

МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

Научная статья

УДК 549:553.81.068.5:551.734.3 (234.83)

doi: 10.17223/25421379/37/5

МИКРОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ АПАТИТА В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

Юлия Ивановна Пыстина¹, Александр Михайлович Пыстин²,
Игорь Леонидович Потапов³



^{1,2,3} *Институт геологии им. Н.П. Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия*

¹ *yuliya_pystina@mail.ru*

² *pystin.48@mail.ru*

³ *ilpotapov@geo.komisc.ru*

Аннотация. Приведены результаты изучения геохимических особенностей акцессорного апатита из различно метаморфизованных пород докембрийского разреза Приполярного Урала: продуктов проградного метаморфизма зеленосланцевой и амфиболитовой фаций и низкотемпературных диафторитов по метаморфитам амфиболитовой фации. Установлено, что с повышением степени метаморфизма в апатите увеличивается количество F и PЗЭ, а также проявляется отчетливая отрицательная Eu аномалия на мультиэлементных спектрах, нормированных по хондриту. При диафторезе пород в апатите снижается содержание легких PЗЭ и увеличивается отношение Sr/Y, а также изменяется знак Sr аномалий на мультиэлементных спектрах, нормированных по хондриту, с отрицательных на положительные. При этом состав апатита при диафторезе может изменяться незначительно, поскольку даже в случае полного замещения первичных метаморфических минеральных парагенезисов новообразованными низкотемпературными минералами, этот минерал испытывает только частичную перекристаллизацию и не утрачивает полностью геохимические свойства, приобретенные им на более ранних стадиях кристаллизации. Показано, что особенности состава и некоторые морфологические признаки акцессорного апатита (постоянное присутствие детритовых ядер в апатитах из проградно метаморфизованных низкотемпературных пород, наличие перламутрового блеска и включений монацита в апатитах из низкотемпературных диафторитов и др.) могут быть использованы как надежный минералогический критерий для разделения пород, испытавших низкотемпературный проградный метаморфизм от ретроградно измененных метаморфических образований (диафторитов), которые часто визуальное не различимы.

Ключевые слова: *Приполярный Урал, докембрий, проградный и ретроградный метаморфизм, акцессорный апатит, микроэлементный состав*

Источник финансирования: работа выполнена в рамках темы государственного задания ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН «Глубинное строение, геодинамическая эволюция, взаимодействие геосфер, магматизм, метаморфизм и изотопная геохронология Тимано-Североуральского литосферного сегмента», номер государственного учета ЕГИСУ НИОКТР 122040600012-2.

Для цитирования: Пыстина Ю.И., Пыстин А.М., Потапов И.Л. Микроэлементный состав апатита в метаморфических породах Приполярного Урала // Геосферные исследования. 2025. № 4. С. 69–89. doi: 10.17223/25421379/37/5

Original article

doi: 10.17223/25421379/37/5

MICROELEMENT COMPOSITION OF APATITE IN METAMORPHIC ROCKS OF THE SUBPOOLAR URALS

Yuliya I. Pystina¹, Alexander M. Pystin², Igor L. Potapov³

^{1,2,3} *Institute of Geology named after N.P. Yuskin, FRC KSC UB RAS, Syktывkar, Russia*

¹ *yuliya_pystina@mail.ru*

² *pystin.48@mail.ru*

³ *ilpotapov@geo.komisc.ru*

Abstract. The article presents the results of studying the geochemical features of accessory apatite from variously metamorphosed rocks of the Precambrian section of the Subpolar Urals: products of prograde metamorphism of the greenschist and amphibolite facies and low-temperature diaphthorites after amphibolite facies metamorphites. It was found that with an increase in the degree of metamorphism in apatite, the amount of F and REE increases, and a distinct negative Eu anomaly appears in the multi-element spectra normalized to chondrite.

During diaphthorosis of rocks, the LREE content in apatite decreases and the Sr/Y ratio increases, and the sign of Sr anomalies in chondrite-normalized multielement spectra changes from negative to positive. At the same time, the composition of apatite during diaphthorosis may change insignificantly, since even in the case of complete replacement of primary metamorphic mineral parageneses by newly formed low-temperature minerals, this mineral undergoes only partial recrystallization and does not completely lose the geochemical properties acquired by it at earlier stages of crystallization. It is shown that the compositional features and some morphological features of accessory apatite (the constant presence of detrital cores in apatites from prograde metamorphosed low-temperature rocks, the presence of pearly luster and monazite inclusions in apatites from low-temperature diaphthorites, etc.) can be used as a reliable mineralogical criterion for separating rocks that have undergone low-temperature prograde metamorphism from retrograde metamorphic formations (diaphthorites), which are often visually indistinguishable.

Key words: *Subpolar Urals, Precambrian, prograde and retrograde metamorphism, accessory apatite, trace element composition*

Source of financing: The work was carried out within the framework of the state task of the Institute of Research and Development of the Federal Research Center of the Komi Scientific Center of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences "Deep structure, geodynamic evolution, interaction of geospheres, magmatism, metamorphism and isotopic geochronology of the Timan-Northern Ural lithospheric segment" state registration number of the EGISU NIOKTR 122040600012-2

For citation: Pystina Yu.I., Pystin A.M., Potapov I.L. (2025) Microelement composition of apatite in metamorphic rocks of the Subpolar Urals. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 4. pp. 69–89. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/37/5

Введение

Из-за широкого спектра элементов, входящих в состав апатита, и большого диапазона изоморфных замещений этот минерал несет информацию об условиях образования вмещающих его пород и поэтому все чаще используется в качестве индикатора геологических процессов [Spear, Josept, 2002; Tang et al., 2005; Harlov, 2015; Савко и др., 2007; Гордиенко, 2008; Horie et al., 2008; Бочарникова и др., 2019; Enkelmann et al., 2012; Денисова, 2018; O'Sullivan et al., 2018, 2020; Palma et al., 2019; Юдович и др., 2022]. Так, например, результаты изучения типоморфных особенностей апатита, включая форму кристаллов и состав минерала в породах мезозойских щелочных массивов Южной Якутии, позволили уточнить условия петрогенеза и связь особенностей апатита с металлогенической минерализацией конкретных массивов [Иванов и др., 2018]. Анализ апатита из разных типов железорудных месторождений, а также из разных типов горных пород показал, что он отличается абсолютным и относительным содержанием многих элементов-примесей, в том числе PЗЭ, Sr, Y, Mn, Th [Belousova et al., 2001, 2002; Mao et al., 2016]. Использование детритового апатита в терригенных толщах дало возможность регистрировать как возраст [Carrara et al., 2009], так и литологические особенности источников сноса обломочного материала [Abdullin et al., 2016; O'Sullivan et al., 2016, 2018; Danišik, 2019]. Наличие U и Th в решетке апатита позволяет проводить датирование отдельных зерен с помощью треков деления [Malusà, Fitzgerald, 2019]. Ис-

пользование этого метода дало возможность, например, установить несколько стадий остывания Хибинского массива [Veselovskiy et al., 2015], рассмотреть эволюцию термотектонических событий Юго-Восточного Алтая в мезозойско-кайнозойское время [Ветров и др., 2016], выявить синхронность поздне-триасовых-раннеюрских интрузивных тел Сибирской трапповой провинции с закрытием Монголо-Охотского океана [Багдасарян и др., 2023]. В результате ряда экспериментов по взаимодействию апатита с растворами H₂O-KCl, H₂O-HCl и H₂O-H₂SO₄ при разных температурах и давлениях были установлены особенности перераспределения PЗЭ, Si, Ca и Na в этом минерале [Harlov, Forster, 2003; Harlov et al., 2005; Harlov et al., 2011; Harlov, 2015].

Исследования, посвященные вариации состава метаморфического апатита и его типоморфных свойств, не так многочисленны. Работы по апатиту, применимые к метаморфическим породам, включают исследование фугитивности компонентов метаморфических флюидов в апатитсодержащих образцах [Smith, Yardley, 1999], апатит-биотитовую обменную термометрию OH-F [Sallet, Sabatier, 1996; Jepson et al., 2021], термодинамику распределения F и Cl между минералами и флюидами [Zhu, Sverjensky, 1991, 1992; Brennan, 1993]. Учитывая, что апатит встречается в породах разных метаморфических фаций, использование этого минерала в целях изучения эволюции процессов метаморфизма, расчленения и корреляции метаморфических образований имеет большую перспективу, несмотря на то, что в имеющихся на сегодняшний день в этом направлении публика-

циях приводятся неоднозначные и порой противоречивые данные. Так, исследования перераспределения РЗЭ, Th и U в метаморфическом апатите известково-щелочной серии ортогнейсов при прогрессивном высокотемпературном метаморфизме от амфиболитовой до гранулитовой фаций [Bingen et al., 1996] продемонстрировали, что содержание РЗЭ, а также U и Th в апатите возрастает с увеличением степени метаморфизма. Это, по мнению авторов, объясняется конкуренцией роста/растворения алланита и РЗЭ-эпидота [Henrichs et al., 2019]. Однако Ф. Беа и П. Монтеро [Bea, Montero, 1999], изучая перераспределение микроэлементов в апатите при прогрессивном метаморфизме от средних ступеней до гранулитовой фации и частичном плавлении метапелитов зоны Ивреа-Вербано на северо-западе Италии, пришли к выводу, что во время прогрессивного метаморфизма пелитов содержание Y, HREE и MREE в апатите снижается и наблюдается резкое падение содержания U. А.П. Натман [Nutman, 2007] отмечает относительное обеднение апатита торием и LREE при повышении степени метаморфизма пород и считает, что это может быть связано с когенетическим ростом апатита и монацита при высоких температурах или во время анатексиса. Гипотеза о том, что флюиды могут вызывать образование включений монацита и ксенотима в апатите в широком диапазоне P-T условий подтверждается экспериментально [Harlov et al., 2002b, 2005; Harlov, Forster, 2003]. О.Г. Сафонов и соавт. [Сафонов и др., 2019] связывают образование монацитовых каемок в апатите из гранулитов с чарнокитизацией пород.

Исследования апатита из метаморфических пород Южного Урала [Краснобаев, Холоднов, 1981] показали, что в зависимости от степени их метаморфизма может меняться состав РЗЭ в минерале. Так, в метаморфических породах, претерпевших амфиболитовую фацию, в апатите преобладают иттриевые РЗЭ, а в породах, претерпевших гранулитовую фацию, – цериевые РЗЭ.

Приведенные примеры изучения микроэлементного состава апатита из пород претерпевших различные условия метаморфизма, несмотря на неоднозначность полученных результатов, свидетельствуют, что метаморфизм может оказывать значительное влияние на содержание и перераспределение микроэлементов в этом минерале и изучение рассматриваемого вопроса на сегодняшний день является весьма актуальным. Практически отсутствует информация о характере изменения состава апатита при полиметамор-

физме и, в частности, при ретроградном преобразовании ранее метаморфизованных пород (диафторезе). Настоящая статья является попыткой, по мере возможности, восполнить этот пробел.

Геологическое строение района

Район развития метаморфизованных докембрийских отложений на Приполярном Урале в северной части Ляпинского антиклинория является стратотипическим для всего Тимано-Североуральского региона, включающего Канино-Тиманскую гряду, Печорскую синеклизу, северную часть Урала и Пай-Хой.

В соответствии со схемой последнего Уральского межведомственного стратиграфического совещания [Стратиграфические..., 1993] здесь выделяются нижнепротерозойский няртинский метаморфический комплекс и верхнедокембрийские стратонны (снизу вверх): маньхобеинская (RF₁), шокурьинская (RF₁), пуйвинская (RF₂), хобеинская (RF₃), мороинская (RF₃), саблегорская (RF₃-V₁) и лаптопайская (V₂) свиты.

Имеющиеся и полученные вновь данные по геологическому строению и возрасту стратифицированных образований докембрия Приполярного Урала дали основание для пересмотра стратиграфической схемы приполярноуральского докембрия [Пыстин, Пыстина, 2019]. В частности, было показано, что породная ассоциация, известная как маньхобеинская свита, не имеет самостоятельного стратиграфического значения и выделена в ранге свиты ошибочно на месте зон развития ретроградного метаморфизма по породам няртинского комплекса.

Впервые полученные корректные U-Pb датировки цирконов, свидетельствующие о раннепротерозойском возрасте высокотемпературного метаморфизма пород как няртинского комплекса (включая отложения, выделяемые ранее в маньхобеинскую свиту), так и шокурьинской свиты [Пыстин, Пыстина 2018а,б; Пыстина и др., 2019], привели к выводу, что весь допуйвинский разрез рассматриваемого района относится к нижнему докембрию. При этом преобладающие в разрезе шокурьинской свиты низкотемпературные метаморфиты: эпидот-хлорит-актинолитовые и мусковит-хлорит-альбит-кварцевые сланцы, часто карбонатсодержащие, переслаивающиеся с мраморами и кварцитами, как и «маньхобеинская свита»¹, имеют диафторическую природу [Пыстин, Пыстина, 2019]. Судя по реликтовым минеральным парагенезисам, P-T параметры метаморфизма соответствовали амфиболитовой фации.

¹ Учитывая, что маньхобеинская свита показана на ряде изданных геологических карт Приполярного Урала, а также опубликованных стратиграфических схемах, мы за комплексом низ-

котемпературных диафторитов по высокотемпературным метаморфитам няртинского комплекса условно оставляем это название, выделив его в кавычки.

Рифейский разрез на Приполярном Урале начинается с пуйвинской свиты, сложенной преимущественно мусковит-хлорит-альбит-кварцевыми сланцами, перемежающимися с эпидот-актинолит-хлоритовыми сланцами. Уточненный на основании U-

Pb датирования детритовых цирконов возраст этой свиты позднерифейский [Пыстин и др., 2019, Pystin et al., 2020]. Авторский вариант схем геологического строения района и метаморфизма пород приведен на рис. 1.

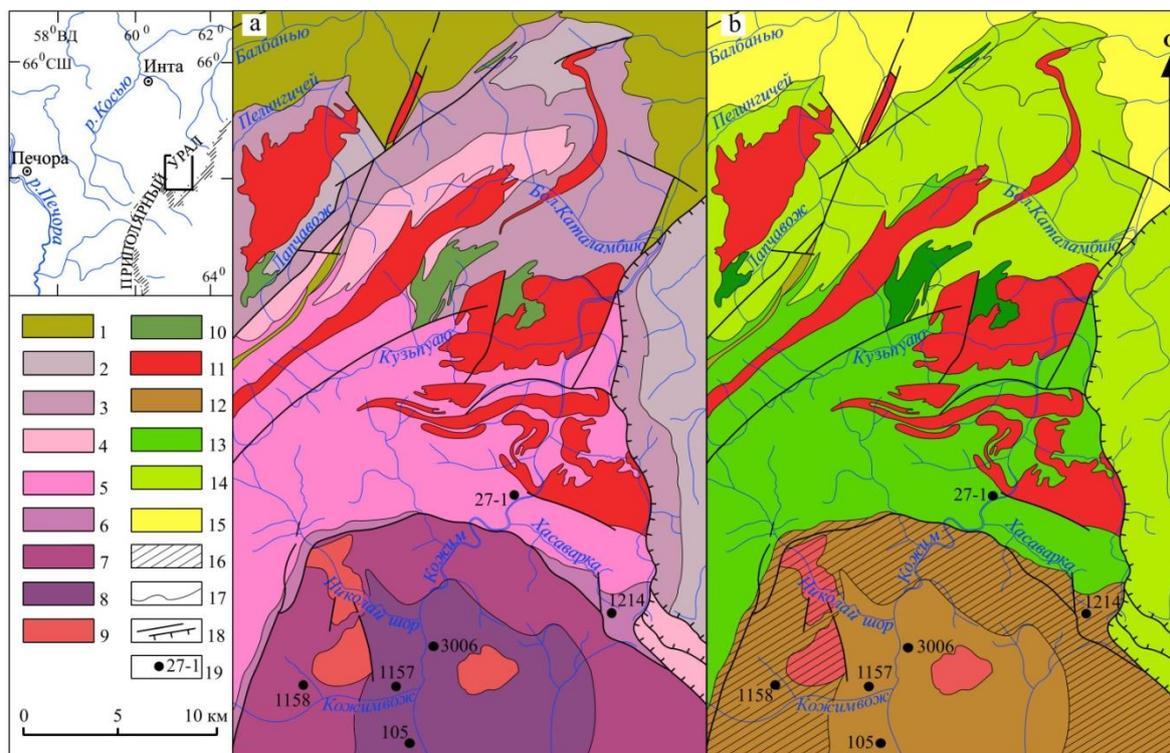


Рис. 1. Схемы геологического строения (а) и метаморфизма (б) северной части Приполярного Урала

1–8 – стратиграфические подразделения: 1 – нижнепалеозойские отложения нерасчлененные (Є–О); 2 – саблегорская свита (RF₃–V₁); 3 – мороинская свита (RF₃); 4 – хобеинская свита (RF₃); 5 – пуйвинская свита (RF₃); 6 – шокуринская свита (PR₁); 7 – комплекс низкотемпературных диафторитов – «ман’хобеинская свита» (PR₁); 8 – няртинский метаморфический комплекс (PR₁); 9–11 – интрузивные породы: 9 – граниты (RF₃–V); 10 – габбро, габбро-долериты (RF₃); 11 – гранито-гнейсы (PR₁); 12–15 – метаморфические фации: 12 – амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая фации умеренных давлений нерасчлененные; 13 – фация зеленых сланцев умеренных давлений, средне- и высокотемпературная субфации нерасчлененные; 14 – фация зеленых сланцев умеренных давлений, низко- и среднетемпературная субфации нерасчлененные; 15 – фация зеленых сланцев умеренных давлений, низкотемпературная субфации; 16 – зона преимущественного развития низкотемпературных диафторитов; 17 – геологические и метаморфические границы; 18 – тектонические границы: а – крутопадающие дизъюнктивы, б – надвиги и шарьяжи, 19 – место отбора и номер пробы

Fig. 1. Schemes of the geological structure (a) and metamorphism (b) of the northern part of the Subpolar Urals

1–8 – stratigraphic units: 1 – undifferentiated Lower Paleozoic deposits (Є–O); 2 – Sablegorskaya suite (RF₃–V₁); 3 – Moroininskaya suite (RF₃); 4 – Khobeinskaya suite (RF₃); 5 – Puivinskaya suite (RF₃); 6 – Shchokuryinskaya suite (PR₁); 7 – low-temperature diaphthorite complex – “Man’khobeinskaya suite” (PR₁); 8 – Nyartinsky metamorphic complex (PR₁); 9–11 – intrusive rocks: 9 – granites (RF₃–V); 10 – gabbro, gabbro-dolerites (RF₃); 11 – granite-gneisses (PR₁); 12–15 – metamorphic facies: 12 – undifferentiated amphibolite and epidote-amphibolite facies of moderate pressures; 13 – undifferentiated greenschist facies of moderate pressures, medium- and high-temperature subfacies; 14 – undifferentiated greenschist facies of moderate pressures, low- and medium-temperature subfacies; 15 – moderate pressure greenschist facies, low-temperature subfacies; 16 – zone of predominant development of low-temperature diaphthorites; 17 – geological and metamorphic boundaries; 18 – tectonic boundaries: a – steeply dipping disjunctives, b – thrusts and overthrusts, 19 – sampling location and sample number

Объекты и методы исследования

Объектом исследований является акцессорный апатит из высокотемпературных метаморфических пород – гнейсов няртинского комплекса, из высокотемпературных метаморфитов, претерпевших

средне- и низкотемпературное ретроградное преобразование (гранат-слюдяных кристаллических сланцев няртинского комплекса, мусковит-хлорит-альбит-кварцевых сланцев «ман’хобеинской» и шокуринской свит), а также пород из зоны проградного метаморфизма зеленосланцевой фации –

хлорит-мусковит-альбит-кварцевых сланцев пуйвинской свиты.

Степень проградного метаморфизма пород, рассчитанная по минералогическим геотермобарометрам, соответствует: для няртинского комплекса (включая «маньхобеинскую свиту») и шокурьинской свиты амфиболитовой фации умеренных давлений: $T = 650\text{--}750\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 6\text{--}9$ кбар, для пуйвинской свиты – зеленосланцевой фации умеренных давлений: $T = 350\text{--}450\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 4\text{--}6$ кбар [Пыстин, 1991]. Породы няртинского комплекса интенсивно диафорированы по периферии и, как отмечено выше, некоторыми исследователями ошибочно выделяются в самостоятельное стратиграфическое подразделение – «маньхобеинскую свиту». Остальная часть пород этого комплекса также частично претерпела ретроградные изменения вначале в условиях эпидот-амфиболитовой фации: $T = 550\text{--}630\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P = 6\text{--}10$ кбар [Попвасев, 2022] и позднее локально в условиях зеленосланцевой фации. На схеме метаморфизма (рис. 1, *b*) область распространения амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций показана нерасчлененной. Степень диафореза пород шокурьинской свиты значительная. Высокотемпературные и среднетемпературные парагенезисы в породах этой свиты встречаются исключительно в реликтах. Минимальные температуры кристаллизации низкотемпературных парагенезисов при ретроградном изменении пород, претерпевшим метаморфизм амфиболитовой фации, оцениваются интервалом $285\text{--}320\text{ }^{\circ}\text{C}$ [Попвасев, 2022].

Пункты отбора проб для выделения апатита показаны на рис. 1, *a*, *b*. В няртинском комплексе пробы отобраны из гранат-биотитового гнейса на правом берегу р. Кожим, в 1,5 км выше устья ручья Николайшор (проба 3006) и на левом берегу р. Кожим, в 2,8 км выше устья руч. Кожимвож (проба 105), а также из мусковитизированного биотитового гнейса на левом берегу руч. Кожимвож, левого притока р. Кожим, в 1 км от устья (проба 1157). В «маньхобеинской свите» отобрана проба мусковит-хлорит-альбит-кварцевого сланца (проба 1158) в истоках р. Кожим на правом берегу руч. Игнатийшор, левого притока руч. Кожимвож. В шокурьинской свите апатит выделен из пробы мусковит-хлорит-альбит-кварцевого сланца (проба 1214), отобранной на водоразделе в истоках руч. Хасаварка, правого притока р. Кожим. В пуйвинской свите проба отобрана из хлорит-мусковит-альбит-кварцевого сланца (проба 27-1) на левом берегу р. Кожим, в 1,8 км ниже устья руч. Хасаварка.

Средний вес пробы составлял 2–3 кг. Выделение монофракций апатитов производилось из протолочных проб по стандартной методике: дробление, расклевка раздробленной пробы по крупности зерен,

повторное дробление крупных фракций до 0,5 мм, отмучивание фракции меньше 0,5 мм, магнитная сепарация, отбор немагнитной фракции и дальнейшее выделение из нее тяжелой фракции. Апатиты из тяжелой немагнитной фракции отбирались вручную под бинокулярным микроскопом. Изучение морфологических особенностей апатита выполнялось с помощью поляризационного тринокулярного микроскопа ПОЛАМ-312 в проходящем свете. Микрозондовые исследования проводились на сканирующем электронном микроскопе TESCAN VEGA 3 LMN с энергодисперсионной приставкой X-MAX 50 mm² Oxford instruments при ускоряющем напряжении 20 кВ, размер пучка 180 нм и области возбуждения до 5 мкм с использованием программного обеспечения Aztec (ЦКП «Геонаука» ИГ Коми НЦ УрО РАН. Аналитики А.С. Шуйский, Е.М. Тропников). Калибровка производилась по кобальту (Co). В качестве дополнительных стандартов использовались 55 стандартов фирмы Micro-Analysis Consultants ltd. Погрешность измерений: SiO₂ до 0,07 %, CaO до 0,2 %, F до 0,22 %, P₂O₅ до 0,23 %, Y₂O₃ до 0,29 %, SrO до 0,15 %, MnO до 0,06 %, CeO до 0,11%, Al₂O₃ до 0,10 %, TiO₂ до 0,29 %.

Анализ редких и РЗЭ выполнен в 30 зернах (в 40 точках) апатита с помощью ионного микрозонда Cameca-IMS-4f (ЯФ ФТИАН РАН, г. Ярославль) по методике, подробно изложенной в работе [Соболев, Батанова, 1995; Jung, Hellebrand, 2007]. Диаметр поля анализа равен 20 мкм. Точность определения составила 10–15 % (для элементов с концентрацией >1 ppm) и 10–20 % (для элементов с концентрацией 0,1–1 ppm). При построении спектров и графиков распределения РЗЭ состав апатита нормировался к составу хондрита [McDonough, Sun, 1995].

Результаты

В няртинском комплексе для изучения морфологических и геохимических особенностей апатита были выбраны преобладающие в разрезе гранат-биотитовые гнейсы, в различной степени мусковитизированные и хлоритизированные. Гнейсы представляют собой мелко-среднезернистые светло-серые и зеленовато-серые породы полосчатой текстуры. Составляют из граната, биотита, олигоклаза и кварца. В переменном количестве присутствуют микроклин, мусковит и эпидот. Среди аксессуарных минералов встречаются ильменит, рутил, титанит, ортит, циркон, апатит и монацит. Апатит образует включения в плагиоклазе и представлен как призматическими кристаллами, так и зернами округлой, бочонковидной или неправильной формы размером 250–500 мкм. Из граней присутствуют призма {1010}, пинакоид

{0001}, дипирамиды {1011}, {1121}, {2131} {2021}. Поверхность граней обычно неровная, шероховатая. Минерал бесцветный, иногда имеет легкий коричнево-розоватый оттенок.

На CL снимках в апатитах видна зональность, чаще слабовыраженная (рис. 2, *a–c*), реже контрастная (рис. 2, *d*); обычно светлое ядро окаймлено небольшой более темной оболочкой. Отмечаются также апатиты с сильным перламутровым блеском. Под микроскопом они обнаруживают тонкую параллельную трещиноватость (рис. 3, *a*). Твердые включения в апатитах представлены теми же минералами (породообразующими и акцессорными), что и в апатитосодержащих породах (ильменит, рутил, титанит, гранат, ортит, циркон, кварц, эпидот, мусковит, плагиоклаз и монацит). Монацит во всех установленных случаях располагается в виде тонких оторочек по краю кристалла апатита (рис. 3, *b, c*).

На основе ранее проведенных исследований химического состава апатитов в метаморфических породах Приполярного Урала [Пыстина, 2022] установлено, что рассматриваемый минерал в няртинском комплексе может классифицироваться как фторапатит. С учетом новых данных (табл. 1, 2) содержание F варьирует в пределах –2,39–4,13 мас. % (сред-

нее по 41 анализу – 3,25 мас. %), содержание Sr в минерале изменяется в интервале 435–4068 ppm (среднее по 12 анализам – 2261 ppm), Y – 60–505 ppm (среднее по 12 анализам – 259 ppm), U – 0,54–1,21 ppm (среднее по 4 анализам – 0,89 ppm), Th – 0,03–0,61 (среднее по 4 анализам – 0,25 ppm), Hf – 2,75–19,77 ppm (среднее по 4 анализам – 10,99 ppm), ΣREE – 270–3870 ppm (среднее по 12 анализам – 1251 ppm).

Отмечается два типа фракционирования легких РЗЭ к тяжелым: La_N/Yb_N 1,09–6,24 и 0,14–0,53 (табл. 3). Все анализы зерен апатита характеризуются положительными Ce аномалиями – Ce/Ce* 1,17–1,65 и отрицательными Eu аномалиями – Eu/Eu* 0,40–0,85 (табл. 3).

При анализе отдельных доменов зерен апатита выявляется химическая зональность (неоднородность) минерала. В зерне из пробы 3006 (рис. 2, *c*) краевые (немного более темные на CL изображениях) части заметно обогащены стронцием (табл. 2), а в зерне из пробы 105 (рис. 2, *d*) – значительно обеднены редкоземельными элементами (табл. 2), что может свидетельствовать о росте минерала при понижении температуры кристаллизации [O’Sullivan et al., 2020]. Вероятно, эти изменения связаны с частичным диафорезом пород.

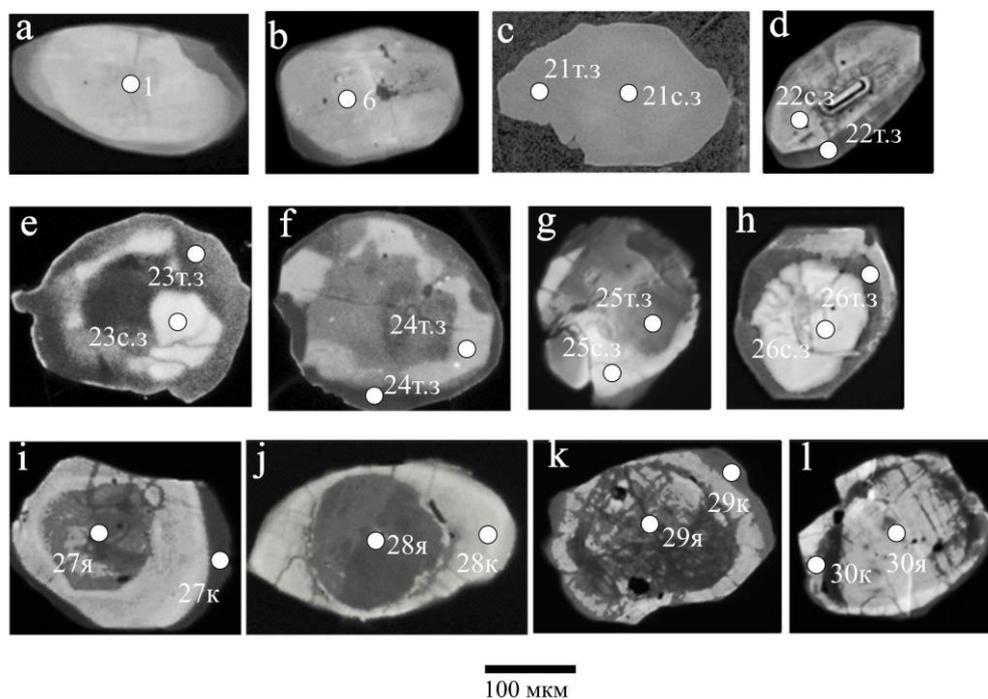


Рис. 2. CL-изображения апатита из пород: няртинского комплекса (а–d), комплексов низкотемпературных диафторитов: «маньхобейнской» и шокуринской свит (е–h), пуйвинской свиты (i–l)

Белыми кружками показано положение кратеров ионного микрозонда (диаметром около 20 мкм). Номера точек соответствуют табл. 1 и 2. Сокращения: с.з. – светлая зона, т.з. – темная зона, я – ядро, к – край

Fig. 2. CL-images of apatite from rocks: Nyartinsky complex (a–d), low-temperature diaphthorite complexes: “Mankhobeinskaya” and Shokuryinskaya suites (e–h), Puivinskaya suite (i–l)

White circles show the position of the ion microprobe craters (about 20 μm in diameter). The point numbers correspond to Tables 1 and 2. Abbreviations: с.з. – light zone, т.з. – dark zone, я – core, к – rim

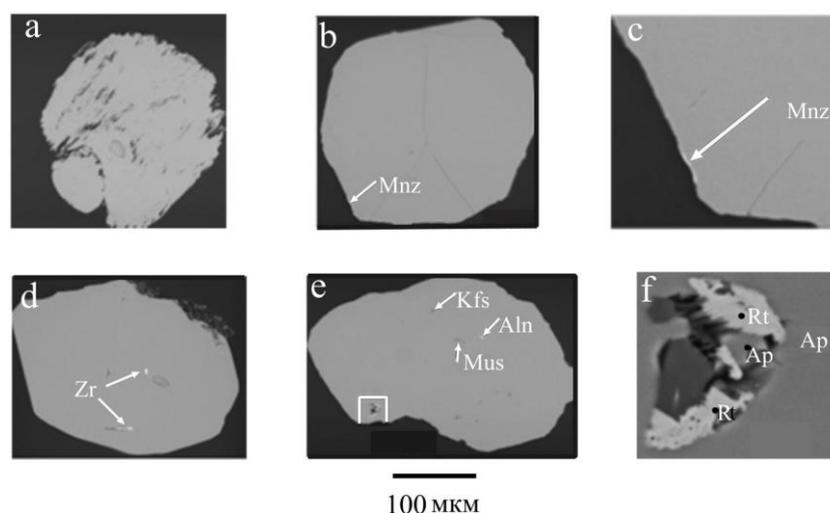


Рис. 3. Микрозондовые фотографии апатита с характерной микротрещиноватостью и перламутровым оттенком (a) и минеральными включениями (b–f)

a–d – из пород няртинского комплекса (проба 1157), e–f – из пород пуйвинской свиты (проба 27-1). На рис. 3, c показана деталь рис. 3, b, а на рис. 3, f – деталь рис. 3, e

Fig. 3. Microprobe photographs of apatite with characteristic microcracking and a pearlescent hue (a) and mineral inclusions (b–f)

a–d – from rocks of the Nyartinsky complex (sample 1157), e–f – from rocks of the Puivinsky suite (sample 27-1). Fig. 3, c shows a detail of Fig. 3, b, and Fig. 3, f – a detail of Fig. 3, e

В низкотемпературных диафторитах в отличие от исходных гнейсов темноцветный породообразующий минерал представлен хлоритом. Гранат и биотит могут встречаться в виде реликтов, в различной степени замещенных хлоритом. Замещение граната хлоритом обычно начинается с образования хлоритовой оторочки. Дальнейшее развитие ретроградных преобразований породы приводит к полному замещению граната хлоритом с образованием хлоритовых преформорфоз по гранату. Собственно диафториты представляют собой среднезернистые зеленовато-серые сланцы. Состоят из хлорита, мусковита, эпидота, альбита и кварца. Состав аксессуарных минералов такой же, как в гнейсах. Апатит в шлифах не обнаруживает признаков перекристаллизации или замещения. Как и в гнейсах, он образует включения в плагиоклазе и представлен зернами бочоноковидной, округлой или неправильной формы и призматическими кристаллами размером 200–400 мкм, которые имеют вид гексагональной призмы и дипирамиды. Из граней установлены: призма {1010}, пинакоид {0001}, дипирамиды {1011}, {1121}, {2131}. Поверхность граней обычно неровная, шероховатая. Минерал бесцветный, иногда имеет легкий розоватый оттенок. Многие зерна имеют сильный перламутровый блеск и трещиноватую (сланцеватую) структуру. Практически все апатиты оптически неоднородные. Отдельные зерна на CL снимках имеют светлые центральные ча-

сти, ограниченные более темными оторочками разной интенсивности, ширины и конфигурации (см. рис. 2, h). Однако часто темные зоны занимают не только краевые части зерен, но и расположены в центре или имеют «неправильные» очертания (рис. 2, e–g).

Образование мозаичной неоднородности в апатитах, очевидно, связано с неполной перекристаллизацией минерала при ретроградных преобразованиях, последовавших за высокотемпературным метаморфизмом пород. Схожая картина была получена Д. Харловым и его коллегами в экспериментах по взаимодействию фторапатита с растворами H_2O-KCl , H_2O-HCl и $H_2O-H_2SO_4$ при температурах до 900 °C и давлениях 5 и 10 кбар [Harlov, Forster, 2003; Harlov et al., 2005; Harlov et al., 2011; Harlov, 2015], а также А. Антигнано и С. Маннингом [Antignano, Manning, 2008] в опытах с флюидами $H_2O-NaCl$ при 700–900 °C и 7–20 кбар. Было установлено, что измененные домены зерен апатита (более темные в BSE-изображениях) в сравнении с неизменными участками (светлые зоны в BSE-изображениях) обеднены редкоземельными элементами.

В прозрачных не перламутровых разновидностях апатитов присутствуют включения циркона, кварца, плагиоклаза, алланита, граната и монацита. Монацит во всех установленных случаях располагается в виде тонких оторочек по краю кристалла апатита. В перламутровых разновидностях апатита встречаются те же

минеральные включения, но их количество уменьшается, вплоть до их полного отсутствия.

Как и в породах няртинского комплекса, в низкотемпературных диафторитах все исследованные апатиты классифицируются как фторапатиты. С учетом ранее полученных результатов [Пыстина, 2022] количество F в минерале колеблется в интервале 2,85–4,82 мас. % (среднее по 23 анализам – 3,42 мас. %). По данным табл. 1, 2, содержание Sr колеблется в пределах 343–1945 ppm (среднее по 16 анализам – 1223 ppm), Y – 154–1886 ppm (среднее по 16 анализам – 161 ppm), U – 0,90–2,15 ppm (среднее по 7 анализам 1,43 ppm, без учета аномально высокого содержания U в темной зоне зерна апатита № 25), Th – 0,46–5,21 ppm (среднее по 8 анализам – 2,06 ppm), Hf – 4,42–76,30 (среднее по 16 анализам – 24,51 ppm), ΣREE – 264–5400 ppm (среднее по 16 анализам 1499 ppm).

В четырех зернах апатита с хорошо проявленной оптической неоднородностью (см. рис. 2, e–h) был выполнен микроэлементный анализ доменов, отличающихся интенсивностью окраски. Во всех случаях темные участки зерен оказались заметно обеднены легкими РЗЭ (см. табл. 2, № 1158, 1214), что может являться подтверждением образования этих участков (доменов) при понижении температуры кристаллизации.

Как и в случае с няртинским комплексом, в апатитах из низкотемпературных диафторитов намечается два типа фракционирования LREE к тяжелым – LaN/YbN, но они отличаются в меньшей степени: 0,64–2,14 и 0,06–0,35 (см. табл. 3). Все изученные апа-

титы характеризуются положительными Ce аномалиями Ce/Ce* – 1,03–1,59 и отрицательными Eu аномалиями Eu/Eu* – 0,28–0,85 (табл. 3).

В пуйвинской свите проба для изучения апатита отобрана из мелкозернистого полосчатого темного зеленовато-серого сланца. Порода состоит из хлорита, мусковита, альбита и кварца. В небольшом количестве присутствуют эпидот, кальцит и магнетит. Кварц присутствует в основной ткани, а также концентрируется в виде тонких (мощностью в несколько миллиметров) субпараллельных слоев, придающих породам полосчатость. Среди аксессуарных минералов отмечены ильменит, лейкоксен, рутил, анатаз, циркон и апатит. Апатит встречается либо в виде включений в альбите, либо приурочен к скоплениям альбитовых зерен, с которыми он обнаруживает идиоморфные взаимоотношения. Минерал имеет вид таблитчатых и призматических кристаллов с габитусными формами гексагональной призмы и дипирамиды. Из граней обычны призма {1010}, пинакоид {0001}, дипирамиды {1011}, {1121}. Встречаются также зерна апатита неправильной формы. Размер минерала довольно изменчив – 250–500 мкм. Поверхность граней неровная, блестящая. Минерал бесцветный, иногда с коричневатым оттенком. Следует отметить, что в сланцах пуйвинской свиты не встречены апатиты с перламутровым блеском, характерные для пород описанных выше метаморфических образований. Они отличаются также почти постоянным наличием относительно изометричных, иногда округлых ядер, которые окаймлены оторочками, обнаруживающими концентрическую зональность на CL снимках (рис. 2, i–l).

Таблица 1

Химический и микроэлементный состав апатитов из метаморфических пород Приполярного Урала

Table 1

Chemical and microelement composition of apatites from metamorphic rocks of the Subpolar Urals

№ зерна	№ 3006					№ 105		№ 1157	№ 1158	
SiO ₂ , %	0,29	0,26	0,33	0,23	0,16	0,17	0,13	0,22	0,11	0,14
P ₂ O ₅	41,71	41,33	41,5	41,62	41,79	41,29	41,72	42,08	41,25	41,01
CaO	54,42	54,73	54,69	55,33	54,80	54,96	55,33	54,52	54,88	54,77
MnO	0,23	0,15	–	0,19	0,13	0,18	0,13	–	–	0,02
MgO	0,11	0,09	0,07	0,10	–	0,09	0,05	–	1,02	0,97
K ₂ O	0,18	0,24	0,09	–	0,15	0,10	–	0,07	0,05	–
F	3,80	3,60	3,96	3,50	3,59	3,76	3,03	3,58	3,43	3,69
Сумма	100,74	100,46	100,64	100,97	100,67	100,45	100,39	100,47	100,74	100,60
Сумма*	99,14	98,95	98,97	99,50	99,16	98,87	99,11	98,96	99,72	99,05
Sr, ppm	3643	1400	769	1534	1471	3660	3993	1954	718	645
Y	69,04	109,05	486,71	105,02	106,43	475,16	408,12	257,71	334,04	310,52
La	12,25	2,99	413,51	6,06	8,35	257,92	278,04	7,73	55,01	49,10
Ce	42,29	11,23	1072,12	18,66	23,55	639,09	700,05	38,65	212,34	168,92
Pr	7,31	2,12	133,54	3,12	3,87	82,35	91,15	8,24	36,43	42,80
Nd	60,89	18,37	746,64	24,59	25,76	451,09	506,73	76,51	262,63	240,31
Sm	36,89	11,87	209,91	15,31	14,99	159,97	155,15	48,30	99,89	101,42
Eu	10,48	2,25	58,70	4,77	3,26	35,64	39,69	6,34	17,82	14,87
Gd	84,74	30,45	381,00	38,04	35,04	373,00	368,00	104,38	197,70	178,50
Tb	23,67	21,78	25,14	12,46	25,38	25,62	21,28	11,27	12,92	13,45
Dy	22,13	15,88	104,61	19,26	22,76	97,53	95,55	69,95	68,28	59,09

№ зерна	№ 3006					№ 105		№ 1157	№ 1158	
	Ho	9,11	11,03	12,16	9,28	9,67	13,41	12,39	10,34	9,82
Er	9,53	13,28	59,25	11,68	11,07	66,41	52,13	28,47	37,77	36,39
Yb	16,65	20,09	167,00	15,24	14,09	68,22	59,33	31,26	49,10	43,90
ΣREE	405	270	3870	284	304	2745	2788	700	1094	1267
ΣLREE	170	49	2634	73	80	1626	1771	186	684	617
ΣHREE	166	112	749	106	118	644	609	256	376	339

Продолжение таблицы 1

Continuation of Table 1

№ зерна	№ 1158		№ 1214			№ 27-1				
	SiO ₂ , %	0,09	0,17	0,07	0,10	0,09	0,12	0,15	0,20	0,23
P ₂ O ₅	41,06	41,13	41,21	41,29	41,33	41,34	42,37	42,27	41,87	41,83
CaO	54,63	54,76	54,74	54,57	55,08	55,13	55,65	55,41	55,18	55,35
MnO	0,01	–	0,01	–	0,04	0,02	0,01	0,03	0,01	–
MgO	0,98	0,84	0,52	0,48	0,46	0,54	0,35	0,25	0,23	0,19
K ₂ O	–	0,12	–	0,09	0,05	–	0,08	0,03	–	–
F	3,51	3,45	3,48	3,35	3,28	3,12	2,05	1,98	2,42	2,06
Сумма	100,28	100,47	100,03	99,98	100,33	100,27	100,66	100,17	100,94	99,62
Сумма*	98,80	99,02	98,56	98,57	98,95	98,96	99,82	99,36	99,93	98,75
Sr, ppm	724	763	1928	1918	1945	1890	1592	1621	1609	1890
Y	251,41	395,86	160,51	154,13	171,21	159,73	807,84	823,19	812,73	755,94
La	64,80	62,50	1,94	2,07	2,12	1,71	16,68	16,97	14,89	16,01
Ce	223,13	247,14	5,50	6,98	5,95	6,99	73,10	65,40	87,10	79,60
Pr	31,90	37,89	1,14	1,95	1,47	1,09	15,32	17,05	10,99	14,13
Nd	278,07	213,12	10,19	13,09	8,15	11,09	134	147	117	123
Sm	89,98	97,95	6,04	8,97	5,78	7,34	98,47	85,80	102,10	107,40
Eu	18,02	15,04	2,31	4,08	3,31	1,99	44,88	48,09	39,75	50,08
Gd	120,00	222,5	17,31	19,10	10,90	12,70	194,04	158,90	177,30	168,40
Tb	15,84	11,93	2,41	2,93	3,99	3,09	21,18	23,07	22,98	20,95
Dy	67,94	57,63	25,61	30,09	23,80	25,92	152,72	148,90	135	149,40
Ho	10,56	8,99	6,00	7,05	5,98	7,14	27,52	25,02	28,54	26,99
Er	32,04	30,12	20,68	15,11	10,94	21,05	98,20	90,70	89,10	86,80
Yb	31,80	56,10	18,38	14,97	10,07	23,90	92,30	78,90	83,40	110,20
ΣREE	1235	1457	278	280	264	284	1776	1728	1721	1709
ΣLREE	706	674	27	37	27	30	382	380	372	390
ΣHREE	278	387	90	89	66	94	586	525	536	563

Примечание. Сумма* – сумма с поправкой на F.

Note. Sum* – sum adjusted for F.

Таблица 2

Микроэлементный состав отдельных доменов зерен апатита из метаморфических пород Приполярного Урала

Table 2

Microelement composition of individual domains of apatite grains from metamorphic rocks of the Subpolar Urals

№ зерна	№ 3006		№ 105		№ 1158				№ 1214	
	Светлая зона	Темная зона								
Sr, ppm	435	4068	2850	1358	1420	1542	1043	1501	892	343
Y	73,82	60,11	452,25	505,00	427,98	303,68	1886,29	142,30	669,77	1501,96
La	10,63	10,23	94,14	17,41	103,79	22,01	125,12	125,12	129,70	29,66
Ce	35,11	41,37	291,14	88,93	408,56	83,79	518,82	195,2	465,03	102,70
Pr	6,70	6,55	52,48	20,71	69,67	15,13	96,60	35,15	77,73	23,08
Nd	54,74	50,63	346,07	187,99	479,26	115,28	796,80	210,11	510,57	192,94
Sm	34,73	34,24	128,17	104,11	154,47	50,88	383,19	45,56	152,10	139,50
Eu	9,93	9,06	35,73	27,66	23,40	8,95	75,34	6,81	23,60	25,10
Gd	79,72	67,09	246,09	172,98	306,37	98,09	537,44	112,99	341,28	315,51
Tb	5,62	5,80	15,66	14,75	16,44	7,74	57,08	5,28	19,86	39,09
Dy	15,92	14,96	89,32	94,32	77,81	46,15	358,95	26,31	118,39	282,51
Ho	1,35	0,96	13,86	15,36	11,83	9,41	59,65	4,25	18,75	41,36
Er	7,39	7,50	50,38	57,22	51,61	36,54	222,46	18,13	66,03	138,82
Yb	15,00	13,84	61,96	70,03	66,69	45,34	252,03	21,36	75,10	147,45
Lu	1,75	1,63	7,80	8,31	8,15	5,69	30,22	2,80	9,18	17,56
U	1,21	1,07	0,54	0,73	0,90	2,04	1,10	1,20	1,45	13,51
Th	0,03	0,05	0,61	0,29	0,75	0,74	0,91	0,46	5,21	5,04

№ зерна	№ 3006		№ 105		№ 1158				№ 1214	
	Светлая зона	Темная зона								
Hf	2,93	2,75	18,49	19,77	14,28	9,21	76,30	4,42	23,35	61,43
ΣREE	353	324	1885	1385	2206	849	5400	951	2678	2997
ΣLREE	152	152	948	447	1239	296	1996	618	1359	513
ΣHREE	127	112	485	433	539	249	1518	191	649	982

Продолжение таблицы 2

Continuation of Table 2

№ зерна	№ 1214		№ 27-1							
	Светлая зона	Темная зона	Ядро	Край	Ядро	Край	Ядро	Край	Ядро	Край
Sr, ppm	961	1334	836	556	216	906	556	446	939	601
Y	455,63	179,62	533,59	617,78	299,21	561,51	1657,85	1943,70	1006,89	760,13
La	108,25	31,87	32,36	22,58	7,85	46,11	36,32	11,55	83,47	28,89
Ce	327,81	111,45	125,45	90,63	29,25	191,53	100,91	51,62	271,90	97,16
Pr	64,80	19,17	27,05	18,29	5,39	33,92	23,58	9,43	45,71	14,85
Nd	433,32	212,53	199,42	139,00	36,77	250,09	164,29	77,28	292,26	116,01
Sm	110,69	38,12	79,14	88,12	20,56	92,02	112,23	59,39	133,77	64,86
Eu	19,67	6,17	30,08	34,92	7,86	42,51	25,18	27,56	24,14	26,55
Gd	277,05	87,86	155,97	119,40	43,04	184,98	235,17	126,78	265,40	132,19
Tb	12,85	8,29	11,13	16,35	4,85	11,86	28,96	22,69	25,91	14,77
Dy	76,95	29,34	77,56	111,96	39,65	84,70	233,88	221,15	181,34	109,88
Ho	13,31	5,39	12,31	19,33	8,21	15,42	45,57	52,29	30,43	20,86
Er	51,63	21,68	49,23	69,71	29,12	63,64	154,18	189,76	108,06	68,63
Yb	63,76	27,51	45,54	63,82	26,81	65,68	142,72	151,54	123,44	60,89
Lu	7,70	3,42	5,55	7,62	3,28	8,01	17,32	17,82	13,61	6,74
U	1,20	2,15	0,87	1,60	0,21	1,68	57,38	1,31	4,75	157,04
Th	0,48	2,90	0,37	0,53	0,06	0,55	0,72	0,28	0,98	2,04
Hf	15,23	6,13	13,02	23,90	7,80	17,08	48,57	48,25	36,62	22,63
ΣREE	2024	782	1384	1420	562	1652	2979	2963	2606	1522
ΣLREE	1065	419	493	394	108	656	463	237	851	348
ΣHREE	503	183	357	408	155	434	858	782	748	414

Таблица 3

Индикаторные отношения для апатитов из метаморфических пород Приполярного Урала

Table 3

Indicator ratios for apatites from metamorphic rocks of the Subpolar Urals

№ зерна	Eu/Eu*	Ce/Ce*	La _N /Yb _N	№ зерна	Домен	Eu/Eu*	Ce/Ce*	La _N /Yb _N
№ 3006	0,55	1,29	0,53	№3006	Светлая зона	0,56	1,21	0,51
	0,40	1,25	0,14		Темная зона	0,56	1,52	0,53
	0,49	1,47	2,59	№ 105	Светлая зона	0,61	1,34	1,09
	0,71	1,28	0,29		Темная зона	0,63	1,17	0,18
№ 105	0,43	1,32	0,43	№ 1158	Светлая зона	0,32	1,53	1,70
	0,44	1,65	6,24		Темная зона	0,38	1,38	0,35
	0,85	1,43	3,36		Светлая зона	0,30	1,36	0,64
№ 1157	0,51	1,22	0,18		Темная зона	0,28	1,40	2,14
№ 1214	0,41	1,48	0,81	№ 1214	Светлая зона	0,35	1,04	0,14
	0,35	1,06	1,09		Темная зона	0,31	1,50	1,24
	0,57	1,43	1,41		Светлая зона	0,33	1,26	1,22
	0,34	1,59	0,75		Темная зона	0,32	1,10	0,83
№ 1214	0,63	1,03	0,08	№ 27-1	Ядро	0,81	1,28	0,51
	0,82	1,08	0,13		Край	1,04	1,13	0,25
	0,85	1,33	0,13		Ядро	0,79	0,37	0,21
	0,59	1,37	0,06		Край	0,98	1,48	0,50
№ 27-1	0,97	1,66	0,13		Ядро	0,46	1,34	0,20
	0,94	1,58	0,21		Край	0,94	0,77	0,05
	1,34	1,91	0,17		Ядро	0,38	2,75	0,48
	1,15	1,92	0,18		Край	0,66	1,27	0,68

Ядра представляют собой в различной степени окатанные обломки этого же минерала. Сохранность таких (дометаморфических) апатитов связана с тем, что при низкотемпературном проградном метаморфизме не всегда могла происходить их полная перекристаллизация. Как отмечает ряд исследователей, новообразованный или перекристаллизованный метаморфический апатит становится преобладающим только в относительно высокотемпературных зонах зеленосланцевой фации [Nutman, 2007; Henrichs et al., 2019].

Поэтому далее при анализе морфологических и химических особенностей апатита из сланцев пуйвинской свиты, связанные с проградным метаморфизмом пород, мы будем учитывать данные по краевым частям зерен. На CL-снимках краевые части зерен апатита обнаруживают зональность (рис. 2, *i-l*). При этом внешние части зон новообразованных оторочек обычно более темные, чем внутренние, примыкающие к ядрам. В новообразованных доменах зерен апатита отмечаются включения кварца, циркона, алланита, мусковита, рутила, титанита, калиевого полевого шпата (рис. 3, *e, f*). В нашем предыдущем исследовании [Пыстина, 2022] существенные различия в содержании фтора в апатите из пород пуйвинской свиты в сравнении с содержанием этого элемента в апатитах из подстилающих пород не были обнаружены. Очевидно, это обусловлено тем, что не было учтено наличие реликтовых ядер в анализируемых «пуйвинских» апатитах. Повторное определение фтора из краевых частей четырех зерен из пробы 27-1 (табл. 1) показало вариации содержания этого элемента в интервале 1,98–2,42 мас. % при среднем содержании по 4 анализам – 2,13 мас.%. Таким образом, апатиты, сформировавшиеся при проградном зеленосланцевом метаморфизме, также относятся к фторапатитам, но характеризуются пониженным содержанием этого элемента.

По данным табл. 1, 2 содержание Sr колеблется в интервале 446–1890 ppm (среднее по 8 анализам – 1153 ppm), Y – 562–1944 ppm (среднее по 8 анализам – 885 ppm), U – 1,31–1,68 ppm (среднее по 3 анализам – 1,53 ppm без учета аномально высокого содержания U в краевой части зерна апатита № 30), Th – 0,28–2,04 ppm (среднее по 4 анализам – 0,94 ppm), Hf – 17,08–48,25 (среднее по 4 анализам – 27,97 ppm). ΣREE – 1420–2963 ppm (среднее по 8 анализам – 1811 ppm).

Отмечается очень слабое фракционирование LREE к тяжелым – La_N/Yb_N 0,05–0,68, Апатиты характеризуются положительными Ce аномалиями ($Ce/Ce^* - 1,58-1,92$). Eu аномалии, за исключением одного анализа (табл. 3) имеют положительные или

слабо отрицательные значения: $Eu/Eu^* - 0,94-1,34$ (см. табл. 3).

Обсуждение результатов

Апатиты из высокотемпературных метаморфических пород и продуктов их диафтореза (няртинский комплекс, «маньхобеинская» и шокуринская свиты), с одной стороны, и низкотемпературных метаморфитов – продуктов проградного метаморфизма (пуйвинская свита) – с другой, отличаются морфологическими особенностями, которые связаны с разными условиями метаморфизма пород. В апатитах из пород пуйвинской свиты в отличие от «высокотемпературных» апатитов отсутствуют дополнительные грани {2131}, {2021}. Их появление связывается с внешними факторами – составом расплава или раствора и обстановкой кристаллизации [Путивцева, 1985]. Кроме того в сланцах пуйвинской свиты зерна апатита содержат относительно изометричные, иногда округлые ядра, представляющие собой в различной степени окатанные обломки этого же минерала.

Апатит с перламутровым отливом, который, наряду с обычным, обнаружен в частично диафторированных породах няртинского комплекса, а также повсеместно в породах «маньхобеинской» и шокуринской свит, вероятнее всего, обязан своему появлению процессам низкотемпературного диафтореза. Такое предположение представляется наиболее предпочтительным, поскольку в сильно диафторированных породах шокуринской свиты и в «маньхобеинской свите» количество его значительно выше, чем в слабодиафторированных породах няртинского комплекса. В отдельных пробах из низкотемпературных диафторитов такие апатиты составляют более 90% от общего содержания этого минерала [Пыстина, 2022]. Наличие параллельной трещиноватости в зернах апатита с перламутровым оттенком, а также значительное уменьшение в них минеральных включений дают основание считать, что эти особенности внутреннего строения отмеченных разновидностей апатита также связаны с процессами диафтореза пород.

Наличие каемок монацита в апатите, вероятно, связано с частичным плавлением пород при высокотемпературном метаморфизме. Подобные монацитовые каемки описаны в зернах апатита из тоналитовых гнейсов комплекса Лимпопо, где их образование связывается с процессами гранитизации [Сафонов и др., 2019]. Появление новообразований монацита в апатите из богатых H_2O пород (метапелитов), которые испытали частичное плавление во время высокотемпературного метаморфизма, может быть объяснено, как это предполагают Д. Харлов и соавт. [Harlov et al.,

2007], с перераспределением REE из-за щелочных флюидов, вытесненных во время кристаллизации силикатного расплава. REE могут включаться в структуру апатита или удаляться из нее посредством сопряженных реакций замещения: $REE^{2+} + Na^+ = 2Ca^{2+}$ и $REE^{3+} + Si^{4+} = P^{5+} + Ca^{2+}$ [Pan, Fleet, 2002; Hughes, Rakovan, 2015] и могут, например, быть удалены из апатита с образованием других минералов, содержащих REE, таких как монацит [(Ce, La, Nd, LREE) PO₄] [Harlov, 2015].

Апатиты отличаются степенью проявления оптической неоднородности (и зональности). В высокотемпературных породах (гнейсах няргинского комплекса) встречаются слабозональные относительно однородные апатиты, характеризующиеся в CL-изображениях светлой окраской (см. рис. 2, *a, b*). Краевые части обнаруживают более темную окраску, но ширина их относительно небольшая и темные зоны проявлены фрагментарно (рис. 2, *d*). В диафторированных породах апатиты преимущественно оптически неоднородны (рис. 2, *e-h*). В некоторых случаях можно предполагать наличие концентрической ростовой зональности (рис. 2, *h*). Но чаще внутреннее строение минерала выглядит сложным и не закономерным. Соотношение светлых и темных зон, их контрастность и взаимное расположение сильно варьируют. Темные зоны занимают как краевые части зерен, так и центральные участки и часто имеют «неправильные» очертания.

Образование мозаичной неоднородности в апатитах, как было показано выше, скорее всего, связано с неполной перекристаллизацией минерала при ретроградных преобразованиях, последовавших за высокотемпературным метаморфизмом пород.

В апатитах из низкотемпературных проградно метаморфизованных пород – сланцев пуйвинской свиты с их метаморфизмом связана только кристаллизация оторочек зерен, окаймляющих дометаморфические ядра. Они также обнаруживают зональность (рис. 2, *i-l*). При этом на CL-снимках краевые части зон новообразованных оторочек обычно более темные, чем внутренние, примыкающие к ядрам. В свою очередь, ядра на CL-снимках могут иметь как светлую, так и темную окраску или же обнаруживают оптическую неоднородность, иногда со сложной конфигурацией отдельных зон.

Установленные различия в характере оптической неоднородности (и зональности), а также наличие или отсутствие в минерале ядер дометаморфического апатита можно использовать для разделения низкотемпературных метаморфических образований – продуктов проградного и ретроградного метаморфизма.

Все апатиты из различно метаморфизованных пород рассматриваемого региона относятся к фторапа-

титам. Апатиты из высокотемпературных метаморфитов отличаются от апатитов из низкотемпературных метаморфитов – продуктов проградного метаморфизма более высоким содержанием этого элемента: 2,85–4,82 и 1,98–2,42 мас. % соответственно. Увеличение содержания фтора во фторапатитах с увеличением степени метаморфизма объясняется меньшей подвижностью фтора во флюиде в сравнении с другими галоген-гидроксильными соединениями [Spear, Josept, 2002; Kusebauch et al., 2015]. При региональном метаморфизме с повышением температуры происходит «обезвоживание» пород, что, по-видимому, приводит к относительному накоплению этого элемента во флюиде. Содержание фтора в апатите из высокотемпературных метаморфитов и продуктов их ретроградного изменения сопоставимо. Это указывает на то, что при диафторезе не происходит заметное перераспределение данного элемента в рассматриваемом минерале.

Апатиты из высокотемпературных частично диафторированных пород (гнейсов няргинского комплекса) разделяются на две группы по сумме РЗЭ и содержанию отдельных микроэлементов (см. табл. 1, 2). Три зерна апатита (табл. 1, пр. № 3006), которые условно выделяем в первую группу, характеризуются высоким содержанием РЗЭ (2743–3872 ppm). К ним же может быть отнесено зерно пробы № 105 (табл. 2) с содержанием РЗЭ в его центральной части – 1885 ppm. Эти же зерна отличаются повышенным содержанием иттрия. Остальные зерна апатита (вторая группа) отличаются существенно более низким содержанием РЗЭ (270–700 ppm). Особенно наглядно геохимические различия названных групп апатитов проявляются на мультиэлементных (РЗЭ+Sr) спектрах, нормированных по хондриту (рис. 4, *a*). Первая группа отличается от второй повышенными содержаниями легких РЗЭ, а также отчетливо выраженным Sr минимумом.

Вероятно, эти зерна апатита в наименьшей степени затронуты процессами ретроградного преобразования пород. При сравнении полученных спектров для апатитов няргинского комплекса (рис. 4, *a*) с опубликованными спектрами составов РЗЭ апатитов, нормированных по хондриту из высокотемпературных метаморфических пород разных районов (рис. 4, *f*), видно, что только апатиты первой группы могут интерпретироваться как минералы высокотемпературных метаморфических образований. Стронциевый минимум, так же как и отрицательная Eu аномалия, связаны с более ранней кристаллизацией полевого шпата в сравнении с апатитом как при высокотемпературном проградном метаморфизме, так и при гранитизации пород [O'Sullivan et al., 2020].

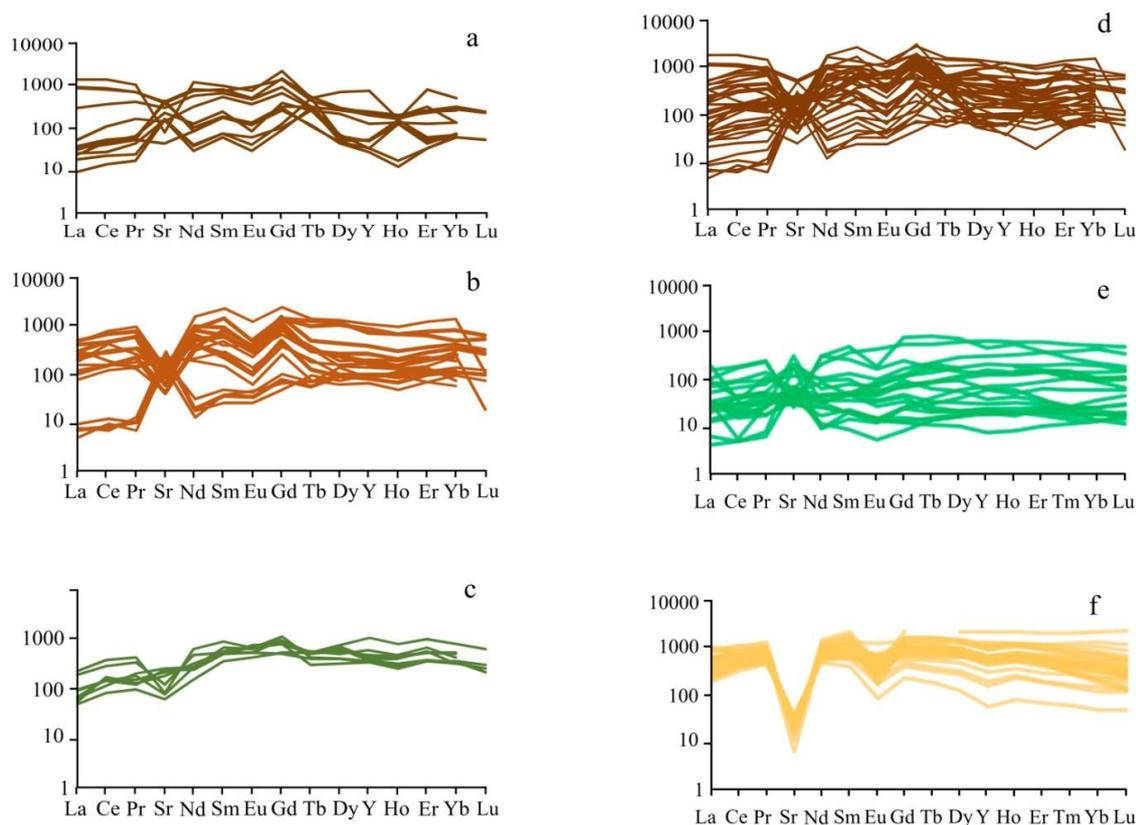


Рис. 4. Мультиэлементные графики REE+Sr апатитов, нормированных по хондриту из метаморфических пород Приполярного Урала

a – няртинский комплекс, b – низкотемпературные диафториты («маньхобейнская» и шокурьинская свиты), c – пуйвинская свита, d – обобщенный график для метаморфизованных пород Приполярного Урала, e – слабо- и среднетемпературные метаморфические породы и метасоматические образования (n = 235), f – высокотемпературные метаморфические породы и лейкосомы (n = 159). Источники данных: a–d – наши данные, e – по [Chu et al., 2009; El Korh et al., 2009; Henrichs et al., 2018, Nishizawa et al., 2018, f – по Bea, Montero, 1999; Belousova et al., 2002; Nutman, 2007; Henrichs et al., 2018]

Fig. 4. Multi-element REE+Sr plots of chondrite-normalized apatites from metamorphic rocks of the Subpolar Urals

a – Nyartinsky complex, b – low-temperature diaphthorites (“Mankhobeinskaya” and Shchokuryinskaya suites), c – Puivinskaya suite, d – generalized plot for metamorphosed rocks of the Subpolar Urals, e – low- and medium-temperature metamorphic rocks and metasediments (n = 235), f – high-temperature metamorphic rocks and leucosomes (n = 159). Data sources: a–d – our data, e – after [Chu et al., 2009; El Korh et al., 2009; Henrichs et al., 2018, Nishizawa et al., 2018, f – according to [Bea, Montero, 1999; Belousova et al., 2002; Nutman, 2007; Henrichs et al., 2018]

Для второй группы в отличие от первой характерен стронциевый максимум. Особенности микроэлементного состава второй группы апатитов (уменьшение содержания легких РЗЭ и относительное повышение содержания Sr), вероятно, связаны с перераспределением этих элементов между апатитом и полевым шпатом при диафторезе пород.

Аналогичная картина наблюдается при анализе геохимических данных, полученных по апатитам из низкотемпературных диафторитов (сланцев «маньхобейнской» и шокурьинской свит), включая наличие разнонаправленных Sr аномалий на мультиэлементных спектрах, нормированных по хондриту (см. табл. 1, 2, рис. 4, b).

Наличие «высокотемпературных апатитов» в низкотемпературных диафторитах может объясняться тем, что при диафторезе не происходит полной перекристаллизации этого минерала и могут сохраняться геохимические метки, приобретенные им при высокотемпературном метаморфизме и гранитизации пород. Судя по локальным анализам отдельных доменов апатитовых зерен (см. табл. 2, пр. № 1158, № 1214), повышенными содержаниями легких РЗЭ характеризуются светлые зоны (на CL-изображениях) минерала. Очевидно, они принадлежат относительно высокотемпературным реликтовым участкам зерен апатита.

Апатиты из пород низкотемпературного проградного метаморфизма (пуйвинской свиты) отличаются от вышеописанных апатитов отсутствием или менее выраженными Sr и Eu минимумами (см. рис. 4, *c*).

Суммарные спектры РЗЭ и Sr, нормированных по хондриту, полученные для всех апатитов из метаморфических образований рассматриваемого нами района (рис. 4, *d*), сопоставимы с соответствующими спектрами этих элементов для апатитов из метаморфических и метасоматических пород, заимствованных из опубликованных источников (рис. 4, *e*).

Они близки по общему интервалу содержаний РЗЭ (особенно легких), по характерной разнонаправленной ориентировке Sr аномалий и по наличию отрицательных Eu аномалий. Кроме того, в спектре (рис. 4, *e*) видны отдельные составляющие, в которых слабо выражены или отсутствуют Eu аномалии, аналогичные тем, которые получены для апатитов пуйвинской свиты.

В то же время спектры РЗЭ апатитов из пород няртинского комплекса и комплексов низкотемпературных диафторитов (рис. 4, *a, b*) отличаются от приведенных выше объектов сравнения (рис. 4, *e, f*) более изменчивым и сложным распределением РЗЭ, а также пониженным содержанием тяжелых РЗЭ и Y. Такая особенность распределения микроэлементов может быть объяснена тем, что при низкотемпературном преобразовании пород низкие скорости реакции приводят к химическому неравновесию и, как отмечают некоторые исследователи, зерна апатита из одних и тех же образцов могут демонстрировать различия в содержании отдельных микроэлементов на порядки (например, [Gaweda et al., 2018]).

Относительно низкие содержания тяжелых РЗЭ и Y могут быть также связаны с минералогическим составом пород. Изученные нами высокотемпературные метаморфиты в своем составе содержат гранат, который может концентрировать названные элементы. Так, как уже было отмечено выше, снижение содержания тяжелых РЗЭ и Y установлено Ф. Беа и П. Монтеро [Bea, Montero, 1999] при изучении характера перераспределения микроэлементов в апатите при прогрессивном метаморфизме от средних ступеней до гранулитовой фации и частичном плавлении метапелитов зоны Ивреа-Вербано на северо-западе Италии.

На графике Sr/Y – Σ LREE (рис. 5), где на большом фактическом материале, собранном из литературных источников, выделены поля составов апатитов из различных магматических и метаморфических пород, почти все фигуративные точки составов изученных нами апатитов расположились в полях метаморфических образований. При этом апатиты из пород няр-

тинского комплекса (в различной степени диафторированных) и низкотемпературных диафторитов на этом графике не разделяются. Это может быть подтверждением представления об общности метаморфической истории пород, подстилающих пуйвинскую свиту (няртинского комплекса, «маньхобеинской») и цокурьянской свиты).

Смещение фигуративных точек составов зерен апатита в северо-западный квадрант графика может служить подтверждением того, что они были частично перекристаллизованы именно при низкотемпературном диафторезе, поскольку при низкотемпературной перекристаллизации ранее образованных зерен апатита РЗЭ и Y не полностью сохраняются в новообразованном минерале [Harlov, 2015].

В контуре расположения точек составов апатитов из высокотемпературных метаморфитов и диафторитов по ним находятся также фигуративные точки ядер апатитов из низкотемпературных проградно метаморфизованных пород. При этом все они располагаются в поле высокометаморфизованных пород и продуктов их частичного плавления. Из этого следует, что метаморфические породы, подстилающие пуйвинскую свиту, могли быть источником терригенного материала при ее формировании.

Точки составов краевых частей зерен апатита из вышеуказанной свиты на графике Sr/Y – Σ LREE располагаются в области нерасчлененных низко- и среднетемпературных метаморфитов и метасоматических пород.

Расположение нескольких фигуративных точек составов апатитов из метаморфитов няртинского комплекса и диафторитов в поле гранитов I-типа и основных магматических пород вряд ли дает основание подвергать сомнению метаморфогенное происхождение минерала; схожесть содержаний и соотношений РЗЭ в апатитах из высокотемпературных метаморфических пород и гранитоидов отмечается многими исследователями (например, [Chu et al., 2009]).

Таким образом, сравнение состава апатитов из высокотемпературных и низкотемпературных проградно метаморфизованных пород Приполярного Урала (няртинского комплекса и пуйвинской свиты соответственно) показывает, что с повышением степени метаморфизма в этом минерале увеличивается количество F и РЗЭ (особенно легких). На графиках распределения РЗЭ, нормированных по хондриту, высокотемпературные апатиты отличаются от апатитов из низкотемпературных проградно метаморфизованных пород повышенным содержанием легких РЗЭ и разным знаком Eu аномалий: для первых характерны отчетливые отрицательные Eu аномалии, для вторых – положительные или слабо отрицательные.

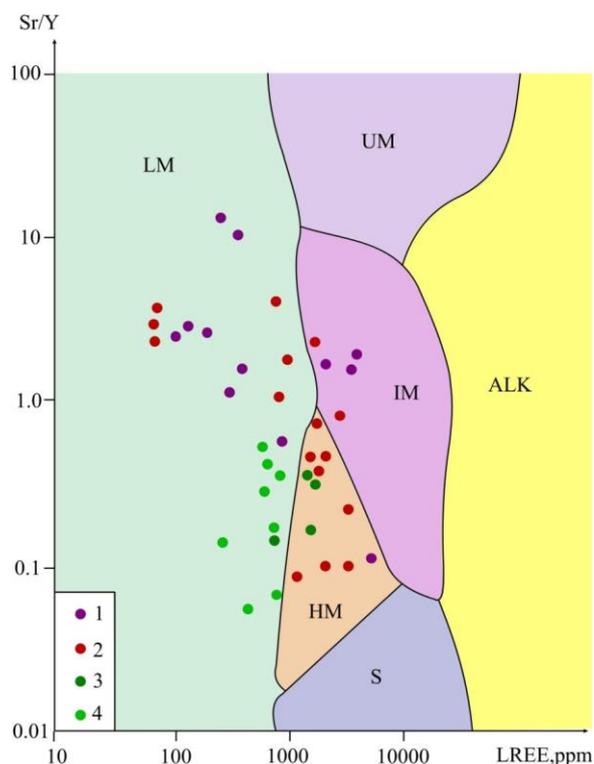


Рис. 5. График зависимости Sr/Y от Σ LREE, нормированных по хондриту, в апатитах из метаморфических пород Приполярного Урала

1–4 – фигуративные точки составов зерен апатита из пород: 1 – няртинского комплекса, 2 – низкотемпературных диафторитов («маньхобеинской» и щокурыйинский свит), 3 – пуйвинской свиты. Поля выделены по [O’Sullivan et al., 2020]: ALK – магматические породы, богатые щелочью, IM – гранитоиды I типа и основные магматические породы, LM – низко- и среднетемпературные метаморфические породы и метасоматические образования, HM – частичные расплавы/лейкосомы/высокотемпературные метаморфические породы, S – гранитоиды S типа и «кислые» гранитоиды I типа с высоким индексом насыщения алюминием (ASI), UM – ультраосновные породы

Fig. 5. Plot of Sr/Y versus Σ LREE normalized to chondrite, in apatites from metamorphic rocks of the Subpolar Urals

1–4 – figurative points of the composition of apatite grains from rocks: 1 – Nyartinsky complex, 2 – low-temperature diaphthorites («Mankhobeinskaya» and Shchokuryinskaya suites), 3 – Puivinskaya suite. Fields are allocated according to [O’Sullivan et al., 2020]: ALK – alkali-rich igneous rocks, IM – type I granitoids and mafic igneous rocks, LM – low- and medium-temperature metamorphic rocks and metasomatic formations, HM – partial melts/leucosomes/high-temperature metamorphic rocks, S – S-type granitoids and “acid” type I granitoids with a high aluminum saturation index (ASI), UM – ultramafic rocks

Влияние процессов диафтореза на состав апатитов однозначно оценить трудно из-за разной степени перекристаллизации минералов при низкотемпературном преобразовании пород и, по-видимому, сохранению во многих случаях реликтовых геохимических меток, приобретенных этим минералом на более ранних стадиях кристаллизации.

Анализ спектров (РЗЭ+Sr) апатитов, нормированных по хондриту, с учетом приведенных выше данных по морфологическим особенностям, внутреннему строению зерен минерала, наличию и составу минеральных включений, дает возможность предполагать, что верхняя часть спектра (с повышенным содержанием легких РЗЭ и четко выраженным Sr минимумом) принадлежит высокотемпературным апати-

там, а нижняя часть (с пониженным содержанием легких РЗЭ и положительной Sr аномалией) – в различной степени перекристаллизованным апатитам при низкотемпературном диафторезе.

Из приведенных выше данных следует, что при диафторезе пород в апатите снижается содержание легких РЗЭ и повышается отношение Sr/Y. При этом отрицательные Eu аномалии, характерные для высокотемпературных апатитов, сохраняются.

Заключение

Сравнение состава акцессорного апатита из различно метаморфизованных пород докембрийского разреза Приполярного Урала (продуктов проградного метаморфизма зеленосланцевой и амфиболитовой

фаций, низкотемпературных диафторитов по метаморфитам амфиболитовой фации) показало, что с повышением степени метаморфизма в этом минерале увеличивается количество F и P3Э (особенно легких). Высокотемпературные апатиты также отличаются от апатитов из низкотемпературных проградно метаморфизованных пород разным знаком Eu аномалий на спектрах P3Э, нормированных по хондриту: для первых характерны отрицательные Eu аномалии, для вторых – преимущественно их отсутствие.

Изменение состава апатита при диафторезе заключается в уменьшении содержания легких P3Э, увеличении отношения Sr/Y и в смене знака Sr аномалий на спектрах распределения P3Э и Sr, нормированных по хондриту, с отрицательной на положительную. В то же время эти изменения могут быть выражены незначительно, поскольку даже в случае полного замещения первичных метаморфических минеральных парагенезисов новообразованными низкотемпературными минералами апатит испытывает только частичную перекристаллизацию и не утрачивает полностью геохимические свойства, приобретенные им на более

ранних стадиях кристаллизации. В частности, апатиты из диафторитов, так же как и из высокотемпературных метаморфитов, характеризуются повышенным содержанием F и наличием отрицательных Eu аномалий. Этим они отличаются от апатитов из низкотемпературных пород – продуктов проградного метаморфизма, в составе которых ниже содержание F, а Eu аномалии положительные или слабо отрицательные.

Важным результатом для геологической практики может служить то, что по микроэлементному составу, а также некоторым морфологическим особенностям акцессорного апатита (присутствию детритовых ядер в апатитах из проградно метаморфизованных низкотемпературных пород, наличию перламутрового блеска и включений монацита в апатитах из низкотемпературных диафторитов и др.) можно уверенно отличать продукты проградного низкотемпературного метаморфизма от ретроградно измененных метаморфических пород, которые часто визуально не различимы, что может приводить к ошибкам при геологическом картировании и проведении региональных геологических исследований.

Список источников

- Багдасарян Т.Э., Гайдук А.В., Хубанов В.Б., Латышев А.В., Веселовский Р.В.** Первые результаты трекового датирования апатита с применением LA-ICP-MS из кровли фундамента Сибирской платформы (Непско-Ботуобинская антеклиза) // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2023. Т. 510, № 2. С. 39–43.
- Бочарникова Т.Д., Холоднов В.В., Шагалов Е.С.** Состав минералов (апатит, магнетит, ильменит и др.) как отражение процессов формирования рудных тел и расслоенности в Кусинской габбровой интрузии (Южный Урал). Литосфера. 2019. Т. 19, № 4. С. 533–557.
- Ветров Е.В., Буслев М.М., Де Г.И.** Эволюция тектонических событий и рельефа юго-восточной части Горного Алтая в позднем мезозое–кайнозое по данным трековой термохронологии апатита // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 1. С. 125–142.
- Гордиенко В.В.** Типоморфизм химического состава граната и апатита в гранитных пегматитах // Вопросы геохимии и типоморфизм минералов. 2008. № 6. С. 114–128.
- Денисова Ю.В.** Термометрия апатита из гранитов Николайшорского массива (Приполярный Урал // Материалы Всероссийской научной конференции. Екатеринбург : ИГГ УрО РАН, 2018. С. 61–63.
- Иванов А.И., Журавлев В.А., Кравченко А.А., Лоскутов Е.Е.** Типоморфизм апатитов Медвежьего, Юхтинского и Джелтулинского мезозойских щелочных массивов (Южная Якутия) // Геология и полезные ископаемые Северо-Востока России: Материалы 8-й Всесоюз. Рос. науч.-практ. конф. Т. 2. Якутск : Издательство СВФУ, 2018. С. 71–75.
- Краснобаев А.А., Холоднов В.В.** Редкоземельные элементы в апатитах и цирконах из гранитоидов и метаморфитов гнейсово-мигматитовых комплексов Урала и их петрологическая информативность // Кристаллохимические особенности силикатных минералов Урала. Свердловск : УНЦ АН СССР, 1981. С. 14–40.
- Попвасев К.С.** Минералогия и P-T условия образования амфиболитов няринского метаморфического комплекса и маньхобейнской свиты Приполярного Урала // Вестник Пермского университета. Геология. 2022. Т. 21, № 3. С. 216–228.
- Путивцева Н.В.** Морфология апатита // Известия вузов. Геология и разведка. 1985. № 2. С. 31–37.
- Пыстин А.М.** Карта метаморфизма Приполярного и южной части Полярного Урала // Серия препринтов «Научные доклады». Сыктывкар : Коми НЦ УрО АН СССР, 1991. 20 с.
- Пыстин А.М., Пыстина Ю.И.** Геологическая позиция и возраст маньхобейнской свиты (RF₁?) на Приполярном Урале // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2018а. № 9. С. 3–9.
- Пыстин А.М., Пыстина Ю.И.** Геологическая позиция и возраст щокурьинской свиты на Приполярном Урале // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2018б. № 10. С. 3–9.
- Пыстин А.М., Пыстина Ю.И.** Докембрий Приполярного Урала: хроностратиграфический аспект // Труды Карельского научного центра РАН. Геология докембрия. 2019. Т. 7, № 2. С. 34–52.
- Пыстин А.М., Пыстина Ю.И., Хубанов В.Б.** Первые результаты U-Pb датирования детритовых цирконов из базальных отложений верхнего докембрия Приполярного Урала // Доклады Российской академии наук. 2019. Т. 488, № 2. С. 54–57.
- Пыстина Ю.И., Пыстин А.М., Хубанов В.Б.** Нижний докембрий в структуре палеозойа на Приполярном Урале // Доклады Российской академии наук. 2019. Т. 486, № 5. С. 572–576.
- Пыстина Ю.И.** Типоморфизм апатитов метаморфических пород северной части Приполярного Урала // Известия Коми НЦ УрО РАН. Науки о Земле. 2022. № 2. С. 55–63.

- Савко К.А., Пилюгин С.М., Новикова М.А.** Состав апатита из пород разного возраста железисто-кремнистых образований Воронежского кристаллического массива как индикатор флюидного режима метаморфизма // Вестник Воронежского государственного университета. Геология. 2007. № 2. С. 78–93.
- Сафонов О.Г., Бутвина В.Г., Лиманов Е.В., Косова С.А.** Минеральные индикаторы реакций с участием солевых компонентов флюидов в глубокой литосфере // Петрология. 2019. Т. 27, № 5. С. 525–556.
- Соболев А.В., Батанова В.Г.** Мантийные лерцолиты офиолитового комплекса Троодос, о-в Кипр: геохимия клинопироксена // Петрология. 1995. Т. 3, № 5. С. 487–495.
- Стратиграфические** схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Уралгеолком, 1993. 152 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Рыбина Н.В.** Обманщик-апатит – уникальный индикатор материнских горных пород и руд, а также петро-, лито- и рудогенеза // Уральский геологический журнал. 2022. № 1. С. 3–88.
- Abdullin F., Solé J., Solari L., Shchepetilnikova V., Meneses-Rocha J.J., Pavlina N., Rodríguez-Trejo A.** Single-grain apatite geochemistry of Permian–Triassic granitoids and Mesozoic and Eocene sandstones from Chiapas, southeast Mexico: implications for high pressure and temperature: implications for the F and Cl content of high P-T fluids // Earth Planet Sci. Lett. 2016. V. 117. P. 251–263.
- Antignano A., Manning C.E.** Fluorapatite solubility in H₂O and H₂O–NaCl at 700 to 900 °C and 0.7 to 2.0 GPa // Chemical Geology. 2008. V. 251. P. 112–119.
- Bea F., Montero P.** Behavior of accessory phases and redistribution of Zr, REE, Y, Th, and U during metamorphism and partial melting of metapelites in the lower crust: an example from the Kinzigite Formation of Ivrea-Verbanò, NW Italy // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1999. V. 63 (7–8). P. 1133–1153.
- Belousova E.A., Walters S., Griffin W.L., O'Reilly S.Y.** Trace-element signatures of apatites in granitoids from the Mt Isa Inlier, Northwestern Queensland // Australian Journal of Earth Sciences. 2001. V. 48. P. 603–619.
- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.L.** Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2002. V. 143 (5). P. 602–622.
- Bingen B., Demaiffe D., Hertogen J.** Redistribution of rare earth elements, thorium, and uranium over accessory minerals in the course of amphibolite to granulite facies metamorphism: the role of apatite and monazite in orthogneisses from southwestern Norway // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1996. V. 60. P. 1341–1354.
- Brenan J.M.** Partitioning of fluorine and chlorine between apatite and aqueous fluids at high pressure and temperature: implications for the F and Cl content of high P-T fluids // Earth and Planetary Sciences Letters. 1993. V. 117. P. 251–263.
- Carrapa B., DeCelles P.C., Reiners P.W., Gehrels G.E., Sudo M.** Apatite triple dating and white mica ⁴⁰Ar/³⁹Ar thermochronology of syntectonic detritus in the Central Andes: A multiphase tectonothermal history // Geology. 2009. V. 37 (5). P. 407–410.
- Chu M.F., Wang K.L., Griffin W.L., Chung S.L., O'Reilly S.Y., Pearson N.J., Iizuka Y.** Apatite Composition: Tracing Petrogenetic Processes in Transhimalayan Granitoids // Journal of Petrology. 2009. V. 50 (10). P. 1829–1855.
- Danisk M.** Integration of fission-track thermochronology with other geochronologic methods on single crystals // Fission-track thermochronology and its application to geology. Cham : Springer, 2019. P. 93–108.
- El Korh A., Schmidt S.T., Ulianov A., Potel S.** Trace element partitioning in hp-lt metamorphic assemblages during subduction-related metamorphism, Ile de Groix, France: a Detailed LA-ICPMS Study // Journal of Petrology. 2009. V. 50 (6). P. 1107–1148.
- Enkelmann E., Ehlers T.A., Buck G., Schatz A.K.** Advantages and challenges of automated apatite fission track counting // Chemical Geology. 2012. V. 322–323. P. 278–289.
- Gawęda A., Szopa K., Chew D.M., Gary J., O'Sullivan G.J., Burda J., Klötzli U., Golonka J.** Variscan post-collisional cooling and uplift of the Tatra Mountains crystalline block constrained by integrated zircon, apatite and titanite LA-(MC)-ICP-MS U-Pb dating and rare earth element analyses // Chemical Geology. 2018. V. 484. P. 191–209.
- Harlov D.E., Forster H.J., Nijland T.G.** Fluid-induced nucleation of (Y + REE)-phosphate minerals within apatite: nature and experiment. Part I Chlorapatite // American Mineralogist. 2002. V. 87. P. 245–261.
- Harlov D.E., Forster H.J.** Fluid-induced nucleation of REE phosphate minerals in apatite: nature and experiment. Part II. Fluorapatite // American Mineralogist. 2003. V. 88. P. 1209–1229. doi: 10.2138/am-2003-8-905
- Harlov D.E., Wirth R., Forster H.J.** An experimental study of dissolution-precipitation in fluorapatite: fluid infiltration and the formation of monazite // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2005. V. 150. P. 268–286. doi: 10.1007/s00410-005-0017-8
- Harlov D.E., Wirth R., Hetherington C.J.** The relative stability of monazite and huttonite at 300–900 °C and 200–1000 MPa: Metasomatism and the propagation of metastable mineral phases // American Mineral. 2007. V. 92. P. 1652–1664. doi: 10.2138/am.2007.2459
- Harlov D.E., Wirth R., Hetherington C.J.** Fluid-mediated partial alteration in monazite: the role of coupled dissolution–precipitation in element redistribution and mass transfer // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2011. V. 162. P. 329–348. doi: 10.1007/s00410-010-0599-7.
- Harlov D.E.** Apatite: A fingerprint for metasomatic processes // Elements. 2015. V. 11. P. 171–176.
- Henrichs I.A., O'Sullivan G.J., Chew D.M., Mark C., Babechuk M.G., McKenna C., Emo R.** The trace element and U-Pb systematics of metamorphic apatite // Chemical Geology. 2018. V. 483. P. 218–238.
- Henrichs I.A., Chew G.J., O'Sullivan G.J., Mark C., McKenna C., Guyett P.** Trace-element (Mn-Sr-Y-Th-REE) and U-Pb isotope systematics of metamorphic apatite during progressive greenschist- to amphibolite-facies Barrovian metamorphism // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2019. V. 20 (8). P. 4103–4129.
- Horie K., Hidaka H., Gauthier-Lafaye F.** Elemental distribution in apatite, titanite and zircon during hydrothermal alteration: Durability of immobilization mineral // Physics and Chemistry of the Earth. 2008. V. 33. P. 962–968.
- Hughes J.M., Rakovan J.F.** Structurally robust, chemically diverse: apatite and apatite supergroup minerals // Elements. 2015. V. 11. P. 165–170.
- Jepson G., Carrapa B., George S.W.M., Triantafyllou A., Ega S.M., Constenius K.N., Gehrels G.E., Ducea M.N.** Resolving mid- to upper-crustal exhumation through apatite petrochronology and thermochronology // Chemical Geology. 2021. V. 565 (1):120071. doi: 10.1016/j.chemgeo.2021.120071
- Jung S., Hellebrand E.** Textural, geochronological and chemical constraints from polygenetic titanite and monogenetic apatite from a mid-crustal shear zone: An integrated EPMA, SIMS, and TIMS study // Chemical Geology. 2007. V. 241 (1–2). P. 88–107.

- Kusebauch C., John T., Whitehouse M. J., Engvik A.R.** Apatite as probe for the halogen composition of metamorphic fluids (Bamble Sector, SE Norway) // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2015. V. 170. P. 1–20.
- Malusà M.G., Fitzgerald P.G.** (Eds.). *Fission-Track Thermochronology and its Application to Geology*. Cham : Springer, 2019. 393 p.
- Mao M., Rukhlov A.S., Rowins S.M., Spence J., Coogan L.A.** Apatite trace elements compositions: A robust new tool for mineral exploration // *Economic Geology*. 2016. V. 111. P. 1187–1222.
- McDonough W.F., Sun S.S.** The composition of the Earth // *Chemical Geology*. 1995. V. 120. P. 223–253.
- Nishizawa M., Takahata N., Terada K., Komiya T., Ueno Y., Sano Y.** Rare-earth element, lead, carbon, and nitrogen geochemistry of apatite-bearing metasediments from the similar to 3.8 Ga Isua supracrustal belt, West Greenland // *International Geology Review*. 2018. V. 47 (9). P. 952–970.
- Nutman A.P.** Apatite recrystallisation during prograde metamorphism, Cooma, southeast Australia: implications for using an apatite – graphite association as a biotracer in ancient metasedimentary rocks // *Australian Journal of Earth Sciences*. 2007. V. 54. P. 1023–1032.
- O’Sullivan G.J., Chew D.M., Samson S.D.** Detecting magma-poor orogens in the detrital record // *Geology*. 2016. V. 44. P. 871–874.
- O’Sullivan G.J., Chew D. M., Morton A.C., Mark C., Henrichs I.A.** Antegrated Apatite Geochronology and Geochemistry Tool for Sedimentary Provenance Analysis // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2018. V. 19 (4). P. 1309–1326.
- O’Sullivan G.J., Chew D., Kenny G., Henrichs I., Mulligan D.** The trace element composition of apatite and its application to detrital provenance studies // *Earth-Science Review*. 2020. V. 201. P. 1–20. 103044. doi: 10.1016/j.earscirev.2019.103044
- Palma G., Barra F., Reich M., Valencia V., Simon A.C., Vervoort J., Leisen M., Romero R.** Halogens, trace element concentrations, and Sr-Nd isotopes in apatite from iron oxideapatite (IOA) deposits in the Chilean iron belt: Evidence for magmatic and hydrothermal stages of mineralization // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2019. V. 246. P. 515–540.
- Pan Y., Fleet M.E.** Compositions of the apatite-group minerals: Substitution mechanisms and controlling factors // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2002. V. 48. P. 13–49.
- Pystin A.M., Pystina Yu.I., Ulyasheva N.S., Grakova O.V.** U-Pb dating of detrital zircons from basal Post Paleoproterozoic metasediments in the Subpolar and Polar Urals: Evidence for a Cryogenian, not Mesoproterozoic Age // *International Geology Review*. 2020. V. 62 (17). P. 2189–2202.
- Sallet R., Sabatier H.** A new formulation of the biotite-apatite geothermometer. Applications to magmatic and sub-solidus conditions: Santa Catarina, Brazil, and Bingham, USA mining districts; Bishop Tuff, USA and Ploumanach granite, France. *Sociedade Brasileira de Geologia // Congresso Brasileiro de Geologia*. 1996. V. 39. P. 115–119.
- Smith M.P., Yardley B.W.D.** Fluid evolution during metamorphism of the Otago Schist, New Zealand; (II), Influence of detrital apatite on fluid salinity // *Metamorphic Geology*. 1999. V. 17. P. 187–193.
- Spear F.S., Joseph M.P.** Apatite, Monazite and Xenotime in Metamorphic Rocks // *Reviews on mineralogy and geochemistry*. 2002. V. 48 (1). P. 293–335.
- Tang Y.T., Han C.M., Bao Z.K., Huang Y.Y., Hea W., Hua W.** Analysis of apatite crystals and their fluid inclusions by synchrotron radiation X-ray fluorescence microprobe // *Spectrochim Acta*. 2005. V. 60. P. 439–446.
- Veselovskiy R.V., Thomson S.N., Arzamastsev A.A., Zakharov V.S.** Apatite fission track thermochronology of Khibina Massif (Kola Peninsula, Russia): Implications for post-Devonian Tectonics of the NE Fennoscandia // *Tectonophysics: International Journal of Geotectonics and the Geology and Physics of the Interior of the Earth*. 2015. V. 665. P. 157–163.
- Zhu C., Sverjensky D.A.** Partitioning of F-Cl-OH between minerals and hydrothermal fluids // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1991. V. 55 (7). P. 1837–1858.
- Zhu C., Sverjensky D.A.** F-Cl-OH partitioning between biotite and apatite // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1992. V. 56 (9). P. 3435–3467.

References

- Bagdasaryan T.E., Gaiduk A.V., Khubanov V.B., Latyshev A.V., Veselovsky R.V. First results of track dating of apatite using LA-ICP-MS from the roof of the Siberian platform basement (Nepsko-Botuobinskaya antecline) // *Doklady Akademii Nauk* [Doklady Earth Sciences]. 2023. V. 510, No. 2. pp. 39–43. In Russian
- Bocharnikova T.D., Kholodnov V.V., Shagalov E.S. Composition of minerals (apatite, magnetite, ilmenite, etc.) as a reflection of the processes of ore body formation and stratification in the Kusinskaya gabbro intrusion (Southern Urals) // *Litosfera* [Lithosphere]. 2019. V. 19, No. 4. pp. 533–557. In Russian
- Vetrov E.V., Buslov M.M., De G.I. Evolution of tectonic events and relief of the southeastern part of the Altai Mountains in the late Mesozoic-Cenozoic according to the data of track thermochronology of apatite // *Geologiya i geofizika* [Russian Geology and Geophysics]. 2026. Vol. 57, No. 1. pp. 125–14. In Russian
- Gordienko V.V. *Tipomorfizm khimicheskogo sostava granata i apatita v granitnykh pegmatitakh* [Typomorphism of chemical composition of garnet and apatite in granite pegmatites] // *Questions of geochemistry and typomorphism of minerals*. 2008. No. 6. pp. 114–128. In Russian
- Denisova Yu.V. *Termometriya apatita iz granitov Nikolayshorskogo massiva (Pripolyarnyy Ural)* [Thermometry of apatite from granites of the Nikolaishor massif (Subpolar Urals)] // *Proceedings of the All-Russian scientific conference*. Ekaterinburg: IGG UB RAS. 2018. pp. 61–63. In Russian
- Ivanov A.I., Zhuravlev V.A., Kravchenko A.A., Loskutov E.E. *Tipomorfizm apatitov Medvedevskogo, Yukhtinskogo i Dzheltulinskogo mezozoysskikh shchelochnykh massivov (Yuzhnaya Yakutiya)* [Typomorphism of apatites of the Medvedevsky, Yukhtinsky and Dzheltulinsky Mesozoic alkaline massifs (Southern Yakutia)] // *Geology and useful minerals of the North-East of Russia: Proceedings of the 8th All-Union Russian scientific and practical conference*. V. 2. Yakutsk: Publishing house of NEFU, 2018. pp. 71–75. In Russian
- Krasnobaev A.A., Kholodnov V.V. *Redkozemel’nyye elementy v apatitakh i tsirkonakh iz granitoidov i metamorfirovannykh migmatitovykh kompleksov Urala i ikh petrologicheskaya informativnost* [Rare earth elements in apatites and zircons from granitoids and

- metamorphites of gneiss-migmatite complexes of the Urals and their petrological information content] // Crystallochemical features of silicate minerals of the Urals. Sverdlovsk: Ural Scientific Center of the USSR Academy of Sciences, 1981. pp. 14–40. In Russian
- Popvasev K.S. Mineralogy and P-T conditions of formation of amphibolites of the Nyartinsky metamorphic complex and the Mankhobeinskaya suite of the Subpolar Urals // *Vestnik Permskogo universiteta Geologiya* [Bulletin of Perm University. Geology]. 2022. V. 21, No. 3. pp. 216–228. In Russian
- Putitvseva N.V. Morphology of apatite // *Izvestiya universitetov. Geologiya i razvedka* [News of universities. Geology and exploration]. 1985. No. 2. pp. 31–37. In Russian
- Pystin A.M. *Karta metamorfizma Pripolyarnogo i yuzhnoy chasti Polyarnogo Urala* [Map of metamorphism of the Subpolar and southern part of the Polar Urals] // Series of preprints “Scientific reports”. Syktyvkar: Komi Scientific Center of the Ural Branch of the USSR Academy of Sciences. 1991. 20 p. In Russian
- Pystin A.M., Pystina Yu.I. Geological position and age of the Mankhobein suite (RF₁?) in the Subpolar Urals // *Vestnik Instituta geologii Komi NTS UrO RAN* [Bulletin of the Institute of Geology of the Komi SC UB RAS]. 2018a. No. 9. pp. 3–9. In Russian
- Pystin A.M., Pystina Yu.I. Geological position and age of the Shchokuryinsky formation in the Subpolar Urals // *Vestnik Instituta geologii Komi NTS UrO RAN* [Bulletin of the Institute of Geology of the Komi SC UB RAS]. 2018b. No. 10. pp. 3–9. In Russian
- Pystin A.M., Pystina Yu.I. Precambrian of the Subpolar Urals: chronostratigraphic aspect // *Trudy Karel'skogo NTS RAN. Geologiya dokembriya*. [Transactions of the Karelian SC RAS. Precambrian Geology]. 2019. V. 7, No. 2. pp. 34–52. In Russian
- Pystin A.M., Pystina Yu.I., Khubanov V.B. First results of U-Pb dating of detrital zircons from basal deposits of the Upper Precambrian of the Subpolar Urals // *Doklady Akademii Nauk* [Doklady Earth Sciences]. 2019. V. 488, No. 2. pp. 54–57. In Russian
- Pystina Yu. I., Pystin A. M., Khubanov V. B. Lower Precambrian in the Paleozoic structure in the Subpolar Urals // *Doklady Akademii Nauk* [Doklady Earth Sciences]. 2019. T. 486, No. 5. pp. 572–576.
- Pystina Yu.I. Typomorphism of apatites of metamorphic rocks of the northern part of the Subpolar Urals // *Izvestiya Komi NTS UrO RAN* [Bulletin Komi SC UB RAS. Earth Sciences]. 2022. No. 2. pp. 55–63. In Russian
- Savko K.A., Pilyugin S.M., Novikova M.A. Composition of apatite from rocks of different ages of ferruginous-siliceous formations of the Voronezh crystalline massif as an indicator of the fluid regime of metamorphism // *Vestnik Voronezhskogo gosudarstvennogo universiteta. Geologiya* [Bulletin of the Voronezh State University. Geology]. 2007. No. 2. pp. 78–93. In Russian
- Sobolev A.V., Batanova V.G. Mantle lherzolites of the Troodos ophiolite complex, Cyprus Island: geochemistry of clinopyroxene // *Petrologiya* [Petrology]. 1995. V. 3, No. 5. pp. 487–495. In Russian
- Stratigraficheskiye skhemy Urala (dokembriy, paleozoy)* [Stratigraphic schemes of the Urals (Precambrian, Paleozoic)]. Ekaterinburg: Uralgeolkom, 1993. 152 p. In Russian
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P., Rybina N.V. Deceiver-apatite - a unique indicator of parent rocks and ores, as well as petro-, litho- and ore genesis // *Ural'skiy geologicheskii zhurnal* [Ural Geological Journal]. 2022. No. 1. pp. 3–88. In Russian
- Abdullin F., Solé J., Solari L., Shchepetilnikova V., Meneses-Rocha J.J., Pavlinova N., Rodríguez-Trejo A. Single-grain apatite geochemistry of Permian–Triassic granitoids and Mesozoic and Eocene sandstones from Chiapas, southeast Mexico: implications for high pressure and temperature: implications for the F and Cl content of high P-T fluids // *Earth Planet Sci Lett*. 2016. V. 117. pp. 251–263.
- Antignano A., Manning C.E. Fluorapatite solubility in H₂O and H₂O–NaCl at 700 to 900 °C and 0.7 to 2.0 GPa // *Chemical Geology*. 2008. V. 251. pp. 112–119.
- Bea F., Montero P. Behavior of accessory phases and redistribution of Zr, REE, Y, Th, and U during metamorphism and partial melting of metapelites in the lower crust: an example from the Kinzigite Formation of Ivrea-Verbano, NW Italy // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1999. V. 63(7–8). pp. 1133–1153.
- Belousova E.A., Walters S., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. Trace-element signatures of apatites in granitoids from the Mt Isa Inlier, Northwestern Queensland // *Australian Journal of Earth Sciences*. 2001. V. 48. pp. 603–619.
- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.L. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2002. V. 143(5). pp. 602–622.
- Bingen B., Demaiffe D., Hertogen J. Redistribution of rare earth elements, thorium, and uranium over accessory minerals in the course of amphibolite to granulite facies metamorphism: the role of apatite and monazite in orthogneisses from southwestern Norway // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1996. V. 60. pp. 1341–1354.
- Brenan J.M. Partitioning of fluorine and chlorine between apatite and aqueous fluids at high pressure and temperature: implications for the F and Cl content of high P-T fluids // *Earth and Planetary Sciences Letters*. 1993. V. 117. pp. 251–263.
- Carrapa B., DeCelles P.C., Reiners P.W., Gehrels G.E., Sudo M. Apatite triple dating and white mica ⁴⁰Ar/³⁹Ar thermochronology of syntectonic detritus in the Central Andes: A multiphase tectonothermal history // *Geology*. 2009. V. 37(5). pp. 407–410.
- Chu M.F., Wang K.L., Griffin W.L., Chung S.L., O'Reilly S.Y., Pearson N.J., Iizuka Y. Apatite Composition: Tracing Petrogenetic Processes in Transhimalayan Granitoids // *Journal of Petrology*. 2009. V. 50(10). pp. 1829–1855.
- Danisik M. Integration of fission-track thermochronology with other geochronologic methods on single crystals // *Fission-track thermochronology and its application to geology*. Cham: Springer. 2019. pp. 93–108.
- El Korh A., Schmidt S.T., Ulianov A., Potel S. Trace element partitioning in hp-lt metamorphic assemblages during subduction-related metamorphism, Ile de Groix, France: a Detailed LA-ICPMS Study // *Journal of Petrology*. 2009. V. 50(6). pp. 1107–1148.
- Enkelmann E., Ehlers T.A., Buck G., Schatz A.K. Advantages and challenges of automated apatite fission track counting // *Chemical Geology*. 2012. V. 322–323. pp. 278–289.
- Gawęda A., Szopa K., Chew D.M., Gary J., O'Sullivan G.J., Burda J., Klötzli U., Golonka J. Variscan post-collisional cooling and uplift of the Tatra Mountains crystalline block constrained by integrated zircon, apatite and titanite LA-(MC)-ICP-MS U-Pb dating and rare earth element analyses // *Chemical Geology*. 2018. V. 484. pp. 191–209.
- Harlov D.E., Forster H.J., Nijland T.G. Fluid-induced nucleation of (Y + REE)-phosphate minerals within apatite: nature and experiment. Part I Chlorapatite // *American Mineralogist*. 2002. V. 87. pp. 245–261.
- Harlov D.E., Forster H.J. Fluid-induced nucleation of REE phosphate minerals in apatite: nature and experiment. Part II. Fluorapatite // *American Mineralogist*. 2003. V. 88. pp. 1209–1229. doi: 10.2138/am-2003-8-905.
- Harlov D.E., Wirth R., Forster H.J. An experimental study of dissolution-reprecipitation in fluorapatite: fluid infiltration and the formation of monazite // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2005. V. 150. pp. 268–286. doi.org/10.1007/s00410-005-0017-8.

Harlov D.E., Wirth R., Hetherington C.J. The relative stability of monazite and huttonite at 300–900 °C and 200–1000 MPa: Metasomatism and the propagation of metastable mineral phases // *American Mineral*. 2007. V. 92. pp. 1652–1664. doi: 10.2138/am.2007.2459.

Harlov D.E., Wirth R., Hetherington C.J. Fluid-mediated partial alteration in monazite: the role of coupled dissolution–reprecipitation in element redistribution and mass transfer // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2011. V. 162. pp. 329–348. doi: 10.1007/s00410-010-0599-7

Harlov D.E. Apatite: A fingerprint for metasomatic processes // *Elements*. 2015. V.11. pp. 171–176.

Henrichs I.A., O'Sullivan G.J., Chew D.M., Mark C., Babechuk M.G., McKenna C., Emo R. The trace element and U-Pb systematics of metamorphic apatite // *Chemical Geology*. 2018. V. 483. pp. 218–238.

Henrichs I.A., Chew G.J., O'Sullivan G.J., Mark C., McKenna C., Guyett P. Trace-element (Mn-Sr-Y-Th-REE) and U-Pb isotope systematics of metapelitic apatite during progressive greenschist- to amphibolite-facies Barrovian metamorphism // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2019. V. 20 (8). pp. 4103–4129.

Horie K., Hidaka H., Gauthier-Lafaye F. Elemental distribution in apatite, titanite and zircon during hydrothermal alteration: Durability of immobilization mineral // *Physics and Chemistry of the Earth*. 2008. V. 33. pp. 962–968.

Hughes J.M., Rakovan J.F. Structurally robust, chemically diverse: apatite and apatite supergroup minerals // *Elements*. 2015. V. 11. pp. 165–170.

Jepson G., Carrapa B., George S.W.M., Triantafyllou A., Ega S.M., Constenius K.N., Gehrels G.E., Ducea M.N. Resolving mid- to upper-crustal exhumation through apatite petrochronology and thermochronology // *Chemical Geology*. 2021. V. 565(1):120071. doi: 10.1016/j.chemgeo.2021.12007

Jung S., Hellebrand E. Textural, geochronological and chemical constraints from polygenetic titanite and monogenetic apatite from a mid-crustal shear zone: An integrated EPMA, SIMS, and TIMS study // *Chemical Geology*. 2007. V. 241(1–2). pp. 88–107.

Kusebauch C., John T., Whitehouse M. J., Engvik A.R. Apatite as probe for the halogen composition of metamorphic fluids (Bamble Sector, SE Norway) // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2015. V. 170. pp. 1–20.

Malusà M.G., Fitzgerald P.G. (Eds.). *Fission-Track Thermochronology and its Application to Geology*. Cham: Springer, 2019. 393 p.

Mao M., Rukhlov A.S., Rowins S.M., Spence J., Coogan L.A. Apatite trace elements compositions: A robust new tool for mineral exploration // *Economic Geology*. 2016. V. 111. pp. 1187–1222.

McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // *Chemical Geology*. 1995. V. 120. pp. 223–253.

Nishizawa M., Takahata N., Terada K., Komiya T., Ueno Y., Sano Y. Rare-earth element, lead, carbon, and nitrogen geochemistry of apatite-bearing metasediments from the similar to 3.8 Ga Isua supracrustal belt, West Greenland // *International Geology Review*. 2018. V. 47 (9). pp. 952–970.

Nutman A.P. Apatite recrystallisation during prograde metamorphism, Cooma, southeast Australia: implications for using an apatite–graphite association as a biotracer in ancient metasedimentary rocks // *Australian Journal of Earth Sciences*. 2007. V. 54. pp. 1023–1032.

O'Sullivan G.J., Chew D.M., Samson S.D. Detecting magma-poor orogens in the detrital record // *Geology*. 2016. V. 44. pp. 871–874.

O'Sullivan G.J., Chew D.M., Morton A.C., Mark C., Henrichs I.A. Antegrade Apatite Geochronology and Geochemistry Tool for Sedimentary Provenance Analysis // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2018. V. 19 (4). pp. 1309–1326.

O'Sullivan G.J., Chew D., Kenny G., Henrichs I., Mulligan D. The trace element composition of apatite and its application to detrital provenance studies // *Earth-Science Review*. 2020. V. 201. pp. 1–20. 103044. doi: 10.1016/j.earscirev.2019.103044.

Palma G., Barra F., Reich M., Valencia V., Simon A.C., Vervoort J., Leisen M., Romero R. Halogens, trace element concentrations, and Sr-Nd isotopes in apatite from iron oxide apatite (IOA) deposits in the Chilean iron belt: Evidence for magmatic and hydrothermal stages of mineralization // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2019. V. 246. pp. 515–540.

Pan Y., Fleet M.E. Compositions of the apatite-group minerals: Substitution mechanisms and controlling factors // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2002. V. 48. pp. 13–49.

Pystin A.M., Pystina Yu.L., Ulyasheva N.S., Grakova O.V. U-Pb dating of detrital zircons from basal Post Paleoproterozoic metasediments in the Subpolar and Polar Urals: Evidence for a Cryogenian, not Mesoproterozoic Age // *International Geology Review*. 2020. V. 62 (17). pp. 2189–2202.

Sallet R., Sabatier H. A new formulation of the biotite-apatite geothermometer. Applications to magmatic and sub-solidus conditions: Santa Catarina, Brazil, and Bingham, USA mining districts; Bishop Tuff, USA and Ploumanac'h granite, France. *Sociedade Brasileira de Geologia // Congresso Brasileiro de Geologia*. 1996. V. 39. pp. 115–119.

Smith M.P., Yardley B.W.D. Fluid evolution during metamorphism of the Otago Schist, New Zealand; (II), Influence of detrital apatite on fluid salinity // *Metamorphic Geology*. 1999. V. 17. pp. 187–193.

Spear F.S., Joseph M.P. Apatite, Monazite and Xenotime in Metamorphic Rocks // *Reviews on mineralogy and geochemistry*. 2002. V. 48 (1). pp. 293–335.

Tang Y.T., Han C.M., Bao Z.K., Huang Y.Y., Hea W., Hua W. Analysis of apatite crystals and their fluid inclusions by synchrotron radiation X-ray fluorescence microprobe // *Spectrochim Acta*. 2005. V. 60. pp. 439–446.

Veselovskiy R.V., Thomson S.N., Arzamastsev A.A., Zakharov V.S. Apatite fission track thermochronology of Khibina Massif (Kola Peninsula, Russia): Implications for post-Devonian Tectonics of the NE Fennoscandia // *Tectonophysics: International Journal of Geotectonics and the Geology and Physics of the Interior of the Earth*. 2015. V. 665. pp. 157–163.

Zhu C., Sverjensky D.A. Partitioning of F-Cl-OH between minerals and hydrothermal fluids // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1991. V. 55 (7). pp. 1837–1858.

Zhu C., Sverjensky D.A. F-Cl-OH partitioning between biotite and apatite // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1992. V. 56 (9). pp. 3435–3467.

Информация об авторах:

Пыстина Ю.И., доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, лаборатория региональной геологии, Институт геологии им. Н.П. Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия.

E-mail: yuliya_pystina@mail.ru

Пыстин А.М., доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник, лаборатория региональной геологии, Институт геологии им. Н.П. Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия.

E-mail: pustin.48@mail.ru

Потанов И.Л., кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник, лаборатория региональной геологии, Институт геологии им. Н.П. Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия.

E-mail: ilpotanov@geo.komisc.ru

Вклад авторов: все авторы сделали эквивалентный вклад в подготовку публикации.

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Informaton about the authors:

Pyatina Yu.I., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Principal Research Fellow, Laboratory of Regional Geology, Institute of Geology named after N.P. Yushkin, FRC KSC UB RAS, Syktyvkar, Russia.

E-mail: yuliya_pyatina@mail.ru

Pyistin A.M., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Principal Research Fellow, Laboratory of Regional Geology, Institute of Geology named after N.P. Yushkin, FRC KSC UB RAS, Syktyvkar, Russia.

E-mail: pustin.48@mail.ru

Potapov I.L., PhD. (Geol.-Miner.), Research Fellow, Laboratory of Regional Geology, Institute of Geology named after N.P. N.P. Yushkin, FRC Komi SC UB RAS, Syktyvkar, Russia.

E-mail: ilpotanov@geo.komisc.ru

Contribution of the authors: the authors contributed equally to this article.

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 08.10.2024; одобрена после рецензирования 25.04.2025; принята к публикации 20.11.2025

The article was submitted 08.10.2024; approved after reviewing 25.04.2025; accepted for publication 20.11.2025