0,035	0,035	0,03	—	0,025	0,02	0,035	—																
Gd	0,03	0,02	0,03	0,025	0,005	0,02	0,025	0,01	0,02	0,025	0,03	0,025	0,015	0,02	0,03	0,015	0,015																
Pm	0,025	—	0,015	—	—	—	0,01	0,005	0,025	0,01	—	0,005	—	0,01	—	0,01	—																
Dy	0,01	0,02	0,015	0,005	0,015	—	0,02	0,005	—	0,005	0,01	—	0,01	0,005	0,005	0,01	—																
Eu	0,01	—	0,02	0,01	—	0,01	0,02	—	—	0,01	—	0,025	—	0,005	0,01	—	—																
Ca	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—																
Pb	—	0,01	0,005	0,005	—	0,005	0,01	0,005	0,005	0,01	—	—	—	—	—	—	—																
Σ-REE	0,905	0,976	0,925	0,905	0,925	0,920	0,914	0,900	0,865	0,920	0,885	0,925	0,935	0,895	0,845	0,935	0,855																

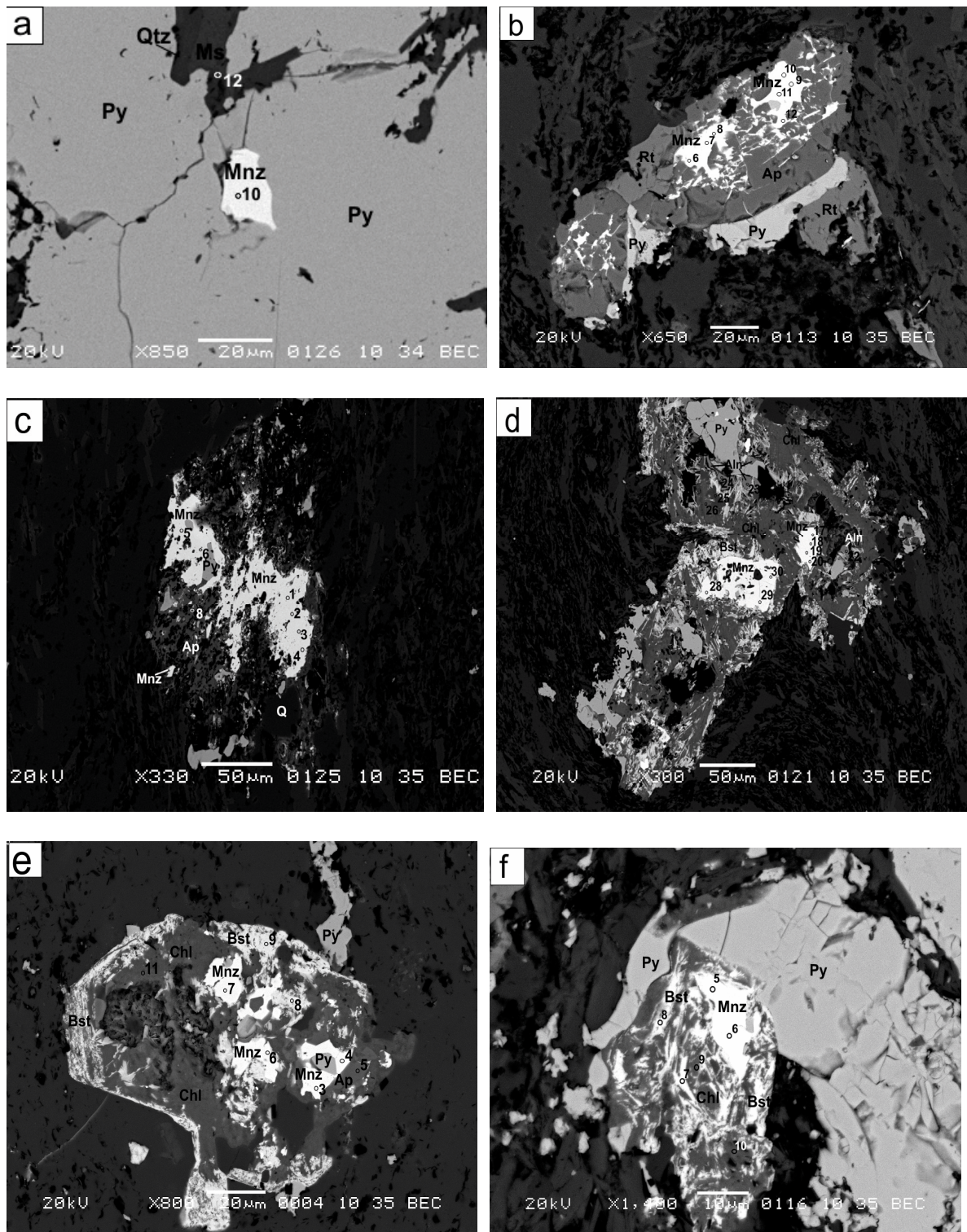


Рис. 5. Монациты в углеродистых сланцах тимской свиты. а, с — образец 508/3527; б, д, ф — образец 496/3527, е — образец 573/3523; а, б, с — монацит ранней генерации; д, е, ф — монацит поздней генерации. Снимки в отраженных электронах

работах было продемонстрировано, что этот метод может давать достаточно точные оценки возраста монацитов [19, 20, 21, 16, 22, 15]. Для применения этого метода необходимо выполнение определен-

ных условий: 1) метод электронно-зондового микроанализа не является изотопным, поэтому для датирования подходят только минералы, содержащие радиогенные элементы; 2) используемые для

датирования элементы должны содержаться в концентрациях, которые могут быть определены этим способом [3]. Одним из минералов, отвечающих этим условиям, является монацит. Монацит — редкоземельный фосфат, широко распространенный как акцессорный минерал во многих изверженных и метаморфических породах. Так как монацит содержит заметные количества тория и урана и обычно незначительные — свинца, он широко используется для U-Pb-датирования. Монацит характеризуется чрезвычайно низкими скоростями диффузии основных и редких элементов [17], поэтому его можно использовать для получения геохронологической информации о метаморфических процессах. В монаците в процессе распада Th и U примерно за 100 млн лет накапливается радиогенный свинец в количествах, определяемых с помощью микрозондового анализа. Количество свинца, которое может быть захвачено в процессе кристаллизации монацита, значительно ниже предела обнаружения методом электронно-зондового микроанализа, а потери радиогенного свинца при метаморфических преобразованиях пренебрежимо малы, поскольку монацит является чрезвычайно стабильной фазой. Это делает возможным определение его возраста методом микрозондового анализа. Для этого достаточно измерить содержания Th, U и Pb и рассчитать возраст путем решения соответствующих уравнений [19, 20, 21]. Диапазон возрастов, определяемых данным методом, достаточно широк и обычно составляет от 200 млн до 3 млрд лет [13]. Основная проблема состоит в том, что концентрации свинца, а иногда и урана, обычно находятся на уровне чувствительности электронно-зондового микроанализатора, что предопределяет возможность значительных погрешностей. Поэтому в настоящее время методика СИМЕ постоянно совершенствуется.

#### ДАТИРОВАНИЕ МОНАЦИТОВ ИЗ ВЫСОКОУГЛЕРОДИСТЫХ СЛАНЦЕВ ТИМСКОЙ СВИТЫ ТИМ-ЯСТРЕБОВСКОЙ СТРУКТУРЫ

Для анализа были отобраны самые крупные, наиболее хорошо сохранившиеся, имеющие минимальное количество включений зерна монацитов двух различных генераций образцы 496/3527 и 508/3527 (рис. 6, 7). Сначала зерна монацитов были изучены на растровом электронном микроскопе Jeol 6380 LW с энергодисперсионным анализатором INCA 250 (ВГУ). Были выполнены их снимки в отраженных электронах и предварительные измерения U, Th и Pb, изучена морфология, внутреннее

строение кристаллов и реакционные структуры с участием монацитов.

Количественные измерения U, Th и Pb выполнялись на растровом электронном микроскопе TESCAN VEGA II xmu, оборудованном волновым спектрометром (ИЭМ РАН), т. к. на энергодисперсионном спектрометре не достигается достаточная точность анализа этих компонентов. В качестве стандартов использовались ThO<sub>2</sub>, UO<sub>2</sub> и PbTe (табл. 6). Величина ускоряющего напряжения электронной пушки 20 кВ, ток зонда на цилиндре Фарадея 40 нА, фокусное расстояние 25 мм. Время набора импульсов для Pb и U по 400 с на элементе, 200 с — на фоне, для Th 100 с и 50 с соответственно. Использовался расширенный зонд — 5×5 мкм.

Данные по концентрациям ThO<sub>2</sub>, UO<sub>2</sub> и PbO приведены в табл. 7. Очевидно, что проанализированные монациты содержат значимые концентрации свинца (0,091–0,461 % PbO), который принято считать радиогенным, и урана (0,073–0,154 % UO<sub>2</sub>), что является критически важным для дальнейших расчетов возрастов. Ошибка метода зависит от пределов погрешности определения концентраций урана и свинца и обычно не превышает 50–100 млн лет. При обработке результатов датирования монацитов «in situ» обычно применяют математические методы статистической обработки представительных выборок. Это позволяет минимизировать ошибку до величин, как правило, меньше 10–15 млн лет.

Как видно из табл. 7 мы получили две популяции возрастов: 1) 1807–2134 млн лет и 2) 1041–1471 млн лет. Первая популяция была получена по монацитам ранней генерации, заключенным в пирите и апатите. Из-за небольшого размера (не более 20 мкм в диаметре) не удалось определить возраста в центральных и краевых частях зерен, т. к. пучок возбуждения имеет диаметр 5 мкм. Возможно, этим объясняется такой большой разброс значений возрастов в зависимости от точки анализа. Тем не менее, они отражают разумные оценки в контексте геологического развития Тим-Ястребовской структуры. Полученный древний возраст 2134 млн лет можно интерпретировать как время регионального метаморфизма зеленосланцевой фации. Группа возрастов 1978–1933 млн лет, по-видимому, отражает повторный разогрев углеродистых сланцев в результате внедрения магматических масс из внутрикоровых зон плавления, возникших в условиях сжатия при коллизии Сарматии и Волгоуралии на рубеже около 2,1 млрд лет. К ним относятся



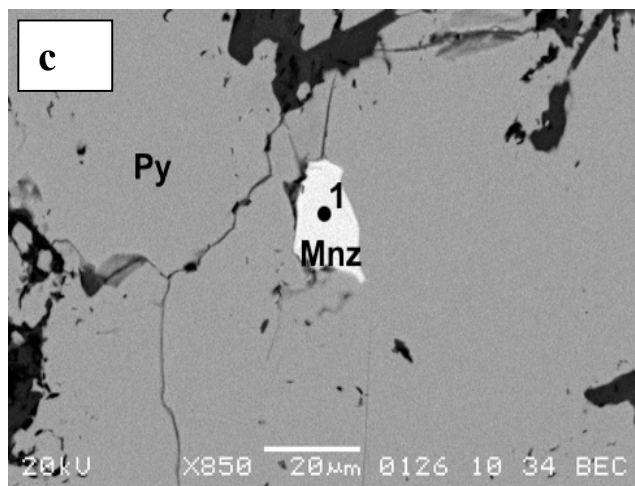
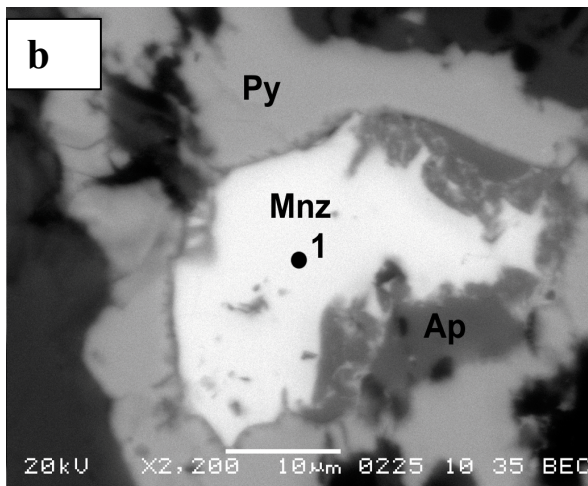
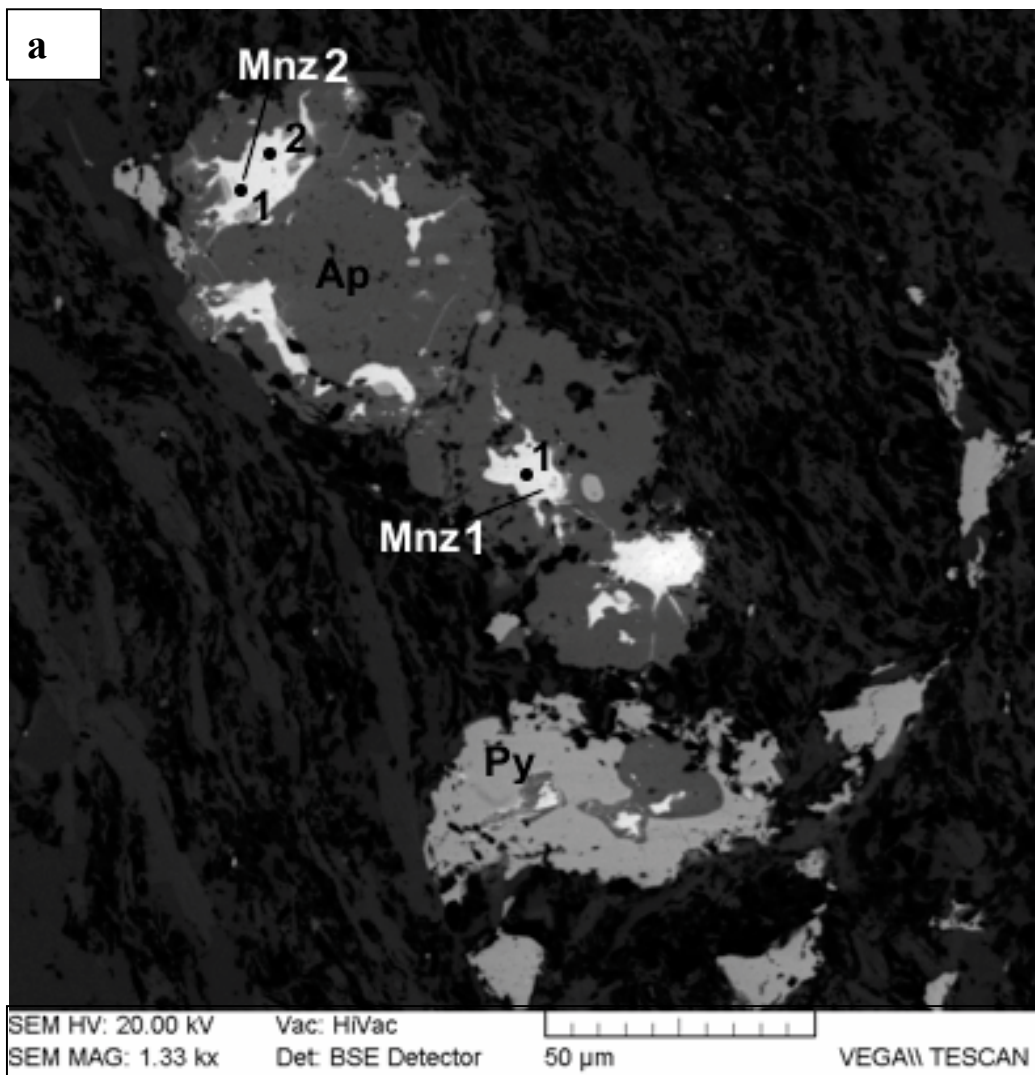


Рис. 6. Монациты ранней генерации, датированные Th-U-Pb-методом: а — образец 496/352; б — образец 508/3527-1, с — 508/3527-2

Таблица 6  
Стандарты, использованные при анализе монацитов

Элемент	Линии	Кристалл	Стандарт
U	Ma	PET	UO <sub>2</sub>
Th	Ma	PET	ThO <sub>2</sub>
Pb	Ma	PET	PbTe
F	Ma	PET	CaF <sub>2</sub>
P	Ka	PET	LaPO <sub>4</sub>
S	Ka	PET	FeS <sub>2</sub>
Ca	Ka	PET	Волластонит
La	La	PET	LaPO <sub>4</sub>
Ce	La	PET	CePO <sub>4</sub>
Nd	La	PET	NdPO <sub>4</sub>
Pm	La	PET	—
Sm	La	PET	SmPO <sub>4</sub>
Eu	La	PET	EuPO <sub>4</sub>
Gd	La	PET	GdPO <sub>4</sub>
Tb	La	PET	TbPO <sub>4</sub>
Dy	La	PET	DyPO <sub>4</sub>
Ho	La	PET	HoPO <sub>4</sub>
Er	La	PET	ErPO <sub>4</sub>
Tm	La	PET	TmPO <sub>4</sub>
Yb	La	PET	YbPO <sub>4</sub>
Lu	La	PET	LuPO <sub>4</sub>

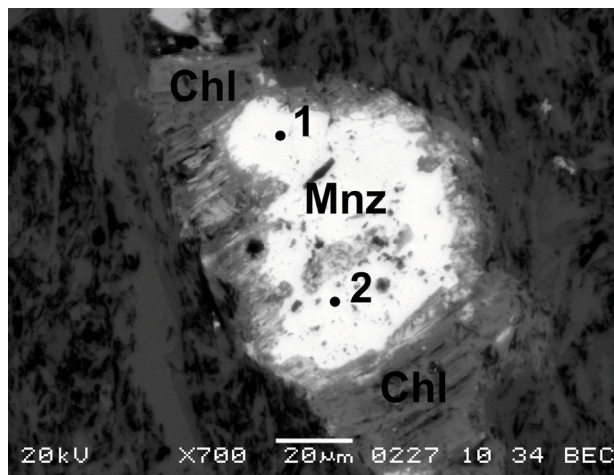


Рис. 7. Монацит поздней генерации, датированный Th-U-Pb-методом. Образец 508/3527-5

тому, тоже имеют геологический смысл и отражают активизацию в это время низкотемпературной флюидной активности, приведшей к развитию ретроградных процессов: разложению алланита и замещению его редкоземельными карбонатами и хлоритом.

Мы хотим подчеркнуть, что ни в коей мере не претендуем на этой стадии исследований на высокую точность и достоверность полученной геохронологической информации, для чего необходимо

датирование нескольких десятков монацитовых зерен в одном шлифе или образце, формирование представительных выборок и их статистическая обработка. Тем не менее, первая попытка датирования возраста метаморфизма по монацитам из углеродистых сланцев Тим-Ястребовской структуры дает основания полагать, что при дальнейших исследованиях можно достичь важных результатов в оценке абсолютного возраста и длительности метаморфических событий в истории Воронежского кристаллического массива. Это в свою очередь поможет понять спорные моменты в докембрийской геодинамической эволюции Сарматии.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамов В. В. Роль углеродистого вещества в черносланцевых породах центральной части Тим-Ястребовской структуры ВКМ в концентрации благородных металлов / В. В. Абрамов // Вестн. Воронежского ун-та. — Серия: геология. — 2006. — № 1. — С. 101–107.

Таблица 7  
Содержания ThO<sub>2</sub>, UO<sub>2</sub>, PbO и возраст проанализированных зерен монацитов

№ образца, зерна	С ThO <sub>2</sub> , %	С UO <sub>2</sub> , %	С PbO, %	Возраст, млн лет
Mnz-496/3527-1	1,239	0,073	0,144	2134
Mnz-496/3527-2/1	1,172	0,094	0,121	1807
Mnz-496/3527-2/2	1,746	0,128	0,191	1978
Mnz-508/3527-1	4,989	0,154	0,461	1881
Mnz-508/3527-2	3,061	0,103	0,294	1933
Mnz-508/3527-3	2,792	0,105	0,273	1941
Mnz-508/3527-4	3,023	0,081	0,287	1954
Mnz-496/3527-3*	2,774	0,096	0,2	1471*
Mnz-508/3527-5/1*	4,299	0,153	0,241	1153*
Mnz-508/3527-5/2*	1,693	0,096	0,091	1041*

\* Зерна поздней генерации.

стойло-николаевский комплекс гранитоидов (2085 ± 5 млн лет), щебекинский сиенитовый (2066 ± 14 млн лет) и малиновский гранитный (2040 ± 30 млн лет).

Группа возрастов 1471–1041 млн лет была получена для монацитов, образовавшихся за счет распада алланита и обычно тесно ассоциирующих с ретроградным хлоритом. Эти возрасты, по-види-

2. *Артеменко Г. В.* Геохронология Среднеприднепровской, Приазовской и Курской гранит-зеленокаменных областей : автореф. дис. ... д-ра геол. наук / Г. В. Артеменко. — Киев : Институт геохимии, минералогии и рудообразования НАН Украины, 1998. — 31 с.
3. *Петров Д. Б.* Рентгеноспектральное определение тория, урана и свинца в акцессорных минералах : автореф. дис. ... канд. техн. наук / Д. Б. Петров. — М. : ГТУ «МИСИ», 2007. — 24 с.
4. *Полякова Т. Н.* Петрология метапелитов и силикатно-карбонатных пород Тим-Ястребовской структуры (Воронежский кристаллический массив) / Т. Н. Полякова, К. А. Савко, В. Ю. Скрябин // Труды НИИ Геологии ВГУ, 2006. — Вып. 35. — Воронеж : Изд-во Воронеж. ун-та. — 125 с.
5. *Семенов Е. И.* Оруденение и минерализация редких земель, тория и урана (лантаноидов и актиноидов) / Е. И. Семенов. — М. : Наука, 2001. — 215 с.
6. *Сердюченко Д. П.* Редкие элементы в породах различных метаморфических фаций / Д. П. Сердюченко, Б. Г. Лутц, Д. А. Минеев, О. С. Кочетков, В. А. Павлов. — М. : Наука, 1967. — 199 с.
7. *Созинов Н. А.* Металлоносные черные сланцы Курской магнитной аномалии / Н. А. Созинов, Н. Н. Чистяков, В. А. Казанцев. — М. : Недра, 1988. — 149 с.
8. *Тугаринов А. И.* Радиометрические возраста пород КМА / А. И. Тугаринов, Е. В. Бибилова, С. И. Зыков // Геохимия. — 1964. — № 10. — С. 988–994.
9. *Холин В. М.* Геология, геодинамика и металлогенетическая оценка раннепротерозойских структур КМА : автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук / В. М. Холин. — Воронеж : ВГУ, 2001. — 23 с.
10. *Чернышов Н. М.* Новый тип золото-платинометалльного оруденения в стратифицированных черносланцевых комплексах ВКМ (закономерности размещения, минералого-геохимические особенности и геолого-генетическая модель формирования) / Н. М. Чернышов // Вестн. Воронежского ун-та. — Серия: геология. — 1996. — № 2. — С. 42–62.
11. *Чернышов Н. М.* Золото-платинометалльное оруденение в докембрийских черносланцевых толщах и метасоматитах Воронежского кристаллического массива — основа создания Центрально-Российской минерально-сырьевой базы благородных металлов XXI века / Н. М. Чернышов // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов в XXI веке. — М. : Геоинформмарк, 1999. — Т. 3, кн. 2. — С. 226–241.
12. *Чернышов Н. М.* Золото-платинометалльное оруденение черносланцевого типа Курско-Воронежского региона / Н. М. Чернышов. — Воронеж : Изд-во Воронежского гос. ун-та, 2007. — 177 с.
13. *Чернышов Н. М.* Новые минералы платиноидов в черносланцевых комплексах Тимского типа (КМА) / Н. М. Чернышов, В. Г. Моисеенко, В. В. Абрамов // Вестн. Воронежского ун-та. Серия: геология. — 2007. — № 2. — С. 152–158.
14. *Krenn E.* Formation of monazite and rhabdophane at the expense of allanite during Alpine low temperature retrogression of metapelitic basement rocks from Grete, Greece: microprobe data and geochronological implications / E. Krenn, F. Finger // Lithos, 2007. — Vol. 95. — P. 130–147.
15. *Lisowiec N.* Precision estimation in electron microprobe monazite dating: Repeated measurements versus statistical (Poisson) based calculations / N. Lisowiec // Chemical Geology, 2006. — Vol. 234. — P. 233–235.
16. *Montel J. M.* Electron microprobe ages of monazite / J. M. Montel, S. Foret, M. Veschambre, C. Nicollet, A. Probst // Chemical Geology, 1996. — Vol. 131. — P. 37–53.
17. *Parrish R. R.* U-Pb dating of monazite and its application to geological problems / R. R. Parrish // Ca. J. earth Sci, 1990. — Vol. 27. — P. 1435–1450.
18. *Polyakova T. N.* Evolutions of Early Proterozoic metamorphism within Tim-Yastrebovskaya Paleorift, Voronezh Crystalline Massif, East-European platform: metapelite systematic, phase equilibrium and P-T conditions / T. N. Polyakova, K. A. Savko, V. Yu. Skryabin // H. Thomas (Ed.). Metamorphism and Crustal Evolution. — Atlantic Publishers and Distributors, New Delhi, 2005. — P. 26–72.
19. *Suzuki K.* Precambrian provenance and Silurian metamorphism of the Tsunogava paragneiss in the south Kitakami terrain, Northeast Japan, revealed by the chemical Th-U-total Pb isochron ages of monazite, zircon and xenotime / K. Suzuki, M. Adachi // Journal of Geochemistry, 1991. — Vol. 25. — P. 357–376.
20. *Suzuki K., Adachi M.* Devonian history of the high T/P Ryoke metamorphic belt, southwest Japan: constraints from Chime monazite ages of gneisses and granitoids / K. Suzuki, M. Adachi // J. Metam. Geol., 1998. — Vol. 16. — P. 25–37.
21. *Suzuki K.* Electron microprobe observations of Pb diffusion in metamorphosed detrital monazites / K. Suzuki, M. Adachi, I. Kajizuka // Earth Planet. Sci. Lett., 1994. — Vol. 128. — P. 391–405.
22. *Williams M. L.* Microprobe monazite geochronology: putting absolute time into microstructural analysis / M. L. Williams, M. J. Jercinovich // J. Struct. Geol., 2002. — Vol. 24. — P. 1013–1028.