

УДК 550.93 (470.5)

DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-3-306-322

Цирконы фенитов ильмено-вишневогорского комплекса (Южный Урал)

А. А. Краснобаев¹, П. М. Вализер², Н. Н. Фаррахова¹¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, e-mail: atlantida21@mail.ru²Ильменский государственный заповедник, УрО РАН, 456317, г. Миасс, Ильменский заповедник, e-mail: valizer@ilmeny.ac.ru

Поступила в редакцию 19.02.2021 г., принята к печати 22.03.2021 г.

Объект исследований. U-Pb датирование цирконов, а также петролого-геохимическое изучение вмещающих их образцов пироксен-амфиболового, пироксен-амфибол-биотитового и биотитового фенитов Центральной щелочной полосы ильмено-вишневогорского комплекса. **Методы.** Возрастные определения цирконов получены с помощью ионного микрозонда (SHRIMP II, ЦИИ ВСЕГЕИ). Содержание РЗЭ и РЭ в цирконах установлено методом вторично-ионной масс-спектропии (CAMECA IMS-4F, Институт микроэлектроники и информатики РАН). **Результаты.** Минералогические и геохимические (U, Th, РЗЭ) особенности цирконов отражают их, а следовательно, и вмещающих их фенитов полигенно-полихронную природу. Большинство кристаллов цирконов обладают метастабильной матрицей. Они характеризуются усредненными содержаниями РЗЭ между магматическим и гидротермальным типами. От магматических цирконов их отличают высокие содержания ЛРЗЭ и низкие величины Се-аномалий, от гидротермальных – дифференцированные спектры распределения РЗЭ. В эволюции цирконов установлено три возрастных рубежа: 2066–1686 (PR₁), 425–404 (S₂) и 284–266 (P₁) млн лет. Цирконы PR₁ отражают первичные особенности и степень изменения субстрата фенитов. Процесс миаскитообразования, датированный цирконами S₂, проявлен ограниченно, только в биотитовом фените. Надежно отражено влияние P₁ метасоматической фенитизации, инициированной поздними сдвиговыми деформациями. Температура процессов фенитизации (по содержанию Ti в цирконе) оценена в 630–670°C для фенитов S₂ и ≤ 600°C для фенитов P₁. **Выводы.** Фениты Центральной щелочной полосы образованы в результате метасоматической фенитизации PR₁ субстрата на этапе поздних (P₁) постколлизийных деформаций, широко проявленных в ильмено-вишневогорском комплексе.

Ключевые слова: ильмено-вишневогорский комплекс, Центральная щелочная полоса, фенит, циркон, возраст, редкие земли

Источник финансирования

Исследование проведено в рамках государственного задания ИГЗ ЮУ ФНЦ МуГ УрО РАН “Геологическое строение и эволюция структурных единиц южного сегмента зоны ГУР” и темы № АААА-А19-119072990020-6 государственного задания ИГТ УрО РАН

Zircons of fenites of Ilmen-Vishnevogorsky Complex (Southern Urals)

Artur A. Krasnobaev¹, Petr M. Valizer², Nadezhda N. Farrakhova¹¹A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Uralian Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620016, Russia, e-mail: atlantida21@mail.ru²Ilmen State Reserve, SU FRC MG Uralian Branch of RAS, Ilmeny State Reserve, Miass, 456317, Russia, e-mail: valizer@ilmeny.ac.ru

Received 19.02.2021, accepted 22.03.2021

Research subject. U-Pb zircon dating, as well as a petrological and geochemical study of pyroxene-amphibole-, pyroxene-amphibole-biotite- and biotite-bearing fenites from the Central Alkaline Band Ilmen-Vishnevogorsky Complex. **Methods.** The age of zircons was determined by an ion mass spectrometer (SHRIMP II, Centre of Isotopic Research VSEGEI). The content of REE and trace elements was estimated by secondary ion mass spectrometer methods (CAMECA IMS-4F, Valiev Institute of Physics and Technology RAS). **Results.** The mineralogical and geochemical (U, Th, REE) features of zircons, as well as fenites, reflect their polygenic-polychronous nature. Most zircon crystals have a metastable matrix and are characterized by averaged REE contents between igneous and hydrothermal types. These crystals are distinguished from magmatic zircons by high LREE contents and low values of Ce anomalies, and from hydrothermal zircons – by differentiated REE distribution spectra. Three ages of zircon were established: 2066–1686 (PR₁), 425–404 (S₂) and 284–266 (P₁) Ma. PR₁ zircons reflect the primary features and the degree of changes in the fenite substrate. S₂ zircons, limited only to the biotite-bearing fenite, correspond to the age of the miaskite formation process. The P₁ zircons clearly reflect the metasomatic

Для цитирования: Краснобаев А.А., Вализер П.М., Фаррахова Н.Н. (2021) Цирконы фенитов ильмено-вишневогорского комплекса (Южный Урал). *Литосфера*, 21(3), 306–322. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-3-306-322

For citation: Krasnobaev A.A., Valizer P.M., Farrakhova N.N. (2021) Zircons of fenites of Ilmen-Vishnevogorsky Complex (Southern Urals). *Litosfera*, 21(3), 306–322. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-3-306-322

process of fenitization initiated by late shear deformations. The temperature of the phenitization processes (based on the Ti content in zircons) was estimated at 630–670°C for S2 and $\leq 600^\circ\text{C}$ for P1 fenites, respectively. *Conclusions.* Central Alkaline Band fenites were formed by the metasomatic process of PR1 substrate fenitization in the late stage (P1) of shear strains, which are widely expressed in the Ilmeno-Vishnevogorsky Complex.

Keywords: Ilmeno-Vishnevogorsky Complex, Central Alkaline Band, fenite, zircon, age, rare earths

Funding information

The studies were conducting in accordance with the state assignment of ISR SU FRC MG UB RAS “The geological formation and evolution of structure units of the southern segment of MUF” and the project AAAA-A19-119072990020-6 of the A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of the RAS

ВВЕДЕНИЕ

Фениты представляют собой гнейсовидные породы розовато-серого или серого цвета мелкозернистой гранобластовой структуры с отчетливой слоистостью. Относятся к экзоконтактовой фации миаскитов с гнейсами или амфиболитами, иногда имеют с ними постепенные переходы. Полной перекристаллизации миаскитов, гнейсов и амфиболитов при их взаимодействии, как правило, не происходит. Остаточные фрагменты гнейсов и амфиболитов, так же как единичные зерна нефелина или следы от их выщелачивания, в фенитах обычны.

Основные минералы фенитов – плагиоклаз, калиевый полевой шпат, пироксен, амфибол, биотит, акцессории (титанит, апатит, циркон, рудные). Их реликты позволяют получать информацию о первичных характеристиках. По темноцветным минералам выделяются пироксеновые, амфиболовые, пироксен-амфиболовые, биотитовые разновидности фенитов. Из них первые развиваются по амфиболовому субстрату, остальные – по кварцсодержащему (гнейсам, гранитоидам). Образование фенитового ореола вокруг Вишневогорского миаскитового массива происходило при 450–750°C и давлении 2–5 кбар (Абрамов и др., 2020), а при фенитизации амфиболитов (по Grt-Amph геотермометру) температура достигает 700–800°C. Процессы альбитизации фенитов осуществляются при 430–440°C (Левин и др., 1997). Подробная информация о фенитах и процессах фенитизации изложена в монографиях и статьях (Левин, 1974; Левин и др., 1997; Расс и др., 2006; Краснобаев и др., 2011; Абрамов и др., 2020; и др.).

Согласно изложенному, фениты представляют собой сложную гетерогенную субстанцию. С помощью цирконологии, ее возрастных, петрогенетических и минералогических индикаторных признаков мы предприняли попытку решить некоторые вопросы о природе фенитов ильмено-вишневогорского

го полиметаморфического комплекса Урала. В этом заключается основная цель наших исследований.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследуемые породы отобраны в пределах Центральной щелочной полосы ильмено-вишневогорского комплекса в следующих точках: пироксен-амфиболовый фенит (K370) – старый щебеночный карьер в районе д. Селянкино; пироксен-амфибол-биотитовый фенит (K156) – район западной окраины горы Долгая; биотитовый фенит (K205), зона 147 – дорожная выемка между горами Каравай и Долгая. Цирконы выделены из объемных проб (30–50 кг). Силикатный анализ пород выполнен на спектрометрах CPM-18 (Россия) и EDX-900 HS (Shimadzu, Япония), редкие и редкоземельные элементы определены методом масс-спектропии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) на приборе ELAN 9000 (Perkin Elmer, Канада) в Институте геологии и геохимии УрО РАН. Микрозондовый анализ состава минералов выполнен на растровом микроскопе РЭММА-202М с микроанализатором. Ускоряющее напряжение 20 КВт, ток на образце $\text{Hx}10^{-10}\text{A}$. Стандарты: ASTIMEX Scientific Limited, MINM 25–35 Mineral Mount serial No. 01–044. Изотопные анализы выполнены на ионном микрозонде SHRIMP II в ЦИИ ВСЕГЕИ по стандартной методике (Williams, 1998). Анализы РЗЭ и РЭ в цирконах проведены с помощью метода вторично-ионной масс-спектрометрии на приборе Cameca IMS-4F в Институте микроэлектроники и информатики РАН. Измерение включало в себя пять повторяющихся циклов накопления сигнала. Время накопления определялось автоматически в зависимости от его интенсивности. О точности и пределах определения элементов можно судить по анализам эталона 91500 (г/т): La – 0.02 ± 0.01 , Ce – 3.4 ± 0.1 , Sm – 0.48 ± 0.05 , Nd – 0.18 ± 0.01 , Gd – 2.3 ± 0.2 , Dy – 11 ± 1 , Eu – 32 ± 2 , Yb – 78 ± 4 . Измерения РЗЭ в кристаллах проводились в тех же точках (кратерах), что и при U-Pb датировании.

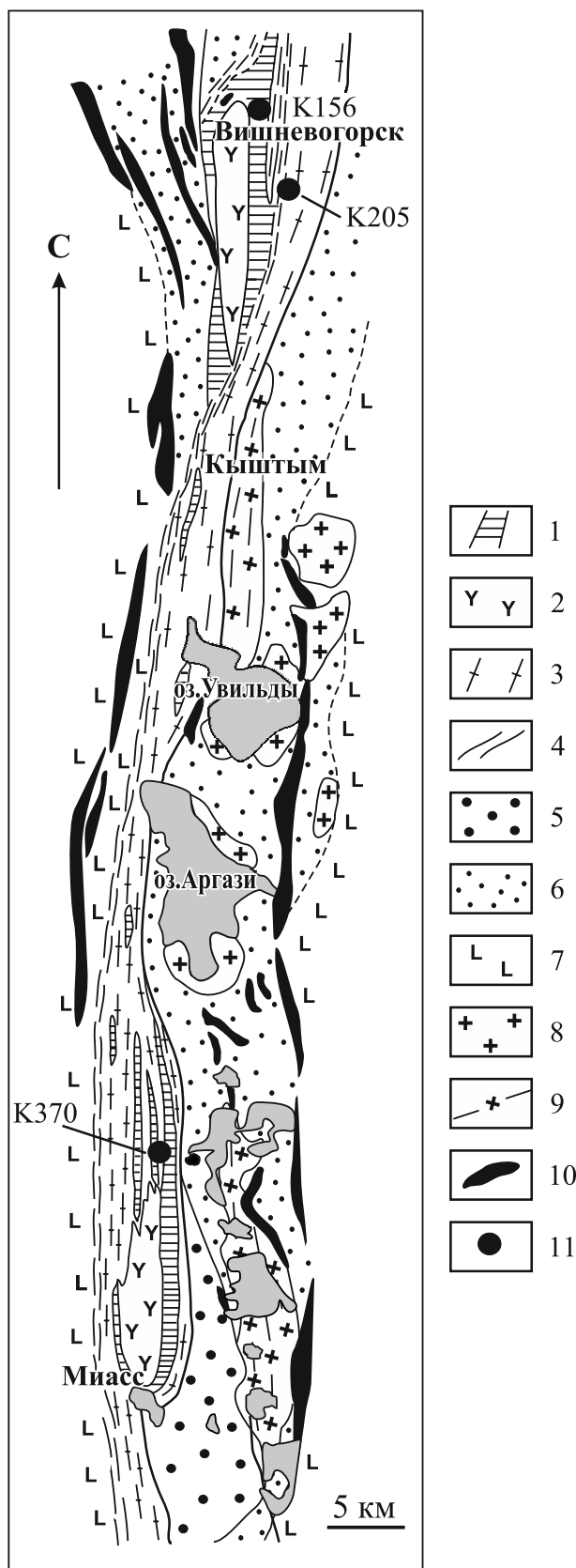


Рис. 1. Схематическая геологическая карта ильмено-вишневогорского комплекса (Левин и др., 1997; Русин и др., 2006).

1 – селяннинская серия амфиболит-гнейсово-плаггио-мигматитовая (AR-PR₁); 2 – массивы миаскитов (O₃); 3 – милониты гранитоидного и сиенитового состава (P₂-T₁(?)); 4 – милониты Кыштымского сдвига-надвига; 5 – еланчиковская толща, тектониты гранитоидного состава; 6 – сайтовская серия, метатерригенная (S); 7 – зеленосланцевые осадочно-вулканогенные комплексы Западно-Магнитогорской и Арамилско-Сухтелинской зон; 8 – Увильдинский монзонит-гранитный комплекс (Pz₃); 9 – гнейсовидные граниты Кисегачского массива; 10 – метагипербазиты; 11 – точки отоборования.

Fig. 1. Schematic geological maps of the Ilmeny-Vishnevogorsky complex (Levin et al., 1997; Rusin et al., 2006).

1 – Selyankino Group, Archean to Early Proterozoic amphibolite-gneiss-plagiomigmatite rocks; 2 – Middle Ordovician miaskite massifs; 3 – Middle Permian – Lower Triassic (?) granitic and syenitic blastomylonites; 4 – mylonites of the Kyshtym strike-slip fault thrust; 5 – Elanchik strata: plagioclases and injection of migmatites; 6 – Saitovo sequence, metaterrigenous rocks; 7 – green-schist volcanosedimentary complexes of the West Magnitogorsk and Aramil-Sukhteli zones; 8 – Upper Precambrian Uvil'dy monzo-granitic complex; 9 – gneissic granites of the Kisegach complex; 10 – metaultramafic rocks; 11 – the place of samples.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ФЕНИТОВ

Ильмено-вишневогорский комплекс (Южный Урал) представляет собой коллизионную структуру (“зону смятия”) шириной 20–25 км и протяженностью более 150 км (рис. 1). В строении комплекса, ограниченного с запада и востока тектоническими сдвигами, совмещены как магматические (сиениты, миаскиты, мафит-ультрамафиты, гранитоиды), так и метаморфические (гнейсы, амфиболиты, кварцито-сланцы, кварциты, фениты и разнообразные метасоматиты) породы широкого возрастного диапазона от архея до палеозоя (Баженов и др., 1992; Дегтярев и др., 1997; Ленных, Вализер, 2006; Русин и др., 2006).

Длительными, превышающими 170 лет, исследованиями ильмено-вишневогорского щелочно-карбонатитового комплекса Урала установлено его трехчленное строение. Нижний подинтрузивный субкомплекс сложен кварц-полевошпатовыми мигматитами, щелочными и карбонатитовыми метасоматитами, зональной фенитовой серией и дайками миаскитов. Средний интрузивный субкомплекс представлен Вишневогорским и Ильменским массивами нефелиновых сиенитов, а верхний надинтрузивный – фенитами экзоконтактов массивов миаскитов, карбонатитами с ниобиевой минерализацией и миаскитовыми пегматитами (Левин, 1974; Левин и др., 1997).

Фениты и ассоциирующие с ними щелочные породы образуют в структуре комплекса три щелочные полосы – центральную, западную и вос-

точную, расположенные в метаморфических образованиях селянkinской серии и экзоконтактовых ореолах Ильменского и Вишневогорского щелочных массивов. Они разделены на домиаскитовые амфиболовые и пироксеновые фениты и синмиаскитовые пироксеновые фениты. Отмечено, что пироксеновые фениты Центральной щелочной полосы характеризуются более низким содержанием глинозема по сравнению с пироксеновыми фенитами ореолов. Фениты являются базификатами внутренних зон щелочных пород в Центральной щелочной полосе. Геологическое строение, петрографическое описание, минералогия и петрохимия образований Центральной щелочной полосы и участка отбора проб фенитов изложены в статье Б.Н. Иванова с соавторами (1978) и монографиях В.Я. Левина с соавторами (Левин, 1974; Левин и др., 1997).

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФЕНИТОВ

Пироксен-амфиболовый (*Cpx-Amph*) фенит (K370) мелкозернистый гнейсовидный гранобластовой структуры. Клинопироксен соответствует эгирин-авгиту ($Al_{\text{общ}} = 0.09$ к.ф., $\#Mg = 0.33$). Амфибол представлен рихтеритом ($\#Mg = 0.50-0.53$) с повышенным содержанием Ti ($0.12-0.18$ к.ф.) и K ($0.22-0.26$ к.ф.), содержит включения кварца. Кристаллы амфибола имеют зональное строение. От центра к краю зерен растет магнезиальность, снижается содержание Na и суммы щелочей (< 0.5 к.ф.) в позиции А. Амфибол краевых зон кристаллов соответствует винчиту. Антипертитовый микроклин имеет отношение $K/Na = 11$, обрастает альбитом (табл. 1). Ильменит содержит до 1.5 мас. % марганца.

Пироксен-амфибол-биотитовый (*Cpx-Amph-Bi*) фенит (K156) – мелкозернистый, гнейсовидный, гранобластовой-нематогранобластовой структуры. Составлен из роговой обманки, диопсида или диопсид-авгита, биотита, калиевого полевого шпата, альбита, кальцита, кварца, титанита, апатита и магнетита (см. табл. 1). Амфибол слагает в породе отдельные прерывистые полосы совместно с калиевым полевым шпатом и альбитом. По содержанию Si^{4+} ($6.74-6.96$ к.ф.) и Ca ($1.51-1.62$ к.ф.) соответствует железистой роговой обманке, однако по высокому содержанию (Na + K) в позиции А ($0.5-0.8$ к.ф.) и К ($0.25-0.30$ к.ф.) отвечает калий-катофориту. Пироксен образует полосы в ассоциации с калиевым полевым шпатом и кварцем. По составу соответствует геденбергит-авгиту ($\#Mg = 0.35-0.41$), содержит до 0.15 к.ф. натрия. Магнезиальность флогопита варьируется несколько шире ($\#Mg = 0.50-0.61$). Флогопит ($\#Mg = 0.50-0.52$, $X_{\text{Ann}} = 0.48$, $X_{\text{Phl}} = 0.49$) развит по амфиболу, а флогопит ($\#Mg = 0.60-0.61$, $X_{\text{Ann}} \leq 0.37$, $X_{\text{Phl}} \geq 0.59$) находится в ассоциации с кальцитом ($SrO = 1.60$ мас. %) и ка-

лиевым полевым шпатом ($BaO = 1.0$ мас. %). Калиевый полевой шпат относится к микроклину при вариации K/Na от 6 до 13. Альбит содержит менее 0.08 анортитового компонента.

Биотитовый (*Bi*) фенит (K205) среднезернистый очково-полосчатой текстуры. Очки и линзы сложены относительно крупными зернами плагиоклаза ($X_{\text{An}} = 11-18$) и калиевого полевого шпата ($K/Na = 4-13$). Магнезиальный флогопит ($\#Mg = 0.53-0.59$, $X_{\text{Ann}} = 0.37-0.46$, $X_{\text{Phl}} = 0.52-0.55$) развит по границе зерен полевых шпатов в ассоциации с кварцем, титанитом, содержащим более 1 мас. % Ce_2O_3 , апатитом, магнетитом и цирконом (см. табл. 1).

По валовому химическому составу изученные фениты сопоставимы с домиаскитовыми амфиболитовыми и пироксеновыми фенитами (Левин и др., 1997) (табл. 2). Особенности состава фенитов определяются в основном вариациями содержаний SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O и K_2O . Они характеризуются более высокими значениями отношений $(Na + K)/Al = 1.0-1.2$ и $(Na + K)/K = 2.6-4.1$ и низкими $Al/(Al + Ca + Na) = 0.49-0.54$ по сравнению с данными параметрами для плагиогнейсов и мигматитов ($0.62-0.87$, $1.7-2.6$ и $0.63-0.74$ соответственно) и для миаскитов ($0.70-0.90$, $2.3-2.8$ и $0.61-0.65$ соответственно). По вариации содержаний Al_2O_3 и SiO_2 ($Al_2O_3/SiO_2 = 0.22-0.26$) занимают промежуточное положение.

Спектры распределения REE в фенитах имеют существенно отрицательный наклон, что согласуется с повышенными значениями отношений $(La/Yb)_N = 16-20$, $(La/Gd)_N = 8-13$ и $LREE/HREE = 15-17$. На спектрах наблюдается отрицательная европиевая аномалия: $Eu/Eu^* = 0.56-0.82$ (рис. 2). Распределение REE в фенитах сопоставимо с характером распределения REE в плагиогнейсах и мигматитах селянkinской серии и миаскитах: $(La/Yb)_N = 14-38$ и $2-90$, $(La/Gd)_N = 7.0-7.5$ и $4-108$, $LREE/HREE = 11-16$ и $5-63$ соответственно. Содержание REE в фенитах колеблется в широких пределах ($REE = 250-650$ г/т) и значительно выше содержания REE ($160-290$ г/т) в плагиогнейсах и мигматитах, что сопоставимо с их концентрациями ($REE = 125-682$ г/т) в миаскитах.

Оценка температуры образования-преобразования фенитов проведена по содержанию Ti в цирконе (Watson et al., 2006). Цирконы фенитов характеризуются широкими вариациями концентраций Ti – от 1 до 21 г/т. Температура образования древних метаморфогенных цирконов (≥ 1700 млн лет) составляет $\approx 800^\circ\text{C}$ ($Ti = 20$ г/т), что соответствует гранулитовой фазии метаморфизма плагиогнейсов селянkinской серии. Температура преобразования цирконов, отвечающая возрастному интервалу 440–410 млн лет, соответствует $630-670^\circ\text{C}$ ($Ti = 2.5-4$ г/т), а для поздних (≤ 285 млн лет) цирконов $\leq 600^\circ\text{C}$ ($Ti = 1-2$ г/т).

Таблица 1. Химический состав (мас. %) и кристаллохимические формулы (к.ф.) минералов фенитов Ильмено-Вишневогорского комплекса
Table 1. Chemical composition (wt %) and crystallochemical formulas (f.u.) of the minerals from fenites of the Ilmeny-Vishnevogorsky Complex

Компо- нент	K370					K156							K205				
	<i>Rct-Plnc</i>	<i>Aeg-Aug</i>	<i>Kfs</i>	<i>Ab</i>	<i>Di-Aug</i>	<i>Hbl-Ktp</i>		<i>Phl</i>		<i>Kfs</i>	<i>Ab</i>	<i>Phl</i>	<i>Pl</i>	<i>Kfs</i>	<i>Pl</i>	<i>Kfs</i>	<i>Kfs</i>
SiO ₂	51.75	51.54	51.70	64.94	51.52	51.27	44.05	45.14	43.71	39.48	40.95	64.36	64.05	67.54	35.46	37.92	65.44
TiO ₂	1.04	1.39	0.84	–	–	–	0.57	0.25	0.49	1.02	1.26	–	–	–	2.48	1.64	–
Al ₂ O ₃	1.72	1.54	1.83	17.86	0.51	1.08	6.48	5.35	6.26	9.38	9.76	18.00	18.02	19.74	14.26	14.45	21.25
FeO	18.69	19.03	21.18	–	17.44	19.53	22.78	21.55	22.50	22.13	17.21	–	–	–	20.61	17.20	–
MnO	0.55	0.54	0.63	–	0.86	0.46	0.93	1.28	0.84	0.35	0.30	–	–	–	0.48	0.30	–
MgO	11.61	11.00	5.28	–	7.24	5.90	8.14	9.15	9.01	12.64	15.35	–	–	–	13.12	13.99	–
CaO	5.48	5.50	11.39	–	20.18	19.32	9.61	9.81	9.49	0.18	–	–	–	0.16	–	–	2.30
Na ₂ O	4.58	5.24	6.13	0.94	1.52	2.03	3.05	2.49	2.38	0.44	–	1.19	0.60	11.48	0.29	0.27	10.03
K ₂ O	1.18	1.17	0.24	15.26	–	–	1.51	1.26	1.45	9.67	9.79	14.40	15.42	0.15	8.76	9.63	0.18
Cl	–	–	–	0.24*	–	–	0.18	–	0.11	0.27	0.15	0.92*	0.92*	–	–	–	–
Σ	96.60	96.95	99.22	99.24	99.27	99.59	97.30	96.28	96.24	95.56	94.77	98.87	98.99	99.07	95.46	95.40	99.20
Коэффициенты кристаллохимической формулы																	
Si	7.651	7.689	2.00	3.027	2.005	1.998	6.813	6.957	6.735	3.108	3.154	3.029	3.013	2.978	2.719	2.896	2.905
Ti	0.116	0.156	0.02	–	–	–	0.067	0.030	0.057	0.061	0.073	–	–	–	0.143	0.094	–
Al	0.300	0.271	0.09	0.981	0.023	0.050	1.181	0.972	1.136	0.871	0.886	0.998	1.01	1.026	1.289	1.301	1.112
Fe	2.307	2.371	0.62	–	0.567	0.635	2.941	2.773	2.894	1.455	1.106	–	–	–	1.319	1.097	–
Mn	0.069	0.069	0.02	–	0.029	0.014	0.123	0.168	0.110	0.024	0.020	–	–	–	0.031	0.020	–
Mg	2.557	2.444	0.31	–	0.420	0.343	1.875	2.100	2.068	1.482	1.761	–	–	–	1.499	1.592	–
Ca	0.868	0.879	0.47	–	0.841	0.806	1.592	1.620	1.566	0.015	–	–	–	0.008	–	–	0.110
Na	1.312	1.516	0.46	0.085	0.115	0.154	0.914	0.744	0.711	0.067	–	0.109	0.055	0.981	0.043	0.040	0.863
K	0.224	0.224	0.01	0.907	0.00	0.00	0.299	0.248	0.285	0.971	0.962	0.864	0.926	0.008	0.857	0.939	0.010
#Mg	0.52	0.50	0.33	–	0.41	0.35	0.38	0.42	0.41	0.50	0.61	–	–	–	0.53	0.59	–

Примечание. Индексы минералов – по (Whitney, Evans, 2010). Кристаллохимические формулы минералов рассчитаны катионным методом на: *Сpx* – 4 катиона, *Amph* – 13 катионов, *Phl* – 7 катионов, *Pl*, *Ab* и *Kfs* – 5 катионов; # *Mg* = *Mg*/(*Mg*+*Fe*). Прочерк – не обнаружено. *Содержание Ba.

Note. Abbreviations of minerals by (Whitney, Evans, 2010). Crystallochemical formulas of minerals are made by cationic method: *Cpx* by 4, *Amph* by 13, *Phl* by 7, *Pl*, *Ab* and *Kfs* by 5 cations. # *Mg* = *Mg*/(*Mg*+*Fe*). Dash – not determined. *Content of Ba.

Таблица 2. Содержание главных (мас. %) и редких (г/т) элементов в фенитах ильмено-вишневогорского комплекса

Table 2. The contents of major (wt %) and trace (ppm) elements from the fenites of the Ilmeny-Vishnevogorsky Complex

Компонент	K370	K156	K205
SiO ₂	67.02	63.20	59.97
TiO ₂	1.28	0.98	0.92
Al ₂ O ₃	12.29	13.42	13.10
FeO	5.48	6.08	8.91
MnO	0.14	0.15	0.37
MgO	1.06	1.86	0.98
CaO	2.61	3.84	3.20
Na ₂ O	5.98	4.96	6.40
K ₂ O	2.90	4.78	4.74
P ₂ O ₅	0.13	0.12	0.31
П.п.п.	0.56	0.88	0.87
Σ	99.45	100.27	99.77
La	50.64	132.46	73.74
Ce	139.51	268.29	118.25
Pr	9.38	39.42	16.87
Nd	32.70	138.83	57.19
Sm	5.36	19.58	7.70
Eu	1.21	3.19	1.83
Gd	3.25	13.92	5.80
Tb	0.55	1.66	0.74
Dy	3.82	9.97	4.57
Ho	0.81	1.94	0.88
Er	2.42	5.23	2.38
Tm	0.38	0.76	0.36
Yb	2.53	4.80	2.52
Lu	0.39	0.70	0.44
Th	14.41	39.02	4.17
U	0.96	4.15	0.35
Pb	5.07	14.33	2.45
Ba	784.18	1438.28	349.43
Sr	216.25	418.74	508.59
Zr	58.48	153.35	283.47
Hf	1.66	4.88	9.40
Ta	1.01	1.94	1.54
Nb	35.91	42.97	150.21
Y	21.58	46.23	17.68
Cr	52.53	6.70	111.39
Ni	16.63	4.47	5.92
Co	7.61	7.93	5.30
V	57.56	61.73	110.13
(La/Yb) _N	15.7	18.8	19.9
(La/Sm) _N	5.9	4.2	6.0
Eu/Eu*	0.82	0.56	0.80
La/Gd	13.1	8.0	10.7
ΣREE	252.95	640.75	293.27
LREE/HREE	16.4	15.3	15

Примечание. $Eu/Eu^* = Eu_N / [(Sm_N + Gd_N)0.5]$, Σ и ΣREE – сумма главных и редкоземельных элементов соответственно, LREE – легкие и HREE – тяжелые редкоземельные элементы.

Note. $Eu/Eu^* = EN_N / [(Sm_N + Gd_N)0.5]$, Σ and ΣREE the sum of the major and trace-earth elements respectively, LREE – light and HREE – heavy rare-earth elements.

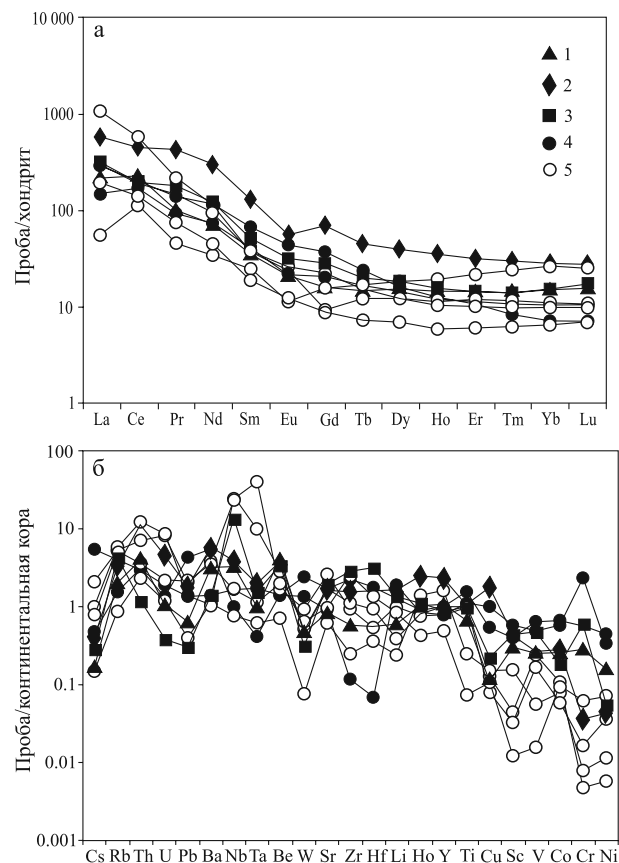


Рис. 2. Спектры распределения редкоземельных элементов, нормированных по хондриту (McDonough, Sun, 1995) (а), и спайдер-диаграммы содержания микроэлементов, нормированных по континентальной коре (McDonough, Sun, 1995) (б), для фенитов.

1–3 – фениты (1 – *Cpx-Amph*, 2 – *Cpx-Amph-Bi*, 3 – *Bi*), 4 – плагиогнейсы селянkinской серии (Краснобаев и др., 2020), 5 – миаскиты (Краснобаев и др., 2016).

Fig. 2. Spectra of REE (McDonough, Sun, 1995) (a) and trace- elements (McDonough, Sun, 1995) (б) distribution in fenites normalized to chondrite and continental crust respectively.

1–3 – fenites (1 – *Cpx-Amph*, 2 – *Cpx-Amph-Bi*, 3 – *Bi*), 4 – Selyankino Group plagiogneisses (Krasnobaev et al., 2020), 5 – miaskites (Krasnobaev et al., 2016).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ЦИРКОНОВ И ИХ ОБСУЖДЕНИЯ

Морфология и внутреннее строение кристаллов цирконов

Цирконы фенитов многообразны (рис. 3). Цирконы *Cpx-Amph* – фенита (K370, рис. 3а) образуют гетерогенные сообщества. Неординарные кристаллы А, Б и В облегчают решение некоторых спорных генетических вопросов. Первые (А и Б) свидетельствуют

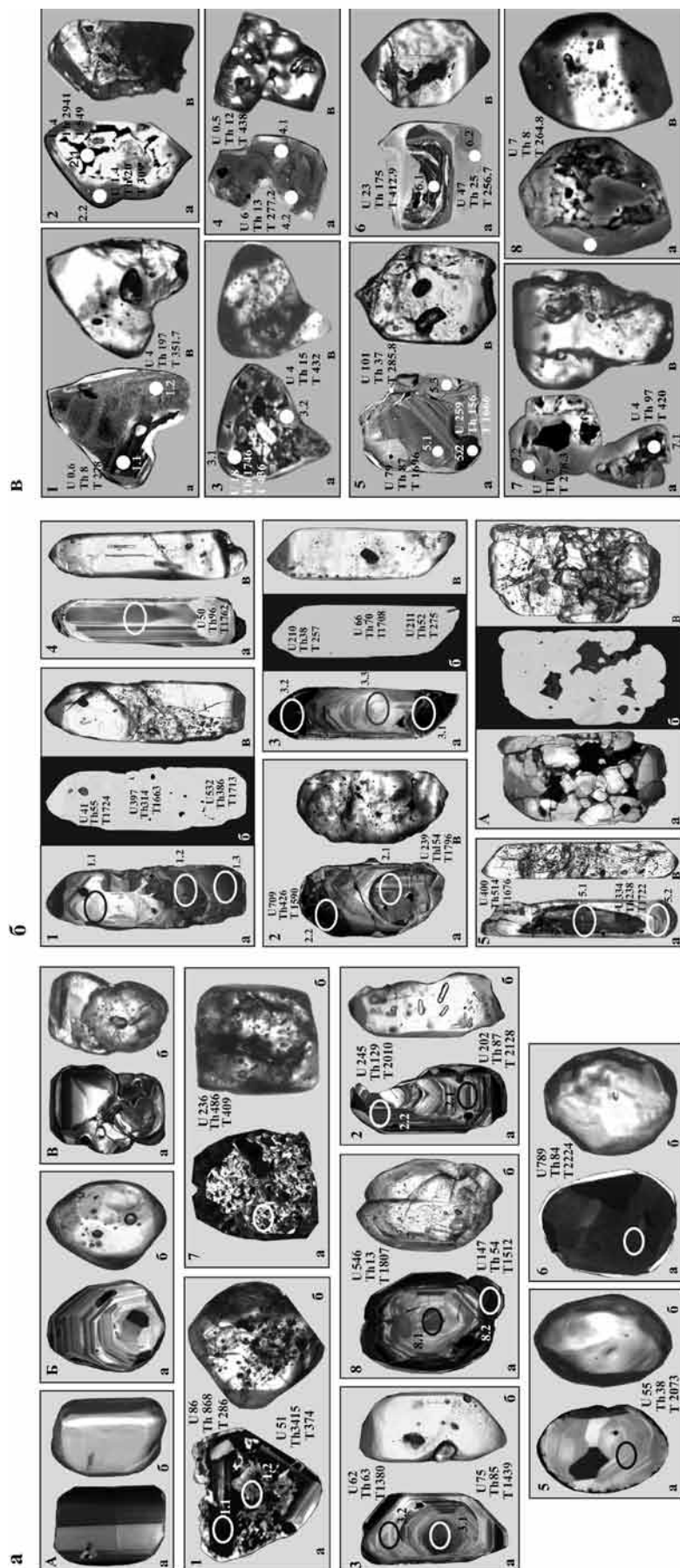


Рис. 3. Минералогические особенности цирконов из фенитов ильмено-вишневогорского комплекса.

а – (*Spx-Amph*-фенита K370); б – (*Spx-Amph-Bi*-фенита K156); в – (*Bi*-фенита K 205). Кругами отмечены точки анализа (кратеры), использованные при определении возраста и редких земель. Цифры у кристаллов соответствуют их номерам в табл. 3. Содержание U, Th (г/т) и возраст (Т) (млн лет по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, см. табл. 3). а – CL (катодолуминесценция), б – BSE (обратное-рассеянные электроны); в – оптика (проходящий свет) $\times 100-150$.

Fig. 3. The mineralogical and geochemical characteristics of zircons from the Ilmeny-Vishnevogorsky Complex.

а – (*Spx-Amph*-fenites K370); б – (*Spx-Amph-Bi*-fenites K156); в – (*Bi*-fenites K 205). The circle marked the analysis points (craters) used in determining the age and rare earths. The numbers of the crystals are serial number on Tabl. 3. Content U, Th (ppm) and age (T) (Ma according to $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, see Table 3). а – CL (cathodoluminescence); б – BSE (backscattered electron); в – plane-polarized light, magnification, $\times 100-150$.

Таблица 3. U-Pb возраст цирконов фенитов Ильмено-вишневогорского комплекса
Table 3. U-Pb dating of zircons from fenites of the Ilmeno-Vishnevogorsky Complex

Анализ кратер	²⁰⁶ Pb _c %	Содержание, г/г			²³² Th ²³⁸ U	Возраст, млн лет ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	D, %	Изотопные отношения					Rh _o	
		U	Th	²⁰⁶ Pb*				²⁰⁷ Pb* ^{*/206} Pb* _± ±%	²⁰⁷ Pb* ^{*/235} U _± ±%	²⁰⁶ Pb* ^{*/238} U _± ±%				
K370 (a)														
1.1	4.26	86	868	3.49	10.46	286 ± 8	23	0.059	29	0.37	29	0.0456	2.9	0.098
1.2	6.66	51	3415	2.8	69.54	374 ± 19		0.067	52	0.55	52	0.0597	5.2	0.099
7	1.02	236	486	13.4	2.13	409 ± 7		0.055	12	0.50	13	0.0655	1.8	0.142
3.2	0.43	62	63	12.8	1.05	1384 ± 26		0.104	3.3	3.45	3.9	0.2394	2.1	0.534
3.1	0.37	75	85	16.2	1.18	1469 ± 25		0.106	2.5	3.67	3.1	0.2502	1.9	0.620
8.2	1.34	147	54	33.9	0.38	1512 ± 21	23	0.113	2.4	4.13	2.8	0.2643	1.5	0.546
8.1	0.28	546	13	152	0.03	1807 ± 25	10	0.122	2	5.43	2.5	0.3235	1.6	0.632
4	0.06	106	73	32.7	0.72	1982 ± 29	1	0.123	1.2	6.12	2.1	0.36	1.7	0.817
2.2	0.14	245	129	77.1	0.54	2010 ± 24	2	0.126	0.86	6.37	1.6	0.3659	1.4	0.852
5.1	0.28	55	38	18.1	0.71	2073 ± 37	5	0.139	5.3	7.12	5.7	0.3792	2.1	0.366
2.1	0.08	202	87	67.9	0.44	2128 ± 26	1	0.135	2.9	7.26	3.2	0.3912	1.4	0.447
6	0.03	789	24	279	0.03	2224 ± 24	-9	0.124	0.53	7.04	1.4	0.4119	1.3	0.924
9	0.04	729	35	275	0.05	2343 ± 25	-14	0.124	1.1	7.5	1.7	0.4384	1.3	0.762
K156 (б)														
3.1	1.45	211	52	8.02	0.25	275.4 ± 4.5	-2	0.052	6	0.311	6.3	0.044	1.7	0.265
3.2	0.94	210	38	7.38	0.19	256.6 ± 4.7	27	0.053	9.6	0.297	9.7	0.041	1.9	0.190
1.1	0.27	41	55	10.8	1.40	1724 ± 25	0	0.105	2.9	4.45	3.3	0.307	1.7	0.503
1.2	0.12	397	314	100	0.82	1663 ± 20	4	0.106	0.92	4.30	1.6	0.294	1.3	0.822
1.3	0.06	532	386	139	0.75	1713 ± 19	1	0.106	0.64	4.438	1.4	0.304	1.3	0.897
2.2	0.22	709	426	171	0.62	1590 ± 23	8	0.105	1	4.046	1.9	0.280	1.7	0.855
3.3	1.02	66	70	17.3	1.10	1708 ± 28	0	0.105	3.7	4.37	4.2	0.303	1.9	0.452
4.1	0.42	50	96	13.6	1.97	1750 ± 31	1	0.108	3.4	4.63	3.9	0.312	2	0.512
5.1	0.15	400	514	102	1.33	1676 ± 19	3	0.106	0.98	4.328	1.6	0.297	1.3	0.797
5.2	—	334	238	79.3	0.73	1573 ± 27	10	0.106	0.97	4.018	2.2	0.276	1.9	0.893
2.1	0.25	239	154	73.9	0.66	1796 ± 24	1	0.120	1.9	5.93	2.4	0.359	1.4	0.609
K205 (в)														
1.1	0.00	0.6	8	0.022	13	278 ± 16	—	0.107	15	—	—	—	—	—
8.1	2.08	7	8	0.255	1.15	264.8 ± 6.3	—	0.080	7	—	—	—	—	—
6.2	0.54	47	25	1.63	0.54	256.7 ± 5.1	—	0.052	2.1	—	—	—	—	—
4.2	0.00	6	13	0.242	2.1	277.2 ± 6	—	0.072	7.8	—	—	—	—	—
7.2	0.00	7	7	0.273	1	278.3 ± 6.5	—	0.056	4.9	—	—	—	—	—
5.3	0.12	101	37	3.96	0.38	285.8 ± 5.5	—	0.053	1.3	—	—	—	—	—
3.2	1.02	4	15	0.215	4.3	432 ± 12	—	0.314	5.8	—	—	—	—	—
2.2	3.49	1.4	20	0.063	14	309 ± 13	—	0.079	8.9	—	—	—	—	—
1.2	0.00	4	197	0.196	50	351.7 ± 8.9	—	0.083	8.5	—	—	—	—	—
2.1	1.18	4	2941	0.333	705	549 ± 51	—	0.375	14	—	—	—	—	—
6.1	0.33	23	175	1.32	8	412.9 ± 8.3	—	0.058	2.2	—	—	—	—	—
7.1	0.00	4	97	0.206	28	420 ± 11	—	0.065	5.6	—	—	—	—	—
3.1	0.24	18	1746	1.1	99	436 ± 8.7	—	0.082	5.9	—	—	—	—	—
4.1	5.95	0.5	12	0.035	23	438 ± 25	—	0.112	10	—	—	—	—	—
5.1	0.04	89	87	20.4	1.33	1696 ± 32	—	0.108	0.42	—	—	—	—	—
5.2	0.01	259	156	65.7	0.62	1666 ± 28	—	0.107	0.24	—	—	—	—	—

Примечание. Pb_e и Pb* – общий и радиогенный свинец соответственно. Коррекция по ^{204}Pb . R_h – коэффициент корреляции. D – дискордантность. Ошибка калибровки стандарт – 0.63 %. Прочерк – не определено.

Note. Pb_e and Pb* – total and isotopic lead. The correction by ^{204}Pb . R_h – the coefficient of correlation. D – the discordance. The calibration error of the standard is 0.63 %. Dash – not determined.

и об испытанных ими дроблении (оба – обломки) и коррозионной нивелировке, возникшей у поверхностей сколов кристаллов, хотя для кристалла Б приемлем также вывод (ложный!) о его соответствии (б) первичному облику. Гибридный кристалл В образован срастанием метаморфогенного ядра, вероятно унаследованного от вмещающих гнейсов селянkinской серии, и прозрачного выроста (“оболочки”), подобного миаскитовым цирконам. По сути, эти три зерна обладают информацией не только об условиях их эволюции, но и природе содержащих их фенитов.

Остальные кристаллы циркона поясняют сказанное. Можно констатировать, что цирконы объединяют три различных типа. По облику, строению, изменению кристалла (1.1→1.2) и наличию вторичных включений кристаллы 1 и 7 отнесены к I типу, близкому миаскитовому (Скублов и др., 2009; Краснобаев и др., 2011, 2016). Они имеют специфический состав (табл. 3) ($U_{cp} = 125$ г/т, $Th_{cp} = 1590$ г/т). Включают в себя уникальный ториевый(!) циркон (кратер 1.2, $Th = 3415$ г/т) и, соответственно, имеют высокое Th/U отношение ($Th_{cp}/U_{cp} = 27.38$), свойственное мантийным разновидностям (Hoskin, 2005).

II тип представлен кристаллом 6 и подобным ему кристаллом 9. Оба сохранили память и об условиях образования, и о субстрате. По содержанию урана к ним близка ранняя генерация кристалла 8 (8.1). Эта триада выделяется высокими содержаниями урана ($U_{cp} = 688$ г/т) при минимальных содержаниях тория ($Th_{cp} = 24$ г/т). Превалирующая урановая специализация ($Th_{cp}/U_{cp} = 0.04$) отражает их коровую природу.

Основную III группу представляют кристаллы 2, 3, 5, 8.1 и подобный кристалл 4 с отчетливым зональным строением, со следами секториальности, с первичными включениями (кристалл 2б; апатит?), образованные в расплавной среде переменного состава. По содержаниям урана ($U_{cp} = 127$ г/т), тория ($Th_{cp} = 75.6$ г/т) и торий-урановому отношению ($Th_{cp}/U_{cp} = 0.72$) цирконы этого типа существенно отличаются от I и II типов. Их минералогические свойства соответствуют цирконам мигматитового типа, характеризующим амфиболитовую фацию метаморфизма.

Цирконы *Cpx-Amph-Bi* – фенита (K156, рис. 3б) образуют в основном призматические кристаллы, варьирующие по удлинению (1:2–1:7) и прозрачности. Многие из них сохранили следы первичного облика с четкими ребрами, некоторые испытали влияние коррозии, с которой связано появление округлости. Помимо игольчатых первичных включений (кристалл 4) распространены вторичные точечные, приуроченные к зонам дробления, и флюидные, связанные с трещинами (кристалл А). Мелкие включения часто окружают более крупные твердые, от которых они, вероятно, “откололись” (кристалл 3в).

Наиболее информативно у цирконов *Cpx-Amph-Bi*-фенита сосуществование двух субстанций – древней, представляющей реликты ранних генераций, и более молодой, их замещающей. Ранние генерации могут быть и светлые (CL, кристалл 1а), и темные (кристалл 5а), у них возможно наличие и отчетливой зональности (кристалл 4), и состояния “ядра” (кристаллы 2.1, 3.1, а). Уникален кристалл А, он испытал интенсивное дробление, но сохранил при этом свой первичный облик. Подобная ситуация возможна лишь при отсутствии вокруг кристалла свободного пространства и появлении флюидной фазы, которая выполняла возникшие при дроблении полости. На примере кристаллов 3а, 4а можно утверждать, что по внешним признакам невозможно определить их реальное строение.

Цирконы *Bi*-фенита (K205, рис. 3в) представляют собой уникальное сообщество кристаллов, обусловленное сочетанием разнообразных минералогических признаков. Весьма специфические особенности отдельных зерен, вариации их облика и прозрачности в совокупности “трансформируются” в однородное сообщество со свойствами единого целого. Следы идиоморфизма заметны лишь у единичных зерен или их отдельных частей (кристаллы 5б, 6б и 2а, 4а, 7а). Особенности свечения (CL) подчеркивают индивидуальность зерен, для которых иногда трудно представить их первичный облик (кристаллы 1, 4–7). В совокупности эти кристаллы наглядно отражают общую специфику цирконов *Bi*-фенита.

Возраст цирконов (см. табл. 3, рис. 4). Для обогащенных ураном кристаллов циркона 6 и 9 *Cpx-Amph*-фенита (рис. 4а) установлена датировка $T_1 = 2009 \pm 100$ млн лет, а положение их анализов выше конкордии вызвано потерями U, чему способствовала их повышенная метамиктность (низкая кристалличность, слабая CL). Наиболее корректная датировка для кристаллов с повышенной сохранностью (5, 2.1) соответствует $T_2 = 2119 \pm 38$ млн лет. Возраст основной группы цирконов по верхнему пересечению дискордии $T = 2050 \pm 39$ млн лет. По сути, все эти датировки (T , T_1 и T_2) соответствуют единому возрастному уровню с интегральным возрастом $T = 2066 \pm 60$ млн лет, определяющему вклад субстрата в образование фенитов. При этом и миаскитовый ($T_3 = 404 \pm 13$ млн лет), и гнейсовый ($T_1 = 2009 \pm 100$ млн лет) вклады четко фиксируются по первичным признакам представляющих их цирконов (минералогия, CL). Симптоматично, но ранее (Краснобаев и др., 2001, 2019, 2020) для гнейсов селянkinской серии, которые соответствуют наиболее вероятному субстрату фенитов, получены цифры 2220 ± 20 и 2081 ± 15 млн лет. Возраст заключительной эволюции цирконов и, соответственно, фенитов сопоставим с образованием миаскитовых пегматитов с минимальной датировкой $T_4 = 286 \pm 16$ млн лет.

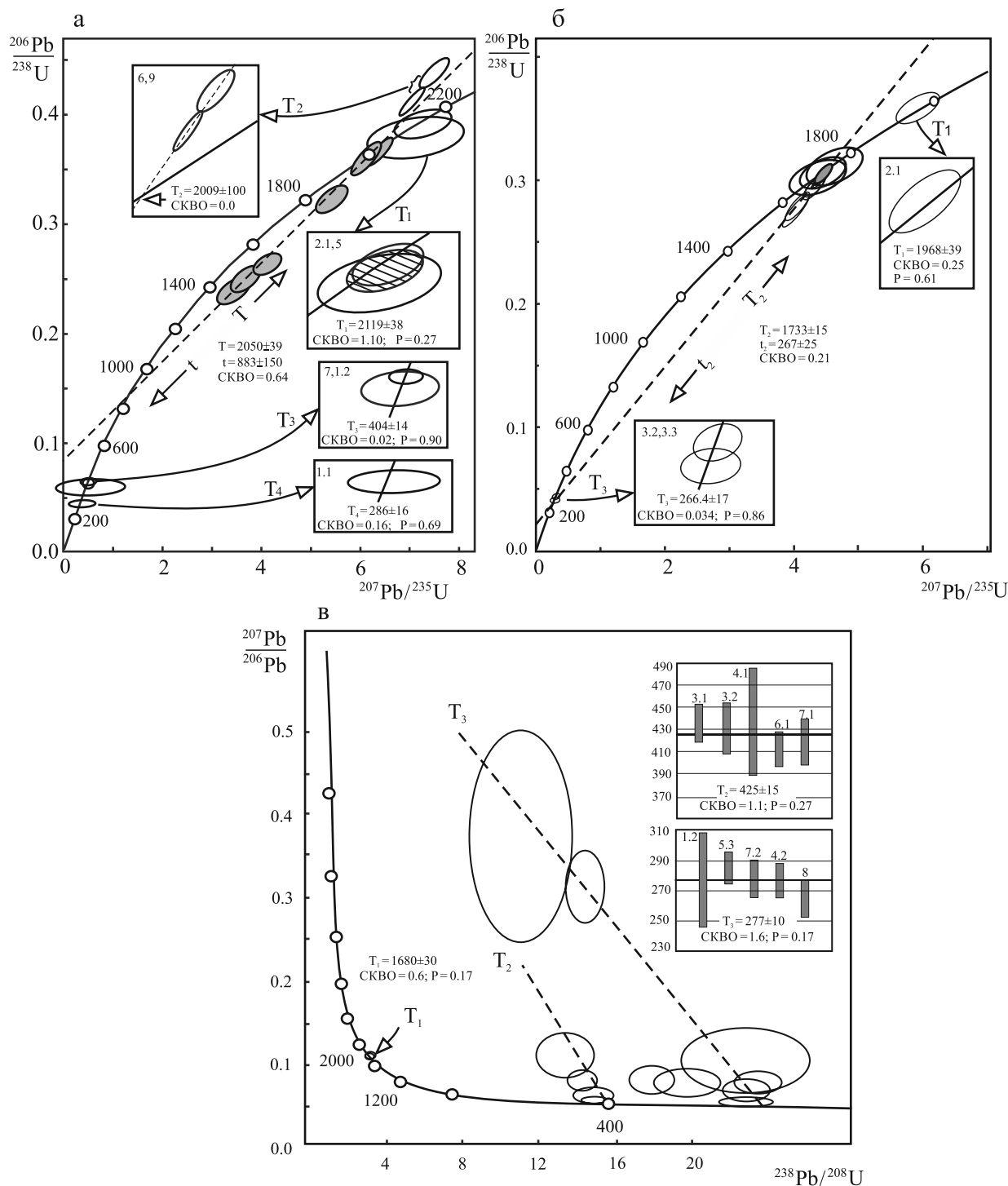


Рис. 4. U-Pb диаграммы с конкордией и возраст цирконов из фенитов ильмено-вишневогорского комплекса.

Fig. 4. U-Pb diagrams with concordia and the age of zircons from the fenites of the Ilmeny-Vishnevogorsky Complex.

Для центральной части “ядра” кристалла 2 циркона *Spx-Amph-Bi*-фенита (K156, рис. 4б) возраст $T_1 = 1968 \pm 39$ млн лет наиболее корректно отвечает возрасту субстрата. Основная группа цирконов по верхнему пересечению дискордии соответствует датировке $T_2 = 1733 \pm 15$ млн лет. Ми-

нимальная датировка, отражающая возраст фенитов и миаскитовых пегматитов, оценивается как $T_3 = 266.4 \pm 17$ млн лет. Удивительно, но об участии палеозойского (S_2) процесса миаскитообразования в формировании *Spx-Amph-Bi*-фенита информация отсутствует.

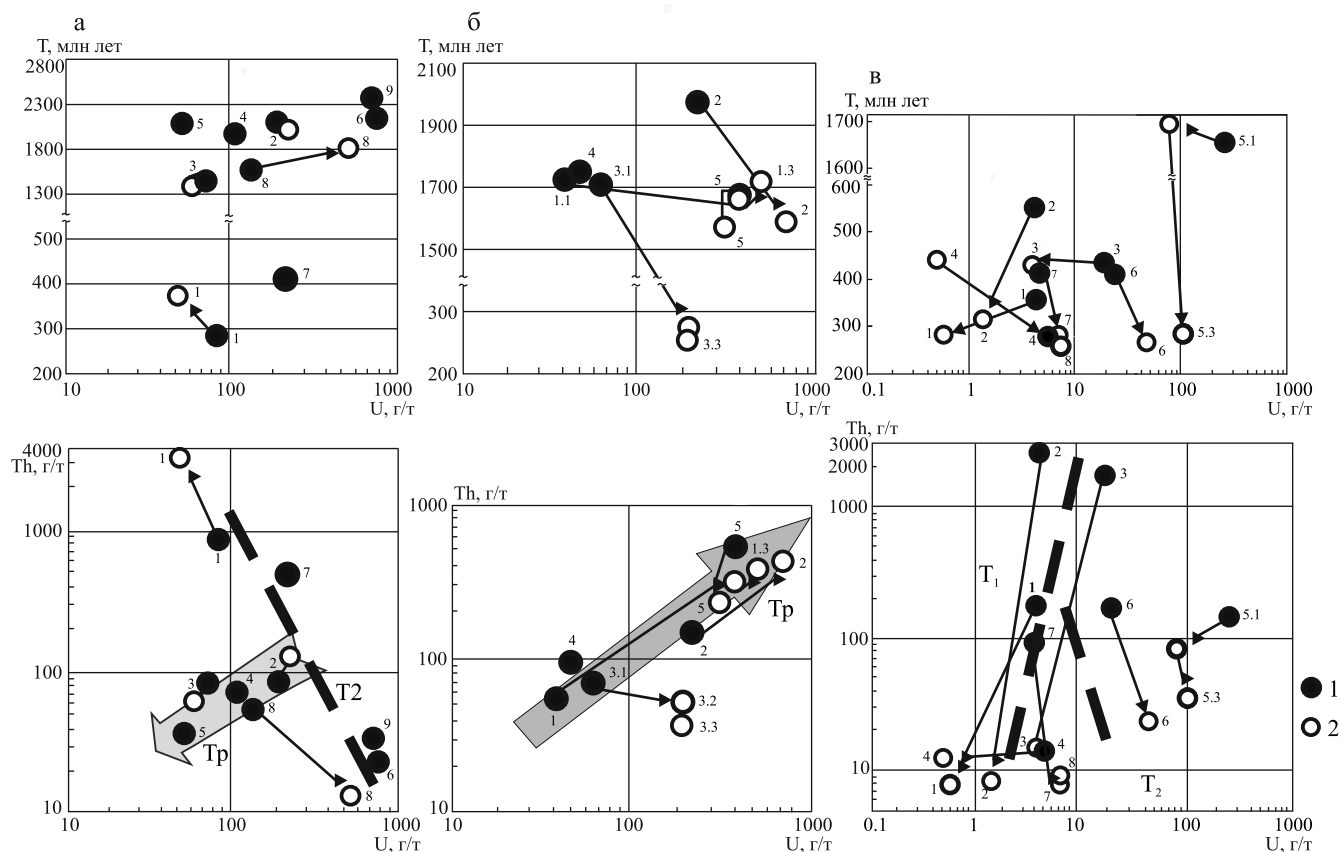


Рис. 5. Соотношение U–Th (г/т) и T (по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) (млн лет)–U (г/т) в цирконах фенитов ильмено-вишневогорского комплекса.

Стрелками соединены анализы ранних (1) – поздних (2) генераций (см. табл. 3). Tr, T₁, T₂ – см. в тексте.

Fig. 5. The relation of U–Th (ppm) and T ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) (Ma) –U (ppm) in the zircons from the fenites of the Ilmeny-Vishnevogorsky Complex.

The arrows joint the analyses of the early (1) and late (2) generations (see Table 3). Tr, T₁, T₂ – see in the text.

Для цирконов *Bi*-фенита (K205, см. рис. 4в) вариации анализов при минимальных содержаниях U (см. табл. 3) затрудняют определение их возраста. Для древнейшего кристалла 5 по совпадающим анализам ранних генераций датировка оценивается в $T_1 = 1680 \pm 30$ млн лет, что отражает минимальный возраст вероятного преобразованного субстрата фенита. Сочетание различных приемов интерпретации позволяет оценить участие S₂ процесса миаскитообразования в образовании *Bi*-фенита датировкой $T_2 = 425 \pm 15$ млн лет. Формирование миаскитовых пегматитов и, вероятно, жильных гранитов и *Bi*-фенита характеризуется возрастом $T_3 = 277 \pm 10$ млн лет. Триада датировок (1680, 425 и 277 млн лет), как и в случае с предыдущими данными, отражает основные рубежи в истории образования и эволюции фенитов ильмено-вишневогорского комплекса.

Уран и торий в цирконах. Геохимические различия кристаллов циркона *Cpx-Amph*-фенита (K370, рис. 5а) подтверждают их минералогиче-

ские различия, рассмотренные выше. В координатах U–Th от древних кристаллов II типа (кристаллы 6, 9) к палеозойским I типа (кристаллы 1, 7) происходит существенное снижение U при одновременном возрастании Th. Группа кристаллов III типа устойчиво занимает центральное положение (тренд Tr) при незначительном, но одновременном снижении U и Th, что соответствует классическому в цирконах магматического типа. Возрастные особенности цирконов четко ранжированы (I–II–III), что подтверждает геохимические особенности.

Эволюция цирконов *Cpx-Amph-Bi*-фенита (K156, рис. 5б) демонстрирует магматический тип связи U–Th (Tr). В кристалле 2 проявляется участие более древнего источника, вероятно связанного с субстратом, о чем свидетельствует его возраст (≈ 1730 млн лет). Общность эволюции большинства кристаллов “нарушают” поздние зоны кристалла 3 (250–270 млн лет), представляющие собой типичные оболочки нарастания (3.2, 3.3) на раннюю

(ядерную) часть кристалла. Обращает на себя внимание отсутствие следов влияния S_2 миаскитизации (цирконов возрастом 410–430 млн лет), но связь с его заключительными стадиями очевидна. Как и в случае с цирконами *Spx-Amph*-фенита, просматриваются три возрастных рубежа в эволюции цирконов: I > 1975, II – 1600–1700 и III < 270 млн лет.

Для цирконов *Bi*-фенита (K205, рис. 5в) установлены удивительно варьирующие содержания U и Th. Например, в кристалле 2.1 необычно высокий Th (2941 г/т) сосуществует лишь с 4 г/т U. По сути, это ториевый(!) циркон, весьма редкая субстанция. Для других кристаллов обычны как низкие содержания U (0.5–0.6 г/т), так и одновременно U и Th, что в совокупности и определяет их специфику.

На рис. 5в отмечены две тенденции в формировании генераций цирконов – кристаллы 2, 3 (тенденция T_1) и 6, 7 (тенденция T_2). Для обоих характерно снижение Th в процессе роста кристаллов, причем у одних (T_1) она сопровождается снижением содержаний U, у других (T_2) – его возрастанием. Для поздних генераций кристаллов (рис. 5в) свойственны минимальные датировки (250–280 млн лет), для остальных с различным Th вероятны силурийские (410–430 млн лет). Третью группу (III) образуют разновидности кристалла 5 с пониженным содержанием U и максимальным возрастом.

В совокупности наглядно проявляются различия цирконов и по минералогическим, и по геохимическим, и по возрастным характеристикам. Основу этого обеспечивает участие субстрата, проявляющееся на уровне минералогических и вещественных признаков.

Редкие земли в цирконах. Большинство кристаллов цирконов (табл. 4, рис. 6, 7) обладают усредненным (миксовым) составом РЗЭ, поскольку отражают незначительные изменения состава первичных магматических и метаморфических разновидностей. Первые при этом смещаются от магматических (М) к гидротермальным (Н) (см. рис. 7), вторые – по встречному направлению – от Н к М, т.е. в центральную зону, разделяющую и М и Н-типы кристаллов (Hoskin, Schaltegger, 2003; Hoskin, 2005). От типичных М-кристаллов их отделяют повышенные содержания ЛРЗЭ и низкие величины Се-аномалий, от типичных Н – отсутствие плоских (выровненных) спектров РЗЭ (см. рис. 6). Расположение анализов в средней зоне, т.е. между М и Н-типами цирконов, определяет их усредненное (миксовое) состояние, основу которых создают внутренние напряжения, порождаемые вариациями структурных особенностей, составов и изотопных отношений.

В цирконах *Spx-Amph*-фенита (K370, см. рис. 6а, 7а) представлены классические (обычные) варианты распределения РЗЭ (см. рис. 6а) и взаимосвязь различных фрагментов редких земель (см. рис. 7а). Для сравнения на рис. 6 приведены эталонные

спектры редких земель М и Н-цирконов (Hoskin, 2005) и соответствующие им ареалы распространения в сочетании фрагментов редких земель в координатах $(\text{Sm/La})_N$ –La и $\text{Ce/Ce}^*-(\text{Sm/La})_N$ (см. рис. 7). Авторский вариант Н-цирконов предполагает также учет метасоматических и различно преобразованных, т.е. метаморфогенных цирконов, в широком смысле слова.

Кристаллы 5 и 6 (II группа) и новообразованные кристаллы 1 и 7 (I группа) четко отвечают М-типу, остальные образуют III (миксовую) группу. Все они представляют собой или линейную, или кольцевую системы, подтверждая свое метастабильное состояние. Это особенно заметно проявляется на обычных спектрах РЗЭ (см. рис. 6а), где основная генерация явно тяготеет к М-типу, существенно отклоняясь от ареала Н.

Специфика цирконов *Spx-Amph-Bi*-фенита (K156, см. рис. 6б, 7б) – промежуточное (миксовое) расположение анализов, полное отсутствие кристаллов Н-типа – подтверждает минералогические выводы. Новообразованные зоны кристалла 3 (3.2–3.3) формируют звенья в кольцевой системе всех цирконов с отчетливым смещением их к М-зоне. В основе этого лежит влияние на цирконы состава РЗЭ (La). Это отвечает встречной эволюции по сравнению с цирконами *Spx-Amph* фенита, занимая противоположную сторону кольцевой системы (сравнить 7а–7б). Отсутствие кристаллов Н не исключает частичного влияния преобразований, сместивших их в сторону этого типа. Специфика кристалла 4, принадлежность его к М-типу, вероятно, определяется хорошей сохранностью его матрицы (рис. 3б), подтвержденной отсутствием дискордантности ($D = 1$, см. табл. 3).

Практически все анализы цирконов *Bi* фенита (K205, см. рис. 7в), расположенные в миксовой зоне, отражают их метастабильное состояние. Подобная ситуация тесно связана с вариациями их минералогических характеристик. Уверенно среди них выделяется зона древних кристаллов I группы (5.1–5.2), связанных с субстратом, зона новообразованных метаморфогенных кристаллов возрастом 256–285 млн лет, инициированных заключительными процессами миаскитообразования и миаскитовых пегматитов (II), и неординарное расположение основной группы (III), стимулированные влиянием палеозойских миаскитов. Они демонстрируют полукольцевую систему расположения, в центре которой находятся цирконы I и II групп. В этом проявляется генетическое центростремительное единство цирконов, их стремление на уровне поздних генераций к центру миксовой зоны, при различном положении исходных позиций. Расположение анализов цирконов III группы тесно связано с их составом, особенно вариациями La (см. рис. 5в). Несмотря на существенные вариации минералогических, вещественных и изотопных параметров, поведение РЗЭ в цирконах определяет основные свойства их эволюции в *Bi*-фенитах.

Таблица 4. Содержание РЗЭ в цирконах фенитов ильмено-вишневогорского комплекса, г/т
Table 4. The contents of REE in the zircons from the fenites of the Ilmeny-Vishnevogorsky Complex, ppm

Компо- нент	K370							K156							K205														
	Кристалл																												
	1	2	3	4	5	6	7	1	2	3	4	5	2	3	5	2	3	5	6	7									
Кратер																													
La	0.05	1.79	0.91	5.37	0.03	0.001	0.26		0.34	1.68	0.93	0.93	0.52	0.22	0.04	0.14	1.35	5.26	3.17	0.15	0.73	0.35	1.63	0.41	0.20	2.77	0.01	0.19	0.06
Ce	14.13	7.68	41.72	27.93	17.16	12.40	12.16	22.82	15.20	40.47	20.08	18.32	13.75	17.43	30.27	33.70	47.77	59.00	1.40	68.00	3.70	17.00	20.00	8.30	19.00	4.40	18.00	2.50	
Pr	0.50	0.58	0.16	1.12	0.05	0.02	0.17	0.20	0.44	0.63	0.24	0.14	0.05	0.06	0.96	1.24	0.79	2.95	0.03	2.03	0.13	0.31	0.16	0.08	0.61	0.01	0.73	0.04	
Nd	5.92	3.54	3.01	6.72	3.85	3.94	4.97	1.96	3.57	3.90	2.07	1.65	0.67	1.85	10.34	11.30	5.17	26.00	0.13	21.00	0.57	3.15	0.86	0.57	4.58	0.03	7.73	0.07	
Sm	6.92	3.65	4.08	5.58	5.74	6.21	7.96	2.33	2.17	4.17	3.93	2.15	0.61	2.36	20.01	16.47	5.40	24.00	0.09	20.00	0.28	5.47	1.10	0.71	5.59	0.08	8.34	0.11	
Eu	1.73	0.35	0.90	0.52	0.59	0.60	0.71	0.53	0.20	0.42	1.12	0.19	1.14	0.28	3.92	1.02	0.49	13.00	0.05	11.00	0.10	0.62	0.10	0.12	3.57	0.06	4.43	0.03	
Gd	16.25	3.40	4.31	6.17	5.06	6.54	9.43	13.10	6.99	11.87	15.00	6.48	5.17	11.66	67.86	70.45	21.33	89.00	0.57	67.00	0.70	25.00	5.58	2.90	28.00	0.68	29.00	0.50	
Tb	7.85	2.28	3.04	2.86	2.75	4.98	4.99	3.98	1.88	3.75	4.42	3.07	1.61	2.97	18.19	17.62	6.53	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Dy	79.94	28.60	40.63	30.39	32.91	59.51	49.37	43.04	229.2	56.55	64.30	41.91	14.20	37.04	189.95	227.98	77.71	305.00	3.10	264.00	3.36	84.00	27.00	11.01	124.00	3.90	109.00	3.50	
Ho	27.85	11.82	19.63	10.82	11.54	21.12	19.60	13.70	10.11	19.38	19.65	13.18	4.01	10.90	47.11	64.70	24.62	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Er	119.90	60.91	125.20	63.62	54.24	114.19	100.98	67.62	51.85	97.35	97.68	73.32	27.09	53.28	204.68	266.09	130.76	572.00	12.00	505.00	10.00	166.00	75.00	34.00	286.00	14.00	240.00	12.00	
Tm	23.50	15.46	37.22	15.25	13.84	25.23	25.91	12.38	11.74	20.91	20.30	14.07	6.83	9.69	35.11	43.42	23.25	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Yb	239.61	164.44	406.12	144.51	119.08	243.78	222.31	105.67	109.63	238.58	170.58	151.38	67.16	78.65	261.60	339.38	212.00	1009.0	36.00	923.00	32.00	169.00	184.00	82.00	558.00	39.00	444.00	37.00	
Lu	39.01	29.67	54.85	22.59	18.46	44.36	28.78	18.87	23.13	50.51	27.67	37.72	18.17	15.35	41.75	70.89	40.63	148.00	7.60	147.00	5.62	44.00	33.00	15.00	83.00	6.22	65.00	6.61	
Σ	583.16	334.17	741.78	343.45	285.3	542.88	487.60	276.48	444.15	505.38	403.60	333.78	147.23	218.00	830.88	1039.77	547.31	2251	61.5	2026	57.26	616.5	346.8	153.8	1115	67.5	927	63.2	
(Sm/La) _N	228.6	3.26	7.15	1.66	303.1	9666	49.69	11.0	2.1	7.2	6.8	6.6	4.4	94.4	228.8	19.5	1.6	12.12	0.94	43.87	1.28	5.37	4.30	5.68	3.23	9.38	70.29	2.94	
(Yb/La) _N	7272	134.9	654.6	39.6	5776	348927	1275	458	96	378	270	428	449	2890	2749	370	59	468.6	353.3	1861	134.6	242.9	660.6	603.5	296.5	4101	3440	907.8	
Ce/Ce*	22.1	1.8	26.6	2.76	107.4	614.3	14.0	20.7	4.2	12.3	10.1	16.1	30.5	69.3	9.0	5.8	5.1	4.7	5.0	13.5	4.2	5.8	18.9	15.8	3.5	90	11.7	12.3	
Eu/Eu*	0.50	0.30	0.65	0.27	0.33	0.29	0.25	0.23	0.14	0.17	0.39	0.14	0.16	0.13	0.10	0.10	0.12	0.86	0.68	0.92	0.69	0.16	0.12	0.26	0.87	0.77	0.87	0.39	

Примечание. (Sm/La)_N, (Yb/La)_N, Ce/Ce*, Eu/Eu* – нормированные до деления на хондрит (Mc Donough, Sun, 1995). Ce/Ce* = Ce/(La Pr)^{1/2}; Eu/Eu* = Eu/(Sm Gd)^{1/2}. Кратер* – точка анализа в соответствующем кристалле. Прочерк – не обнаружено.

Note. (Sm/La)_N, (Yb/La)_N, Ce/Ce*, Eu/Eu* – normalized before division to chondrite (Mc Donough, Sun, 1995). Ce/Ce* = Ce/(La Pr)^{1/2}; Eu/Eu* = Eu/(Sm Gd)^{1/2}. Crater* – the point of analysis in the corresponding crystal. Dash – not determined.

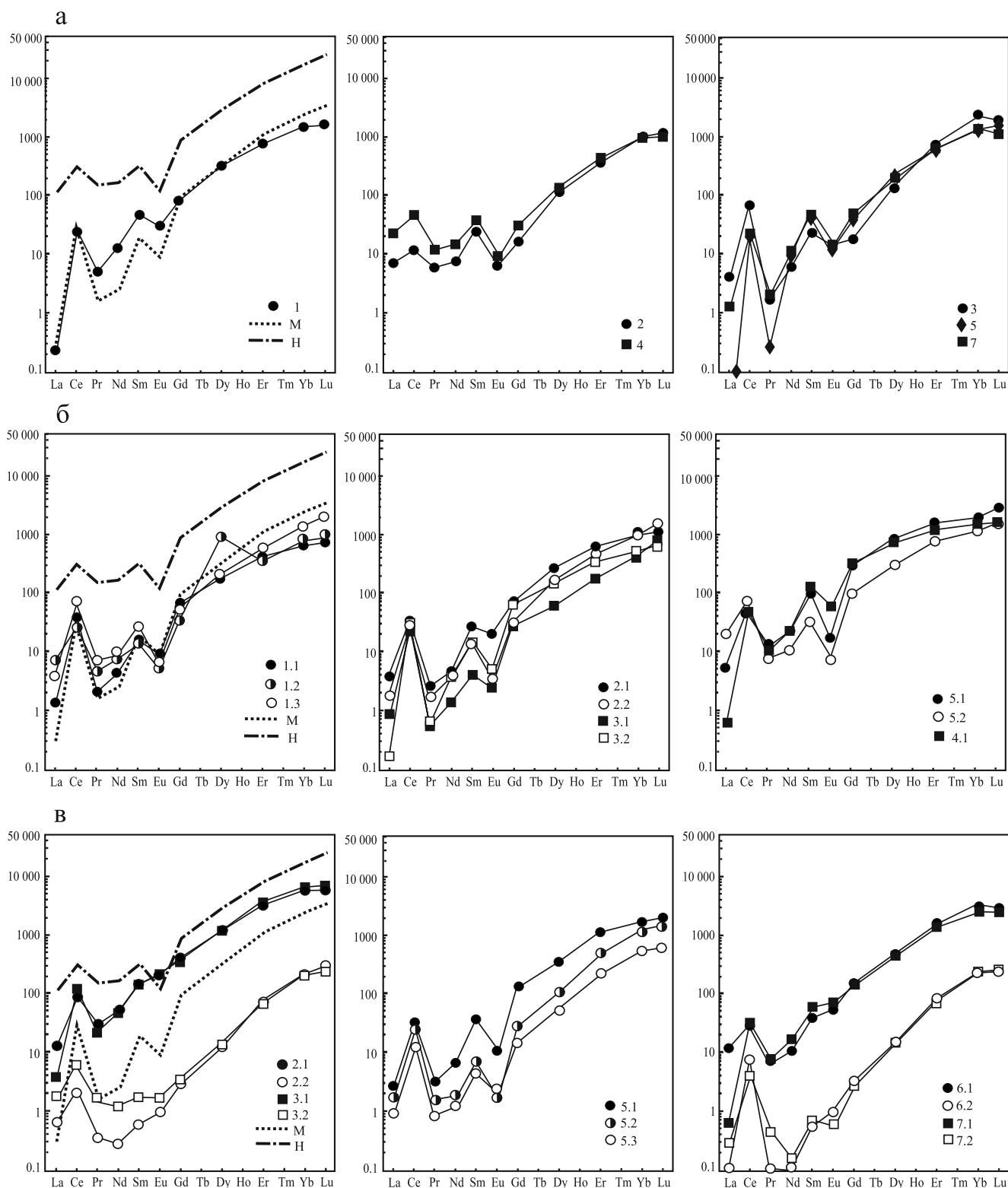


Рис. 6. Редкие земли в цирконах фенитов ильмено-вишневогорского комплекса (см. табл. 4).

M и H – спектры РЗЭ, типичные для образцов магматических и гидротермальных цирконов соответственно, по (Hoskin, 2005).

Fig. 6. Rare earths in the zircons from the fenites of the Ilmeny-Vishnevogorsky Complex (see Table 4).

M and H – REE spectra typical for samples of magmatic and hydrothermal zircons respectively, according to (Hoskin, 2005).

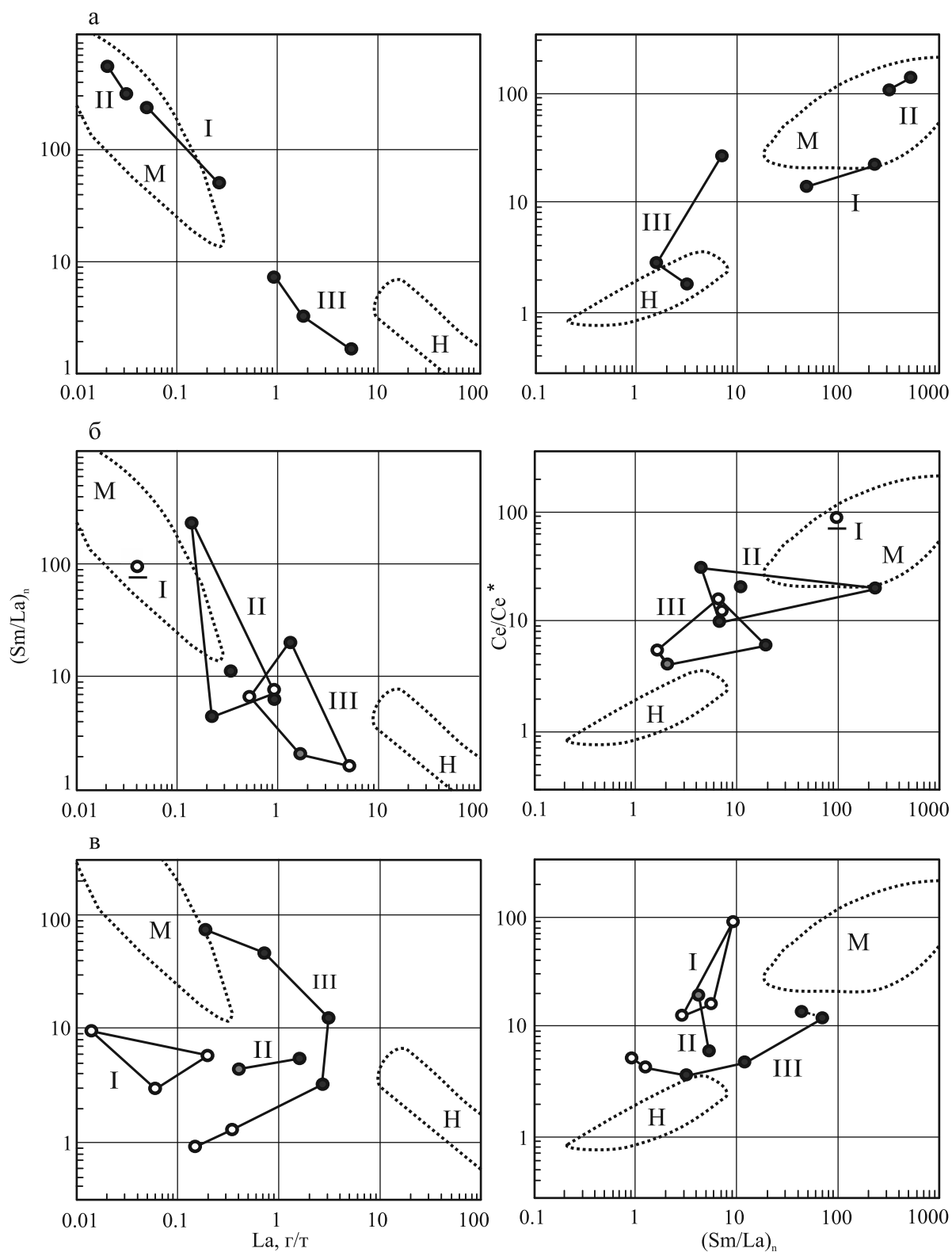


Рис. 7. Генетическая классификация цирконов фенитов ильмено-вишневогорского комплекса (Hoskin, 2005).

Поля цирконов: М – магматических, Н – гидротермальных. Все элементы нормированы по хондриту (Mc Donough and Sun, 1995). I, II, III – пояснения см. в тексте.

Fig. 7. Genetic classification of zircons from the fenites of the Ilmen-Vishnevogorsky Complex (Hoskin, 2005).

Fields of the zircons: M – magmatic, H – hydrothermal. All elements are normalized to chondrite (McDonough, Sun, 1995). I, II, III – see in the text.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты исследования цирконов подтвердили полигенно-полихронную природу фенитов. Подобные свойства фенитов допускались и ранее, на основе общей геологической информации, но лишь в настоящее время получили вещественно-цифровую аргументацию. Этому способствовали детальные минералогические, вещественные (U, Th, РЗЭ) и возрастные исследования, учитывающие свойства не только единичных кристаллов, но и различных зон, сосуществующих в полигенных кристаллах.

Естественно, что вариации структур, состава и возраста в объеме единых кристаллов приводят их к метастабильному (неустойчивому) состоянию. В этом их принципиальное отличие от стабильных структур, возникающих или в условиях первичной кристаллизации, или полной метаморфической перекристаллизации с переводом всех изотопных параметров к единому (стартовому) состоянию. Большинство кристаллов обладает метастабильной матрицей, что сопровождается усредненным (миксовым) состоянием РЗЭ, которое проявляется в расположении анализов между М (магматическими) и Н (гидротермальными) типами. За счет внутренних напряжений, обеспечивающих метастабильность кристаллов, они испытывают внутреннюю миграцию в миксовой зоне, и лишь единичные кристаллы способны достичь М-зоны, т.е. перейти в устойчивое состояние. В координатах состава РЗЭ цирконов (La), параметров Sm/La, Ce/Ce* четко фиксируются все эти вариации, в итоге позволяющие определить не только природу цирконов, но и самих фенитов.

Минералогические свойства цирконов у каждой разновидности фенитов имеют свою индивидуальность, обусловленную различными источниками субстрата, представленного или гнейсами, или амфиболитами. Соответственно, участие первых прогнозируется по наличию округлых окатанных (терригенных) кристаллов, вторых – по призматическому облику, идиоморфизму, наличию хрупких деформаций. Проблемы перекристаллизации, замещения и новообразования свойственны всем разновидностям цирконов.

Полихронность цирконов оценивалась по данным SHRIMP-анализов, соответствие М- или Н-типам – по составам РЗЭ. Цирконы субстрата представлены датировками 2066, 1733 и 1686 млн лет, причем расхождение этих цифр обусловлено не только первичными свойствами (условиями образования), но и масштабами вторичных изменений. Уточнено влияние палеозойских процессов миаскитообразования на появление фенитов, что заложено в их основную характеристику. Непосредственное участие палеозойских миаскитов уверенно установлено для циркона *Bi*-фенита (датировка 425 млн лет), частично у некоторых кристаллов цирконов *Cpx-Amph*-фенита (404 млн лет) и полностью отсут-

ствующих у цирконов *Cpx-Amph-Bi*-фенита. Но при этом цирконы всех разновидностей фенитов надежно собраны “воедино” влиянием пермской метасоматической миаскитизации (266, 275 и 284 млн лет).

Рассмотренные данные приводят к выводу, что фениты в ильмено-вишневогорском комплексе в зависимости от состава и возраста слагающих их породных ассоциаций, а также интенсивности процессов их преобразования формировались в результате метасоматической фенитизации PR_1 субстрата на этапах образования миаскитов (S_2), коллизии (D_2 - C_1) и поздних пермских (P_1) постколлизийных деформаций.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абрамов С.С., Расс И.Т., Кононкова Н.Н. (2020) Фениты вишневогорского миаскит-карбонатитового комплекса (Южный Урал): происхождение метасоматической зональности, термодинамическое моделирование условий образования. *Петрология*, **28**(3), 298–323. DOI: 10.31857/S0869590320030024
- Баженов А.Г., Белогуб Е.В., Ленных В.И., Рассказова А.Д. (1992) Уфимская широтная структура Урала. Миасс: ИМин УрО РАН, 89 с.
- Дегтярев К.Е., Кузнецов Н.Б., Павленко Т.И. (1997) Среднепалеозойские черносланцевые комплексы и проблема чехла Восточно-Уральского поднятия. *Проблемы региональной геологии, нефтеносности и металлогении Республики Башкортостан*. Уфа, 117–119.
- Иванов Б.Н., Баженов А.Г., Кутепова Л.А., Кошевой Ю.Н. (1978) Амфибол и пироксеносодержащие фениты и сиениты Центральной щелочной полосы в северной части Ильменских гор. *Петрология ультраосновных и щелочных пород Урала*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 86–96.
- Краснобаев А.А., Вализер П.М. (2019) Цирконовая геохронология гнейсов вишневогорской толщи ильмено-вишневогорского комплекса (Южный Урал). *Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН*, **3**, 9–13. DOI: 10.19110/2221–1381–2019–03–9–13
- Краснобаев А.А., Вализер П.М., Бушарина С.В., Медведева Е.В. (2016) Цирконология миаскитов Ильменских гор (Южный Урал). *Геохимия*, (9), 797–813. DOI: 10.7868/S0016752516070050
- Краснобаев А.А., Вализер П.М., Медведева Е.В., Немов А.Б., Перчук А.Л. (2020) U-Pb возраст цирконов и метаморфизм пород вишневогорской толщи (Южный Урал). *Вестн. МГУ, сер. 4, геология*, **2**, 51–62. <https://doi.org/10.33623/0579-9406-2020-2-51-62>
- Краснобаев А.А., Вализер П.М., Русин А.И., Бушарина С.В., Медведева Е.В. (2011) Цирконология фенитов Ильменских гор (Южный Урал). *Докл. АН*, **440**(1), 100–104. DOI: 10.1134/S1028334X11090042
- Краснобаев А.А., Давыдов В.А., Шулькин Е.П., Череди́ченко Н.В. (2001) Цирконология селянкинского блока Ильменских гор. *Докл. АН*, **379**(6), 807–811.
- Левин В.Я. (1974) Щелочная провинция Ильменских-Вишневых гор. М.: Наука, 221 с.
- Левин В.Я., Роненсон Б.М., Самков В.С., Левина И.А., Сергеев Н.С., Киселев А.П. (1997) Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала. Екатеринбург: Уралгеолком, 274 с.

- Ленных В.И., Вализер П.М. (2006) К геологической схеме ильменогорского комплекса. *Геология Ильменских гор: ситуация и проблемы*. Миасс: ИГЗ УрО РАН, 20-27.
- Расс И.Т., Абрамов С.С., Утенков В.А., Козловский В.М., Корпечков Д.И. (2006) Роль флюидов в петрогенезе карбонатитов и щелочных пород: геохимические индикаторы. *Геохимия*, 7, 692-711.
- Русин А.И., Краснобаев А.А., Вализер П.М. (2006) Геология и минералогия Ильменогорского комплекса. *Геология Ильменских гор: ситуация, проблемы*. Миасс: ИГЗ УрО РАН, 3-19.
- Скублов С.Г., Лобач-Жученко С.Б., Гусева Н.С., Гембитская И.М., Толмачева Е.В. (2009) Распределение редкоземельных и редких элементов в цирконах миаскитовых лампроитов Панозерского комплекса центральной Карелии. *Геохимия*, 9, 958-971.
- Hoskin P.W.O. (2005) Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **69**(3), 637-648. DOI: 10.1016/j.gca.2004.07.006
- Hoskin P.W., Schaltegger O. (2003) The composition of zircon and Igneous and metamorphic petrogenesis. *Zircon. Rev. Mineral. Geochem.*, **53**, 27-55. <https://doi.org/10.2113/0530027>
- McDonagh W.F., Sun S.S. (1995) The composition of the Bauth. *Chem. Geol.*, **120**, 223-253.
- Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. (2006) Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **151**, 413-433. DOI 10.1007/s00410-006-0068-5
- Whitney D.U., Evans B.W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Amer. Miner.*, **95**, 185-187. DOI: 10.2138/am.2010.3371
- Williams I.S. (1998) U-Th-Pb Geochronology by ion microprobe. Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. *Rev. Econom. Geol.*, **7**, 1-35. <https://doi.org/10.5382/Rev.07.01>
- shevoi Yu.N. (1978). Amphibole- and pyroxene-bearing fenites and syenites of the Central Alkaline Band in the northern part of the Ilmeny Mountains. *Petrology of ultrabasic and alkaline rocks of the Urals*. Sverdlovsk, UNTs AN SSSR, 86-96. (In Russian)
- Krasnobaev A.A., Busharina S.V., Valizer P.M., Medvedeva E.V. (2016) Zirconology of miaskites from the Ilmeny Mountains, South Urals. *Geochem. Int.*, **54**(9), 765-780. (Translated from *Geokhimiya*, **54**(9), 797-813) DOI: 10.1134/S0016702916070041
- Krasnobaev A.A., Davydov V.A., Shchul'kin E.P., Cherednichenko N.V. (2001) Zirconology of the Selyankinsky block of the Ilmeny Mountains. *Dokl. Akad. Nauk*, **379**(6), 807-811. (In Russian)
- Krasnobaev A.A., Rusin A.I., Busharina S.V., Valizer P.M., Medvedeva E.V. (2011) Zirconology of fenites of the Ilmeny Mountains (Southern Urals). *Dokl. Earth Sci.*, **440**(1), 1265-1269. (Translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **440**(1), 100-104). DOI: 10.1134/S1028334X11090042
- Krasnobaev A.A., Valizer P.M. (2019) Geochronology of zircons from gneisses of Vishnevogorsky Sequence of Ilmeny-Vishnevogorckiy Complex (South Urals). *Bull. IG Komi SC UB RAS*, **3**, 9-13. DOI: 10.19110/2221-1381-2019-03-9-13 (In Russian)
- Krasnobaev A.A., Valizer P.M., Medvedeva E.V., Nemo A.B., Perchuk A.L. (2020) U-Pb age and metamorphism of rocks of Vishnevogorsky Sequence (South Ural). *Bull. MSU, Ser. 4, Geol.*, **2**, 51-62. <https://doi.org/10.33623/0579-9406-2020-2-51-62> (In Russian)
- Lennykh V.I., Valizer P.M. (2006) To the geological scheme of the Ilmenogorsky complex. *Geology of the Ilmeny Mountains: the situation and problems*. Miass, IGZ UrO RAN, 20-27. (In Russian)
- Levin V.Ya. (1974) The alkaline province of the Ilmeny-Vishnevy Mountains. Moscow, Nauka Publ., 221 p. (In Russian)
- Levin V.Ya., Ronenson B.M., Samkov V.S., Levina I.A., Sergeev N.S., Kiselev A.P. (1997) Alkaline-Carbonatite Complexes of the Urals. Ekaterinburg, Uralgeolkom Publ., 274 p. (In Russian)
- McDonagh W.F., Sun S.S. (1995) The composition of the Bauth. *Chem. Geol.*, **120**, 223-253.
- Rass I.T., Abramov S.S., Kozlovskii V.M., Korpechikov D.I., Utenkov V.A. (2006) Role of fluid in the genesis of carbonatites and alkaline rocks: geochemical evidence. *Geochem. Int.*, **44**(7), 636-655. (Translated from *Geokhimiya*, **44**(7), 692-711). DOI: 10.1134/S0016702906070020
- Rusin A.I., Krasnobaev A.A., Valizer P.M. (2006) Geology and mineralogy of the Ilmenogorsky complex. *Geology of the Ilmeny Mountains: the situation and problems*. Miass, IGZ UrO RAN, 3-19. (In Russian)
- Skublov S.G., Lobach-Zhuchenko S.B., Guseva N.S., Gembitskaya I.M., Tolmacheva E.V. (2009) Distribution of rare-earth and rare elements in the zircons of miaskite lamproites of the Panozero Complex of the Central Karelia. *Geokhimiya*, **47**(9), 958-971. (In Russian)
- Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. (2006) Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **151**, 413-433. DOI 10.1007/s00410-006-0068-5
- Whitney D.U., Evans B.W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Amer. Miner.*, **95**, 185-187. DOI: 10.2138/am.2010.3371
- Williams I.S. (1998) U-Th-Pb Geochronology by ion microprobe. Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. *Rev. Econ. Geol.*, **7**, 1-35. <https://doi.org/10.5382/Rev.07.01>

REFERENCES