



УДК 549.744.1(470.55)

<https://doi.org/10.35597/2313-545X-2025-11-4-2>

## Поздняя гидротермальная минерализация в фенитовом ореоле Ильменогорского щелочного массива (Южный Урал)

М.А. Рассомахин<sup>1</sup>, Е.В. Белогуб<sup>1</sup>, М.С. Авдонцева<sup>2</sup>, В.Н. Бочаров<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Южно-Уральский федеральный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, г. Миасс, Челябинская обл., 456317 Россия; [Miha\\_Rassomahin@mail.ru](mailto:Miha_Rassomahin@mail.ru)

<sup>2</sup> Санкт-Петербургский государственный университет, Университетская наб. 7/9, г. Санкт-Петербург, 199034 Россия

Статья поступила в редакцию 17.10.2025 г., после доработки 17.11.2025 г., принята к печати 03.12.2025 г.

**Аннотация.** В фенитовом ореоле западного экзоконтакта Ильменогорского миасситового массива (Южный Урал) методами сканирующей электронной микроскопии, рамановской спектроскопии и рентгеноструктурного анализа изучены поздние гидротермальные жилы, вскрытые в северном борту Нового щебеночного карьера. Жилы заполняют открытые трещины, на стенках которых развиты друзы полевых шпатов с хлорит-сметитовыми корками, на которые нарастают кальцит, пирит и ильменит, а завершается гидротермальный процесс формированием ассоциации цеолитов – гармотома и клиноптилолита-Са. С пирит-ильменитовой ассоциацией связаны акцессорные колумбит-(Fe), фергусонит-(Y) и синтаксические срастания минералов полисоматической серии бастнезит–синхизит (гидроксилбастнезит-(Ce), паризит-(Ce), рентгенит-(Ce)) и гидроксильные аналоги паризита-(Ce), рентгенита-(Ce) и синхизита-(Ce). КР спектры карбонатов в области колебаний до 1800 см<sup>-1</sup> сходны с ранее опубликованными; основные полосы незначительно смещаются в зависимости от соотношения Са : ΣРЗЭ. Ассоциация ильменита, колумбита-(Fe) и фергусонита-(Y) в поздних гидротермальных жилах Ильменогорского комплекса установлена впервые.

**Ключевые слова:** полисоматическая серия, карбонаты редких земель, гармотом, клиноптилолит, Ильменогорский массив, фениты.

**Финансирование.** Аналитические работы выполнены в рамках государственного задания Южно-Уральского федерального научного центра минералогии и геоэкологии УрО РАН (г. Миасс, Россия) № 125020601683-2. Структура цеолитов исследована в центре «Рентгенодифракционные методы исследования» Научного парка Санкт-Петербургского государственного университета (СПбГУ, г. Санкт-Петербург, Россия) в рамках проекта № 125021702335-5. Спектры комбинационного рассеяния получены при поддержке гранта СПбГУ № 124032000029-9.

**Благодарности.** Авторы благодарны А.В. Касаткину за конструктивную рецензию, которая позволила усовершенствовать рукопись, а также директору ООО «ЖБИ-Сервис» А.Н. Комчугову и главному инженеру Г.И. Гребенюку за содействие в изучении карьера.

**Конфликт интересов.** Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанных с рукописью.

**Вклад авторов.** М.А. Рассомахин – полевые работы, разработка концепции, оптико-микроскопические исследования, СЭМ-ЭДС исследования, написание рукописи; Е.В. Белогуб – аналитические работы, написание рукописи; М.С. Авдонцева – аналитические работы, написание рукописи; В.Н. Бочаров – аналитические работы, написание рукописи. Все авторы одобрили финальную версию статьи перед публикацией.

**Для цитирования:** Рассомахин М.А., Белогуб Е.В., Авдонцева М.С., Бочаров В.Н. Поздняя гидротермальная минерализация в фенитовом ореоле Ильменогорского щелочного массива (Южный Урал). *Минералогия*, 2025, 11(4), 21–38. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2025-11-4-2>

## Late hydrothermal mineralization in a fenitic halo of the Ilmenogorsk alkaline complex (South Urals)

M.A. Rassomakhin<sup>1</sup>, E.V. Belogub<sup>1</sup>, M.S. Avdontceva<sup>2</sup>, V.N. Bocharov<sup>2</sup>

<sup>1</sup>South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS, Miass, Chelyabinsk region, 456317 Russia;

Miha\_Rassomakhin@mail.ru

<sup>2</sup>St. Petersburg State University, Universitetskaya nab. 7/9, 199034 St. Petersburg, Russia

Received 17.10.2025, revised 17.11.2025 accepted 03.12.2025

**Abstract.** Late hydrothermal veins exposed in the northern wall of the Novy pebble quarry are studied in a fenitic halo of the western contact of the Ilmenogorsk miaskite complex (South Urals) using scanning electron microscopy, Raman spectroscopy and X-ray diffraction. The veins fill open fractures, the walls of which are covered by feldspar clusters with chlorite-smectite crusts overgrown by calcite, pyrite and ilmenite. The final stage of the hydrothermal process is related to the formation of a zeolite assemblage with harmotome and clinoptilolite-Ca. The pyrite-ilmenite assemblage contains accessory columbite-(Fe), fergusonite-(Y) and syntactic intergrowths of minerals of the polysomatic bastnäsite-synchysite series (hydroxylbastnaesite-(Ce), parisite-(Ce), röntgenite-(Ce)), and hydroxyl analogs of parisite-(Ce), röntgenite-(Ce) and synchysite-(Ce). The Raman spectra of carbonates in vibrational region up to 1800 cm<sup>-1</sup> are similar with previously published ones; the main bands are slightly shifted depending on a Ca/ $\Sigma$ REE ratio. The assemblage of ilmenite, columbite-(Fe) and fergusonite-(Y) in late hydrothermal veins of the Ilmenogorsk complex is found for the first time.

**Keywords:** polysomatic series, rare earth fluorocarbonates, harmotome, clinoptilolite, Ilmenogorsk complex, fenite.

**Thanks:** We are grateful to A.V. Kasatkin for a constructive review, which allowed us to improve the manuscript, and Director of OJSC ZhBI-Service A.N. Komchugov and Chief Engineer G.I. Grebenyuk for their assistance in study of the quarry.

**Funding.** The analytical work was supported by state contract of the South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS (Miass, Russia) no. 125020601683-2. The structures of zeolites were studied in the Center for X-Ray Diffraction Analytical Methods of the Research Park of the St. Petersburg State University (St. Petersburg, Russia) within the project no. 125021702335-5. The Raman studies were supported by the St. Petersburg State University, project no. 124032000029-9.

**Conflict of interests.** The authors declare that there is no conflict of interest related to the manuscript.

**Author contribution.** M.A. Rassomakhin – field works, concept development, optical microscopy studies, SEM-EDS studies, writing the manuscript; E.V. Belogub – analytical work, writing the manuscript; M.S. Avdontceva – analytical work, writing the manuscript; V.N. Bocharov – analytical work, writing the manuscript. All the authors approved the final version of the manuscript prior to publication.

**For citation:** Rassomakhin M.A., Belogub E.V., Avdontceva M.S., Bocharov V.N. Late hydrothermal mineralization in a fenitic halo of the Ilmenogorsk alkaline complex (South Urals). *Mineralogy*, 2025, 11(4), 21–38. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2025-11-4-2>

## ВВЕДЕНИЕ

История горных работ в Ильменских горах насчитывает более 250 лет. Первые научные исследования были проведены около 200 лет назад: в образцах из коллекции Иоганна Менге химиками Густавом и Гейнрихом Розе были описаны новые минералы – ильменит, монацит и эшинит (Попов, Попова, 2006). В это время интерес исследователей практически полностью был прикован к мине-

ралам пегматитов, т. к. из них добывали крупные кристаллы самоцветов и редких минералов. Только в середине XX в. ученые обратились к минералогии других пород, в результате чего был значительно расширен кадастр минералов Ильменских гор и открыты новые минеральные виды (Кобяшев и др., 2000; Рассомахин, Касаткин, 2020). Однако из-за сильной задренованности и незначительных размеров горных выработок, часто не выходящих за пределы пегматитовых тел, поздние жильные тела

в Ильменских горах, в отличие от генетически родственных и географически близких Вишневых гор, практически не изучены.

В Вишневых горах минеральные ассоциации поздних гидротермальных жил охарактеризованы в многочисленных карьерах, заложенных как в щелочных пегматитах, так и в карбонатитах и сопутствующих им метасоматитах (Никандров, 1989; Попова и др., 2021). В Ильменских горах подобные образования описаны только в миаскитах и фенитах, вскрытых глубокой скважиной (Макагонов и др., 2003; Макагонов, Котляров, 2017) и упоминались в щебеночном карьере, расположенном на границе г. Миасса и Ильменского заповедника (в литературе он известен как Новый щебеночный карьер, НЩК) (Попов, Попова, 2006). Таким образом, по сравнению с Вишневыми горами, поздняя гидротермальная минерализация Ильменских гор изучена значительно хуже. Данная работа является попыткой восполнить этот пробел.

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ИЗУЧЕННЫХ ПОЗДНИХ ЖИЛ

Ильменогорский щелочной массив занимает центральную часть южной оконечности ильмено-вишневогорского полиметаморфического комплекса (ИВК), залегающего в крупной региональной сдвиговой зоне (Ленных, Вализер, 2006). Массив сложен щелочными породами сиенит-карбонатитовой ассоциации (Левин и др., 1997; Ленных, Вализер, 2006). Он образует тело каплевидной формы размером около  $18.0 \times 4.5$  км и имеет сложное и неоднородное строение, определяемое соотношением крупных блоков нефелиновых сиенитов (миаскитов) и расположенными между ними зонами и телами нерасчлененных щелочных пород (сиениты, фениты и др.). В экзоконтакте массива по метаморфическим породам селянкинской серии развиты щелочные метасоматиты различного состава (рис. 1). Структура комплекса осложнена многочисленными разновозрастными разрывными нарушениями, с которыми связано формирование различных тектонитов (Медведева и др., 2013), щелочных и гранитоидных пегматитов, карбонатитов и гидротермальных жил.

Наиболее представительно породы фенитового ореола Ильменогорского массива вскрыты в НЩК, заложенном на западном экзоконтакте массива практически в черте г. Миасса. Карьер расположен между основным телом миаскитов и его

западным апофизом. В карьере вскрыты пироксеновые фениты с субсогласными прослоями биотитовых и амфиболовых сиенитов и многочисленными жильными телами различного состава (Левин, 1974). Здесь охарактеризованы многочисленные щелочные магматические и метасоматические породы (Попов, Баженов, 2009; Попов, Муфтахов, 2017).

## МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Образцы для исследований отобраны М.А. Расомахиным в октябре 2024 г. в северной части нижнего уступа НЩК. Предварительная разбраковка образцов проведена визуально и при помощи стереомикроскопа МБС-9.

Морфологические особенности минеральных агрегатов и химический состав минералов изучены с помощью растрового электронного микроскопа Tescan Vega3 SBU, с ЭДС Oxford Instruments X-act при ускоряющем напряжении 20 кВ, времени набора 120 с и диаметре зонда 1 мкм (Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН (ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс, Россия). Количественный анализ проведен с использованием эталонов MINM-25-53 фирм «ASTIMEX Scientific Limited» (стандарт № 01-044) и «Microanalysis Consultants Ltd.» (стандарт № 1362). В качестве стандартов использовались:

– для ильменита:  $FeK_{\alpha} - Fe_2O_3$ ,  $TiK_{\alpha} - TiO_2$ ,  $TaM_{\alpha} - Ta$  металлический,  $NbL_{\alpha} - Nb$  металлический,  $MnK_{\alpha} - родонит$ ,  $CaK_{\alpha} - плагиоклаз$ ;

для колумбита-(Fe)  $FeK_{\alpha} - Fe_2O_3$ ,  $TiK_{\alpha} - TiO_2$ ,  $TaM_{\alpha} - Ta$  металлический,  $WM_{\alpha} - W$  металлический,  $NbL_{\alpha} - Nb$  металлический,  $MnK_{\alpha} - родонит$ ;

для фергусонита-(Y)  $FeK_{\alpha} - Fe_2O_3$ ,  $TiK_{\alpha} - TiO_2$ ,  $NbL_{\alpha} - Nb$  металлический,  $CaK_{\alpha} - плагиоклаз$ ,  $YL_{\alpha}$ ,  $DyL_{\alpha}$ ,  $YbL_{\alpha} - ксенотим$ ,  $NdL_{\alpha}$ ,  $SmL_{\alpha}$ ,  $GdL_{\alpha} - монацит-(Ce)$ ,  $ErL_{\alpha} - Er_2O_3$ ;

– для торита:  $SiK_{\alpha} - санидин$ ,  $CaK_{\alpha} - плагиоклаз$ ,  $FeK_{\alpha} - Fe_2O_3$ ,  $ThM_{\alpha} - ThO_2$ ,  $UM_{\alpha} - UO_2$ ; для мусковита  $AlK_{\alpha}$ ,  $SiK_{\alpha}$ ,  $KK_{\alpha} - мусковит$ ,  $MgK_{\alpha} - клинохлор$ ,  $FeK_{\alpha} - биотит$ ;

– для шамозита и железистого смектита:  $MgK_{\alpha}$ ,  $AlK_{\alpha}$ ,  $SiK_{\alpha} - клинохлор$ ,  $CaK_{\alpha} - плагиоклаз$ ,  $TiK_{\alpha} - TiO_2$ ,  $MnK_{\alpha} - родонит$ ,  $FeK_{\alpha} - биотит$ ;

– для гармотома и клиноптилолита-Са:  $NaK_{\alpha}$ ,  $AlK_{\alpha}$ ,  $SiK_{\alpha} - альбит$ ,  $KK_{\alpha} - санидин$ ,  $CaK_{\alpha} - плагиоклаз$ ,  $BaL_{\alpha} - BaSO_4$ ;

– для кальцита:  $CaK_{\alpha} - плагиоклаз$ ,  $MnK_{\alpha} - родонит$ ;

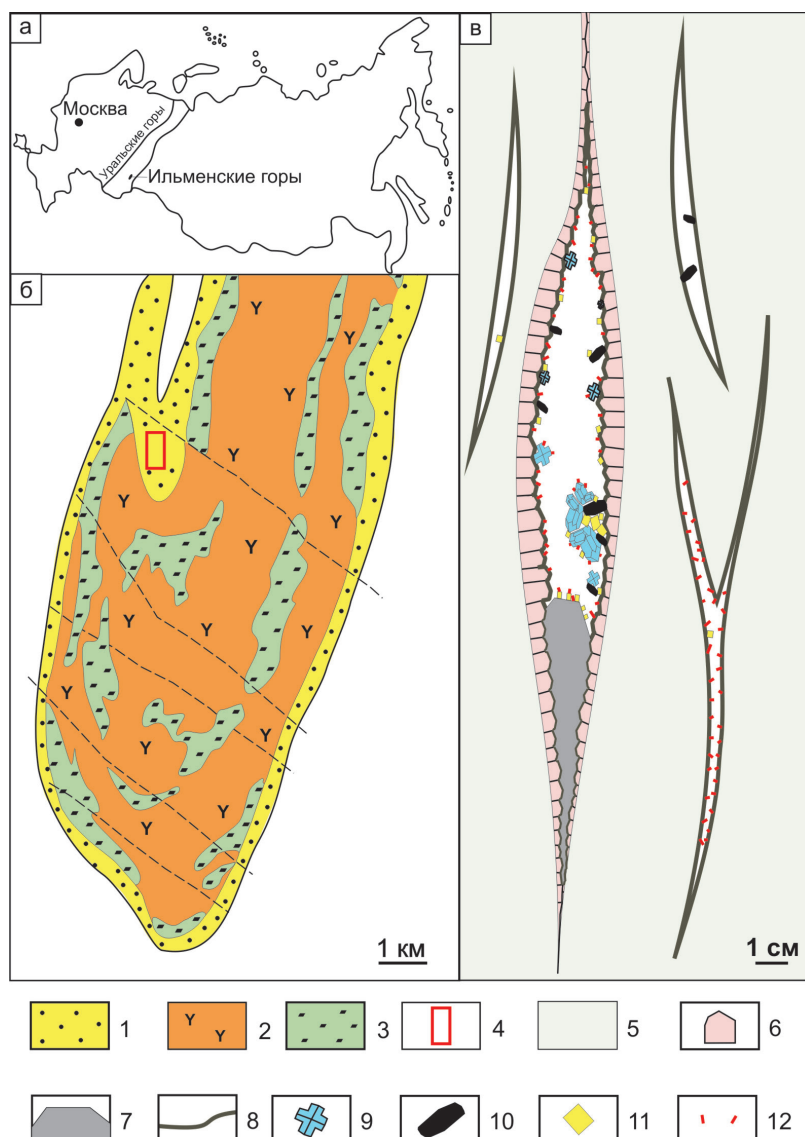


Рис. 1. Расположение объекта исследования: а – ильменогорский комплекс на схематической карте Российской Федерации; б – геологическая карта Ильменогорского миаскитового массива (Левин и др., 1997); в – схема строения гидротермальной жилы из карьера НЩК.

1 – фениты; 2 – биотитовые миаскиты; 3 – амфиболовые миаскиты; 4 – расположение карьера НЩК; 5 – альбитовый пегматоид; 6 – кристаллы микроклина; 7 – кальцит; 8 – корка шамозита; 9 – гармотом; 10 – ильменит; 11 – пирит; 12 – клиноптилолит-Са.

Fig. 1. Location of the studied object: а – Ilmenogorsk complex in schematic map of Russia; б – geological map of the Ilmenogorsk miaskite complex (Levin et al., 1997); в – scheme of the hydrothermal vein.

1 – fenite; 2 – biotite miaskite; 3 – amphibole miaskite; 4 – location of the quarry; 5 – albite pegmatoid; 6 – microcline crystals; 7 – calcite; 8 – chamosite rim; 9 – harmotome; 10 – ilmenite; 11 – pyrite; 12 – clinoptilolite-Ca.

– для карбонатов редкоземельных элементов (РЗЭ):  $\text{CaK}_\alpha$  – плагиоклаз,  $\text{LaL}_\alpha$ ,  $\text{CeL}_\alpha$ ,  $\text{PrL}_\alpha$ ,  $\text{NdL}_\alpha$  – монацит-(Ce),  $\text{ThM}_\alpha$  –  $\text{ThO}_2$ ,  $\text{FK}_\alpha$  – фторапатит.

Полевые шпаты и слоистые силикаты диагностированы методом рентгеновской дифрактометрии на порошковом рентгеновском дифрактометре Shimadzu XRD-6000, Cu-K $\alpha$  излучение с графито-

вым монохроматором, интервал съемки 4–70°, скорость съемки 2°/мин (ЮУ ФНИЦ МиГ УрО РАН).

Для рентгеноструктурного анализа отобраны монокристаллы двух минералов, относящихся к группе цеолитов, предположительно гармотома, и цеолита ряда клиноптилолит-гейландит для установления их принадлежности к конкретному

минеральному виду. Образцы исследовались с использованием монокристалльного дифрактометра Rigaku XtaLAB Synergy-S (MoK $\alpha$ -излучение, 50 кВ/1.0 мА), оснащенного монохроматическим острофокусным источником рентгеновского излучения PhotonJet-S и высокоскоростным детектором HyPix-6000HE (Центр «Рентгенодифракционные методы исследования», Научный парк, Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ), г. Санкт-Петербург, Россия). Интенсивности скорректированы с помощью программного комплекса CrysAlisPro (2015), поправка на поглощение введена с использованием алгоритма SCALE3 ABSPACK. Кристаллические структуры обоих минералов решены с помощью алгоритма двойного пространства SHELXT и уточнены методом наименьших квадратов в анизотропном приближении (Sheldrick, 2015), интегрированных в оболочку Olex2 (Dolomanov et al., 2009).

Спектры комбинационного рассеяния (КР) света для карбонатов РЗЭ получены на рамановском спектрометре Horiba LabRam HR800 при комнатной температуре (СПбГУ). Спектрометр оснащен твердотельным лазером с длиной волны излучения 532 нм и микроскопом Olympus BX-41. Номинальная мощность лазера составляет 100 мВт, на образце было до 5 мВт. Использовался 100 кратный объектив. Пространственное разрешение достигало 1 мкм, а спектральное – 2 см<sup>-1</sup>. Целостность образца проверялась после регистрации каждого спектра.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

### Строение поздних гидротермальных жил в фенитах

В северном борту карьера, сложенном преимущественно сиенитами и пироксеновыми фениитами с линзами альбитовых метасоматитов, развита сеть секущих трещин, частично или полностью заполненных различными минеральными агрегатами, формирующими жильные тела небольшой мощности. Жилы тяготеют к массивной до неяснополосчатой породе, структура которой меняется от среднезернистой до пегматоидной. Эта порода преимущественно состоит из альбита, а второстепенные и акцессорные минералы представлены микроклином, биотитом и цирконом, что соответствует лейкократовому сиениту. По современным взглядам порода имеет метасоматическое происхождение (Левин и др., 1997).

Порода рассечена разномасштабными и разнонаправленными трещинами мощностью от первых миллиметров до сантиметров, заполненными поздними минеральными агрегатами. В разных трещинах, расположенных даже на незначительном расстоянии друг от друга, заполняющие их минеральные ассоциации значительно отличаются. Поздние минералы нарастают как на сколовые поверхности вмещающей породы, так и на щетки кристаллов полевых шпатов (микроклина и альбита), растущие на стенках трещин. Часто поздняя ассоциация отделяется от породы или полевых шпатов коркой шамозита.

По преобладающим минералам на этом участке карьера можно выделить четыре типа разновозрастных минеральных ассоциаций поздних жил: 1 – пластинчатый кальцит (папиришпат), пирит; 2 – шамозит с присыпкой клиноптилолита-Са и редким пиритом; 3 – кристаллы ильменита и ассоциирующие оксиды на друзах полевых шпатов; 4 – сложная полиминеральная ассоциация, включающая первые три.

Мощность жил с минерализацией первого типа достигает 3 см, второго и третьего – <1 см, четвертого – около 4–5 см, падение большинства жил субвертикальное. Размер сохранившейся при отработке карьера части жил по падению и простиранию достигает первых дециметров.

Краевая зона наиболее богатой жилы с минерализацией четвертого типа сложена щетками кристаллов белого непрозрачного микроклина размером ~1 см с редкими кристаллами прозрачного бесцветного и зеленоватого альбита. Грани микроклина часто корродированы. На поверхности кристаллов полевых шпатов обычно развиты корки шамозита. Вблизи нижнего выклинивания жила полностью заполнена кальцитом, выходящим в полость в виде идиоморфных кристаллов. На шамозит и кальцит нарастают ильменит и пирит, наиболее поздняя ассоциация представлена цеолитами (гармотом и клиноптилолит-Са). Помимо перечисленных основных минералов в жиле установлены железистый смектит, колумбит-(Fe), фергусонит-(Y), халькопирит, торит, галенит, мусковит, апатит, барит и карбонаты РЗЭ.

### Минералы поздних гидротермальных жил в фенитах

Пирит в жилах представлен двумя морфологическими типами: 1) идиоморфными кристаллами кубической формы размером от 0.5 до 8.0 мм, образо-

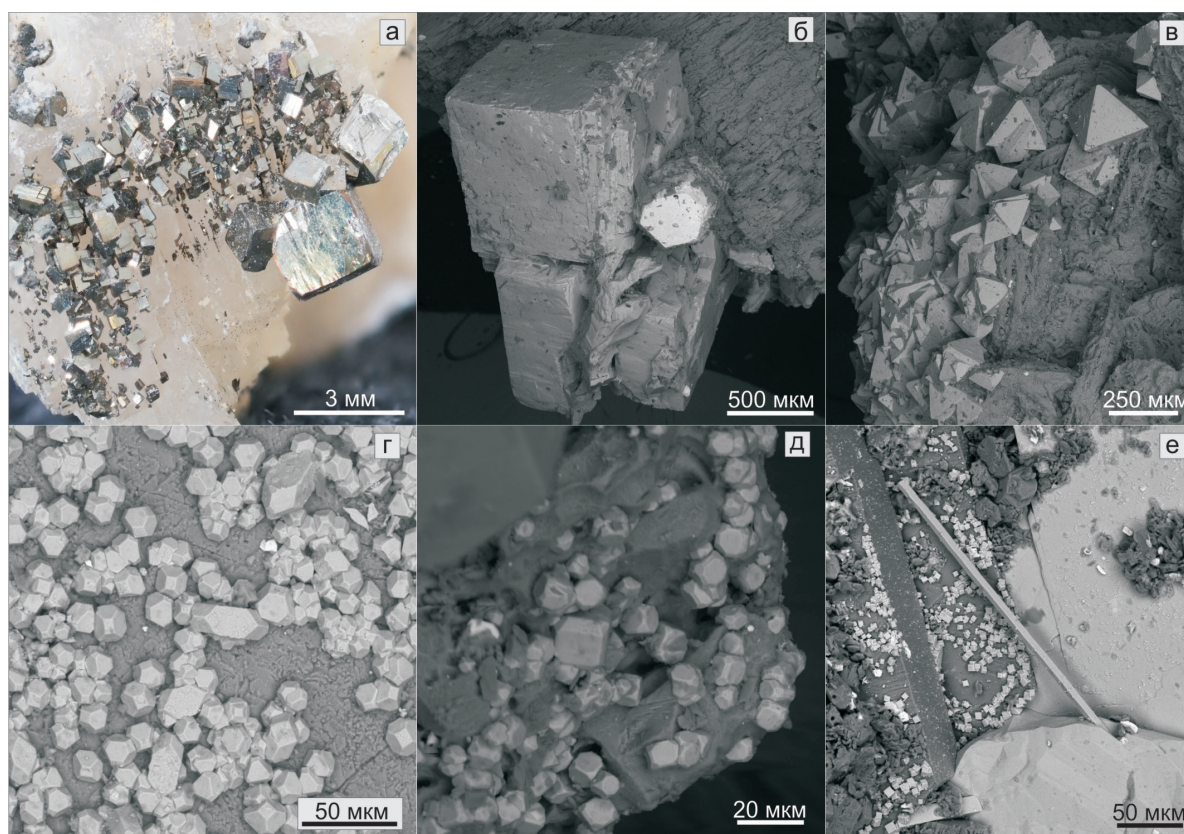


Рис. 2. Морфология агрегатов пирита: а – кубические кристаллы на кальците; б – кубические кристаллы с кристаллом карбонатов РЗЭ на корродированном микроклине; в – октаэдрические кристаллы на сферолитах шамозита; г – кубооктаэдрические кристаллы, в том числе вытянутые, на кальците; д – кристаллы с комбинацией граней куба, октаэдра и пентагондодокаэдра на шамозите; е – удлинённый кристалл, растущий из ильменита, и присыпка кубических кристаллов пирита на гармотоме.

Рис. а – фотокамера Olympus OM-D EM1 Mark II; б–е – BSE фото.

Fig. 2. Morphology of pyrite aggregates: а – cubic crystal on calcite; б – cubic crystal with a REE carbonate crystal on microcline; в – octahedral crystal on chamosite spherulites; г – cuboctahedron crystal on calcite; д – crystal with a combination of cube, octahedron and dodecahedron on chamosite; е – elongated crystal and small cubic crystal on ilmenite and harmotome.

Fig. а – an Olympus OM-D EM1 Mark II photocamera; б–е – BSE images.

вавшимися синхронно с ильменитом на корке шамозита и кристаллах кальцита (рис. 2а) и полевых шпатов (рис. 2б) и 2) более мелкими кристаллами (10–50 мкм) с различной огранкой в разных участках жил – кубами, октаэдрами, кубооктаэдрами, редко кубооктаэдрами с гранями пентагондодокаэдра (рис. 2в–д). Иногда кристаллы сильно искажены и вытянуты перпендикулярно грани куба, максимальное удлинение составляет более 30 : 1 (рис. 2е). Кристаллы пирита второго типа врастают во внешние зоны ильменита (рис. 2е) и гармотома параллельно с дорастанием кристаллов первого типа. В составе пирита обоих типов примеси не установлены.

В пирите обнаружены включения халькопирита размером до 100 мкм, не содержащего приме-

сей, и торита сечением ~50 мкм в сростании с галенитом (~2 мкм). Химический состав торита (мас. %): 15.13 SiO<sub>2</sub>, 2.40 CaO, 2.13 FeO<sub>об.</sub>, 59.46 ThO<sub>2</sub>, 24.19 UO<sub>2</sub>, сумма 83.31. Дефицит суммы, вероятно, обязан высокой степени метамиктизации минерала.

Ильменит образует таблитчатые кристаллы размером до 1 см, часто с грубой ростовой штриховкой, вплоть до формирования блочной и скелетной структур. Часто сростается с пиритом. В составе ильменита незначительно варьирует отношение Fe/Mn при небольших колебаниях Ta и Nb (табл. 1). Для ильменита характерны включения колумбита-(Fe) (табл. 1) и, предположительно, фергусонита-(Y) (табл. 2), образующих неправильные и субизометричные зерна размером до 100–150 мкм.

Таблица 1. Химический состав ильменита и ферроколумбита (мас. %)  
Table 1. Chemical composition of ilmenite and ferrocolumbite (wt. %)

№ ан.	CaO	TiO <sub>2</sub>	MnO	FeO	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	WO <sub>3</sub>	Сумма	Кристаллохимическая формула
Ильменит (расчет на O = 3)									
1	—	48.28	1.15	48.89	0.75	0.81	—	99.89	Fe <sub>1.06</sub> Mn <sub>0.03</sub> Ti <sub>0.94</sub> Nb <sub>0.01</sub> Ta <sub>0.01</sub> O <sub>3</sub>
2	—	50.36	2.29	46.05	0.59	0.70	—	99.98	Fe <sub>0.98</sub> Mn <sub>0.05</sub> Ti <sub>0.97</sub> Nb <sub>0.01</sub> O <sub>3</sub>
3	0.42	50.15	1.82	47.17	—	—	—	99.55	Fe <sub>1.01</sub> Mn <sub>0.04</sub> Ca <sub>0.01</sub> Ti <sub>0.97</sub> O <sub>3</sub>
4	—	50.10	3.08	46.64	—	—	—	99.82	Fe <sub>1.00</sub> Mn <sub>0.07</sub> Ti <sub>0.97</sub> O <sub>3</sub>
Ферроколумбит (расчет на O = 6)									
5	—	2.25	1.66	21.00	74.19	1.09	—	100.19	Fe <sub>0.99</sub> Mn <sub>0.08</sub> Nb <sub>1.88</sub> Ti <sub>0.09</sub> Ta <sub>0.02</sub> O <sub>4</sub>
6	—	2.71	9.98	12.32	73.67	0.93	—	99.61	Fe <sub>0.58</sub> Mn <sub>0.48</sub> Nb <sub>1.87</sub> Ti <sub>0.11</sub> Ta <sub>0.01</sub> O <sub>4</sub>
7	—	1.33	6.47	15.61	74.67	1.34	—	99.42	Fe <sub>0.74</sub> Mn <sub>0.31</sub> Nb <sub>1.91</sub> Ti <sub>0.06</sub> Ta <sub>0.02</sub> O <sub>4</sub>
8	—	3.16	7.36	14.25	70.10	1.53	3.30	99.70	Fe <sub>0.68</sub> Mn <sub>0.36</sub> Nb <sub>1.82</sub> Ti <sub>0.14</sub> W <sub>0.03</sub> Ta <sub>0.02</sub> O <sub>4</sub>

Примечание. Здесь и далее в таблицах, прочерк – не установлено.  
Note. Hereinafter in Tables, dash – not detected.

Таблица 2. Химический состав фергусонита-(Y) (мас. %)  
Table 2. Chemical composition of fergusonite-(Y) (wt. %)

№ ан.	CaO	TiO <sub>2</sub>	FeO	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Сумма
1	0.66	0.63	0.87	25.84	47.69	3.92	2.42	6.01	3.35	2.42	6.00	99.81
2	0.46	—	0.35	26.40	49.15	3.68	2.02	5.39	3.27	3.12	5.73	99.57
3	0.57	—	0.51	26.00	48.24	3.94	3.21	6.59	2.68	3.60	4.36	99.70
Кристаллохимическая формула (расчет на O = 4)												
1	Y <sub>0.62</sub> Gd <sub>0.09</sub> Yb <sub>0.08</sub> Nd <sub>0.06</sub> Dy <sub>0.05</sub> Sm <sub>0.04</sub> Er <sub>0.03</sub> Ca <sub>0.03</sub> Nb <sub>0.97</sub> Fe <sub>0.03</sub> Ti <sub>0.02</sub> O <sub>4</sub>											
2	Y <sub>0.63</sub> Gd <sub>0.08</sub> Yb <sub>0.06</sub> Nd <sub>0.06</sub> Dy <sub>0.05</sub> Er <sub>0.04</sub> Sm <sub>0.03</sub> Ca <sub>0.02</sub> Nb <sub>1.00</sub> Fe <sub>0.01</sub> O <sub>4</sub>											
3	Y <sub>0.63</sub> Gd <sub>0.10</sub> Yb <sub>0.06</sub> Nd <sub>0.06</sub> Sm <sub>0.05</sub> Er <sub>0.05</sub> Dy <sub>0.04</sub> Ca <sub>0.03</sub> Nb <sub>0.99</sub> Fe <sub>0.02</sub> O <sub>4</sub>											

Таблица 3. Химический состав раннего (1) и позднего (2) кальцита (мас. %)  
Table 3. Chemical composition of early (1) and late (2) calcite (wt. %)

№ ан.	CaO	MnO	CO <sub>2</sub> расч.	Сумма расч.	Кристаллохимическая формула
1	54.09	1.80	43.55	99.44	Ca <sub>0.97</sub> Mn <sub>0.03</sub> CO <sub>3</sub>
2	52.75	3.43	43.52	99.70	Ca <sub>0.95</sub> Mn <sub>0.05</sub> CO <sub>3</sub>

Примечание. Содержание CO<sub>2</sub> рассчитано по стехиометрии.  
Note. The CO<sub>2</sub> content is calculated by stoichiometry.

Кальцит серый, полупрозрачный. На выклинке жилы крупнозернистый массивный, в полости образует гексагональные пластинчатые кристаллы. Более поздний кальцит имеет желтый цвет, непрозрачен, образует рыхлые агрегаты. В составе кальцита присутствует только примесь Mn, количество которого увеличивается от кальцита ранних генераций к более поздним, где содержание MnO достигает 3.5 мас. % (табл 3).

В виде включений и срастаний с ильменитом, пиритом и гармотомом в изученной ассоциации обнаружены кристаллы карбонатов РЗЭ поли-

соматической серии бастнезит–синхизит. Размер красноватых дипирамидальных бочонковидных кристаллов карбонатов достигает 1 мм в длину и 0.5 мм в поперечнике. В режиме отраженных электронов (BSE) видно, что монокристаллы представляют собой синтаксические срастания ламелей, отвечающих разным минеральным видам (рис. 3). В результате анализа состава наиболее крупных пластин из разных кристаллов были диагностированы гидроксилбастнезит-(Ce), паризит-(Ce), рентгенит-(Ce) и гидроксильные аналоги паризита-(Ce), рентгенита-(Ce) и синхизита-(Ce), на данный

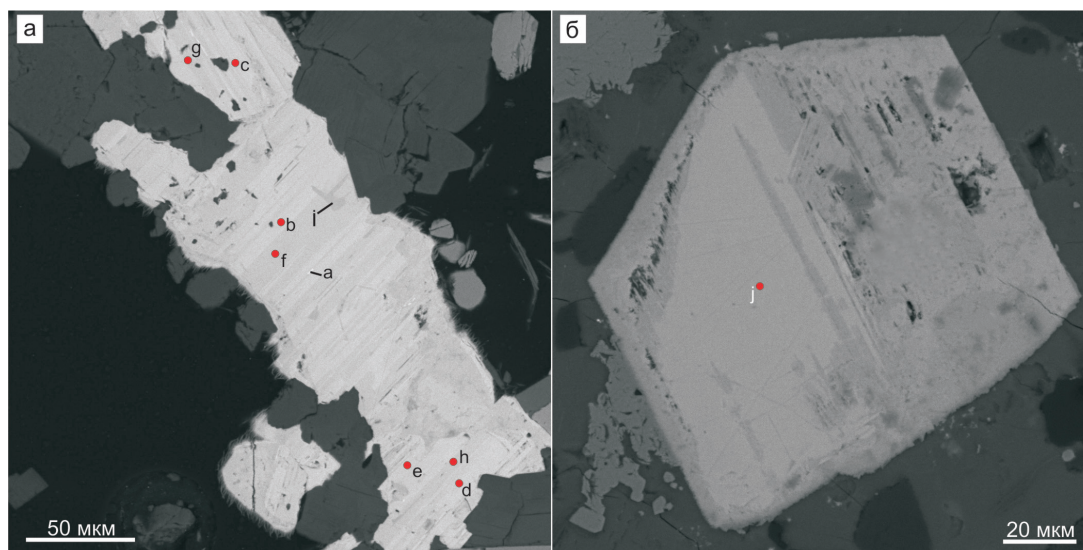


Рис. 3. Внутреннее строение кристаллов карбонатов РЗЭ: а – сечение кристалла с зонами, отвечающими составам гидроксилбастнезита-(Ce) (точка а), паризита-Ce (точки b, c, d, e), рентгенита-(Ce) (точки f, g, h) и ОН-аналога синхизита-(Ce) (точка i); б – кристалл ОН-аналога паризита-(Ce) (точка j) частично замещенный продуктами изменения (более темная оторочка и правая половина кристалла).

Здесь и рис. 5 – BSE фото.

Fig. 3. Structure of REE carbonate crystals: a – crystal section with zones corresponding to the composition of hydroxylbastnäsite-(Ce) (point a), parisite-Ce (points b, c, d, e), röntgenite-Ce (points f, g, h) and OH-analog of synchysite-(Ce) (point i); б – crystal of OH-analog of parisite-(Ce) (point j) partly replaced by alteration products (the darker rim and the right half of the crystal).

Here and in Fig. 5 – BSE images.

момент не зарегистрированные Международной комиссией по новым минералам, номенклатуре и классификации Международной минералогической ассоциации. Все шесть составов в одном кристалле зафиксированы не были.

В составе РЗЭ во всех карбонатах преобладает Ce, для всех анализов характерно уменьшение содержаний в ряду Ce–La–Nd–Pr. Содержание более тяжелых РЗЭ ниже предела обнаружения метода ЭДС (табл. 4). Соотношение различных РЗЭ в разных карбонатах изменяется незначительно. Количество коэффициентов в формуле (к. ф.) Ce, La, Nd и Pr составляет 0.51–0.57, 0.21–0.30, 0.15–0.19 и 0.4–0.6, соответственно. В пределах этих же кристаллов выделяются неоднородные пористые зоны, более темные в BSE (рис. 3б), содержащие высокое количество примесей Si, Fe, Th, Y и не соответствующие по составу известным карбонатам. Вероятно, эти зоны являются продуктами изменения карбонатов РЗЭ. На грани кристаллов карбонатов нарастают тонкопластинчатые или волокнистые агрегаты с толщиной индивидов в доли микрометров, состав которых по оценочному спектру сходен с зонами изменения.

Барит образуется последним в виде пластинчатых кристаллов размером до 50 мкм, нарастающих на ранее образовавшиеся минералы. Состав минерала соответствует идеальной формуле.

Шамозит образует два вида агрегатов – гладкую микрозернистую корку и сферолитовые агрегаты пластинчатых кристаллов размером до 100 мкм. Шамозит содержит ~0.3 мас. %  $\text{TiO}_2$  и MnO и до 5 мас. % MgO. Гладкая поверхность корок шамозита обусловлена заполнением пространства между его пластинками рентгеноаморфным Fe-доминантным силикатом, состав которого отвечает минералу группы смектитов, предположительно, ферросапониту или его  $\text{Fe}^{3+}$ -аналогу (рис. 4, табл. 5). В сыпучке из полости жилы найдены черные блестящие округлые образования, состоящие из агрегата полевых шпатов – обломков вмещающей породы, полностью покрытых такой коркой. На части поверхности полевошпатовых друз корка шамозита не развита, и более поздние минералы кристаллизовались непосредственно на гранях кристаллов.

Мусковит, как и шамозит, образует корки пластинчатых и столбчатых кристаллов на полевых шпатах. На некоторых образцах мусковитовая

Таблица 4. Химический состав редкоземельных карбонатов (мас. %)  
Table 4. Chemical composition of REE carbonates (wt. %)

№ ан.	CaO	La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	ThO <sub>2</sub>	F	CO <sub>2</sub> расч	H <sub>2</sub> O расч	Сумма	Кристаллохимическая формула
1a	0.39	18.98	41.78	3.07	10.76	–	3.93	20.28	2.29	99.83	(Ce <sub>0.55</sub> La <sub>0.25</sub> Nd <sub>0.14</sub> Pr <sub>0.04</sub> Ca <sub>0.02</sub> ) <sub>1.00</sub> (CO <sub>3</sub> ) <sub>1.00</sub> (OH <sub>0.55</sub> F <sub>0.45</sub> ) <sub>1.00</sub>
2	0.49	18.08	41.03	3.09	10.15	1.14	3.81	19.94	2.28	98.41	(Ce <sub>0.55</sub> La <sub>0.24</sub> Nd <sub>0.13</sub> Pr <sub>0.04</sub> Ca <sub>0.02</sub> Th <sub>0.01</sub> ) <sub>1.00</sub> (CO <sub>3</sub> ) <sub>1.00</sub> (OH <sub>0.56</sub> F <sub>0.44</sub> ) <sub>1.00</sub>
3	10.15	13.03	33.96	3.84	10.39	–	4.09	24.05	1.38	99.17	Ca <sub>0.98</sub> (Ce <sub>1.12</sub> La <sub>0.43</sub> Nd <sub>0.34</sub> Pr <sub>0.13</sub> ) <sub>2.02</sub> (CO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub> (F <sub>1.17</sub> OH <sub>0.83</sub> ) <sub>2.00</sub>
4b	10.45	13.60	33.68	3.32	10.67	–	3.74	24.58	1.58	100.05	Ca <sub>1.00</sub> (Ce <sub>1.10</sub> La <sub>0.45</sub> Nd <sub>0.34</sub> Pr <sub>0.11</sub> ) <sub>2.00</sub> (CO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub> (F <sub>1.06</sub> OH <sub>0.94</sub> ) <sub>2.00</sub>
5c	10.61	14.08	33.74	3.18	9.46	–	4.91	24.50	1.01	99.42	Ca <sub>1.02</sub> (Ce <sub>1.11</sub> La <sub>0.47</sub> Nd <sub>0.30</sub> Pr <sub>0.10</sub> ) <sub>1.98</sub> (CO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub> (F <sub>1.39</sub> OH <sub>0.61</sub> ) <sub>2.00</sub>
6d	10.38	13.22	34.92	3.10	9.66	–	3.57	24.43	1.64	99.42	Ca <sub>1.00</sub> (Ce <sub>1.15</sub> La <sub>0.44</sub> Nd <sub>0.31</sub> Pr <sub>0.10</sub> ) <sub>2.00</sub> (CO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub> (F <sub>1.02</sub> OH <sub>0.98</sub> ) <sub>2.00</sub>
7e	10.42	14.25	34.03	3.38	9.14	–	6.25	24.45	0.38	99.67	Ca <sub>1.00</sub> (Ce <sub>1.12</sub> La <sub>0.47</sub> Nd <sub>0.29</sub> Pr <sub>0.11</sub> ) <sub>1.99</sub> (CO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub> (F <sub>1.78</sub> OH <sub>0.22</sub> ) <sub>2.00</sub>
8	10.12	13.85	34.05	3.56	9.78	–	3.37	24.32	1.72	99.35	Ca <sub>0.98</sub> (Ce <sub>1.13</sub> La <sub>0.46</sub> Nd <sub>0.32</sub> Pr <sub>0.12</sub> ) <sub>2.03</sub> (CO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub> (OH <sub>1.04</sub> F <sub>0.96</sub> ) <sub>2.00</sub>
9	10.44	13.09	34.07	3.66	10.94	–	2.90	24.70	2.00	100.58	Ca <sub>0.99</sub> (Ce <sub>1.11</sub> La <sub>0.43</sub> Nd <sub>0.35</sub> Pr <sub>0.12</sub> ) <sub>2.01</sub> (CO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub> (OH <sub>1.19</sub> F <sub>0.81</sub> ) <sub>2.00</sub>
10	10.47	12.78	34.28	3.64	11.16	–	2.77	24.76	2.07	100.76	Ca <sub>1.00</sub> (Ce <sub>1.11</sub> La <sub>0.42</sub> Nd <sub>0.35</sub> Pr <sub>0.12</sub> ) <sub>2.00</sub> (CO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub> (OH <sub>1.23</sub> F <sub>0.77</sub> ) <sub>2.00</sub>
11j	10.21	14.96	34.86	2.47	9.00	–	3.36	24.18	1.74	99.37	Ca <sub>0.98</sub> (Ce <sub>1.15</sub> La <sub>0.50</sub> Nd <sub>0.29</sub> Pr <sub>0.09</sub> ) <sub>2.02</sub> (CO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub> (OH <sub>1.05</sub> F <sub>0.95</sub> ) <sub>2.00</sub>
12	10.96	13.97	29.83	3.79	11.09	1.89	3.08	24.60	1.90	99.81	Ca <sub>1.05</sub> (Ce <sub>0.98</sub> La <sub>0.46</sub> Nd <sub>0.35</sub> Pr <sub>0.12</sub> Th <sub>0.04</sub> ) <sub>1.95</sub> (CO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub> (OH <sub>1.13</sub> F <sub>0.87</sub> ) <sub>2.00</sub>
13f	12.81	12.25	30.97	3.24	11.05	–	4.68	25.42	0.90	99.35	Ca <sub>1.98</sub> (Ce <sub>1.63</sub> La <sub>0.65</sub> Nd <sub>0.57</sub> Pr <sub>0.17</sub> ) <sub>3.02</sub> (CO <sub>3</sub> ) <sub>5</sub> (F <sub>2.13</sub> OH <sub>0.87</sub> ) <sub>3.00</sub>
14g	12.99	12.72	32.37	3.26	9.73	–	4.88	25.72	0.85	100.47	Ca <sub>1.98</sub> (Ce <sub>1.69</sub> La <sub>0.67</sub> Nd <sub>0.49</sub> Pr <sub>0.17</sub> ) <sub>3.02</sub> (CO <sub>3</sub> ) <sub>5</sub> (F <sub>2.20</sub> OH <sub>0.80</sub> ) <sub>3.00</sub>
15h	12.93	12.70	32.38	3.00	9.70	–	3.62	25.60	1.43	99.84	Ca <sub>1.98</sub> (Ce <sub>1.70</sub> La <sub>0.67</sub> Nd <sub>0.50</sub> Pr <sub>0.16</sub> ) <sub>3.03</sub> (CO <sub>3</sub> ) <sub>5</sub> (F <sub>1.64</sub> OH <sub>1.36</sub> ) <sub>3.00</sub>
16	12.98	11.89	32.01	3.55	10.23	–	3.14	25.61	1.65	99.74	Ca <sub>1.99</sub> (Ce <sub>1.68</sub> La <sub>0.63</sub> Nd <sub>0.52</sub> Pr <sub>0.18</sub> ) <sub>3.01</sub> (CO <sub>3</sub> ) <sub>5</sub> (OH <sub>1.58</sub> F <sub>1.42</sub> ) <sub>3.00</sub>
17	13.26	12.17	32.59	2.88	10.84	–	2.95	26.04	1.80	101.29	Ca <sub>2.00</sub> (Ce <sub>1.68</sub> La <sub>0.63</sub> Nd <sub>0.54</sub> Pr <sub>0.15</sub> ) <sub>3.00</sub> (CO <sub>3</sub> ) <sub>5</sub> (OH <sub>1.69</sub> F <sub>1.31</sub> ) <sub>3.00</sub>
18i	17.11	11.25	29.12	2.67	8.80	–	2.63	27.31	1.55	99.33	Ca <sub>0.98</sub> (Ce <sub>0.57</sub> La <sub>0.22</sub> Nd <sub>0.17</sub> Pr <sub>0.05</sub> ) <sub>1.01</sub> (CO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub> (OH <sub>0.55</sub> F <sub>0.45</sub> ) <sub>1.00</sub>

Примечание. 1, 2 – гидроксилбастнезит-(Ce); 3–7 – паризит-(Ce); 8–12 – OH-аналог паризита-(Ce); 13–15 – рентгенит-(Ce); 16, 17 – OH-аналог рентгенита-(Ce); 18 – OH-аналог синхизита-(Ce). Буква у номера анализа соответствует букве на рис. 3. Формулы рассчитаны на сумму катионов, равную 1 (1, 2), 3 (3–14) и 5 (15–18). Содержание CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>O рассчитано по стехиометрии.

Note. 1, 2 – hydroxylbastnäsite-(Ce); 3–7 – parisite-(Ce); 8–12 – OH-analog of parisite-(Ce); 13–15 – röntgenite-(Ce); 16, 17 – OH-analog of röntgenite -(Ce); 18 – OH-analog of synchysite-(Ce). Formulas are recalculated to cation sum of 1 (1, 2), 3 (3–14) and 5 (15–18). The letter in the analysis number correspond to that on Fig. 3. The CO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O content is calculated by stoichiometry.

Таблица 5. Состав шамозита и смектита (мас. %)  
Table 5. Chemical composition of chamosite and smectite (wt. %)

№ ан.	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	CaO	TiO <sub>2</sub>	MnO	FeO <sub>0.6</sub>	Сумма расч.
Шамозит								
1	4.42	15.44	24.56	–	0.34	0.39	43.46	88.61
Смектит								
2	0.94	2.61	42.35	3.07	–	0.56	32.78	82.31

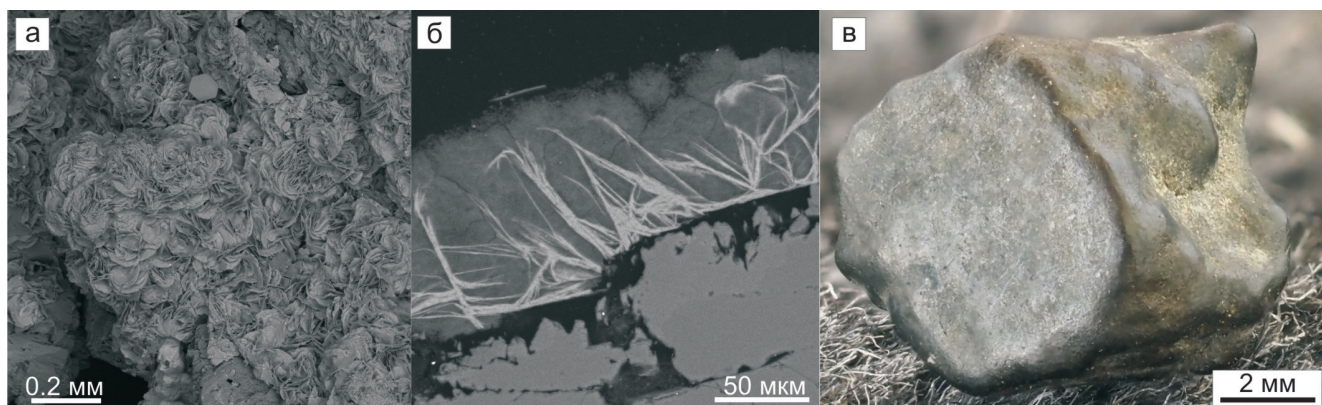


Рис. 4. Морфология агрегатов шамозита и смектита: а – сростки пластинчатых кристаллов шамозита; б – сечение корки шамозит-смектитового состава на микроклине; в – обломок полевого шпата, полностью покрытый коркой шамозит-смектитового состава. Рис. а, б – BSE фото; в – фотокамера Olympus OM-D EM1 Mark II.

Fig. 4. Morphology of chamosite and smectite aggregates: а – intergrowths of lamellar chamosite crystals; б – cross-section of the chamosite-smectite crust on microcline; в – feldspar clast covered with the chamosite-smectite crust. Figs. а, б – BSE images; в – an Olympus OM-D EM1 Mark II photocamera.

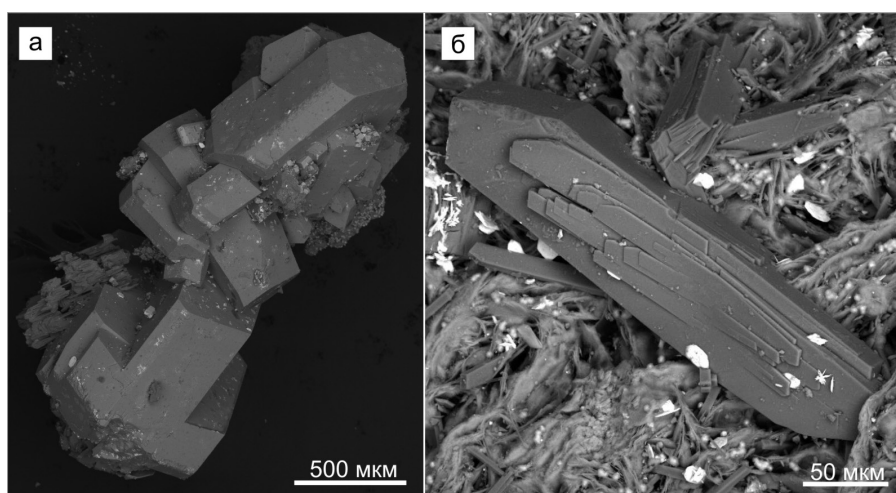


Рис. 5. Морфология агрегатов цеолитов: а – сросток двойниковых кристаллов гармотома; б – клиноптилолит-Са с чешуйками барита на шамозите.

Fig. 5. Morphology of zeolite aggregates: а – twinned harmotome crystals; б – clinoptilolite-Ca and platy barite crystal on chamosite.

корка постепенно сменяется шамозитовой. Состав мусковита характеризуется примесями Fe, Mg и Ti (табл. 6). В агрегате мусковита зафиксирован вроссток фторapatита.

Из цеолитов в изученных образцах наиболее распространен гармотом, который образует идиоморфные крестообразные двойники по {110} (рис. 5) размером до 1 см, нарастающие на шамозит и полевые шпаты одиночными двойниками и сростками или образующие сложные объемные сростки в полости жилы. Гармотом срастается с пиритом,

ильменитом и кальцитом. В составе фиксируются Na, K, Ca и Fe, вариации состава незначительны (табл. 6). Принадлежность минерала к конкретному виду обоснована рентгеноструктурными исследованиями (см. ниже).

Одним из наиболее поздних минералов исследованной ассоциации является цеолит ряда клиноптилолит-гейландит, по формальным признакам ( $Si/Al \geq 4$ ) соответствующий клиноптилолиту-Са (Coombs et al., 1997). Он срастается с внешними зонами кристаллов гармотома и кальцита и покрыва-

Таблица 6. Химический состав силикатов (мас. %)   
 Table 6. Chemical composition of silicates (wt. %)

№ ан.	Na <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	FeO	BaO	H <sub>2</sub> O <sub>раец.</sub>	Сумма <sub>раец.</sub>	Кристаллохимическая формула
Мусковит											
1	—	0.96	31.35	45.91	11.43	—	5.09	—	4.42	99.46	K <sub>0.99</sub> Al <sub>1.50</sub> Fe <sub>0.29</sub> Mg <sub>0.10</sub> Ti <sub>0.02</sub> Al <sub>1.00</sub> Si <sub>3.11</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>
Гармотом											
2	—	—	16.42	47.09	0.41	0.60	0.46	20.48	14.93	100.39	Ba <sub>1.93</sub> Ca <sub>0.15</sub> K <sub>0.13</sub> Fe <sub>0.09</sub> (Si <sub>11.36</sub> Al <sub>4.66</sub> )O <sub>32</sub> ·12H <sub>2</sub> O
3	0.20	—	15.13	49.04	0.44	0.30	—	20.94	15.02	101.07	Ba <sub>1.96</sub> K <sub>0.13</sub> Na <sub>0.09</sub> Ca <sub>0.08</sub> (Si <sub>11.73</sub> Al <sub>4.27</sub> )O <sub>32</sub> ·12H <sub>2</sub> O
4	0.42	—	16.20	46.78	0.86	0.66	—	20.40	14.80	100.12	Ba <sub>1.94</sub> K <sub>0.27</sub> Na <sub>0.20</sub> Ca <sub>0.17</sub> (Si <sub>11.36</sub> Al <sub>4.64</sub> )O <sub>32</sub> ·12H <sub>2</sub> O
5	0.33	—	15.61	48.01	0.47	0.43	—	20.98	14.92	100.75	Ba <sub>1.98</sub> Na <sub>0.15</sub> K <sub>0.14</sub> Ca <sub>0.11</sub> (Si <sub>11.57</sub> Al <sub>4.43</sub> )O <sub>32</sub> ·12H <sub>2</sub> O
6	0.36	—	15.80	48.11	0.36	0.29	—	19.81	14.99	99.72	Ba <sub>1.86</sub> Na <sub>0.17</sub> K <sub>0.11</sub> Ca <sub>0.07</sub> (Si <sub>11.53</sub> Al <sub>4.47</sub> )O <sub>32</sub> ·12H <sub>2</sub> O
7	0.29	—	15.12	48.77	0.32	0.26	—	20.70	14.96	100.42	Ba <sub>1.95</sub> Na <sub>0.14</sub> K <sub>0.10</sub> Ca <sub>0.07</sub> (Si <sub>11.72</sub> Al <sub>4.28</sub> )O <sub>32</sub> ·12H <sub>2</sub> O
Клиноптилолит-Ca											
8	—	1.12	13.36	63.46	0.47	4.18	—	2.39	—	84.98	(Ca <sub>2.03</sub> Mg <sub>0.75</sub> Ba <sub>0.42</sub> K <sub>0.27</sub> ) <sub>3.47</sub> [Al <sub>7.16</sub> Si <sub>28.84</sub> O <sub>72</sub> ] · nH <sub>2</sub> O (n = 20–24)
9	—	1.11	13.16	63.20	0.52	3.92	—	2.84	—	84.76	(Ca <sub>1.92</sub> Mg <sub>0.76</sub> Ba <sub>0.44</sub> K <sub>0.30</sub> ) <sub>3.42</sub> [Al <sub>7.09</sub> Si <sub>28.91</sub> O <sub>72</sub> ] · nH <sub>2</sub> O (n=20–24)
10	—	1.11	12.78	62.01	0.40	4.12	—	2.43	—	82.85	(Ca <sub>2.06</sub> Mg <sub>0.77</sub> Ba <sub>0.44</sub> K <sub>0.34</sub> ) <sub>3.61</sub> [Al <sub>7.04</sub> Si <sub>28.96</sub> O <sub>72</sub> ] · nH <sub>2</sub> O (n=20–24)

Примечание. Мусковит содержит 0.30 мас. % TiO<sub>2</sub>. Содержание H<sub>2</sub>O рассчитано по стехиометрии.   
 Note. Muscovite contains 0.30 wt. % TiO<sub>2</sub>. The H<sub>2</sub>O content is calculated by stoichiometry.

ет грани других минералов россыпью мельчайших иголок (до 0.5 мм). В образцах из других жил клиноптилолит нарастает на корки шамозита. Состав клиноптилолита выдержан и содержит Mg и Ba, а содержания Na ниже предела обнаружения (табл. 6). Принадлежность минерала к структурному типу гейландита-клиноптилолита обоснована рентгено-структурными исследованиями (см. ниже).

### Структура цеолитов из поздних гидротермальных жил в фенитах

Кристаллическая структура гармотома ( $P2_1/m$ ,  $a = 9.8693(4)$ ,  $b = 14.1098(3)$ ,  $c = 8.6778(2)$  Å,  $\beta = 124.792(2)^\circ$ ,  $V = 992.39(6)$  Å<sup>3</sup>) уточнена до  $R_1 = 0.025$  по 2346 независимым рефлексам с  $I \geq 2\sigma(I)$ . Полученные данные хорошо коррелируют с описанными ранее (Stuckenschmidt et al., 1990). В основе кристаллической структуры гармотома лежит алюмосиликатный каркас, где все четыре независимые тетраэдрические позиции имеют смешанную заселенность ( $\langle T1-O \rangle = 1.653$  Å,  $\langle T2-O \rangle = 1.644$  Å,  $\langle T3-O \rangle = 1.656$ ,  $\langle T4-O \rangle = 1.642$ ). Тетраэдры формируют слои из четырех- и восьмичленных колец вдоль направления  $[100]$  с UUDK конфигурацией. Между собой слои соединены четырехчленными кольцами, которые формируют двойные цепи типа коленчатого вала. В кристаллической структуре гармотома имеется три типа каналов, расположенных параллельно осям  $a$ ,  $b$  и  $c$ , соответственно. Внекаркасные позиции заняты преимущественно катионами Ba, также в полостях каркаса располагаются молекулы воды.

Кристаллическая структура цеолита ряда клиноптилолит-гейландит ( $C2/m$ ,  $a = 17.7121(5)$ ,  $b = 17.9345(3)$ ,  $c = 7.4245(2)$  Å,  $\beta = 116.402(4)$ ,  $V = 2112.45(12)$  Å<sup>3</sup>) уточнена до  $R_1 = 0.051$  по 2632 независимым рефлексам с  $I \geq 2\sigma(I)$ . В основе кристаллической структуры данного минерала лежит алюмосиликатный каркас HEU конфигурации, где Al и Si распределены по пяти независимым позициям ( $\langle T1-O \rangle = 1.628$  Å,  $\langle T2-O \rangle = 1.644$  Å,  $\langle T3-O \rangle = 1.625$ ,  $\langle T4-O \rangle = 1.621$ ). Исходя из полученных данных, наибольшее содержание Al предполагается в позиции T2, что согласуется с предыдущими исследованиями (Armbruster, 1993). В структуре встречается три вида каналов, расположенных в плоскости (010). Два из них параллельны оси  $c$  и образованы десятичленными и восьмичленными кольцами. Еще один канал располагается параллельно оси  $a$  и также представляет собой восьмичленное кольцо.

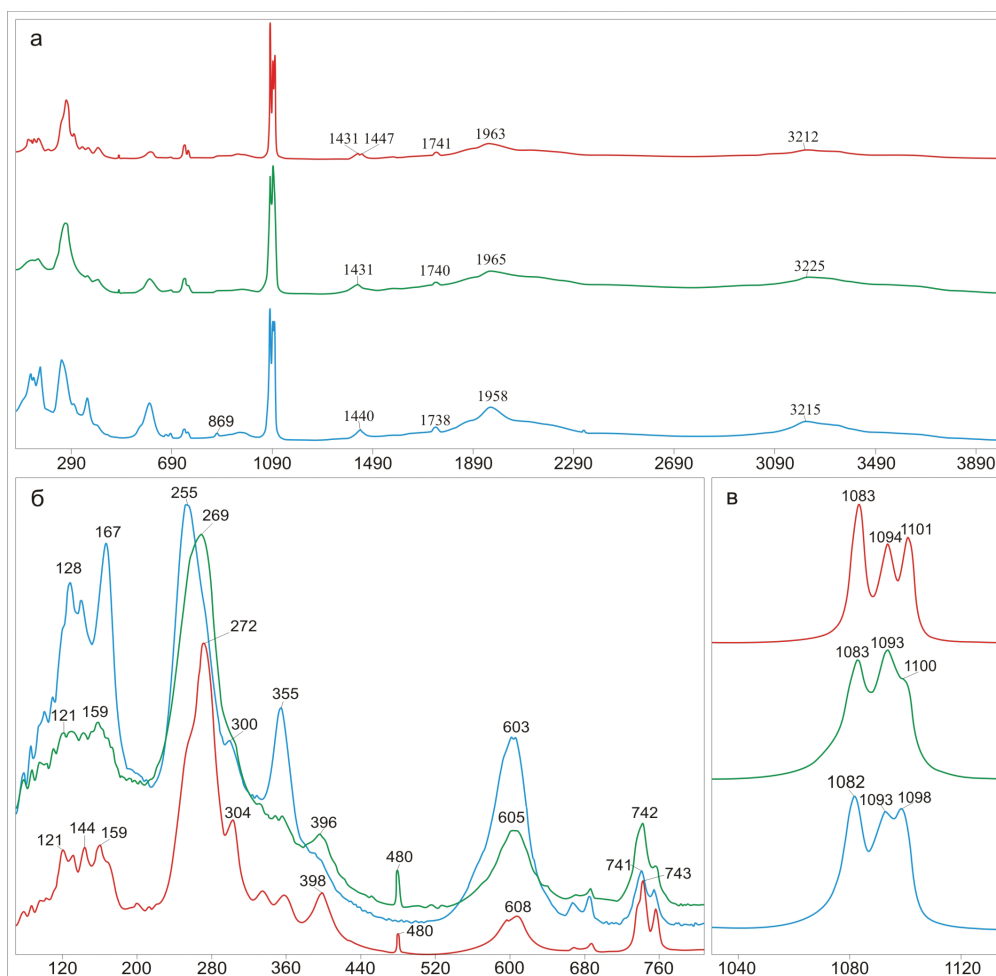


Рис. 6. КР спектры паризита-(Ce) (красный), бастнезита-(Ce) (зеленый) и рентгенита-(Ce) (синий): а – полный КР спектр; б – фрагмент спектра в области 80–800 см<sup>-1</sup>; в – фрагмент спектра в области 1000–1200 см<sup>-1</sup>.

Fig. 6. Raman spectra of parisite-(Ce) (red), bastnaesite-(Ce) (green), and röntgenite-(Ce) (blue): a – full spectrum; б – spectrum fragment in area of 80–800 cm<sup>-1</sup>; в – spectrum fragment in area of 1000–1200 cm<sup>-1</sup>.

цо. Согласно данным химического состава, каналы преимущественно заняты катионами Ca, Mg, Ba, а также молекулами воды.

#### КР спектроскопия карбонатов РЗЭ из поздних гидротермальных жил в фенитах

КР спектры зарегистрированы в точках, для которых проанализирован состав карбонатов РЗЭ. Наиболее разрешенные спектры получены для рентгенита-(Ce) и бастнезита-(Ce) с незначительным доминированием OH над F, в паризите-(Ce) атомные количества OH и F примерно равны.

Колебательные спектры изученных минералов типичны для карбонатов (Frost, Dickfos, 2007; Frost, Palmer, 2011; Frezzotti et al., 2012). Наблюдаемые полосы соответствуют колебаниям группы CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>. Дополнительные детали могут быть обуслов-

лены наличием нескольких таких групп, которые могут быть неэквивалентны или искажены. Это приводит к расщеплению или появлению дополнительных полос в спектре (Adler, Kerr, 1963). Наиболее интенсивные полосы на КР спектрах исследованных минералов расположены в области 1080–1100 см<sup>-1</sup> (рис. 6). Они относятся к симметричным валентным колебаниям анионов CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>(ν<sub>1</sub>) (Frost, Dickfos, 2007). У паризита-(Ce) и рентгенита-(Ce) это выраженный триплет с пиками 1083, 1094, 1101 см<sup>-1</sup> и 1082, 1093, 1098 см<sup>-1</sup>, соответственно, для бастнезита-(Ce) характерен сдвоенный пик 1083–1093 см<sup>-1</sup> с плечом около 1100 см<sup>-1</sup>. Симметричные деформационные колебания ν<sub>2</sub> группы CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> проявлены только у рентгенита-(Ce) в виде полосы 869 см<sup>-1</sup>. В области ν<sub>3</sub> (асимметричные валентные колебания анионов CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>) у паризита-(Ce) двойная полоса 1431–1447 см<sup>-1</sup>, у бастнезита-

(Ce) одинарный  $1431\text{ см}^{-1}$ , а у рентгенита-(Ce)  $1440\text{ см}^{-1}$ , а также очень слабая полоса около  $1560\text{ см}^{-1}$  у рентгенита-(Ce) и паризита-(Ce). Полосы в диапазоне  $560\text{--}760\text{ см}^{-1}$  отвечают  $\nu_4$  (асимметричным деформационным колебаниям анионов  $\text{CO}_3^{2-}$ ) и при сходном наборе полос минералы отличаются сдвигом полос в сторону увеличения частот в ряду рентгенит–бастнезит–паризит на  $2\text{--}4\text{ см}^{-1}$ . Аналогичный сдвиг полос наблюдается в области менее  $400\text{ см}^{-1}$ , интерпретируемых как решеточные колебания. Для наиболее интенсивного пика это выражается в цифрах  $255$  (рентгенит-(Ce)) –  $269$  (бастнезит-(Ce)) –  $272$  (паризит-(Ce))  $\text{см}^{-1}$ . В этой области выделяется рентгенит-(Ce), на спектре которого присутствует интенсивный пик на  $355\text{ см}^{-1}$  и отсутствует пик  $480\text{ см}^{-1}$ . Полоса в области  $1738\text{--}1740\text{ см}^{-1}$  интерпретируется как обертоны  $\nu_2$  (Gillet et al., 1996). Появление широкой полосы  $1800\text{--}2100\text{ см}^{-1}$ , скорее всего, связано с люминесценцией образца ввиду присутствия РЗЭ. В области  $3000\text{--}3500\text{ см}^{-1}$  наблюдается широкая полоса с небольшим перегибом в районе  $3320\text{ см}^{-1}$ . Здесь обычно находятся полосы, связанные с колебаниями ОН групп. Зоны изменения и волокнистые агрегаты, нарастающие на грани, не дают четких спектров. Чаще всего это спектр в виде шума, иногда со слабыми пиками в области  $1080\text{--}1090\text{ см}^{-1}$ . Качественный спектр синхизита-(Ce) получить не удалось.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

### Обзор поздней гидротермальной минерализации Ильменских гор

Детальное исследование поздней прожилковой минерализации позволило увеличить список минеральных видов Ильменских гор на три минеральных вида – гармотом, клиноптилолит-Са и рентгенит-(Ce) (Рассомахин, Касаткин, 2020). Также в изученных жилах был обнаружен Fe-доминантный силикат, по химическому составу близкий к смектиту типа ферросапонита, ранее в Ильменах не известного, однако дальнейшие исследования выявили его рентгеноаморфный характер.

Цеолиты развиваются в низкотемпературных ассоциациях широкого генетического спектра пород. В Ильменских горах они известны в миаскитовых, сиенитовых и гранитных пегматитах (Минералы..., 1949; Поляков, Белогуб, 1988; Попов, Попова, 2006). Для их диагностики в основном использовались оптические и рентгеновские методы. Были описаны

Са-, К-, Na-цеолиты (ряд натролит–мезолит, анальцит, гейландит, шабазит, сколецит, филлипсит-К, томсонит-Са), но содержание Ba в них не определялось, соответственно бариевые цеолиты до настоящего времени в Ильменах не были установлены.

Тем не менее бариевая минерализация, в частности минералы ряда банальсит–стрональсит, установлена в сандыитах (Медведева и др., 2016) и канкринитизированных миаскитах (Макагонов, Котляров, 2017), где они образовались в результате метасоматического изменения нефелина, связанного с тектоническими процессами в Ильмено-Вишневогорской сдвиговой зоне (Медведева и др., 2016). Барийсодержащие полевые шпаты – гялофан и цельзиан, встреченные в метамафитах (Кориневский, 2004) и амфибол–плагиоклаз–пироксен–скаполитовой породе (Чередниченко, Дубинина, 2017), также связаны с метасоматическими преобразованиями пород, вмещающих щелочной массив.

В изученных нами поздних жилах обнаружены бариевый цеолит гармотом, барийсодержащий клиноптилолит-Са и поздний барит, возникновение которых связано с наиболее поздними гидротермальными процессами, вероятно, также инициированными тектоническими факторами.

Ранее в Ильменских горах были описаны бастнезит-(Ce), синхизит-(Ce) и паризит-(Ce), а также бербанкит и анкилит-(Ce) в различных ассоциациях из карбонатитовых жил с эшинитом-(Ce) и поляковитом-(Ce) копи № 97 (Попов и др., 2020). В цеолитизированных миаскитах из керна скважины описаны близкие к ним карбонаты РЗЭ и Sr/Ba анкилит-(Ce), бербанкит и эвальдит (Макагонов, Котляров, 2017). Минералы полисоматической серии бастнезит–синхизит ранее описаны в поздней жиле из фенитов Вишневогорского щелочного массива (Касаткин и др., 2019). В ассоциации из Вишневых гор все минералы этой серии фтордоминантные. В породах фенитового ореола Ильменогорского массива карбонаты РЗЭ нами описаны впервые. Изученная нами серия характеризуется переменным отношением F и ОН, часто близким к единице. Зафиксированы как фтор-, так и гидроксилдоминантные члены серии. Но в связи с наложением аналитических линий F и Ce, достоверное определение содержания F в Ce-содержащих минералах методом ЭДС невозможно и эти минералы требуют изучения более точными методами. Гидроксилдоминантные аналоги паризита-(Ce), рентгенита-(Ce) и синхизита-(Ce) являются потенциально новыми минеральными видами. Наша находка свидетель-

ствуется общности поздних гидротермальных процессов в пределах всего Ильмено-Вишневогорского магмато-метаморфического комплекса.

### КР спектроскопия карбонатов РЗЭ

КР спектры карбонатов РЗЭ сходны со спектрами других карбонатов в области валентных колебаний  $\text{CO}_3^{2-}$ . Основные полосы незначительно смещаются в зависимости от соотношения  $\text{Ca} : \Sigma \text{РЗЭ}$ . В водной области широкая полоса с незначительными максимумами 3210 и 3320  $\text{cm}^{-1}$  близка к значениям 3180 и 3316  $\text{cm}^{-1}$ , описанным для паризита из гидротермального месторождения флюорита и РЗЭ Сноуберд (Snowbird mine) в Монтане, США (Frost, Dickfos, 2007). По сглаженной форме спектра с нечеткими максимумами в этой области предполагается, что полоса относится к колебаниям молекул воды, т. к. полосы, соответствующие колебаниям группы (ОН)-, обычно имеют более выраженные максимумы (Frezzotti et al., 2012). Так, (Yang et al., 2008) приводит спектр гидроксилбастнезита-(Ce) на котором присутствуют четыре дополнительных максимума, отвечающих колебаниям ОН-групп (3235, 3493, 3568, и 3638  $\text{cm}^{-1}$ ). В наших спектрах такие индивидуализированные полосы не зафиксированы. Возможность появления широкой полосы, связанной с сильной водородной связью между разными (ОН)-блоками внутри кристаллической ячейки, отмечена (Frost, Dickfos, 2007). В то же время, возможно проявление люминесценции, отмеченной как в работе (Yang et al., 2008), так и в работе (Касаткин и др., 2019).

Полученные нами КР спектры рентгенита-(Ce), паризита-(Ce), синхизита-(Ce) и бастнезита-(Ce) близки к таковым из минералов Вишневых гор (Касаткин и др., 2019). Основные отличия КР спектров вишневогорских карбонатов РЗЭ состоят в смещении полос на -7–12  $\text{cm}^{-1}$  в области асимметричных валентных колебаний  $\text{CO}_3^{2-}$  (1400–1450  $\text{cm}^{-1}$ ) и на -5–14  $\text{cm}^{-1}$  в области решеточных колебаний (250–270  $\text{cm}^{-1}$ ). Возможно, наблюдаемые сдвиги связаны с отличиями в соотношении видообразующих катионов – в ильменских минералах значительно преобладает Ce, тогда как в вишневогорских соотношение  $\text{Ce} : \text{La}$  близко к 1 : 1 – 1.5 : 1.0. Незначительные незакономерные сдвиги, близкие к точности метода, наблюдаются и для других полос. Для КР спектров карбонатов РЗЭ из Вишневых гор характерно отсутствие полос ~1960  $\text{cm}^{-1}$  у всех минералов и 480  $\text{cm}^{-1}$  у бастнезита и паризита.

### Последовательность минералообразования в поздних гидротермальных жилах

На основании онтогенических наблюдений можно предположить, что описанная нами жильная система формировалась в несколько стадий, каждой из которых соответствует своя минеральная ассоциация (рис. 7).

На первой стадии на стенках тектонических трещин сформировались кристаллы микроклина и альбита. По нашим наблюдениям сходные полевошпатовые друзовые полости небольшого объема, иногда с кварцем, мусковитом, кальцитом, флюоритом и пиритом широко распространены в пределах НЩК. Попов, Попова (2006) упоминают только находки кальцита и пирита в них без детального описания жил.

Вторая стадия характеризуется образованием шамозит-сметитовых/мусковитовых корок на полевых шпатах, иногда корки такого состава развиваются непосредственно на стенках трещин. Наличие черных блестящих округлых образований вмещающих пород, полностью покрытых коркой шамозита, в полости жилы свидетельствует о непрерывном поступлении флюида под давлением, достаточным для удержания фрагментов породы от прирастания к стенкам трещины.

Поздняя гидротермальная ассоциация третьей стадии представлена ильменитом, пиритом и кальцитом с аксессуарными галенитом, халькопиритом, торитом, фергусонитом-(Y), колумбитом-(Fe) и карбонатами РЗЭ. В наиболее мощной жиле после шамозита кристаллизовался кальцит, образовавший на выклинках жилы массивный агрегат. В полости жилы кальцит представлен гексагональными таблитчатыми кристаллами. Ильменит и пирит кристаллизовались синхронно с внешней зоной роста кальцита.

На четвертой стадии кристаллизуются цеолиты (гармотом и клиноптилолит-Ca) и продолжается рост пирита, ильменита и карбонатов РЗЭ. После окончания роста ильменита образуется поздний, более марганцовистый кальцит в виде желтоватых рыхлых агрегатов: он растет синхронно с гармотомом, но гармотом продолжает расти и после кальцита. Во время роста гармотома продолжается рост кристаллов пирита первого морфотипа и формируются мелкие кристаллы второго морфотипа, которые захватываются гармотомом или выпадают на поверхности других минералов в виде гравитационного отвеса. Последними в ассоциации образуются клиноптилолит-Ca и барит.

















	Стадия 1	Стадия 2	Стадия 3	Стадия 4
Микроклин				
Альбит				
Мусковит				
Шамозит				
Смектит				
Кальцит				
Ильменит				
Пирит				
Карбонаты РЗЭ				
Гармотом				
Клиноптилолит-Са				
Барит				

Рис. 7. Последовательность минералообразования в гидротермальных жилах.  
Цвета обозначают типы жил: синий – 1; светло-зеленый – 2; красный – 3; черный – 4.  
Fig. 7. Sequence of mineral formation in hydrothermal veins.  
Colors indicate vein types: blue – 1; light green – 2; red – 3; black – 4.

В кристаллах пирита первого морфотипа отмечены включения халькопирита, галенита и торита, в ильмените – колумбита-(Fe) и фергусонита-(Y). Синхронизировать их формирование с определенной стадией не представляется возможным.

В пределах НЩК минерализованные трещины и секущие прожилки распространены достаточно широко. Их состав варьирует даже на небольшом расстоянии друг от друга, пересечения разных по минеральному составу трещин не встречены. В жилах, расположенных на незначительном расстоянии друг от друга, минеральные ассоциации могут частично перекрываться. Так, на расстоянии менее одного метра от жилы четвертого типа вмещающая порода рассекается прожилками, содержащими только отдельные минералы из ассоциации: ильменит в виде ограненных кристаллов в щелевидной полости (третий тип), либо пирит и клиноптилолит-Са на корке шамозита (второй тип). На основании этого можно сделать вывод, что формирование описанной поздней минерализации происходило в условиях активного тектонического режима.

Присутствие нетипичных для низкотемпературных гидротермальных ассоциаций сложных оксидов (ильменита, колумбита-(Fe), фергусонита-(Y)), характерных больше для магматических пород, по-видимому, обусловлено особенностями флюида, имевшего щелочной характер, способ-

ствующего подвижности таких элементов, как Nb, Ti и РЗЭ (Браунлоу, 1984).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В фенитовом ореоле Ильменогорского щелочного массива описаны поздние гидротермальные минеральные ассоциации, состоящие из пирита, халькопирита, галенита, ильменита, фергусонита-(Y), колумбита-(Fe), микроклина, альбита, торита, мусковита, шамозита, железистого смектита, гармотома, клиноптилолита-Са, кальцита, апатита, барита и карбонатов РЗЭ полисоматической серии бастнезит-рентгенит.

Ассоциация формировалась в открытых трещинах с геометрическим отбором кристаллов от стенок трещин и ростом идиоморфных кристаллов минералов в полостях.

Последовательное формирование ассоциации можно условно разделить на четыре стадии: 1) формирование друзовых агрегатов полевых шпатов, 2) развитие корки слоистых силикатов, преимущественно шамозита, 3) кристаллизация кальцита, пирита, ильменита и аксессуарных минералов, включая карбонаты РЗЭ, и 4) рост цеолитов и барита. В жилах может быть проявлена как одна ассоциация, так и несколько последовательно.

Клиноптилолит-Са, гармотом и рентгенит-(Се) впервые описаны в Ильменских горах. Гидроксильные аналоги паризита, рентгенита и синхизита являются потенциально новыми минералами и требуют дальнейшего изучения.

## ЛИТЕРАТУРА

- Браунлоу А.Х. (1984) Геохимия. М., Недра, 463 с.
- Касаткин А.В., Шкода Р., Нестола Ф., Кузнецов А.М., Белогуб Е.В., Агаханов А.А. (2019) Рентгенит-(Се) и другие фторкарбонаты РЗЭ из жилы № 35, Вишнёвые горы, Южный Урал. *Минералогия*, 5(2), 10–22. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2019-5-2-10-22>
- Кобяшев Ю.С., Никандров С.Н., Вализер П.М. (2000). Минералы Ильменских гор. Миасс, ИГЗ УрО РАН, 119 с.
- Кориневский В. Г. (2004) Первая находка гялофа-на на Урале. *Доклады РАН*, 394(5), 669–672.
- Левин В.Я. (1974) Щелочная провинция Ильменских-Вишневых гор (формации нефелиновых сиенитов Урала). М., Наука, 222 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, Урал-геолком, 274 с.
- Ленных В.И., Вализер П.М. (2006) К геологической схеме Ильменогорского комплекса. *Геология и минералогия Ильменогорского комплекса: ситуация и проблемы*. Миасс, ИГЗ УрО РАН, 20–27.
- Макагонов Е.П., Котляров В.А. (2017) Карбонаты РЗЭ, Ва, Sr и Na в миаскитах Ильменогорского массива (Южный Урал). *Минералогия*, 3(2), 22–29.
- Макагонов Е.П., Баженов А.Г., Вализер Н.И., Новокрещенова Л.Б., Плохих Н.А., Варлаков А.С. (2003) Глубинное строение Ильменогорского миаскитового массива. Миасс, ИМин УрО РАН, 180 с.
- Медведева Е.В., Котляров В.А., Немов А.Б. (2013) Милонитизированные породы ильменогорского комплекса (Южный Урал). *Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН*, (11), 7–10.
- Медведева Е.В., Немов А.Б., Котляров В.А. (2016) Банальсит–стрональсит из сандыта Ильменогорского миаскитового массива (Южный Урал). *Минералогия*, 2(1), 3–8.
- Минералы Ильменского заповедника (1949) Под ред. А.Н. Заварицкого. М.–Л., АН СССР, 659 с.
- Никандров С.Н. (1989) Поздняя минерализация Вишневогорского месторождения ниобия. Дисс. на соиск. степ. канд. геол.-мин. наук. Миасс, ИГЗ, 197 с.
- Поляков В.О., Белогуб Е.В. (1988) Псевдоморфные ромбододекаэдры из щелочных пегматитов северной части Ильменских гор. *Новые данные по минералогии Урала*. Свердловск, УНЦ АН СССР, 44–47.
- Попов В.А., Баженов А.Г. (2009) О строении северо-западного экзоконтакта Ильменогорского миаскитового массива. *Десятые Всероссийские научные чтения памяти ильменского минералога В.О. Полякова*. Миасс, ИМин УрО РАН, 23–29.
- Попов В.А., Муфтахов В.А. (2017) О взаимоотношениях минеральных тел в фенитовом ореоле Западного экзоконтакта Ильменогорского миаскитового массива. *Минералогия*, 3(3), 37–47.
- Попов В.А., Попова В.И. (2006). Минералогия пегматитов Ильменских гор. *Минералогический Альманах*, 9, 152 с.
- Попова В.И., Попов В.А., Макагонов Е.П., Никандров С.Н., Касаткин А.В., Кузнецов А.М. (2021) Минералы Вишнёвых гор. *Минералогический альманах*, 25(3), 128 с.
- Попов В.А., Рассомахин М.А., Колисниченко С.В. (2020) Уникальное проявление поляковита-(Се) в Ильменских горах, Южный Урал – новые находки. *Минералогия*, 6(1), 17–32.
- Рассомахин М.А., Касаткин А.В. (2020) Дополнения к кадастру минералов Ильменских гор. *Минералогия*, 6(2), 18–26. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2020-6-2-2>
- Чередниченко С.В., Дубинина Е.В. (2017) Бариевые полевые шпаты Ильмено-Вишневогорского комплекса (Южный Урал). *Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН*, 8, 17–22.
- Adler H.H., Kerr P.F. (1963) Infrared absorption frequency trends for anhydrous normal carbonates. *American Mineralogist*, 48, 839 p.
- Armbruster T. (1993) Dehydration mechanism of clinoptilolite and heulandite: single-crystal X-ray study of Na-poor, Ca-, K-, Mg-rich clinoptilolite at 100 K. *American Mineralogist*, 78, 260–263.
- Coombs D.S., Alberti A., Armbruster T., Artioli G., Colella C., Galli E., Grice J.D., Liebau F., Mandarino J.A., Minato H., Nickel E.H., Passaglia E., Peacor D.R., Quartieri S., Rinaldi R., Ross M., Sheppard R.A., Tillmanns E., Vezzolini G. (1997) Recommended nomenclature for zeolite minerals: report of the subcommittee on zeolites of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Mineralogical Magazine*, 62(4), 533–571. <https://doi.org/10.1180/002646198547800>
- CRYSAISPRO Software System, version 1.171.39.44. (2015) Rigaku Oxford Diffraction: Oxford, UK.
- Dolomanov O.V., Bourhis L.J., Gildea R.J., Howard J.A.K., Puschmann H. (2009) OLEX2: a complete structure solution, refinement and analysis program. *Applied Crystallography*. 42, 339–341.
- Frezzotti M.L., Tecce F., Casagli A. (2012) Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis. *Journal of Geochemical Exploration*, 112, 1–20. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2011.09.009>

- Frost R.L., Dickfos M.J. (2007) Raman spectroscopy of halogen-containing carbonates. *Journal of Raman Spectroscopy*, 38(11), 1516–1522. <https://doi.org/10.1002/jrs.1806>
- Frost R.L., Palmer S.J. (2011) Raman spectrum of decrespignyite [(Y,REE)<sub>4</sub>Cu(CO<sub>3</sub>)<sub>4</sub>Cl(OH)<sub>5</sub>·2H<sub>2</sub>O] and its relation with those of other halogenated carbonates including bastnasite, hydroxybastnasite, parisite and northupite. *Journal of Raman Spectroscopy*, 42, 2042–2048. <https://doi.org/10.1002/jrs.2959>
- Gillet P., McMillan P., Schott J., Badro J., Grzechnik A. (1996) Thermodynamic properties and isotopic fractionation of calcite from vibrational spectroscopy of <sup>18</sup>O-substituted calcite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(18), 3471–3485.
- Sheldrick G.M. (2015) Crystal structure refinement with SHELXL. *Acta Crystallographica. Structural chemistry*, 71(1), 3–8. <https://doi.org/10.1107/s2053229614024218>
- Stuckenschmidt E., Fuess H., Kvik A. (1990) Investigation of the structure of harmotome by X-ray (293 K, 100 K) and neutron diffraction (15 K). *European Journal of Mineralogy*, 2, 861–874.
- Yang H., Dembowski R. F., Conrad P. G., Downs R.T. (2008) Crystal structure and Raman spectrum of hydroxylbastnasite-(Ce), CeCO<sub>3</sub>(OH). *American Mineralogist*, 93 (4) 698–701 <https://doi.org/10.2138/am.2008.2827>
- Dolomanov O.V., Bourhis L.J., Gildea R.J., Howard J.A.K., Puschmann H. (2009) OLEX2: a complete structure solution, refinement and analysis program. *Applied Crystallography*, 42, 339–341
- Frezzotti M.L., Tecce F., Casagli A. (2012) Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis. *Journal of Geochemical Exploration*, 112, 1–20. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2011.09.009>
- Frost R.L., Dickfos M.J. (2007) Raman spectroscopy of halogen-containing carbonates. *Journal of Raman Spectroscopy*, 38(11), 1516–1522. <https://doi.org/10.1002/jrs.1806>
- Frost R.L., Palmer S.J. (2011) Raman spectrum of decrespignyite [(Y,REE)<sub>4</sub>Cu(CO<sub>3</sub>)<sub>4</sub>Cl(OH)<sub>5</sub>·2H<sub>2</sub>O] and its relation with those of other halogenated carbonates including bastnasite, hydroxybastnasite, parisite and northupite. *Journal of Raman Spectroscopy*, 42, 2042–2048. <https://doi.org/10.1002/jrs.2959>
- Gillet P., McMillan P., Schott J., Badro J., Grzechnik A. (1996) Thermodynamic properties and isotopic fractionation of calcite from vibrational spectroscopy of <sup>18</sup>O-substituted calcite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(18), 3471–3485.
- Kasatkin A.V., Škoda R., Nestola F., Kuznetsov A.M., Belogub E.V., Agakhanov A.A. (2019) Röntgenite-(Ce) and other REE fluorocarbonates from vein No. 35, Vishnevye Mountains, South Urals. *Mineralogiya (Mineralogy)*, 5(2), 10–22. (in Russian)
- Kobyashev Yu.S., Nikandrov S.N., Valizer P.M. (2000). Minerals of the Ilmeny Mountains. Miass, IGZ UrO RAN, 119 p. (in Russian)
- Korinevskiy V.G. (2004) The first find of hyalophane in the Urals. *Doklady Earth Sciences*, 395(2), 202–205.
- Levin V.Ya. (1974) The alkaline province of the Ilmeny-Vishnevye Mountains (the complexes of the Urals nepheline syenites). Moscow, Nauka, 222 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. Yekaterinburg, Uralgeolkom, 274 p. (In Russian)
- Lennykh V.I., Valizer P.M. (2006) Geological scheme of the Ilmenogorsk complex. *Geologiya i mineralogiya Ilmenogorskogo kompleksa: situatsia i problemy (Geology and Mineralogy of Ilmenogorsky Complex: Situation and Problems)*. Miass, IGZ UrO RAN, 20–27. (in Russian)
- Makagonov E.P., Kotlyarov V.A. (2017) REE, Ba, Sr and Na carbonates in miaskites of the Ilmenogorsky block (South Urals). *Mineralogiya (Mineralogy)*, 3(2), 22–29. (in Russian)
- Makagonov E.P., Bazhenov A.G., Valizer Y.I., Novokreshenova L.B., Plokhikh N.A., Varlakov A.C. (2003) Deep structure of the Ilmenogorsk myaskite massif. Miass, IMin UrO RAN, 180 p. (in Russian)
- Medvedeva E.V., Kotlyarov A.V., Nemov A.B. (2013) Mylonitic rocks from the Ilmenogorsky complex

## REFERENCES

Adler H.H., Kerr P.F. (1963) Infrared absorption frequency trends for anhydrous normal carbonates. *American Mineralogist*, 48, 839 p.

Armbruster T. (1993) Dehydration mechanism of clinoptilolite and heulandite: single-crystal X-ray study of Na-poor, Ca-, K-, Mg-rich clinoptilolite at 100 K. *American Mineralogist*, 78, 260–263.

Brownlow A.H. (1984) Geochemistry. Moscow, Nedra, 463 p. (in Russian)

Cherednichenko S.V., Dubinina E.V. (2017) Barium feldspars of the Ilmeno-Vishnevogorsky complex (South Urals). *Vestnik IG Komi NTs UO RAN (Bulletin of the Institute of Geology Komi Science Center UB RAS)*, 8, 17–22. (in Russian)

Coombs D.S., Alberti A., Armbruster T., Artioli G., Colella C., Galli E., Grice J.D., Liebau F., Mandarino J.A., Minato H., Nickel E.H., Passaglia E., Peacor D.R., Quartieri S., Rinaldi R., Ross M., Sheppard R.A., Tillmanns E., Vezzalini G. (1997) Recommended nomenclature for zeolite minerals: report of the subcommittee on zeolites of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Mineralogical Magazine*, 62(4), 533–571. <https://doi.org/10.1180/002646198547800>

CRYALISPRO Software System, version 1.171.39.44. (2015) Rigaku Oxford Diffraction: Oxford, UK.

(South Urals). *Vestnik IG Komi NTs UO RAN (Bulletin of the Institute of Geology Komi Science Center UB RAS)*, (11), 7–10. (in Russian)

Medvedeva E.V., Nemov A.B., Kotlyarov V.A. (2016) Banalsite–stronalsite from sandyites of the Ilmenogorsky miaskite massif (South Ural). *Mineralogiya (Mineralogy)*, 2(1), 3–8. (in Russian)

Minerals of the Ilmeny Nature Reserve (1949) Edited by A.N. Zavaritsky. Moscow–Leningrad, USSR Academy of Sciences, 659 p. (in Russian)

Nikandrov S.N. (1989) Late mineralization of the Vishnevogorsky Nb deposit. *Dis. Cand. Geol.-Mineral. Sci.* Miass, IGZ, 197 p. (in Russian).

Polyakov V.O., Belogub E.V. (1988) Pseudomorphic rhombic dodecahedron from alkali pegmatites in the northern part of the Ilmeny Mountains. *Novye dannye po mineralogii Urala (New Data on Mineralogy of the Urals)*. Sverdlovsk, UNTs AN SSSR, 44–47. (in Russian).

Popov V.A., Bazhenov A.G. (2009) Structure of the northwestern contact of the Ilmenogorsky miaskite complex. *Nauchnye chteniya pamyati ilmenskogo mineraloga V.O. Polyakova (Scientific Meeting in Memory of Ilmeny Mineralogist V.O. Polyakov)*. Miass, IMin UrO RAN, 23–29. (in Russian).

Popov V.A., Muftakhov V.A. (2017) Interrelations between mineral bodies in fenite halo of the western contact of the Ilmenogorsky miaskite complex. *Mineralogiya (Mineralogy)*, 3(3), 37–47. (in Russian).

Popov V.A., Popova V.I. (2006) Mineralogy of pegmatites of the Ilmeny Mountains. *Mineralogicheskii Almanakh (Mineralogical Almanac)*, 9. Moscow, Ekost, 156 p. (in Russian)

Popova V.I., Popov V.A., Makagonov E.P., Nikandrov S.N., Kasatkin A.V., Kuznetsov A.M. (2021) Minerals of Vishnevye Mountains. *Mineralogicheskii almanakh (Mineralogical Almanac)*, 25(3), 128 p. (in Russian)

Popov V.A., Rassomakhin M.A., Kolisnichenko S.V. (2020) A unique ore locality of polyakovite-(Ce) in the Ilmeny Mountains, South Urals – new finds. *Mineralogiya (Mineralogy)*, 6(1), 17–32. (in Russian)

Rassomakhin M.A., Kasatkin A.V. (2020) Additions to mineral catalog of the Ilmeny Mountains. *Mineralogiya (Mineralogy)*, 6(2), 18–26. (in Russian) <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2020-6-2-2>

Sheldrick G.M. (2015) Crystal structure refinement with SHELXL. *Acta Crystallographica. Structural chemistry*. 71(1), 3–8. <https://doi.org/10.1107/s2053229614024218>

Stuckenschmidt E., Fuess H., Kvik A. (1990) Investigation of the structure of harmotome by X-ray (293 K, 100 K) and neutron diffraction (15 K). *European Journal of Mineralogy*. 2, 861–874.

Yang H., Dembowski R.F., Conrad P.G., Downs R.T. (2008) Crystal structure and Raman spectrum of hydroxyl-bastnasite-(Ce), CeCO<sub>3</sub>(OH). *American Mineralogist*, 93 (4) 698–701 <https://doi.org/10.2138/am.2008.2827>

### Информация об авторах

Рассомахин Михаил Анатольевич – младший научный сотрудник, Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, г. Миасс, Челябинская обл., Россия; [miha\\_rassomahin@mail.ru](mailto:miha_rassomahin@mail.ru)

Белогуб Елена Витальевна – доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник, Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, г. Миасс, Челябинская обл., Россия; [belogub@mineralogy.ru](mailto:belogub@mineralogy.ru)

Авдонцева Маргарита Сергеевна – кандидат геолого-минералогических наук, доцент, Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия; [m.avdontceva@spbu.ru](mailto:m.avdontceva@spbu.ru)

Бочаров Владимир Николаевич – специалист, Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия; [w.bocharow@spbu.ru](mailto:w.bocharow@spbu.ru)

### Information about the authors

Mikhail A. Rassomakhin – Junior Researcher, South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS, Miass, Chelyabinsk region, Russia; [miha\\_rassomahin@mail.ru](mailto:miha_rassomahin@mail.ru)

Elena V. Belogub – Doctor Sci.(Geol.-Mineral.), Key Researcher, South Urals Federal Scientific Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS, Miass, Chelyabinsk region, Russia; [belogub@mineralogy.ru](mailto:belogub@mineralogy.ru)

Margarita S. Avdontceva – Cand. Sci.(Geol.-Mineral.), Associate Professor, Institute of Earth Sciences, St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia; [m.avdontceva@spbu.ru](mailto:m.avdontceva@spbu.ru)

Vladimir N. Bocharov – Specialist, St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia; [w.bocharow@spbu.ru](mailto:w.bocharow@spbu.ru)