

УДК 550.42+551.7.022:551.71 (470.22)

ГЕОХИМИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕЗОАРХЕЙСКИХ ПОЛОСЧАТЫХ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ (BIF-1) КОСТОМУКШСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА

© 2024 г. А. И. Слабунов^а, Н. С. Нестерова^{а, *}, О. А. Максимов^а

^аИнститут геологии Карельского научного центра РАН,
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Карелия, 185910 Россия

*e-mail: nest345@gmail.com

Поступила в редакцию 27.07.2023 г.

После доработки 20.10.2023 г.

Принята к публикации 20.10.2023 г.

В Костомукшском зеленокаменном поясе (КЗП) Карельского кратона известно три разновозрастных группы полосчатых железистых кварцитов (banded iron formation – BIF). Наиболее ранние из них – мезоархейские (2.87–2.81 млрд лет) – BIF-1 рассматриваются в данной статье. BIF-1 залегают среди базальт-коматиитовой толщи КЗП. Они состоят преимущественно из кварца и магнетита с варьирующим количеством амфибола, биотита, граната. Содержание в них SiO_2 – 48.3–58.6 мас. %, а $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$ – 21.34–33.82 мас. %, что позволяет рассматривать породы как BIF. Также как и большинство архейских BIF они характеризуются высоким содержанием $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$, наличием контрастной положительной Eu-аномалии, отсутствием Ce-аномалии, обеднением ЛРЗЭ относительно ТРЗЭ. Вместе с тем, они выделяются среди других BIF высоким содержанием Al_2O_3 , TiO_2 , MgO , K_2O , Cr, Ni, Zr, Ba, Cu, Zn. Формирование BIF-1 происходило в морском бассейне при бескислородной атмосфере как за счет гидротермальных флюидов, доля которых варьируется от 20 до 80 %, так и терригенной составляющей, главным источником которой являются базальты, коматииты, дациты вмещающих пород. Мезоархейские BIF-1 КЗП образовались в небольших рифтогенных структурах в пределах океанического вулканического плато, становление которого связано с воздействием мантийного плюма на океаническую литосферу.

Ключевые слова: полосчатые железистые кварциты, мезоархей, геохимия, зеленокаменный пояс, Карельский кратон, Костомукшская структура

DOI: 10.31857/S0016752524030032, EDN: KKMCFQ

ВВЕДЕНИЕ

Полосчатые железистые кварциты (banded iron formation – BIF) – это в различной степени метаморфизованные хемогенно-осадочные, как правило, с терригенной примесью, богатые железом ($\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}} = 21–58$ мас. %) и кремнеземом ($\text{SiO}_2 = 40–60$ мас. %) горные породы, представляющие собой чередование слоев обогащенных, соответственно, железосодержащими минералами (гематит, магнетит, сидерит) и кремнеземом (кварц, яшма, халцедон) и формировавшимися исключительно в раннем докембрии (Медведев, 2022; Bekker, Kovalick, 2021; Konhauser et al., 2017).

Самые древние BIF имеют, по-видимому, хадейский (4.3 млрд лет) возраст (O’Neil et al., 2019), но основной их объем образован в период с палеоархей до палеопротерозоя (3.8–1.9 млрд лет), в меньшей степени – в неопротерозое с 0.85 до 0.7 млрд лет (Ильин, 2009; Савко, Шевырев, 2017; Bekker,

Kovalick, 2021). Железо-кремнистые формации широко развиты и в фанерозое, однако они отличаются от докембрийских по составу и условиям образования (Савко, Шевырев, 2017).

BIF распространены в пределах архейских кратонов и присутствуют на большинстве из них (Bekker et al., 2010). В зависимости от ассоциации, в состав которой они входят, выделяются три типа железистых кварцитов: 1) Алгома (Algoma type) – ассоциирующие с вулканогенными и вулканогенно-осадочными комплексами; 2) Сьюпериор (Superior type) – находятся в ассоциации с осадочными комплексами в крупных бассейнах (Gross, 1980); 3) Рапитан (Rapitan type) – ассоциируют с ледниковыми образованиями (Ильин, 2009; Cox et al., 2013; Stern et al., 2013). При этом, BIF типа Алгома формировались преимущественно в палео- и неоархее, типа Сьюпериор – в мезоархее – палеопротерозое, а типа Рапитан – только в неопротерозое.

За последние сто лет было выдвинуто множество гипотез относительно генезиса BIF, однако в настоящее время доминирующей является хемогенно-осадочная (аутигенная) модель (Holland, 1973, 1984; Krapez et al., 2003; Kump, Seyfried, 2005), согласно которой BIF образовывались при окислении растворенного в воде двухвалентного железа в кислородных оазисах, так как архейская атмосфера Земли была в целом бескислородной (Canfield, 2005). Только после кислородного взрыва (Great Oxidation Event — GOE), начавшегося около 2.45 млрд лет, в атмосфере появляется свободный кислород и двухвалентное железо в океанах быстро окисляется до трехвалентного и выпадает в осадок (Konhauser et al., 2007; Slack et al., 2007). В условиях дефицита в атмосфере кислорода, которое, как предполагается, было на ранней Земле, предложен ряд моделей, объясняющих возможные способы окисления двухвалентного железа: 1) окисление Fe(II) за счет кислорода, продуцированного цианобактериями (Cloud, 1973); 2) окисление Fe(II) кислородом, который появился в результате фотодиссоциации водяного пара (Cairns-Smith, 1978); 3) органическое окисление Fe(II) бактериями *Gallionella* и *Chromatium* (Kappler et al., 2005; Konhauser et al., 2002). Предполагается, что источником железа и кремния для BIF могли служить подводные гидротермальные системы (аналоги современных “черных курильщиков”), которые поставляли в древние водные бассейны, обогащенные кремнием и закисным железом флюиды (Kump, Seyfried, 2005; Pirajno, 2009). Высокая интенсивность гидротермальных источников может быть связана с активностью мантийных плюмов, океаническим рифтогенезом, процессами в зонах субдукции (Condie, 2004). Таким образом, архейские BIF могут формироваться в осадочных бассейнах различных геодинамических систем.

Данная статья посвящена рассмотрению геохимических особенностей и оценке геодинамических условий формирования мезоархейских (2.87–2.82 млрд лет) BIF, ассоциирующих с (дацит)-коматиит-базальтовым комплексом Костомукшского зеленокаменного пояса Карельского кратона.

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Карельский, Мурманский и Норрботтен архейские кратоны составляют древнее ядро Фенноскандинавского щита (рис. 1а). Наиболее крупный из них — Карельский — сложен архейскими (3.5–2.7 млрд лет) гранитоидами, в том числе, тоналит-трондьемит-гранодиоритовой (ТТГ) ассоциации, среди которых залегают зеленокаменные и реже парагнейсовые комплексы (Слабунов и др., 2006; Hölltä et al., 2014). Первые формируют обширные поля и купольные структуры, вторые — узкие

удлиненные пояса. Именно в составе зеленокаменных комплексов архейских кратонов встречаются BIF. Самые крупные залежи BIF в пределах Карельского кратона известны в Костомукшском зеленокаменном поясе (КЗП).

КЗП располагается в центральной части Карельского кратона, в пограничной зоне между террейнами Центрально-Карельским и Кианта (рис. 1а) (Лобач-Жученко и др., 2000б; Слабунов и др., 2006, 2011, 2022а; Hölltä et al., 2014). Он представляет собой относительно небольшую (25 км по простиранию) субмеридиональную структуру (рис. 1б), погружающуюся в целом на восток-юго-восток и прослеживающуюся по геофизическим данным на глубину до 6.5 км (Горьковец, Шаров, 2015).

Единой точки зрения на строение КЗП в настоящее время нет, но наиболее широко обсуждаются (Кожевников и др., 2006; Слабунов и др., 2021) два варианта с модификациями. Первые исследователи КЗП и их последователи рассматривают пояс как асимметричную запрокинутую на запад синклиналь, сложенную зеленокаменным комплексом, который подстилается ТТГ (Горьковец, Шаров, 2015; Горьковец и др., 1981, 1991; Лазарев, 1971; Лобач-Жученко и др., 2000а; Чернов, 1964). Позднее появились представления о КЗП как о коллаже тектонических пластин, сложенных разновозрастными вулканогенными и осадочными породами, в целом запрокинутых на запад и прорванных разнообразными гранитоидами (Бибикина и др., 2005; Кожевников, 2000; Кожевников и др., 2006; Puchtel et al., 1998). Несмотря на различия в трактовке структуры пояса в составе зеленокаменного комплекса все исследователи выделяют две серии (или стратотектонические ассоциации — СТА) контоксую и гимольскую (Богданов, 2012; Горьковец и др., 1981). Максимальная мощность разреза комплекса оценивается в 5.5 км. Ряд исследователей (Горьковец и др., 1981) считает, что в основании разреза существует нукозерская серия, сложенная мигматизированными гнейсами, однако эта гипотеза не находит подтверждения.

В составе контокской серии (или СТА) традиционно выделяют три свиты (рис. 1б): ниемиярвинскую, сложенную метаморфизованными толеитовыми базальтами с редкими прослоями коматиитов и магнетитовых кварцитов, мощностью 200–1300 м; шурловаарскую, представленную кислыми вулканитами с прослоями BIF, мощностью до 600 м; рувинваарскую, сложенную метабазальтами и коматиитами, среди которых весьма значительную роль играют кислые дифференциаты (Володичев, 2009; Вревский, 2022), с прослоями сланцев и BIF, мощностью до 1300 м. Предполагается (Горьковец, Равевская, 1983) наличие в породах этой толщи реликтов кор химического выветривания.

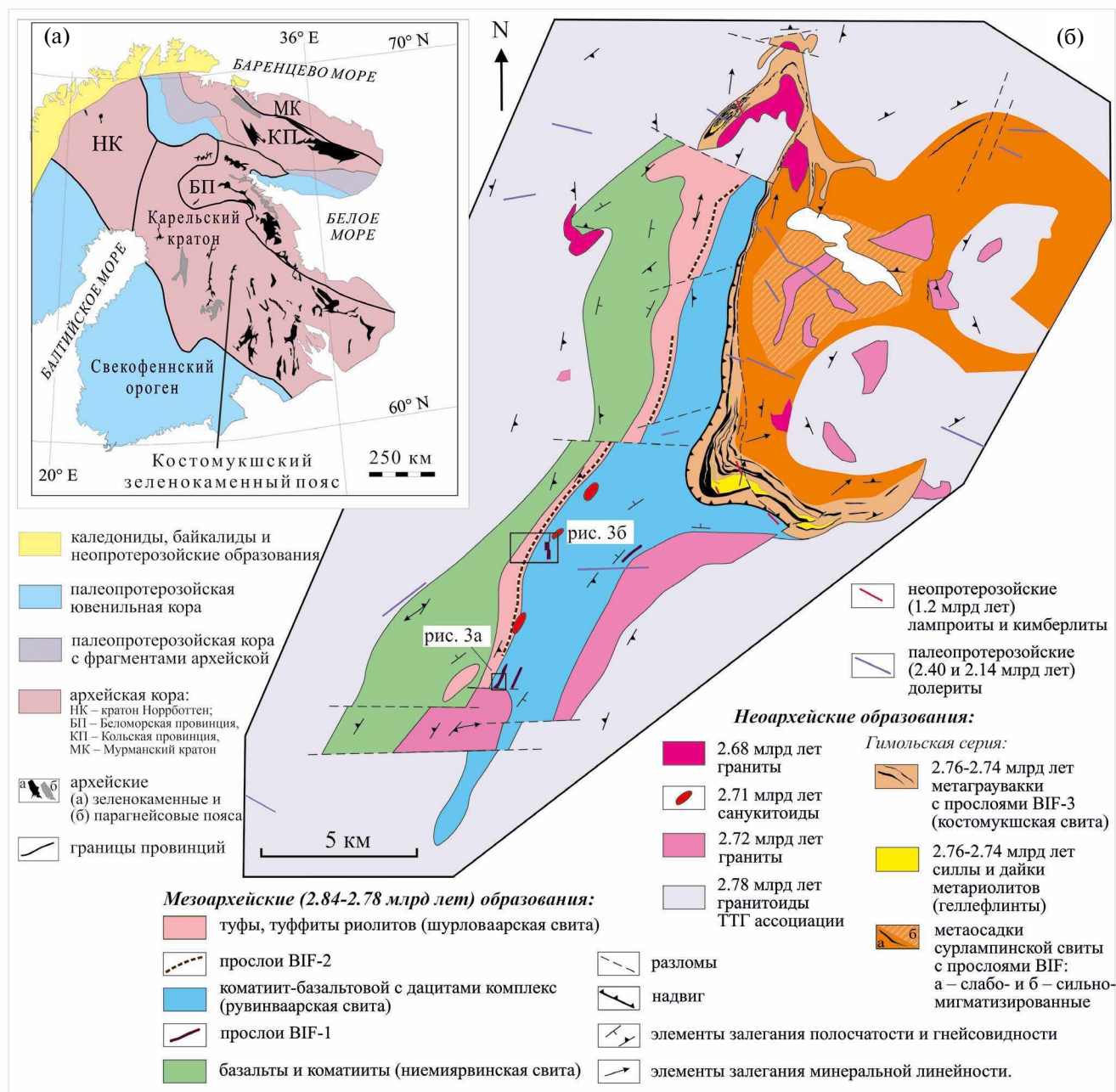


Рис. 1. Расположение и строение Костомукшского зеленокаменного пояса:

(а) КЗП в структуре Фенноскандинавского щита (Куликов и др., 2017; Слабунов и др., 2006, 2021, 2023; Hölfta et al., 2014).

(б) схема геологического строения Костомукшского зеленокаменного пояса (Горьковец и др., 1981; Кожевников и др., 2006; Кулешевич, Фурман, 2009; Лазарев, 1971; Слабунов и др., 2021; Slabunov et al., 2020, 2024 с авторскими дополнениями).

Гимольская серия (или СТА), мощность которой широко варьирует (180–2300 м), сложена метаосадками и вулканитами: в основании ее разреза выделяются конгломераты (суккозерская свита), большая часть разреза представлена граувакками (Милькевич, Мыскова, 1998) флишоидного

типа с мощными прослоями BIF (костомукшская свита), выше залегают безрудные граувакки (сурлампинская свита), неотъемлемой частью разреза являются сингенетичные силлы и дайки кислых вулканитов – геллефлинты (Слабунов и др., 2021 и ссылки там).

В данной работе рассматриваются BIF, ассоциирующие с коматиит-базальтовой толщей контоксской СТА, которые впервые были выделены и описаны В.Я. Горьковцом и Р.Б. Раевской (Горьковец и др., 1981). При этом было отмечено, что в разрезе этой толщи BIF составляют не более 0.5 % и, как правило, образуют маломощные (1–10 м) прослои (Горьковец и др., 1981), однако встречаются единичные линзы BIF-содержащих осадков мощностью до 120 м (Шрамко и др., 1977).

Изотопно-геохронологические исследования (Вревский, 2022; Лобач-Жученко и др., 2000а; Puchtel et al., 1998) базальтов, коматиитов и кислых дифференциатов контоксской СТА позволили обосновать, что породы ниемиярвинской и рувинваарской свит одновозрастны. Их изотопный возраст (Sm–Nd изохроны) оценивается как мезоархейский: 2874 ± 35 (Вревский, 2022), 2843 ± 39 (Puchtel et al., 1998) и 2808 ± 95 млн (Лобач-Жученко и др., 2000а). Изучение циркона из BIF этой СТА, т.е. тех, которым посвящена статья, показывает (рис. 2), что детритовый циркон в них имеет возраст 2.86–2.83 млрд лет, ранний метаморфогенный (резко преобладает в выборке) – 2748 ± 7 млн лет и поздний метаморфогенный – 1.89–1.83 млрд лет (Слабунов и др., 2023; Slabunov et al., 2024).

Лавы, туфы, туффиты риолитов (реже дацитов и даже андезитов) с прослоями BIF и сланцев контоксской СТА (шурловаарская свита) демонстрируют иной изотопный возраст. Он оценивается по циркону в 2801 ± 7 и 2795 ± 29 (TIMS) (Лобач-Жученко и др., 2000а; Puchtel et al., 1998), 2790 ± 21 (TIMS) и 2791 ± 23 (NORDSIM) млн лет (Бибикова и др., 2005). Близкий возраст (2792 ± 6 млн лет, SHRIMP-II) имеют дайкообразные тела кислых пород среди базальтов ниемиярвинской свиты (Кожевников и др., 2006).

Время формирования граувакк, BIF и риолитов (геллефлинты) гимольской серии (СТА) оценивается в 2760–2740 млн лет (SHRIMP-II) (Слабунов и др., 2021, 2023).

Важно отметить, что возраст гранитоидов ТТГ ассоциации из восточного и западного обрамления пояса оценивается в 2779 ± 11 (2788 ± 13) и 2747 ± 17 млн лет (Бибикова и др., 2005), соответственно, то есть они моложе, чем образования контоксской СТА и не могут быть фундаментом для них. Это справедливо даже с учетом того, что в ТТГ отмечены ядра циркона с возрастом 2797 ± 5 млн лет (Бибикова и др., 2005). Вместе с тем, Sm–Nd систематика ТТГ ($\epsilon_{\text{Nd}} = -0.18 - +1.78$, $T_{(\text{DM})} = 3.13 - 2.88$ млрд лет) указывает на то, что в протолите ТТГ могут быть и более древние коровые компоненты (Бибикова и др., 2005; Лобач-Жученко и др., 2000а, б).

Зеленокаменный комплекс КЗП сечется неархейскими гранитами ниемиярвинского массива (2720 ± 20 млн лет, Бибикова и др., 1977), санукиитоидами ($2718 \pm 6 - 2707 \pm 9$ млн лет, Бибикова и др., 2005), гранит-порфирами (2707 ± 31 млн лет) и гранитами шурловаарского массива (2675 ± 9 млн лет, Лобач-Жученко и др., 2000а).

Породы КЗП неоднократно ($2.75 - 2.72$, $2.67 - 2.64$, около 2.4, 1.85 млрд лет) и неравномерно метаморфизованы в условиях зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций (Горьковец и др., 1991, Слабунов и др., 2022б, 2023). Возраст раннего метаморфизма BIF-1 оценивается в 2748 ± 7 млн лет (Слабунов и др., 2023), а базитов контоксской СТА в условиях амфиболитовой фации – в 2674 ± 9 млн лет (Levskii et al., 2009).

Кроме того, гранит-зеленокаменный комплекс пересекается палеопротерозойскими (2.40

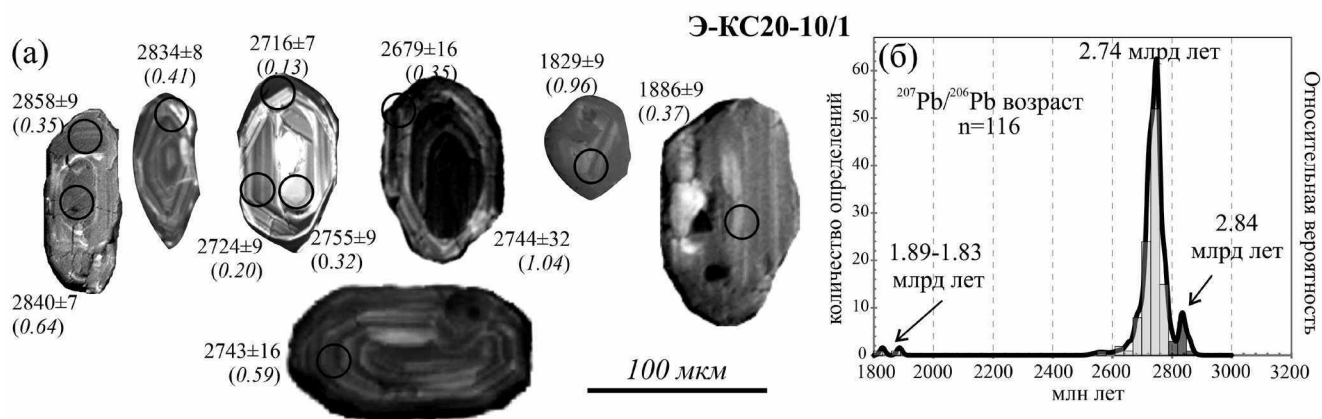


Рис. 2. Строение зерен и изотопный возраст (определен методом LA-ICP-MS) циркона из BIF-1 (Слабунов и др., 2023 с дополнениями): (а) изображение циркона в катодной люминесценции (CL) с местоположением аналитических точек датирования и значениями в них $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста в млн лет, в скобках – Th/U отношение; (б) гистограмма $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастов (n – количество аналитических точек).

и 2.14 млрд лет) дайками долеритов (Степанова и др., 2017, Степанова, 2014) и телами неопротерозойских (около 1.2 млрд лет) лампроитов и кимберлитов (рис. 16) (Горьковец, Шаров, 2015; Никитина и др., 1999).

В районе КЗП отмечается влияние палеопротерозойских (2.4, 2.1 и 1.9–1.8 млрд лет) тектоно-термальных процессов в виде формирования в BIF соответствующих генераций циркона (Слабунов и др., 2022б, 2023; Slabunov et al., 2024).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Опробование BIF-содержащих разрезов проводилось, главным образом, с помощью пилы с алмазным диском, что позволяет получать качественный материал, как для изучения химического состава, так и изготовления шлифов.

Петрографические особенности пород изучались с помощью поляризационного микроскопа, а состав минералов, слагающих BIF – на электронном сканирующем микроскопе Vega II с полупроводниковым детектором Oxford Inca 350 в Институте геологии Карельского научного центра РАН (ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск).

Определение петрогенных окислов выполнено классическим методом химического силикатного

анализа в ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск. Концентрации рассеянных и редкоземельных элементов в породах измерены методом ICP MS (X Series II, ThermoScientific) с растворением в автоклавах также в ИГ КарНЦ РАН по методике детально описанной в работах (Светов и др., 2015, 2023).

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ BIF-1

BIF-содержащие комплексы осадков установлены, как было отмечено выше, среди базальт-коматиитовой с дацитами толщи контоксской СТА (рис. 16). В базальтах и коматиитах толщи местами хорошо сохраняются шаровые текстуры, а в коматиитах, кроме того, описаны структуры спинифекс (Горьковец и др., 1981). Химический состав типичных пород приводится в табл. 1 (№ 26–28). Следует отметить, что среди коматиитов рувинварской свиты установлены кислые (от андезитового до дацит-риолитового состава) дифференциаты ликвационной природы (Володичев и др., 2009; Вревский, 2022). Они слагают в ряде тел коматиитов ядра подушек, причем в некоторых из них дацит-риолиты составляют до 80–90 % их объема (Вревский, 2022). Таким образом, линзы осадков контоксской СТА формировались среди шаровых базальтов, коматиитов и их кислых дифференциатов.

Таблица 1. Химический состав (окислы – в мас. %, элементы – в г/т) BIF–1 (1–11) ассоциирующих с ними высококремнистых BIF (12–16), (± магнетит-амфибол-биотитовых) кварцитов (17–24) и вмещающих осадки базальтов (25), коматиитов (26) и дацитов (27)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Авт. №	KC21-17/7Б1	KC21-17/3Б	KC21-17/3Г	KC21-17/4	KC21-17/6А	KC21-17/6Б1	KC21-17/6Б2	KC20-10/1	KC20-10/3	KC20-10/4	BIF–1ср n = 10	KC21-17/7В	KC20-10/5	KC20-11/2
№ на рис. 3	7	3	3	4	6	6	6	10/1	10/1	10/1	–	7	10/1	11
SiO ₂	57.04	48.3	49.9	53.94	53.7	55.3	55.38	58.2	50.9	58.6	54.13	62.78	67.34	74.04
TiO ₂	0.42	0.42	0.42	0.4	0.4	0.42	0.4	0.2	0.21	0.15	0.34	0.2	0.11	0.1
Al ₂ O ₃	9.16	8.12	8.64	7.92	8.65	9.69	9.18	5.1	4.86	2.79	7.41	4.07	2.16	1.25
Fe ₂ O ₃	6	14.68	13.22	12.56	12.56	9.66	10.6	11.48	14.03	12.7	11.75	14.61	7.89	10.96
FeO	13.8	13.36	15.6	13.8	13.8	13.07	14.08	15.8	17.81	14.36	14.55	11.21	13.5	9.62
Fe ₂ O ₃ [†]	21.34	29.53	30.56	27.90	27.90	24.19	26.25	29.04	33.82	28.66	27.92	27.07	22.89	21.65
MnO	0.161	0.123	0.124	0.08	0.083	0.122	0.092	0.166	0.289	0.305	0.15	0.113	0.277	0.199
MgO	3.65	3.31	2.42	3.08	2.76	2.74	2.44	1.36	3.43	3.37	2.86	2.28	2.81	1.71
CaO	2.74	2.45	2.52	1.44	1.29	1.87	1.44	4.96	3.11	2.1	2.39	0.49	2.1	1.01
Na ₂ O	0.64	0.96	0.95	1.4	1.7	2.03	1.64	0.23	0.46	0.32	1.03	0.3	0.26	0.15
K ₂ O	2.55	2.16	2.17	2.36	2.32	2.69	2.53	1.69	0.87	0.33	1.97	0.68	0.16	0.04

Таблица 1. Продолжение

Ком- понент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Авт. №	КС21- 17/7Б1	КС21- 17/3Б	КС21- 17/3Г	КС21- 17/4	КС21- 17/6А	КС21- 17/6Б1	КС21- 17/6Б2	КС20- 10/1	КС20- 10/3	КС20- 10/4	ВІF–1ср n = 10	КС21- 17/7В	КС20- 10/5	КС20- 11/2
№ на рис. 3	7	3	3	4	6	6	6	10/1	10/1	10/1	—	7	10/1	11
P ₂ O ₅	0.13	0.27	0.25	0.19	0.2	0.16	0.16	0.17	0.2	0.16	0.19	0.15	0.19	0.05
H ₂ O	0.53	0.45	0.18	0.09	0.3	0.27	0.06	0.12	0.25	0.23	0.25	0.4	0.19	0.14
ппп	2.84	5.16	3.19	2.43	2.01	1.73	1.63	0.32	3.09	4.51	2.69	2.4	2.53	0.45
Li	46.4	39.72	37.41	30.64	30.01	34.45	31.84	20.16	11.79	6.18	28.86	11.42	3.89	2.53
Be	1.64	1.41	1.19	1.22	1.55	1.32	1.25	0.97	1.46	1.20	1.32	0.93	0.60	0.53
Sc	8.14	6.86	7.71	5.27	6.84	5.46	5.53	9.92	9.95	5.76	7.14	3.45	6.04	2.29
V	70.69	77.67	86.09	67.28	89.83	73.61	89.58	41.13	48.62	35.57	68.01	35.17	16.88	19.88
Cr	79.11	113.6	99.01	83.7	88.16	79.92	98.85	122.7	122.1	83.61	97.08	53.4	131.1	84.43
Mn	1387	1015	983.4	595.7	620.6	996.4	732.8	1563	2630	2555	1307.89	990.7	2383	1474
Co	13.56	27.33	17.79	11.79	13.47	12.17	13.05	9.611	9.055	12.83	14.07	10.98	7.08	0.99
Ni	36.87	52.11	36.27	43.33	39.2	41.07	44.24	26.99	24.05	29.14	37.33	19.01	17.59	6.72
Cu	44.32	98.89	52.53	26.75	19.87	16.67	20.95	22.88	24.46	38.64	36.60	56.74	26.1	9.84
Zn	87.74	82.05	81.17	63.45	68.78	77.14	76.77	59.77	67.32	63.03	72.72	55.73	49.63	34.25
Ga	13.79	14.15	13.97	9.626	12.31	13.19	14.44	8.226	6.907	3.11	10.97	9.185	2.60	5.02
Rb	133.7	111.8	105.7	115	111.1	135.6	125.8	107.8	46.8	15.55	100.89	35.03	4.20	0.70
Sr	29.08	106	121.9	126	123.1	144.9	121.5	12.96	18.39	16.33	82.02	15.87	14.38	4.62
Y	11.94	10.95	12	11.01	11.28	13.62	11.08	12.6	12.52	9.49	11.89	12.38	7.39	5.10
Zr	86.89	89.58	75.06	71.7	80.14	88.48	79.7	42.3	40.21	22.43	67.65	48.68	14.5	8.94
Nb	3.74	3.86	3.96	3.55	3.58	3.83	3.64	1.90	1.79	1.13	3.10	1.44	0.766	0.49
Ag	0.29	0.72	0.51	0.17	0.17	0.23		0.47	0.54	0.40	0.39	0.372	0.59	0.63
Sn	2.46	3.31	2.92	3.35	2.79	2.09	1.97	0.89	1.44	1.06	2.23	2.40	0.92	0.61
Sb	0.42	0.37	0.32	0.28	0.28	0.24	0.27	0.22	0.30	0.28	0.30	0.28	0.20	0.14
Cs	15.65	12.48	11.68	13.06	13.37	15.95	15.05	11.42	5.19	2.02	11.59	4.36	0.55	—
Ba	698	556.5	523.6	567.9	565.1	679.2	626.8	250.2	135.1	54.16	465.66	173.2	17.27	5.44
La	8.34	9.84	12.78	14.58	17.52	18	17.2	12.45	11.4	—	13.57	8.58	4.54	2.46
Ce	17.18	21.68	26.57	28.44	34.97	37.06	33.3	23.78	23.14	—	27.35	15.56	8.85	5.62
Pr	2.09	2.64	3.249	3.275	3.963	4.45	3.94	2.88	2.91	—	3.27	1.72	1.13	0.70
Nd	9.53	10.79	13.09	13.07	16.20	18.27	16.17	10.93	11.09	—	13.24	6.66	4.50	2.95
Sm	2.01	2.12	2.57	2.47	3.15	3.40	2.99	1.88	2.09	—	2.52	1.36	0.97	0.77
Eu	0.76	0.68	0.76	0.90	0.89	1.04	0.91	0.67	0.77	—	0.82	0.35	0.37	0.23
Gd	2.22	1.93	2.36	2.25	2.66	2.84	2.47	2.03	2.23	—	2.33	1.52	1.09	0.74
Tb	0.35	0.33	0.35	0.35	0.38	0.41	0.37	0.33	0.36	—	0.36	0.27	0.17	0.12

Таблица 1. Продолжение

Ком- понент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Авт. №	КС21- 17/7Б1	КС21- 17/3Б	КС21- 17/3Г	КС21- 17/4	КС21- 17/6А	КС21- 17/6Б1	КС21- 17/6Б2	КС20- 10/1	КС20- 10/3	КС20- 10/4	ВIF–1ср n = 10	КС21- 17/7Б	КС20- 10/5	КС20- 11/2
№ на рис. 3	7	3	3	4	6	6	6	10/1	10/1	10/1	—	7	10/1	11
Dy	2.18	1.95	2.20	2.04	2.14	2.34	2.08	1.98	2.10	—	2.11	1.92	1.16	0.76
Ho	0.41	0.40	0.45	0.41	0.44	0.51	0.45	0.41	0.41	—	0.43	0.44	0.26	0.15
Er	1.28	1.21	1.32	1.23	1.21	1.52	1.28	1.23	1.27	—	1.28	1.44	0.74	0.58
Tm	0.18	0.17	0.19	0.18	0.17	0.24	0.19	0.18	0.18	—	0.19	0.23	0.13	0.07
Yb	1.26	1.19	1.19	1.20	1.09	1.69	1.21	1.23	1.22	—	1.25	1.50	0.78	0.54
Lu	0.21	0.18	0.20	0.18	0.17	0.27	0.18	0.18	0.20	—	0.20	0.25	0.12	0.08
Hf	2.30	2.39	1.97	1.83	2.05	2.50	2.21	1.16	1.12	—	1.95	1.20	0.41	0.27
Ta	0.33	0.28	0.25	0.24	0.24	0.29	0.25	0.14	0.16	0.08	0.23	0.13	0.07	0.03
Pb	6.02	7.16	6.29	5.24	5.24	6.68	6.01	6.19	4.87	4.16	5.79	3.17	3.12	1.17
Bi	0.44	1.41	1.02	0.44	0.42	0.37	0.39	0.30	0.41	0.50	0.57	0.50	0.40	0.418
Th	3.48	3.86	3.51	3.69	3.37	4.65	4.04	2.55	2.77	1.39	3.33	1.49	1.07	0.173
U	1.06	1.16	1.16	1.07	1.02	1.15	1.05	0.68	0.67	—	0.95	0.43	0.31	0.102
REE+Y	62.26	68.45	81.25	83.41	98.27	108.14	96.04	73.93	73.01	—	82.75	55.39	32.62	21.12
(La/ Yb) _{PAAS}	0.49	0.61	0.79	0.90	1.19	0.79	1.05	0.74	0.69	—	0.80	0.42	0.43	0.33
Eu/ Eu* _{PAAS}	1.67	1.56	1.44	1.78	1.43	1.56	1.57	1.58	1.66	—	1.58	1.12	1.67	1.44
Ce/ Ce* _{PAAS}	0.95	0.97	0.95	0.95	0.96	0.95	0.93	0.91	0.92	—	0.95	0.93	0.90	0.98
La/ La* _{PAAS}	2.03	1.20	1.21	1.34	1.42	1.32	1.43	1.14	1.04	—	1.35	1.37	1.22	1.27
Y/Ho	28.84	27.72	26.85	26.59	25.64	26.60	24.90	30.43	30.31	—	27.54	28.01	28.10	35.16

Ком- понент	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	26	25	27	28
Авт. №	КС21- 17/7Г	КС21- 17/3А	КС21- 17/8	КС20- 5/1	КС20- 13/1	КС21- 17/10	КС21- 17/7Б2	КС21- 8/1	КС20- 11/1	КС20- 12/1	Базальт	Кома- тит	Дациг	РАAS
№ на рис. 3	7	3	8	5/1	13	10	7	8	11	12/1	—	—	—	—
SiO ₂	64.02	62	64.2	81.56	84.22	88.3	89.96	90	96.86	79.7	49.8	44.84	66.65	—
TiO ₂	0.2	0.95	0.3	0.09	0.04	0.1	0.04	0.21	0.02	0.26	0.98	0.39	0.53	—
Al ₂ O ₃	8.78	7.78	11.33	0.99	0.53	0.98	0.79	2.48	0.12	11.61	15.09	6.62	14.52	—
Fe ₂ O ₃	6.58	5.4	2.73	6.95	3.5	2.14	2.6	1.14	0.39	0.17	2.69	12.31	4.84	—
FeO	13.07	9.34	9.91	6.18	4.09	5.46	4.31	2.29	1.87	0.86	7.97	—	—	—
Fe ₂ O ₃ ^T	21.11	15.78	13.74	13.82	8.05	8.21	7.39	3.68	2.47	1.13	—	—	—	—
MnO	0.149	0.104	0.078	0.114	0.076	0.161	0.054	0.038	0.018	0.011	0.181	0.18	0.07	—
MgO	2.42	2.8	2.55	1.34	2.04	0.53	0.49	1.06	0.15	0.72	7.4	29.66	2.28	—

Таблица 1. Продолжение

Ком- понент	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	26	25	27	28
Авт. №	КС21- 17/7Г	КС21- 17/3А	КС21- 17/8	КС20- 5/1	КС20- 13/1	КС21- 17/10	КС21- 17/7Б2	КС21- 8/1	КС20- 11/1	КС20- 12/1	Базальт	Кома- тит	Дацил	РААС
№ на рис. 3	7	3	8	5/1	13	10	7	8	11	12/1	—	—	—	—
CaO	1.8	2.54	1.58	1.02	1.67	0.72	0.14	1.36	0.14	0.51	11.51	5.86	3.85	—
Na ₂ O	0.32	1.45	2.92	0.14	0.04	0.02	0.05	0.84	0.01	1.94	2.09	0.06	2.4	—
K ₂ O	0.4	1.7	2.13	0.04	0.03	0.02	0.09	0.25		2.82	0.45	0.02	3.82	—
P ₂ O ₅	0.2	0.22	0.1	0.09	0.05	0.13	0.02	0.02	0.04	0.02	0.08	0.06	0.07	—
H ₂ O	0.22	0.35	0.05	0.21	0.5	0.2	0.2	0.1	0.04	0.13	0.03	—	-	—
ппп	1.46	4.88	1.7	1.07	3.08	0.84	0.78	0.14	0.01	1.25	1.54	—	0.87	—
Li	8.79	31.7	31.43	2.16	1.598	0.701	2.151	5.427	0.53	23.09	18.02	—	—	—
Be	0.78	1.72	1.07	0.58	0.26	0.09		0.60		0.66	0.528	—	—	—
Sc	3.00	6.50	8.81	2.41	1.50		8.11	4.69	3.48	4.96	38.99	25.10	—	—
V	27.96	68.12	81.42	15.76	11.73			22.38		38.61	256.4	152.28	—	—
Cr	51.92	85.31	85.52	52.68	92.42	45.84	52.44	61.04	116.9	41.59	145.5	3072.89	—	—
Mn	1306	880.1	634.5	783	542.7	1501	414.6	331.5	131.7	84.03	1288	—	25	—
Co	9.69	23.58	9.393	2.381	9.929	5.676	6.136	7.08	0.688	16.62	42.05	44.84	—	—
Ni	19.57	49.99	36.54	8.317	30.71	10.58	11.16	6.56	4.706	30.02	118	1494.33	—	—
Cu	38.46	76.24	18.13	46.47	35	23.26	47.07	25.47	5.341	16.6	11.1	—	—	—
Zn	58.37	66.99	79.56	24.46	37.88	34.68	15.07	30.33	5.547	124.2	62.75	—	—	—
Ga	7.922	9.85	16.19	2.138				6.915	0.346	19.63	15.71	—	—	—
Rb	17.11	82.95	110.3	0.979	2.591	0.678	3.51	9.294	1.003	77.34	13.91	—	—	—
Sr	15.03	136.5	323.9	5.414	6.475	7.546	3.553	39.11	1.861	89.45	127.2	—	—	—
Y	14.18	11.8	10.24	6.256	3.764	2.269	1.329	4.961	0.33	5.337	22.44	—	98	28
Zr	51.54	79.58	71.3	7.41	3.55	1.99	3.25	40.57	0.99	108.9	59.38	—	12.6	—
Nb	1.04	3.20	2.73	0.38	0.29	0.13	0.16	1.97		4.03	3.18	—	149	—
Ag	0.321	0.66	0.23	0.92	0.26	0.19	0.19	0.23	0.13	0.05		—	—	—
Sn	2.51	3.72	2.37	0.55	0.72	2.10	0.40	3.92	0.60	1.47	1.77	—	—	—
Sb	0.40	0.35	0.25	0.09	0.13	0.24	0.15	1.40	0.14	0.25	0.22	—	—	—
Cs	2.22	9.495	12.63	0.11	0.33	0.06	0.45	0.60	0.14	2.356	0.77	—	—	—
Ba	86.58	454.3	520.9	5.16	4.015	2.79	17.45	126.9	5.21	484	71.12	—	—	—
La	2.69	5.022	7.354	2.41	3.01	1.34	2.32	4.14	2.03	14.55	4.10	0.58	189	38
Ce	5.95	11.62	14.69	5.07	5.59	2.17	4.21	8.14	3.14	31.16	11.28	—	9.3	80
Pr	0.78	1.43	1.66	0.49	0.67	0.25	0.47	0.97	0.39	3.40	1.475	—	15.6	8.9
Nd	3.54	5.86	6.58	2.62	2.65	1.11	1.78	4.57	1.29	12.05	7.83	1.97	2.32	32

Таблица 1. Окончание

Ком- понент	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	26	25	27	28
Авт. №	КС21- 17/7Г	КС21- 17/3А	КС21- 17/8	КС20- 5/1	КС20- 13/1	КС21- 17/10	КС21- 17/7Б2	КС21- 8/1	КС20- 11/1	КС20- 12/1	Базальт	Кома- тит	Дацил	РААС
№ на рис. 3	7	3	8	5/1	13	10	7	8	11	12/1	—	—	—	—
Sm	0.98	1.23	1.37	0.53	0.46	0.20	0.32	1.18	0.18	2.12	2.74	0.78	9.71	5.6
Eu	0.29	0.48	0.53	0.17	0.12	0.10	0.09	0.28	0.08	0.51	0.95	0.27	2.04	1.1
Gd	1.35	1.45	1.61	0.69	0.49	0.26	0.26	1.22	0.13	1.52	3.54	1.14	0.99	4.7
Tb	0.27	0.28	0.30	0.10	0.08	0.04	0.04	0.18	0.01	0.24	0.64	—	2.4	0.77
Dy	2.11	1.82	1.76	0.62	0.49	0.26	0.20	1.07	0.07	1.04	3.84	1.40	0.4	4.4
Ho	0.50	0.41	0.38	0.16	0.09	0.06	0.04	0.21	0.008	0.19	0.80	—	2.19	1
Er	1.66	1.40	1.15	0.64	0.26	0.19	0.12	0.54	0.021	0.59	2.53	0.87	0.4	2.9
Tm	0.26	0.23	0.18	0.10	0.03	0.03	0.02	0.08	0.006	0.08	0.36	—	1.11	0.5
Yb	1.72	1.50	1.11	0.52	0.20	0.18	0.11	0.47	0.023	0.55	2.38	0.81	0.18	2.8
Lu	0.26	0.24	0.17	0.09	0.03	0.03	0.01	0.07	0.004	0.08	0.34	—	1	0.5
Hf	1.34	2.08	1.98	0.25	0.12	0.05	0.08	1.03		3.22	2.12	—	0.18	—
Ta	0.13	0.28	0.23	0.04	0.03	0.02	0.02	0.13	0.02	0.35	0.40	—	—	—
Pb	2.76	7.73	5.76	1.47	1.80	1.74	1.04	4.70	0.90	7.02	4.12	0.26	—	—
Bi	0.38	1.26	0.32	0.35	1.34	0.33	0.37	0.55	0.12	0.21	0.41	—	—	—
Th	1.37	3.84	2.39	0.15	0.30	0.09	0.16	0.88	0.053	5.61	0.66	0.05	—	—
U	0.40	1.18	0.85	0.08	0.23	0.06	0.08	0.22	0.018	2.04	0.17	0.02	—	—
REE+Y	37.88	46.84	51.05	20.71	18.04	8.55	11.38	29.10	7.72	76.66	—	—	—	—
(La/ Yb) _{РААС}	0.11	0.25	0.49	0.34	1.10	0.55	1.59	0.65	6.50	1.94	—	—	—	—
Eu/ Eu* _{РААС}	1.13	1.64	1.64	1.29	1.14	1.91	1.53	1.09	2.41	1.33	—	—	—	—
Ce/ Ce* _{РААС}	0.94	0.99	0.97	1.07	0.90	0.86	0.92	0.93	0.81	1.02	—	—	—	—
La/ La* _{РААС}	1.77	1.14	1.32	35.17	1.30	2.40	1.25	2.66	1.04	0.97	—	—	—	—
Y/Ho	28.53	29.14	26.95	40.10	43.26	37.82	33.23	24.20	41.25	27.80	—	—	—	—

Примечания. 25 – образец базальта КС20–16/1 из рувинваарской свиты, 26 – средний состав коматитов контокской СТА (Puchtel et al., 1998), 27 – ликвационный дацит из рувинваарской свиты (Вревский, 2022), 28 – РААС – Post Archean Average Shale (Nance, Taylor, 1976). $Eu/Eu^*_{РААС} = 2Eu_{РААС} / (Sm_{РААС} + Gd_{РААС})$; $Ce/Ce^*_{РААС} = 2Ce_{РААС} / (La_{РААС} + Pr_{РААС})$; $La/La^*_{РААС} = La_{РААС} / (3Pr_{РААС} - 2Nd_{РААС})$.

Наиболее мощные прослои ВIF-содержащих осадков известны среди пород рувинваарской свиты в центральной части пояса (рис. 16). Здесь отдельные линзы (рис. 3а, б) прослеживаются по простиранию на 500–800 м при мощности 10–120 м (Богданов, 2012; Шрамко и др., 1977). Одна из таких линз в районе оз. Заячьего была разбурена (рис. 3а), что позволило проследить ее на глубину 200 м. Пробы для настоящего исследования были отобраны в старых горных выработках – канавах К-743 и К-10 (рис. 3а, б).

В изученных разрезах ВIF представляют собой грубое чередование светло-серых слабомагнитных прослоев кварцитов мощностью 1–5 см и темных сильномагнитных биотит-амфибол-магнетитовых пород мощностью до 1 м. Прослои кварцитов часто будинированы (рис. 4а). ВIF чередуются в разрезе с безрудными кварцитами, биотит-амфиболовыми сланцами, углеродсодержащими сланцами, брекчиями (рис. 4б). В сланцах обычно присутствуют вкрапления сульфидов различного размера.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВIF

BIF-1 представляют собой чередование светлых прослоев магнетитовых кварцитов и темных прослоев магнетитосодержащих сланцев. Среди кварцитов встречаются разновидности с низким и высоким содержанием магнетита, некоторые прослои отличаются присутствием в составе биотита и амфибола. Магнетитосодержащие сланцы преимущественно представлены гранат-амфибол-магнетит-биотитовыми разностями, среди которых обычны породы с преобладанием в составе биотита и амфибола. Таким образом, крайними разновидностями в этом ряду являются магнетитовые кварциты с небольшим содержанием биотита и гранат-амфибол-магнетит-биотитовые сланцы.

Магнетитовые кварциты имеют мелкозернистую полосчатую текстуру (рис. 5а, б). Структура

гранолепидобластовая. Порода состоит из кварца и магнетита, но обычно присутствуют единичные зерна биотита и амфибола.

Содержание магнетита в кварците сильно варьирует от единичных зерен до 30–40 % объема породы. Он представлен как мелкими (менее 0.1 мм), так и крупными (0.1–1 мм) зернами (рис. 5а–в), которые часто формируют тонкие прослои в породе (рис. 5а, б). Крупные зерна в некоторых случаях образуют вытянутые срастания, параллельные сланцеватости породы. В лейкократовых кварцитах на границах крупных зерен магнетита часто отмечаются каймы из лейст биотита.

Кварц образует в породе угловатые изометричные зерна с характерной гранобластовой структурой (рис. 5в). Скопления кварца с редкими вкраплениями магнетита ($\pm$ биотит) формируют

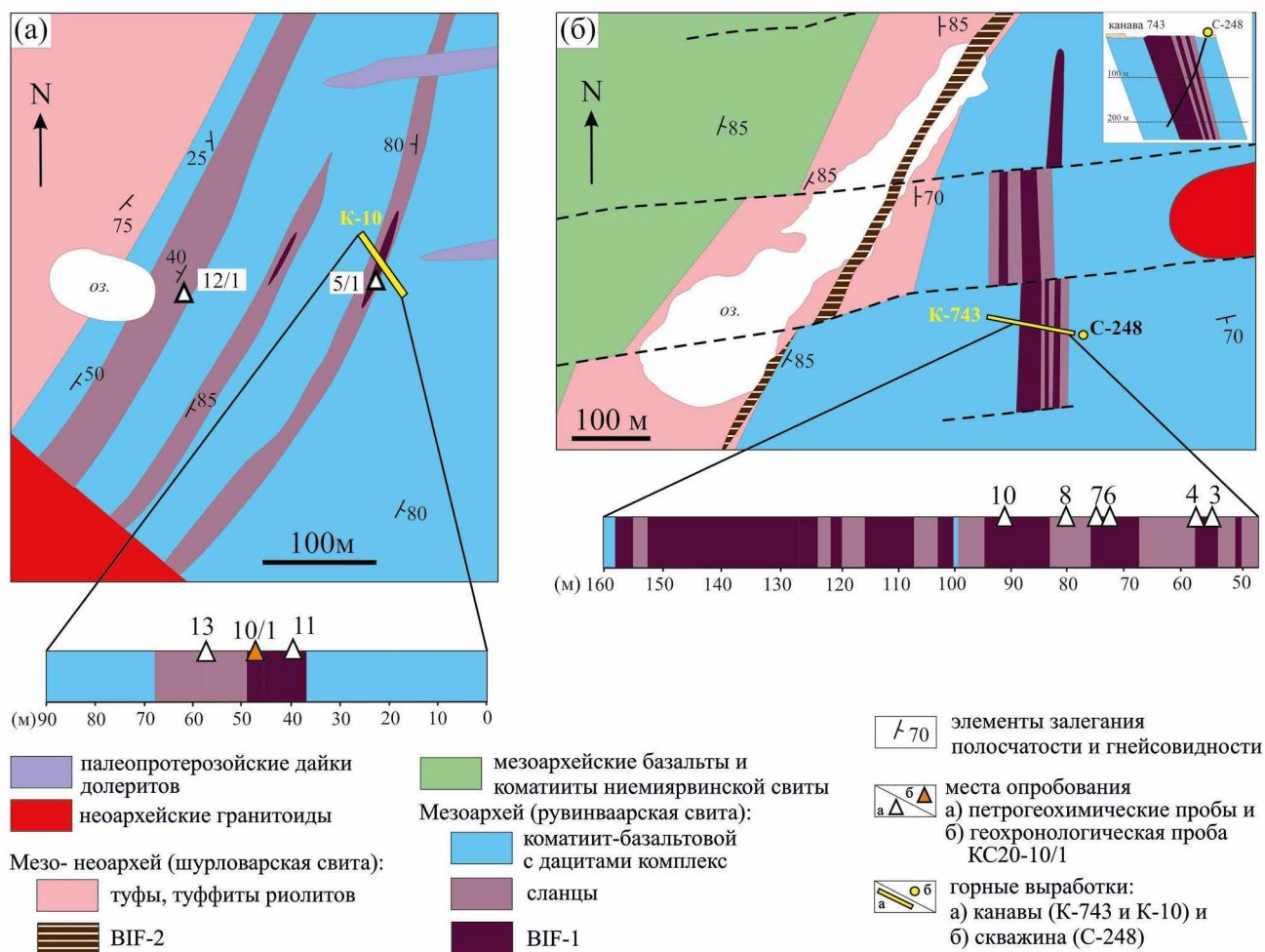


Рис. 3. Схемы геологического строения (а) участка в южной части КЗП (рис. 16) и расположение каналы К-10 с точками опробования KC20–5/1, 10/1, 11, 12/1, 13 (табл. 1); (б) детального участка в районе оз. Заячье (рис. 16), разрез скважины (на врезке в правом верхнем углу) и каналы К-743 с точками опробования KC21–17/3–10 (табл. 1) (Богданов, 2012; Кожевников, 1982; Шрамко и др., 1977 с авторскими дополнениями).



Рис. 4. Текстуальные особенности пород BIF-содержащего комплекса осадков в коматиит-базальтовой толще контоксской СТА (фото спилов вкрест залегания): (а) будинированные полосчатые железистые кварциты (обр. КС20–10/1, точка 10/1 на рис. 3а), светлые тела – магнетитсодержащие кварциты, темные – амфибол-биотит-магнетитовый сланец; (б) прослои безрудных кварцитов, осадочной брекчии, амфибол-биотитовых сланцев (обр. КС21–17/7А–В, точка 7 на рис. 3б).

микропрослои размером 0.5–2 мм, которые переслаиваются с прослоями из магнетита (рис. 5а, б).

Биотит присутствует в виде единичных лейст, но иногда составляет до 20 % объема породы (рис. 5в). Он представлен в виде мелких (около 0.1 мм) чешуек коричневого (по Ng) цвета, которые равномерно распределены в породе. Крупные (0.1–0.4 мм) зерна биотита с буро-зеленой окраской (по Ng) приурочены к прослоям с крупным магнетитом. Биотит представляет собой смесь следующих миналов: аннита – 34–43 %, сидерофиллита – 26–34 %, флогопита – 16–19 %, истонита – 12–16 %.

Амфибол встречается достаточно редко. Отдельные зерна до 0.4 мм совместно с биотитом иногда окаймляют крупные кристаллы магнетита. Среди амфиболов выделяются две группы. Преобладают зерна темно-зеленого цвета (по Ng) железистой роговой обманки и феррочермакита с включениями кварца. Ко второй разновидности относятся бесцветные или светло-зеленые призматические зерна грюнерита, в которых обычны двойники.

Акцессорные минералы в магнетитовых кварцитах представлены апатитом и цирконом, рудные – пиритом.

Гранат-амфибол-магнетит-биотитовый сланец – это наиболее меланократовый тип пород, с которыми чередуются магнетитовые кварциты. Он представляет собой среднезернистый сланец (рис. 5г), состоящий, главным образом, из биотита, амфибола, кварца и магнетита (содержание последнего может достигать до 20 %). Кварц присутствует от единичных зерен до 20–30 % объема породы, при этом, его количество, обычно, резко увеличивается на контакте с кварцитом (рис. 5г). Текстура сланцеватая, полосчатая. Структуралепидонематобластовая.

Среди зерен магнетита преобладают крупные – размером 0.2–0.3 мм, они концентрируются среди биотит-амфиболовой составляющей породы. Часть зерен окаймляется чешуйками биотита.

Биотит встречается, как правило, в виде лейст размером до 0.3 мм, которые могут формировать и мономинеральные прослои. Биотит окрашен в бурый и/или зеленый цвет (по Ng). В составе изученных зерен биотита содержание аннита 18–52 %, сидерофиллита 18–44 %, флогопита 11–22 %, истонита 8–20 %.

Амфиболы в темных прослоях отличаются более крупным, чем в кварците, размером зерен (до 1 мм) и идиоморфной формой. Большинство удлиненных

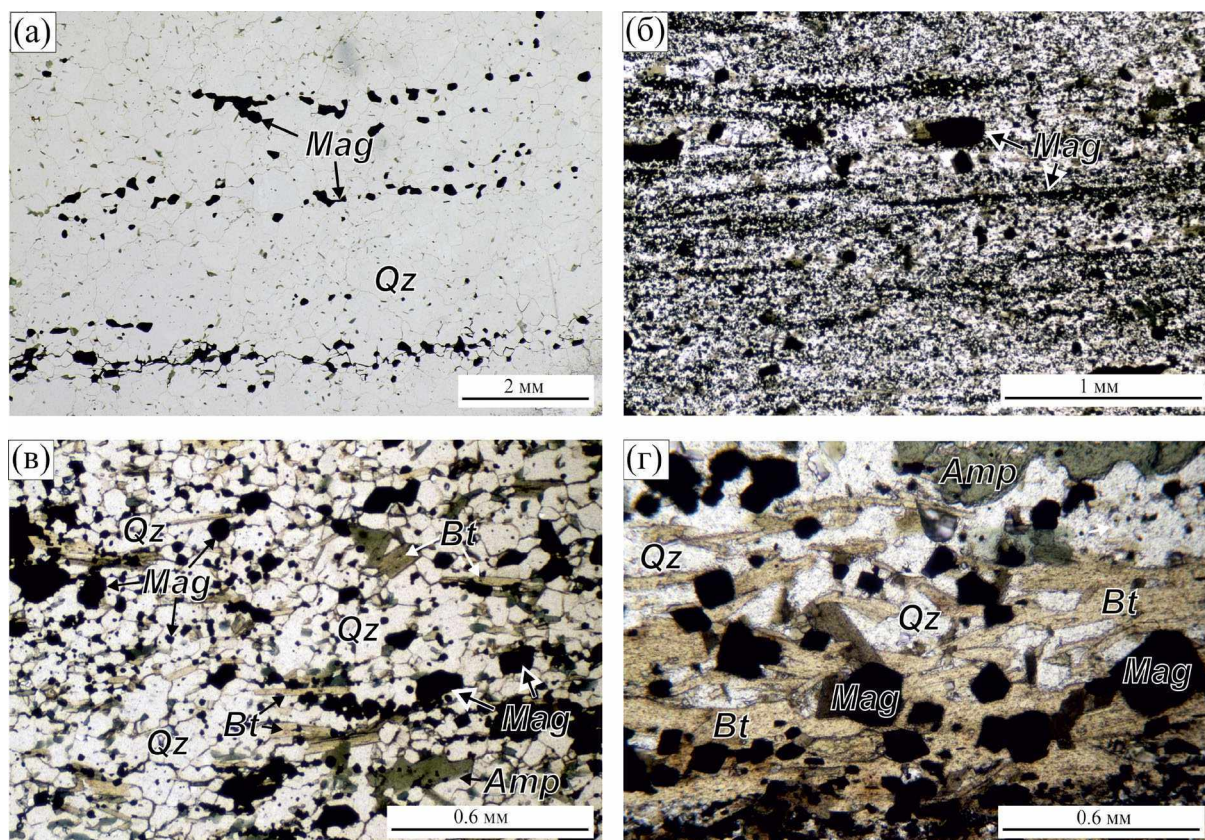


Рис. 5. Полосчатые железистые кварциты (обр. КС20–10/1) под микроскопом (изображения в проходящем свете, без николей): (а) магнетитовый кварцит, мелкий магнетит концентрируется в виде прослоев; (б) амфибол-биотит-магнетитовый кварцит с прослоями магнетита; (в) амфибол-биотит-магнетитовый кварцит с крупным магнетитом; (г) темные прослои амфибол-биотит-магнетитового сланца.

Сокращения минералов по (Warr, 2021), где *Amp* = амфибол, *Bt* = биотит, *Mag* = магнетит, *Qz* = кварц.

зерен амфибола ориентированы согласно со сланцеватостью, однако некоторые крупные зерна ориентированы ортогонально ей. Среди исследованных амфиболов выделяется две группы. К первой относятся крупные удлиненные зерна темно-зеленого цвета (по Ng), представленные железистой роговой обманкой, ферропаргаситом и феррочермакитом. Наиболее крупные зерна содержат включения магнетита, кварца и альбита. Вторая группа представлена отдельными призматическими зернами (до 0.5 мм) грюнерита с бесцветной или светло-зеленой окраской.

Гранат встречается в ассоциации с биотитом и амфиболом. Зерна граната (0.5–4 мм) гипидиоморфны с резорбированными границами. Крупные гранаты содержат обычно минеральные включения кварца, магнетита и биотита. В зернах меньшего размера минеральные включения встречаются редко. В составе граната альмандиновый минал составляет 75 %,grossularовый – 15 %,пироповый – 5 %,спессартиновый – 5 %. Химическая зональность в гранате не проявлена.

В виде редких небольших зерен (0.1–0.3 мм) в породе встречается плагиоклаз. В зернах не отмечены его полисинтетические двойники. Изученные зерна относятся к альбиту и олигоклазу.

Акцессорные минералы представлены апатитом, турмалином, цирконом.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ BIF-1

Содержания петрогенных окислов и малых элементов изучены в 23 (10 + 13) пробах BIF-1 и связанных с ними генетически высококремнистых BIF, магнетит-амфибол-биотитовых кварцитах и сланцах (табл. 1). Во всех них сумма SiO_2 и $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$ составляет 78–99 %. Вместе с тем, среди этих пород следует выделить те, в которых содержание SiO_2 находится в пределах 40–60 мас. % и $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$ – 21–58 мас. %, что, как было сказано выше, принимается за стандартные BIF (рис. 6). В рассматриваемой выборке к таковым относится 10 анализов, в которых содержание SiO_2 и $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$ варьирует от 48.3 до 58.6 % и от

21.3 до 33.8 %, соответственно (табл. 1). Породы с такими характеристиками рассматриваются как собственно BIF. При оценке среднего состава BIF-1 (№ 11, табл. 1) использовались только эти анализы.

Содержание наиболее маломобильных при диагенетических и метаморфических преобразованиях высокзарядных элементов варьирует в BIF-1 в широких пределах (в г/т): Zr – 22.43–89.58 (среднее – 67.65), Hf – 1.12–2.5 (среднее – 1.82), Nb – 1.13–3.96 (среднее – 3.10), Sc – 5.27–9.95 (среднее – 7.14), Th – 1.39–4.65 (среднее – 3.33), соответственно (табл. 1). При этом BIF-1 выделяются среди BIF

других кратонов (табл. 2, рис. 6) повышенным содержанием Zr и Hf.

Бросается в глаза крайне высокое содержание в BIF-1 Ba (54–698 г/т), имеющее при этом прямую корреляцию с наиболее подвижными элементами Rb, Li, K. В BIF-1 высокое относительно других BIF КЗП содержание MnO (ср. сод. – 0.15 %), однако это на порядок ниже, чем в мезоархейских BIF ЦБЗК Индийского щита (табл. 2, рис. 6). Средние содержания рассмотренных выше элементов в ассоциирующих с BIF-1 кварцитах и сланцах немного ниже, но в целом сопоставимы (табл. 1).

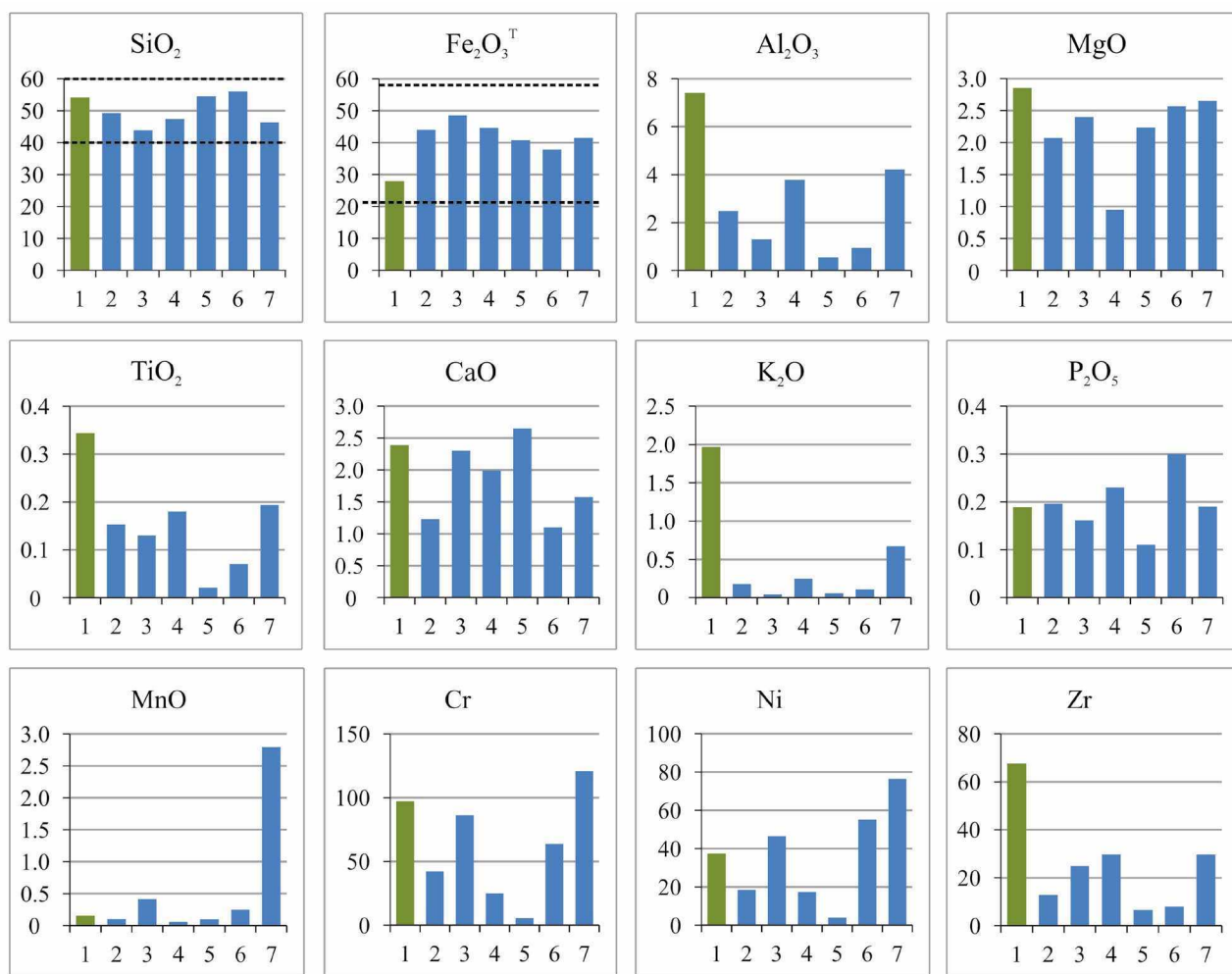


Рис. 6. Гистограммы средних содержаний окислов (мас. %) и элементов (в г/т) (табл. 2) в мезоархейских BIF типа Алгома Костомукшского зеленокаменного пояса (КЗП) и других кратонов мира (цифры по горизонтальной оси обозначают эти районы): 1–2 – КЗП: 1 – BIF-1 (настоящая работа); 2 – BIF-2 (шурловаарской свиты) (Slabunov et al., 2020 с дополнениями); 3 – Курско-Бесединского блока Воронежского кристаллического массива - ВКМ (Савко и др., 2015); 4 – пояса Италиарсук (Itilliarsuk) Северо-Атлантического кратона, западная Гренландия (Haugaard et al., 2013); 5 – комплекса CSCG (Central Slave Cover Group) кратона Слейв Канадского щита (Haugaard et al., 2016); 6 – комплекса Ямадонг (Yemadong) кратона Янцзы (Zhou et al., 2022), 7 – Центрально-Бунделкхандского зеленокаменного комплекса (ЦБЗК) Мауринипурского пояса Бунделкхандского кратона Индийского щита (Slabunov, Singh, 2019).

Пунктирные линии на гистограммах SiO_2 и Fe_2O_3^T – нижняя и верхняя границы вариаций содержания окислов в типичных BIF (Bekker, Kovalick, 2021).

Таблица 2. Средний химический состав (окислы — в мас. %, элементы — в г/т) мезоархейских типа Алгома BIF Костомукшского (1–2) и других зеленокаменных комплексов кратонов мира (3–7)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	54.13	49.22	43.90	47.37	54.47	55.96	46.37
TiO ₂	0.34	0.15	0.13	0.18	0.02	0.07	0.19
Al ₂ O ₃	7.41	2.49	1.31	3.78	0.55	0.94	4.21
Fe ₂ O ₃ ^T	27.92	44.01	48.54	44.61	40.78	37.83	41.48
MnO	0.15	0.10	0.42	0.06	0.10	0.25	2.79
MgO	2.86	2.07	2.40	0.95	2.24	2.57	2.66
CaO	2.39	1.23	2.31	1.99	2.65	1.18	1.58
Na ₂ O	1.03	0.45	0.07	0.57	0.08	0.10	0.13
K ₂ O	1.97	0.18	0.04	0.25	0.06	0.11	0.67
P ₂ O ₅	0.19	0.20	0.16	0.23	0.11	0.28	0.19
H ₂ O	0.25	0.15	—	—	—	—	0.23
ппп	2.69	1.33	1.18	—	—	0.19	1.45
Be	1.3	1.1	0.4	—	—	—	1.1
Sc	7.1	4.7	3.8	5.5	—	3.5	4.9
V	68.0	18.6	33.8	—	7.1	24.2	52.0
Cr	97.1	42.1	86.3	25.0	5.5	63.7	120.9
Co	14.1	3.1	9.7	—	—	103.6	12.6
Ni	37.3	18.4	46.6	17.4	4.1	55.1	76.4
Cu	36.6	10.7	23.5	—	—	—	28.8
Zn	72.7	24.3	87.5	—	—	—	53.4
Ga	11.0	1.4	5.4	—	—	5.4	4.4
Rb	100.9	0.7	1.3	3.1	—	6.2	41.4
Sr	82.0	12.7	13.3	85.3	14.3	9.0	35.9
Y	11.9	6.6	9.1	3.3	6.4	24.4	10.8
Zr	67.6	12.8	24.8	29.6	6.6	7.9	29.7
Nb	3.1	0.6	2.4	—	0.6	3.8	2.2
Ba	465.7	23.5	38.8	—	—	132.8	222.0
La	13.57	3.17	6.33	3.24	2.93	9.12	8.43
Ce	27.35	6.66	14.27	8.88	5.90	24.20	14.74
Pr	3.27	0.76	1.73	0.80	0.66	3.02	1.55
Nd	13.24	3.19	7.32	3.23	2.63	13.66	8.54
Sm	2.52	0.73	1.64	0.65	0.56	3.82	1.83
Eu	0.82	0.32	0.38	0.22	0.37	0.87	0.60
Gd	2.33	0.85	1.78	0.29	0.75	4.11	2.30
Tb	0.36	0.14	0.25	0.11	0.15	0.68	0.26
Dy	2.11	0.92	1.48	0.63	0.82	4.32	1.60

Таблица 2. Окончание

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
Ho	0.43	0.21	0.30	0.12	0.21	0.89	0.34
Er	1.28	0.67	0.89	0.35	0.64	2.44	1.02
Tm	0.19	0.10	0.12	0.05	0.12	0.37	0.14
Yb	1.25	0.69	0.80	0.31	0.62	2.41	1.07
Lu	0.20	0.11	0.12	0.05	0.13	0.38	0.16
Hf	1.95	0.33	0.66	0.82	0.35	0.30	0.80
Ta	0.23	0.04	0.15	—	2.69	0.27	0.26
Pb	5.79	0.97	2.15	2.69	—	8.92	3.76
Th	3.33	0.66	0.86	0.49	1.10	1.13	2.07
U	0.95	0.17	0.27	0.32	0.41	0.56	0.43
$\Sigma P3\Theta+Y$	82.75	25.14	46.51	22.19	22.91	94.74	53.37

Примечания. 1–2 – КЗП: 1 – 2.87 млрд лет BIF-1 (настоящая работа), 2 – 2.8 млрд лет BIF-2 (шурловаарской свиты) (Slabunov et al., 2020 с дополнениями), 3 – мезоархейские (не моложе 2.8 млрд лет) BIF Курско-Бесединского блока ВКМ Сарматии (Савко и др., 2015); 4 – 2.9 млрд лет BIF пояса Италиарсук (Itilliarsuk) Северо-Атлантического кратона, западная Гренландия (Haugaard et al., 2013); 5 – BIF 2.85 млрд лет комплекса CSCG (Central Slave Cover Group) кратона Слейв Канадского щита (Haugaard et al., 2016), 6 – BIF 2.9 млрд лет комплекса Ямадонг (Yemadong) кратона Янцзы (Zhou et al., 2022), 7 – BIF 2.81 млрд лет ЦБЗК Мауринипурского пояса Бунделкхандского кратона Индийского щита (Slabunov, Singh, 2019).

BIF-1 (табл. 1, 2), подобно многим аналогам (например, архейским ВКМ Сарматии, мезоархейским ЦБЗК Индии), характеризуются относительно высокими содержаниями (средние сод. в г/т) транзитных халькофильных элементов таких как Cu (36.60), Zn (72.72), Pb (5.79), Ga (10.97).

Общее содержание редкоземельных элементов (P3 Θ + Y в 9 изученных образцах BIF-1 (табл. 1) варьирует от 62 до 108 г/т (среднее – 83 г/т). В ассоциирующих с BIF-1 кварцитах и сланцах (13 образцов) эти содержания ниже (от 8 до 77, среднее – 32 г/т). Средние содержания P3 Θ + Y в BIF-1 сопоставимы с таковыми в кратоне Янцзы Китая (95 г/т), что несколько выше, чем в аналогичных породах большинства кратонов (табл. 2).

Нормированные по PAAS (Post Archean Average Shale) содержания P3 Θ + Y в BIF-1 (рис. 7) характеризуются небольшим обеднением легкими P3 Θ (LP3 Θ) – $(La/Yb)_{PAAS} = 0.49–1.19$, среднее – 0.8, положительной Eu-аномалией $(Eu/Eu^*)_{PAAS} = 1.43–1.78$, среднее – 1.6), отсутствием Ce-аномалией $(Ce/Ce^*)_{PAAS} = 0.91–0.97$, среднее – 0.94), положительной La-аномалией $(La/La^*)_{PAAS} = 1.04–2.03$, среднее – 1.35) (табл. 1, рис. 7a). Все указанные характеристики весьма типичны для архейских BIF (Konhauser et al., 2017; Zhou et al., 2022).

Спектры распределения нормированных содержаний P3 Θ +Y в ассоциирующих с BIF-1 магнетитсодержащих кварцитах и сланцах, в целом аналогичны

им (рис. 7a). Более существенные вариации отмечаются в высококремнистых ($SiO_2 > 75–80\%$) кварцитах этой ассоциации: они в целом обеднены P3 Θ +Y, в части из них сохраняется характерное для BIF обеднение LP3 Θ , положительная Eu-аномалия и отсутствие Ce-аномалии, однако в отдельных пробах, особенно сильно обогащенных SiO_2 , отмечается обогащение LP3 Θ и средними P3 Θ , может исчезать Eu-аномалия (рис. 7б).

Сравнивая средний состав BIF-1 с аналогичными мезоархейскими типа Алгома породами из других кратонов (Карельского, Северо-Атлантического, Слейв, Бунделкхандского, Сарматия (Воронежского массива), Янцзы) обращает на себя внимание их сходство по содержанию SiO_2 , CaO, P_2O_5 , но при этом в каждом проявляются индивидуальные особенности. Так BIF-1 выделяются относительно высокими средними содержаниями TiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , Zr, V, Cu, Ba, Th, REE+Y и низкими – $Fe_2O_3^T$ (рис. 6, табл. 2), однако эти содержания не являются экстремальными.

Характер корреляции между содержаниями окислов в BIF-1 и ассоциирующих с ними кварцитов и сланцев проявляется на бинарных диаграммах (рис. 8). На них отчетливо видна положительная корреляция $Al_2O_3 – TiO_2$, $Al_2O_3 – Zr$, $TiO_2 – Zr$, $MgO – Ni$, $MgO – Cr$ и отрицательная $Fe_2O_3^T – SiO_2$, $MgO – SiO_2$. Такие соотношения окислов указывают на привнос терригенных примесей, при этом их источником были как кислые-средние (с высоким

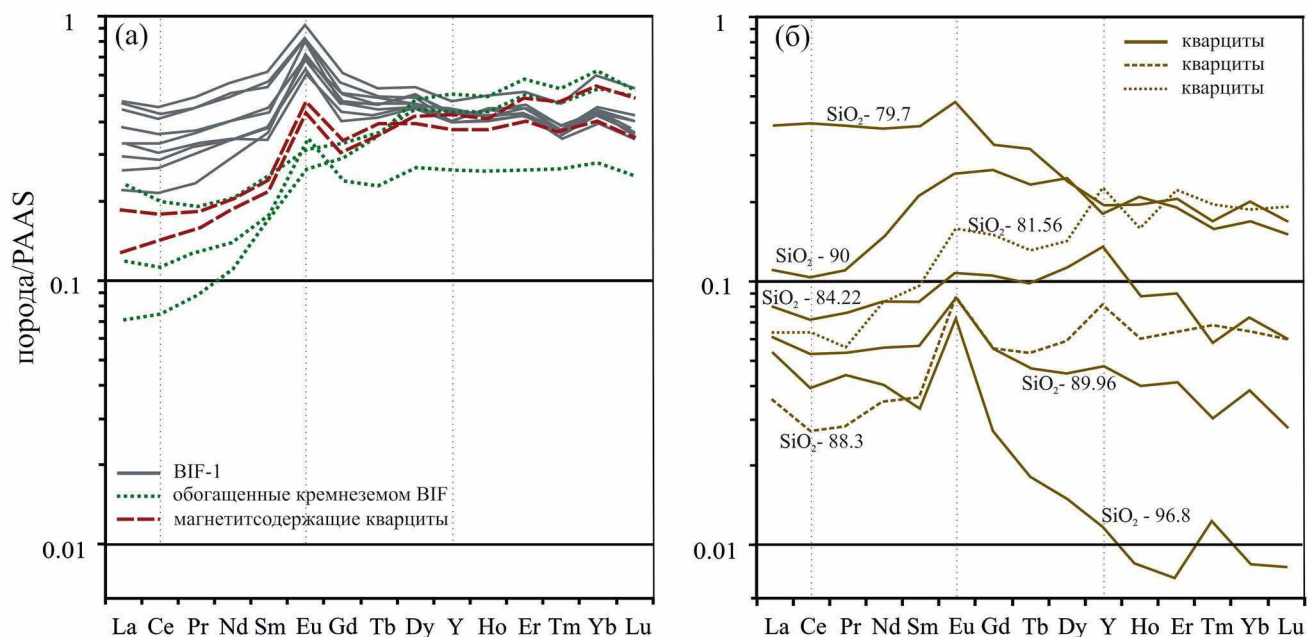


Рис. 7. PAAS–нормированные содержания РЗЭ + Y в мезоархейских BIF и ассоциирующих с ними породах: (а) в BIF–1 (серые линии), обогащенных кремнеземом BIF (зеленые линии) и магнетитсодержащих кварцитах (красные линии); (б) в кварцитах (показаны концентрации в них SiO₂ в мас. %).

содержанием Al₂O₃, TiO₂ и Zr) породы, так и основные-ультраосновные (с высоким содержанием MgO, Ni и Cr).

Следует также обратить внимание на то, что фигуративные точки составов BIF-1 и ассоциирующих с ними пород на бинарных диаграммах концентрируются вдоль прямых линий (рис. 8). Каждую точку на этой линии можно рассматривать как смесь крайних компонентов в различных пропорциях (например, Фор, 1989, стр. 157). Бинарные диаграммы можно использовать для оценки состава источников, из смеси которых образовались рассматриваемые породы. Так, на диаграмме Fe₂O₃^T – SiO₂ все исследуемые составы BIF-1 и ассоциирующих с ними кварцитов можно представить как смесь кремнезема с содержанием SiO₂ = 90–100 мас. % и гидроксида Fe с содержанием Fe₂O₃ = 60 мас. % (рис. 8). Это хорошо согласуется с предположением о том, что на до-диагететической стадии BIF формировались за счет осаждения геля Fe (III) и Si (Konhauser et al., 2002, Zheng et al., 2016). Бинарные диаграммы в координатах Al₂O₃, TiO₂, Zr, MgO (рис. 8) дают возможность рассматривать в качестве протолита BIF как Fe–Si гель, загрязненный продуктами разрушения пород коматиит-базальтового и кислого состава, известных в составе контоксской серии КЗП.

Таким образом, петрогеохимические особенности BIF-1 КЗП позволяют классифицировать эти породы как хемогенные осадки с терригенной примесью из смеси продуктов разрушения вмещающих

пород коматиит-базальтовой с дацитами толщи. При этом, несмотря на то, что содержания ряда окислов и элементов (например, Al₂O₃, TiO₂, K₂O, Zr, Hf, Ba, Zn, Cu) характеризуются как относительно высокие, эти их особенности не являются экстраординарными для BIF этого типа.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

BIF рассматриваются как важная часть архива осадочных пород, геохимические особенности которых несут информацию об особенностях их накопления, в частности, о роли гидротермального и терригенного вещества при их образовании, а также о составе древних (архейских) океанов и атмосферы.

Источники вещества для BIF. Анализ бинарных диаграмм (рис. 8), как было отмечено выше, дает основания предполагать, что главными источниками вещества при формировании BIF-1 были гели гидроксидов Fe и Si, загрязненные продуктами разрушения базальт-коматиитовой с дацитами толщи.

Для оценки роли терригенных и гидротермальных источников при формировании морских осадков используются (Stern et al., 2013) диаграммы Fe – Al – Mn и Al/(Al + Fe + Mn) (рис. 9а, б). На них фигуративные точки составов BIF-1 и ассоциирующих с ними пород КЗП находятся в полях вместе с металлоносными осадками гидротермальной природы. Более того, на диаграмме Al/(Al + Fe + Mn) – Fe/Ti

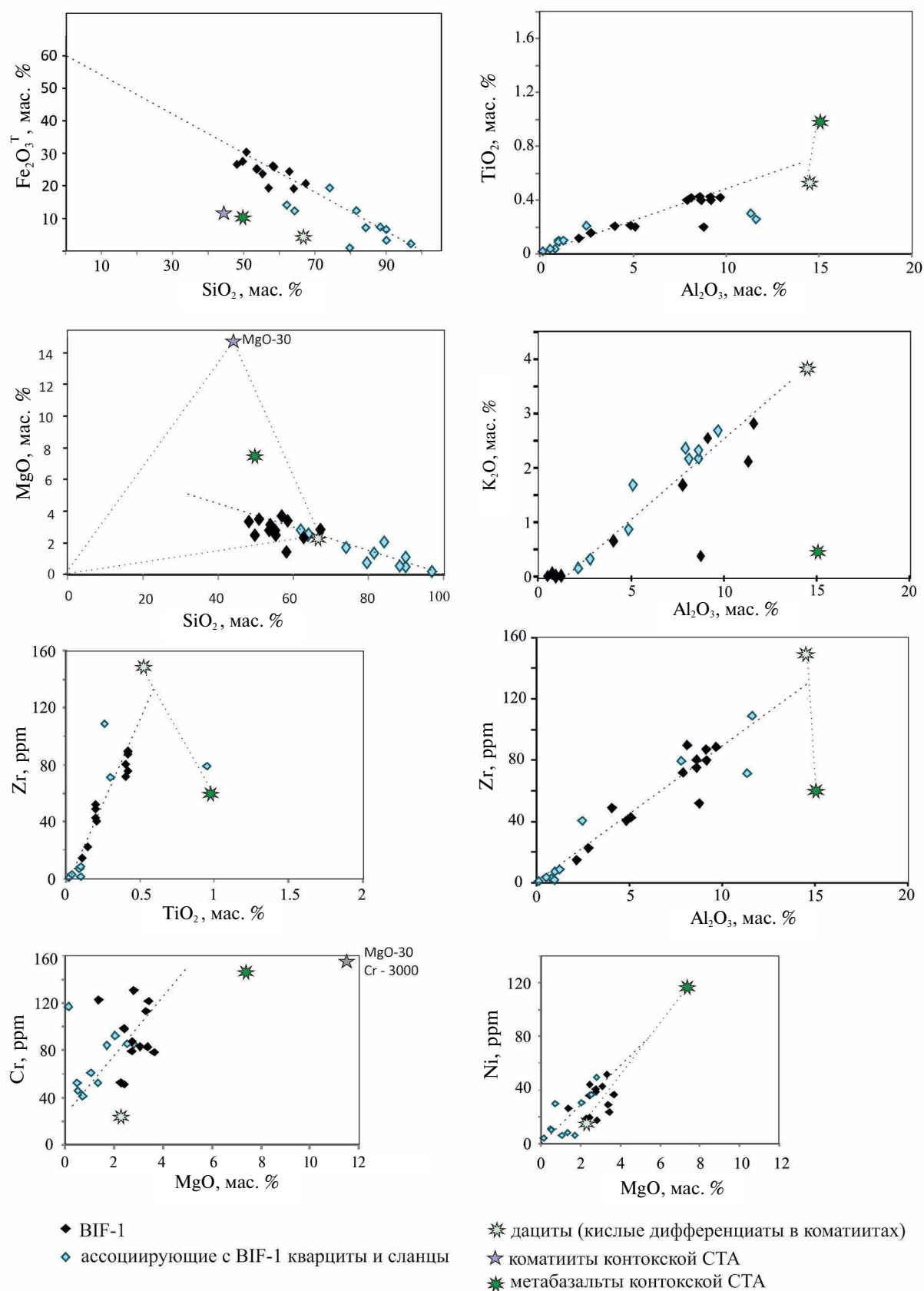


Рис. 8. Бинарные диаграммы для BIF-1 и ассоциирующих с ними пород Костомукшского зеленокаменного пояса (табл. 1).

составы BIF-1 сопоставимы с металлоносными осадками, в которых доля гидротермальной составляющей варьирует от 80 до 20 %, при этом преобладают составы, в которых эта доля выше 50 % (рис. 9б). Близкое положение на этих диаграммах занимают, например, мезоархейские BIF ЦБЗК Бунделкхандского кратона (Слабунов, 2023).

Этот вывод хорошо согласуется с наличием в BIF-1 положительной Eu-аномалии (рис. 7а, табл. 1). Такая аномалия типична для архейских BIF в целом, она отсутствует в современной морской воде, но установлена в горячих гидротермальных источниках. Положительная Eu-аномалия служит индикатором того, что в бассейн поступали высокотемпературные ($> 250\text{ }^{\circ}\text{C}$) гидротермальные флюиды, проходившие через плагиоклазсодержащие породы и обогащающиеся за счет этого Eu (Alexander et al., 2008; Duan et al., 2021; Huston, Logan, 2004; Wang et al., 2014). Наиболее вероятно, что коматит-базальтовая толща контоксской СТА выполняла эту роль в рассматриваемом случае.

Важным индикатором оценки условий формирования BIF является отношение Y/No в них, так как в морской воде оно составляет 44–67, тогда как в породах земной коры – 28. Таким образом, при попадании в хемогенные осадки терригенной примеси отношение Y/No понижается (Bolhar et al., 2004; Kamber, Webb, 2001). В BIF-1 и ассоциируемых с ними породах отношение Y/No варьирует от 24 до 41 (рис. 9а, б), при этом отмечается хорошая отрицательная корреляция Y/No с содержанием

Al_2O_3 (рис. 10б), TiO_2 , Zr, что указывает на загрязнение их терригенной примесью.

Условия осадконакопления BIF-1. Большая часть изученных BIF-1 обеднены ЛРЗЭ относительно ТРЗЭ (рис. 7). С учетом того, что и современная морская вода обеднена ЛРЗЭ, эти данные можно интерпретировать как результат их осаждения именно в морском бассейне.

Вместе с тем BIF-1, также как и в большинстве архейских аналогов (Bekker et al., 2014), характеризуются отсутствием Се-аномалии, при хорошо выраженной положительной La-аномалии (рис. 11, табл. 1). Ярко выраженная отрицательная Се-аномалия в современных морских осадках и океане предопределяется наличием в современной атмосфере свободного кислорода и его растворением в воде, но она отсутствует в осадках, формирующихся при недостатке кислорода (Bau, Dulski, 1996; Bolhar et al., 2004). Таким образом, отсутствие Се-аномалии в BIF-1 может указывать на отсутствие в архейской морской воде кислорода (т.е. рассматриваемые процессы происходили до GOE).

Однако окисление железа в архейских океанах происходит. Это может означать, что свободный кислород был уже в мезоархее, как полагает ряд ученых (Planavsky et al., 2014; Smith, Beukes, 2023). Либо следует согласиться с моделью, которая предполагает периодическое повышение в толще морского бассейна концентрации O_2 (появление “кислородного оазиса”), вероятно, за счет деятельности цианобактерий (Cloud, 1973).

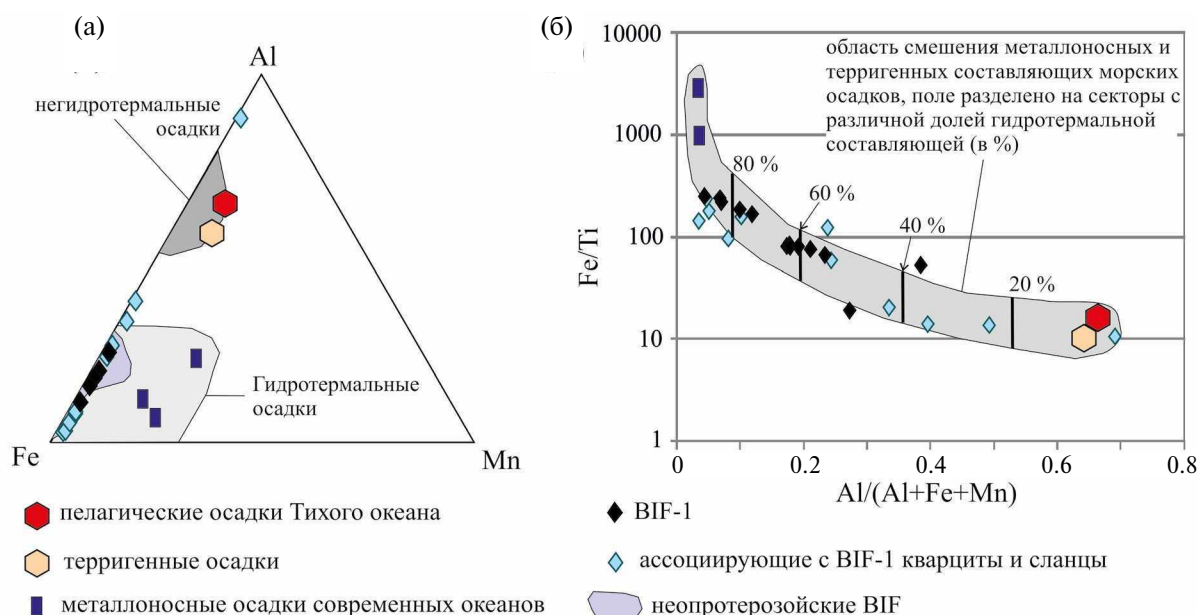


Рис. 9. Диаграммы (а) Fe–Al–Mn (Stern et al., 2013) и (б) $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Mn})$ – Fe/Ti (Stern et al., 2013) для BIF-1 и ассоциирующих с ними пород КЗП.

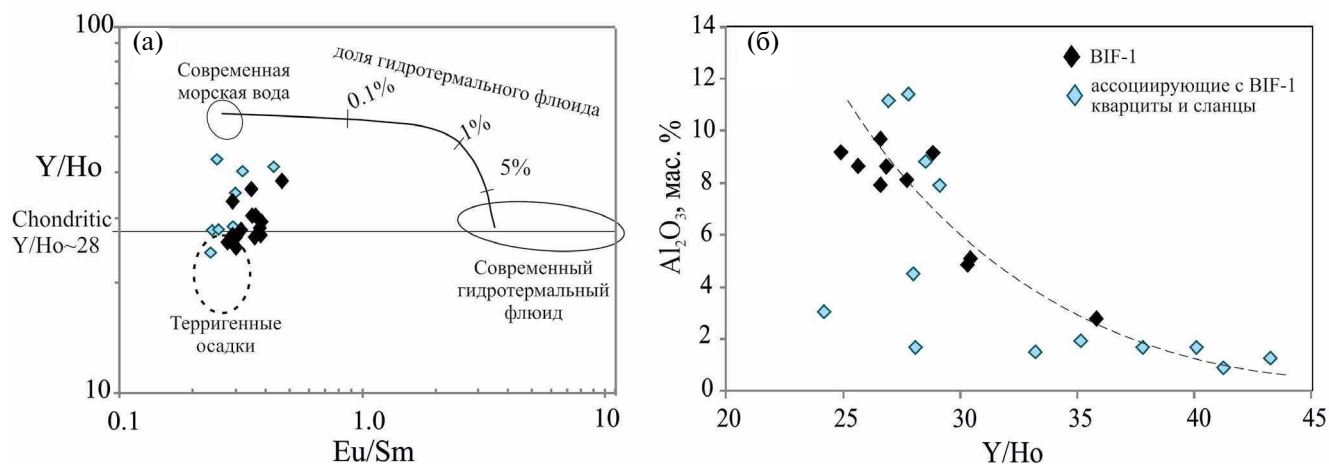


Рис. 10. Диаграммы (а) Y/Ho-Eu/Sm (Alexander et al., 2008) и (б) Y/Ho-Al₂O₃ для BIF-1 и ассоциирующих с ними пород КЗП. Пунктирная линия на рис. 10б – линия корреляции, демонстрирующая отрицательную корреляцию Y/Ho и Al₂O₃.

Последняя модель хорошо подтверждается результатами изучения формирования мезоархейских колчеданов в зеленокаменных комплексах Карельского кратона. В пиритах колчеданов установлено аномально высокое содержание $\delta^{33}\text{S}$ ($\Delta^{33}\text{S} = +2.64\text{‰}$), что позволяет уверенно констатировать, что эта сера участвовала в фотохимических превращениях именно в бескислородной атмосфере (Веливецкая и др., 2024; Высоцкий и др., 2022). Кроме того, в мезоархейских колчеданах и силицитах зеленокаменных комплексов кратона установлены фоссилизированные микроорганизмы (Высоцкий и др., 2019; Медведев и др., 2014), что подтверждает широкое развитие жизни в этот период. Кроме того, показано (Высоцкий и др., 2022;

Vysotskiy et al., 2022), что в отдельных сульфидных конкрециях вариации $\delta^{34}\text{S}$ от слоя к слою меняются от -9.8 до $+27.5\text{‰}$, что можно рассматривать как маркер пульсирующей жизнедеятельности сульфатредуцирующих бактерий. Также циклический характер имеют и окислительно-восстановительные условия в изученном мезоархейском морском бассейне (Высоцкий и др., 2022), что, вероятно, характерно и для того, в котором формировались BIF-1.

Геодинамическая обстановка формирования BIF-1.

Для оценки геодинамической обстановки формирования BIF-1 принципиально важно, что они обнаруживают связь с комплексом базальтов и коматиитов. Эта взаимосвязь прослеживается на основании данных геологии (рис. 3а), указывающих на то, что BIF-содержащие осадки образуют линзообразные тела в породах контоксской серии. Поскольку линзы не прослеживаются на соизмеримые с КЗП расстояния (рис. 1б), то можно предположить, что они маркируют небольшие линейные рифтогенные бассейны осадконакопления. Кроме того, взаимосвязь BIF-1 с вмещающими их базальтами, коматиитами и дацитами обнаруживается при анализе петрохимических особенностей первых (рис. 6, 8): они обогащены MgO, Cr, Ni относительно других BIF КЗП. Значительное обогащение BIF-1 Zr находит объяснение, если учитывать наличие среди коматиитов значительных по объему обособлений кислого состава ликвационной природы (Вревский, 2022). Исследование акцессорных цирконов из BIF-1 (Слабун и др., 2023; Slabunov et al., 2024) указывает на то, что детритовые зерна по возрасту сопоставимы с возрастом (дацит)-коматиит-базальтовой толщи, т. е. являются местными.

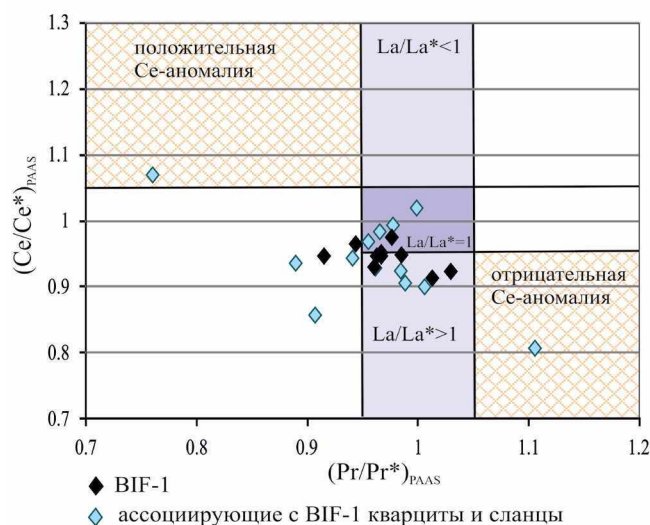


Рис. 11. Диаграмма $\text{Ce}/\text{Ce}^*_{\text{PAAS}} - \text{Pr}/\text{Pr}^*_{\text{PAAS}}$ (Bau, Dulski, 1996) для BIF-1 и ассоциирующих с ними пород.

океанических плато (Puchtel et al., 1998), предполагается, что они образовались под воздействием мантийного плюма на океаническую литосферу. Такие условия предполагают наличие зон растяжения в пределах океанического плато, в результате чего появлялись рифтогенные бассейны с повышенной гидротермальной активностью, где и происходило формирование BIF-содержащих осадков.

ГЛАВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Мезоархейские магнетитсодержащие кварциты, залегающие среди коматиит-базальтовой с дацитами толщи КЗП, характеризуются высоким содержанием SiO_2 и Fe_2O_3^T (их сумма – 78–99 мас. %), среди них обычны разности с содержанием SiO_2 – 48.3–58.6 мас. %, а Fe_2O_3^T – 21.34–33.82 мас. %, что позволяет рассматривать их как типичные BIF, сопоставимые с аналогами из других кратонов.

2. Мезоархейские BIF-1 КЗП, также, как и большинство архейских BIF, характеризуются наличием яркой положительной Eu-аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^*_{\text{cp}} = 1.6$), отсутствием Ce-аномалии ($\text{Ce}/\text{Ce}^*_{\text{cp}} = 0.94$), обеднением ЛРЗЭ ($\text{La}/\text{Yb}_{\text{cp}} = 0.8$), вместе с тем, они выделяются среди других BIF относительно высоким содержанием Al_2O_3 , TiO_2 , MgO , K_2O , Cr , Ni , Zr , Th , Ba , Zn , Cu .

3. Формирование мезоархейских BIF происходило в морском бассейне при бескислородной атмосфере (до GOE) как за счет гидротермальных флюидов, доля которых варьирует от 20 до 80 %, так и терригенной составляющей, главным источником которой являются продукты разрушения и выветривания базальтов, коматиитов и дацитов вмещающих пород.

4. Мезоархейские BIF-1 КЗП образовались в небольших рифтогенных структурах в пределах океанического вулканического плато, становление которого связано с воздействием мантийного плюма на океаническую литосферу.

Авторы выражают благодарность руководству и сотрудникам рудоуправления АО “Карельский окатыш” (г. Костомукша) за всестороннее содействие при проведении научных геологических исследований на их карьерах. Публикация стала возможной благодаря слаженной, ответственной работе сотрудников аналитического центра Института геологии КарНЦ РАН (рук. С.В. Бурдюх), входящего в Центр коллективного пользования КарНЦ РАН, где выполнены все используемые в статье анализы. Авторы благодарят научного редактора С.А. Силантьева и рецензента К.А. Савко за конструктивную критику, которая позволила существенно улучшить статью.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (грант № 22-17-00026).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бибикова Е.В., Бергман И.А., Грачева Т.В., Макарова В.А. (1977) Архейский возраст железорудных формаций Карелии. *Геохронология и проблемы рудообразования*. М.: Наука, 25–32.
- Бибикова Е.В., Самсонов А.В., Петрова А.Ю., Кирнозова Т.И. (2005) Геохронология архея западной Карелии. *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 13(5), 3–20.
- Богданов Ю.Б. (ред.) (2012) Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000 (третье поколение). Серия Балтийская. Лист Q-(35), 36- Апатиты. Объяснительная записка. СПб., 436 с.
- Веливецкая Т.А., Игнатьев А.В., Высоцкий С.В., Асеева А.В. (2024) Изотопные отношения серы (^{32}S , ^{33}S , ^{34}S , ^{36}S) в архейских породах Карелии – доказательства микробияльной жизни и бескислородной атмосферы. *Геология и геофизика*. (6), 792–804.
- Володичев О.И. (2009) О кислых дифференциатах коматиитовых и толеитовых базальтов Костомукшской структуры, Фенноскандинавский щит. *Гранит-зеленокаменные системы архея и их поздние аналоги*. Мат. Научн. конф. и путеводитель экскурсий. Петрозаводск, 37–41.
- Вревский А.Б. (2022) Ликвационная дифференциация коматиитов: особенности изотопно-геохимического состава пород, возраст и петролого-геодинамические следствия (на примере Костомукшской зеленокаменной структуры, Фенноскандинавский щит). *Записки Российского минералогического общества*. 151(6), 1–18.
- Высоцкий С.В., Ханчук А.И., Кулешевич Л.В., Игнатьев А.В., Слабунов А.И., Веливецкая Т.А. (2019) Мультиизотопный состав серы сульфидов и микрофоссилии мезоархейского колчеданного рудопроявления Лекса Карельского кратона: новые данные о роли абиогенных и биогенных факторов при формировании древнейших руд. *ДАН*. 485(5), 599–603.
- Высоцкий С.В., Веливецкая Т.А., Игнатьев А.В., Кулешевич Л.В., Слабунов А.И. (2022) Мультиизотопный состав серы мезоархейских колчеданных месторождений Карельского кратона: значимость для определения источников серы, биогеохимических процессов и генезиса месторождений. *Геология и геофизика*. 63(11), 1544–1565.
- Горьковец В.Я., Раевская М.Б. (1983) Первая находка архейской коры химического выветривания в Карелии. *ДАН*. 272(6), 1425–1428.
- Горьковец В.Я., Раевская М.Б., Белоусов Е.Ф., Инина К.А. (1981) Геология и металлогения района Костомукшского железорудного месторождения. Петрозаводск: Карелия, 143 с.
- Горьковец В.Я., Раевская М.Б., Володичев О.И., Голованова Л.С. (1991) Геология и метаморфизм железисто-кремнистых формаций Карелии. Л.: Наука, 176 с.
- Горьковец В.Я., Шаров Н.В. (Отв. ред.) (2015) Костомукшский рудный район (геология, глубинное строение и минералогия). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 322 с.
- Ильин А.В. (2009). Неопротерозойские железистые кварциты. *Литоология и полезные ископаемые*. (1), 87–95.
- Кожевников В.Н. (1982) Условия формирования структурно-метаморфических парагенезисов в докембрийских комплексах. Л.: Наука, 184 с.
- Кожевников В.Н. (2000) Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 223 с.

- Кожевников В. Н., Бережная Н. Г., Пресняков С. Л., Лепехина Е. Н., Антонов А. В., Сергеев С. А. (2006) Геохронология циркона (SHRIMP-II) из архейских стратотектонических ассоциаций в зеленокаменных поясах Карельского кратона: роль в стратиграфических и геодинамических реконструкциях. *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. **14**(3), 19–41.
- Кулешевич Л. В., Фурман В. Н. (2009) Золоторудное месторождение Таловейс в Костомукшской докембрийской зеленокаменной структуре (Карелия). *Геология рудных месторождений*. **51**(1), 58–76.
- Куликов В. С., Светов С. А., Слабунов А. И., Куликова В. В., Полин А. К., Голубев А. И., Горьковец В. Я., Иващенко В. И., Гоголев М. А. (2017) Геологическая карта Юго-восточной Фенноскандии масштаба 1:750 000: новые подходы к составлению. *Труды Карельского научного центра РАН*. (2), 3–41.
- Лазарев Ю. И. (1971) Структурная и метаморфическая петрология железистых кварцитов Костомукшского месторождения Карельской АССР. Л.: Наука, 192 с.
- Лобач-Жученко С. Б., Арестова Н. А., Милькевич Р. И., Левченков О. А., Сергеев С. А. (2000а) Стратиграфический разрез Костомукшской структуры Карелии (верхний архей), реконструированный на основе геохронологических, геохимических и изотопных данных. *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. **8**(4), 319–326.
- Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Арестова Н. А., Левский Л. К., Коваленко А. В. (2000б) Архейские террейны Карелии: геологическое и изотопно-геохимическое обоснование. *Геотектоника*. (6), 26–42.
- Медведев П. В. (2022). Железорудные формации докембрия: палеоэкологический и палеонтологический аспекты. *Труды Карельского научного центра РАН*. (5), 95–98.
- Медведев П. В., Светов С. А., Светова А. И. (2014) Реликты термофильной хемолитотрофной микробиоты в кремнистых породах архейского возраста (Центральная Карелия). *Труды Карельского научного центра РАН*. (1), 135–147.
- Милькевич Р. И., Мыслова Т. А. (1998) Позднеархейские метатерригенные породы Западной Карелии (литология, геохимия, источники сноса). *Литология и полезные ископаемые*. (2), 177–194.
- Никитина Л. П., Левский Л. К., Лохов К. И., Беляцкий Б. В., Журавлев В. А., Лепехина Е. Н., Антонов А. В. (1999) Протерозойский щелочно-ультраосновной магматизм восточной части Балтийского щита. *Петрология*. **7**(3), 252–275.
- Савко А. Д., Шевырев Л. Т. (2017) Железисто-кремнистые формации континентов – новые историко-минерогенические данные о распространении, возрасте, генезисе. Статья 1. Осадочные бассейны с ЖКФ. *Вестник ВГУ. Серия: Геология*. (3), 5–17.
- Савко К. А., Базиков Н. С., Артеменко Г. В. (2015) Геохимическая эволюция железисто-кремнистых формаций Воронежского кристаллического массива в раннем докембрии: источники вещества и геохронологические ограничения. *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. **23**(5), 3–21.
- Савко К. А., Самсонов А. В., Холин В. М., Базиков Н. С. (2017) Мегаблок Сарматия как осколок суперкратона Ваалбара: корреляция геологических событий на границе архея и палеопротерозоя. *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. **25**(2), 3–26.
- Светов С. А., Степанова А. В., Бурдюх С. В., Парамонов А. С., Утицина В. Л., Эхова М. В., Теслюк И. А., Чаженгина С. Ю., Светова Е. Н., Коньшев А. А. (2023) Прецизионный ICP-MS анализ докембрийских горных пород: методика и оценка точности результатов. *Труды Карельского научного центра РАН*. (2), 73–86.
- Светов С. А., Степанова А. В., Чаженгина С. Ю., Светова Е. Н., Михайлова А. И., Рыбникова З. П., Парамонов А. С., Утицина В. Л., Колодей В. С., Эхова М. В. (2015) Прецизионный (ICP-MS, LA-ICP-MS) анализ состава горных пород и минералов: методика и оценка точности результатов на примере раннедокембрийских мафитовых комплексов. *Труды Карельского научного центра РАН*. (7), 54–73.
- Слабунов А. И. (2023) Архейские железистые кварциты Карельского и Бунделкхандского кратонов: геохимия, геохронология и геодинамические условия формирования. *Литогеоз и минерализация осадочных комплексов докембрия и фанерозоя Евразии. Материалы X Международного совещания по литологии*. Воронеж: Из-во “Цифровая полиграфия”. 418–422.
- Слабунов А. И., Кервинен А. В., Нестерова Н. С., Егоров А. В., Максимов О. А., Медведев П. В. (2023) Главные эпизоды формирования полосчатых железистых кварцитов Костомукшского зеленокаменного пояса (Карельский кратон): данные U-Th-Pb датирования циркона. *Труды Карельского научного центра РАН*. (2), 5–22.
- Слабунов А. И., Кервинен А. В., Нестерова Н. С., Егоров А. В., Максимов О. А., Медведев П. В. (2022б). Полихронная история формирования неоархейских полосчатых железистых кварцитов главной рудной толщи Костомукшского зеленокаменного пояса: возраст цирконов и акцессорные минералы. *Труды Карельского научного центра РАН*. **2**(5), 139–143.
- Слабунов А. И., Лобач-Жученко С. Б., Бибикина Е. В., Балаганский В. В., Сорьонен-Вард П., Володичев О. И., Щипанский А. А., Светов С. А., Чекулаев В. П., Арестова Н. А., Степанов В. С. (2006) Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки. *Геотектоника*. (6), 1–29.
- Слабунов А. И., Нестерова Н. С., Егоров А. В., Кулешевич Л. В., Кевлич В. И. (2021) Геохимия, геохронология цирконов и возраст архейской железорудной толщи Костомукшского зеленокаменного пояса Карельского кратона Фенноскандинавского щита. *Геохимия*. **66**(4), 291–307.
- Slabunov A. I., Nesterova N. S., Egorov A. V., Kuleshevich L. V., Kevlich V. I. (2021) Age of the Archean Strata with Banded Iron Formation in the Kostomuksha Greenstone Belt, Karelian Craton, Fennoscandian Shield: Constraints on the Geochemistry and Geochronology of Zircons. *Geochim. Int.* **59**(4), 341–356.
- Слабунов А. И., Светов С. А., Степанова А. В., Медведев П. В., Полин А. К. (2022а). Новая тектоническая карта Карелии: принципы построения и их реализация. *Труды Карельского научного центра РАН*. (5), 132–138.
- Слабунов А. И., Хелтга П., Шаров Н. В., Нестерова Н. С. (2011) 4-D модель формирования земной коры Фенноскандинавского щита в архее как синтез современных геологических данных. *Геология Карелии от архея до наших дней. Материалы докладов Всероссийской конференции, посвященной 50-летию Института геологии Карельского научного центра РАН*. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 13–21.
- Степанова А. В., Сальникова Е. Б., Самсонов А. В., Ларионова Ю. О., Егорова С. В., Саватенков В. М. (2017) Дайки долеритов 2404 млн. лет на Карельском кратоне – фрагмент палеопротерозойской крупной магматической провинции. *ДАН*. **472**(2), 185–191.

- Фор Г. (1989). Основы изотопной геологии. М.: Мир, 590 с.
- Чернов В.М. (1964) Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии. М.-Л.: Наука, 123 с.
- Шрамко Г.М., Антипова Н.М., Громова З.Т., и др. (1977) Отчет о результатах поисково-оценочных работ в пределах западной и северной части Костомукшского рудного поля, проведенных в 1974–76 г.г. Геологический отчет. Петрозаводск, 469 с.
- Alexander B.W., Bau M., Andersson P., Dulski P. (2008). Continently-derived solutes in shallow Archean seawater: rare earth element and Nd isotope evidence in iron formation from the 2.9 Ga Pongola Supergroup, South Africa. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **72**, 378–394.
- Bau M., Dulski P. (1996). Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman Iron-Formations, Transvaal Supergroup, South Africa. *Precamb. Res.* **79**, 37–55.
- Bekker A., Kovalick A. (2021). Ironstones and iron formations. In *Encyclopedia of Geology (Second Edition)* (Eds. Alderton D., Elias S.A.). Oxford: Academic Press, 914–921.
- Bekker A., Slack J.F., Planavsky N., Krapez B., Hofmann A., Konhauser K.O., Rouxel O.J. (2010) Iron Formation: The Sedimentary Product of a Complex Interplay among Mantle, Tectonic, Oceanic, and Biospheric. *Econ. Geol.* **105**, 467–508.
- Bolhar R., Kamber B.S., Moorbath S., Fedo C.M., Whitehouse M.J. (2004). Characterisation of early Archean chemical sediments by trace element signatures. *Earth Planet. Sci. Lett.* **222**(1), 43–60.
- Cairns-Smith A.G. (1978). Precambrian solution photochemistry, inverse segregation, and banded iron formations. *Nature*. **76**, 807–808.
- Canfield D.E. (2005). The early history of atmospheric oxygen homage to Robert M. Garrels. *Annual Reviews of Earth Planetary Science*. (33), 1–36.
- Cloud P. (1973) Paleocological significance of banded iron-formation. *Econ. geol.* (68), 1135–1143.
- Condie K. C. (2004) Precambrian superplume events. In *The Precambrian Earth: Tempos and Events* (Eds. Eriksson P.G., Altermann W., Nelson D.R., Mu-eller W.U., Catuneanu O.). Amsterdam, Elsevier, Developments in Precambrian Geology. (12), 163–173.
- Cox G.M., Halverson G.P., Minarik W.G., Heron D.P. Le' Macdonald F.A., Bellefroid E.J., Strauss J.V. (2013) Neoproterozoic iron formation: An evaluation of its temporal, environmental and tectonic significance. *Chem. Geol.* (362), 232–249.
- Duan H., Wang C., Shi K., Wang C., Chen Q., Zhu J., Qian J. (2021) Insights into characterization and genesis of the Tieshanmiao banded iron formation deposit, China: Evidence from zircon U–Pb dating and geochemistry. *Ore Geol. Rev.* (138), 104–329.
- Gross G.A. (1980) A classification of iron-formation based on depositional environments. *Canadian Mineralogist*. (18), 215–222.
- Haugaard R., Frei R., Stendal H., Konhauser K. (2013) Petrology and geochemistry of the ~2.9 Ga Itilliarsuk banded iron formation and associated supracrustal rocks, West Greenland: Source characteristics and depositional environment. *Precamb. Res.* **229**, 150–176.
- Haugaard R., Ootes L., Creaser R.A., Konhauser K. (2016) The nature of Mesoarchean seawater and continental weathering in 2.85 Ga banded iron formation, Slave craton, NW Canada. *Geochim. Cosmochim. Acta*. (194), 34–56.
- Holland H.D. (1973) The oceans: A possible source of iron in iron-formations. *Econ. Geol.* (68), 1169–1172.
- Holland H.D. (1984) The Chemical Evolution of the Atmosphere and Oceans. Princeton, NJ: Princeton University Press, 598 p.
- Hölttä P., Heilimo E., Huhma H., Kontinen A., Mertanen S., Mikkola P., Paavola J., Peltonen P., Semprich J., Slabunov A., Sorjonen-Ward P. (2014) The Archean Karelia and Belomorian Provinces, Fennoscandian Shield. In *Evolution of Archean Crust and Early Life* (Eds. Dilek Y., Furnes H.). Modern Approaches in Solid Earth Sciences (7). Springer, 55–102.
- Huston D.L., Logan G.A. (2004) Barite, BIFs and bugs: evidence for the evolution of the Earth's early hydrosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.* (220), 41–55.
- Kamber B.S., Webb G.E. (2001) The geochemistry of late Archean microbial carbonate: implications for ocean chemistry and continental erosion history. *Geochim. Cosmochim. Acta*. (65), 2509–2525.
- Kappler A., Pasquero C., Konhauser K.O., Newman D.K. (2005) Deposition of banded iron formations by anoxygenic phototrophic Fe (II)-oxidizing bacteria. *Geology*. (33), 865–868.
- Konhauser K.O., Amskold L., Lalonde S.V., Posth N.R., Kappler A., Anbar A. (2007) Decoupling photochemical Fe (II) oxidation from shallow-water BIF deposition. *Earth Planet. Sci. Lett.* (258), 87–100.
- Konhauser K.O., Hamade T., Raiswell R., Morris R.C., Ferris F.G., Southam G., Canfield D.E. (2002) Could bacteria have formed the Precambrian banded iron formations? *Geology*. (30), 1079–1082.
- Konhauser K.O., Planavsky N.J., Hardisty D.S., Robbins L.J., Warchola T.J., Haugaard R., Lalonde S.V., Partin C.A., Oonk P.B.H., Tsikos H., Lyons T.W., Bekker A., Johnson C.M. (2017) Iron formations: A global record of Neoproterozoic to Palaeoproterozoic environmental history. *Earth Sci. Rev.* (172), 140–177.
- Krapez B., Barley M.E., Pickard A.L. (2003) Hydrothermal and resedimented origins of the precursor sediments to banded iron formations: Sedimentological evidence from the early Palaeoproterozoic Brockman Supersequence of Western Australia. *Sedimentology*. (50), 979–1011.
- Kump L.R., Seyfried W.E. Jr. (2005) Hydrothermal Fe fluxes during the Precambrian: Effect of low oceanic sulfate concentrations and low hydrostatic pressure on the composition of black smokers. *Earth Planet. Sci. Lett.* (235), 654–662.
- Levkii L.K., Skublov S.G., Gembitskaya I.M. (2009) Isotopic-geochemical study of zircons from metabasites of the Kontokki dike complex: Age of regional metamorphism in the Kostomuksha structure. *Petrology*. **17**(7), 669–683.
- Nance W.B., Taylor S.R. (1976) Rare earth element patterns and crustal evolution – I. Australian post-Archean sedimentary rocks. *Geochimica et Cosmochimica*, **40**, 1539–1551.
- O'Neil J., Carlson R.W., Papineau D., Levine E.Y., Francis D. (2019) The Nuvvuagittuq Greenstone Belt: A Glimpse of Earth's Earliest Crust. In *Earth's Oldest Rocks* (Eds.: van Kranendonk M.J., Bennett V.C., Hoffmann J.E.). Elsevier, 349–374 p.
- Pirajno F. (2009) Hydrothermal Processes and Mineral Systems. Springer: Science Business Media B.V., 1250 p.
- Planavsky, N.J., Asael, D., Hofmann, A., Reinhard, C.T., Lalonde, S. V., Knudsen, A., Wang, X., Ossa Ossa, F., Pecoits, E.,

- Smith, A.J.B., (2014). Evidence for oxygenic photosynthesis half a billion years before the Great Oxidation Event. *Nature Geoscience* (7), 283–286.
- Puchtel I.S., Hofmann A.W., Mezger K. Jochum K.P., Shchipansky A.A., Samsonov A.V. (1998) Oceanic plateau model for continental crustal growth in the Archaean: a case study from the Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield. *Earth Planet. Sci. Lett.* (155), 57–74.
- Slabunov A. I., Egorov A. V., Nesterova N. S. (2020) Geochemical types of Archean banded iron formations and the geodynamic settings of the basins, Kostomuksha Greenstone Belt, Karelian Craton, Russia. In *Proceedings of 4-th Kazan Golovkinsky Stratigraphic Meeting, Sedimentary Earth Systems: Stratigraphy, Geochronology, Petroleum Resources: Kazan*, 256–262.
- Slabunov A. I., Kervinen A. V., Nesterova N. S., Maksimov O. A., Medvedev P. V. (2024) Zircon from banded iron formation as a sensitive indicator of its polychronous background: a case study on the Kostomuksha Greenstone Belt, Karelian Craton, Fennoscandian Shield. *Int. Geol. Rev.* **66**(6), 1321–1333.
- Slabunov A. I., Singh V. K. (2019) Meso–Neoarchaeal crustal evolution of the Bundelkhand Craton, Indian Shield: new data from greenstone belts. *Int. Geol. Rev.* **61** (11), 1409–1428.
- Slack J. F., Grenne T., Bekker A., Rouxel O. J., Lindberg, P. A. (2007) Suboxic deep seawater in the late Paleoproterozoic: Evidence from hematitic chert and iron formation related to seafloor-hydrothermal sulfide deposits, central Arizona, USA. *Earth Planet. Sci. Lett.* (255), 243–256.
- Smith, A.J.B., Beukes, N.J., (2023). The paleoenvironmental implications of pre-Great Oxidation Event manganese deposition in the Mesoarchean Ijzermijn Iron Formation Bed, Mozaan Group, Pongola Supergroup, South Africa. *Precamb. Res.* **384**, 106922.
- Stepanova A. V., Samsonov A. V., Salnikova E. B., Puchtel I. S., Larionova Y. O., Larionov A. N., Stepanov V. S., Shapovalov Y. B., Egorova S. V. (2014) Palaeoproterozoic Continental MORB-type Tholeiites in the Karelian Craton: Petrology, Geochronology, and Tectonic Setting. *J. Petrol.* **55**(9), 1719–1751.
- Stern R. J., Mukherjee S. K., Miller N. R., Ali K., Johnson P. R. (2013) ~750 Ma banded iron formation from the Arabian-Nubian Shield – Implications for understanding neoproterozoic tectonics, volcanism, and climate change. *Precamb. Res.* **239**, 79–94.
- Vysotskiy S. V., Velivetskaya T. A., Ignatiev A. V., Slabunov, A. I., Aseeva, A. V. (2022) Multiple Sulfur Isotope Evidence for Bacterial Sulfate Reduction and Sulfate Disproportionation Operated in Mesoarchaeal Rocks of the Karelian Craton. *Minerals*. **12**(9), 11–43.
- Wang C., Zhang L., Lan C., Dai Y. (2014) Petrology and geochemistry of the Wangjiazhuang banded iron formation and associated supracrustal rocks from the Wutai greenstone belt in the North China Craton: implications for their origin and tectonic setting. *Precamb. Res.* **255**, 603–626.
- Warr L. N. (2021) IMA-CNMNC approved mineral symbols. *Mineralogical Magazine*. (85), 291–320.
- Zhou H., Zhou W., Wei Y., Fru E. C., Huang B., Fu D., Li H., Tan M. (2022) Mesoarchean banded iron-formation from the northern Yangtze Craton, South China and its geological and paleoenvironmental implications. *Precamb. Res.* **383**, 106–905.

GEOCHEMISTRY AND CONDITIONS OF FORMATION OF MESOARCHAEO Banded Iron Formations (BIF-1) FROM THE KOSTOMUKSHA GREENSTONE BELT, KARELIAN CRATON

A. I. Slabunov^a, N. S. Nesterova^a*, O. A. Maksimov^a

^aKarelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences,
Pushkinskaya St. 11, Petrozavodsk, 185910 Russia

*e-mail: nest345@gmail.com

Three variably old groups of banded iron formation (BIF) are known in the Kostomuksha Greenstone belt (KGB) of the Karelian Craton. This paper deals with the earliest of them, Mesoarchean (2.87–2.81 Ga) – BIF-1. BIF-1 occurs among the komatiite-basalt unit of the KGB. BIF-1 consists mainly of quartz and magnetite, with varying amounts of amphibole, biotite, and garnet; they contain 48.3–58.6 SiO₂ and 21.34–33.82 wt. %, Fe₂O₃^T, suggesting that the rocks are BIF. BIF-1 of the KGB, as well as most Archean BIFs, contain high Fe₂O₃^T concentration, display a contrasting positive Eu anomaly, loss of Ce anomaly, the depletion of LREE relative to HREE. However, they stand out among other BIFs with high Al₂O₃, TiO₂, MgO, K₂O, Cr, Ni, Zr, Ba, Cu and Zn concentrations. BIF-1 was formed in a marine basin in an anoxic atmosphere due to hydrothermal fluids, the proportion of which varies from 20 to 80 %, and a terrigenous component derived mainly from basalts, komatiites, and dacites in host rocks. Mesoarchean BIF-1 of the KGB was formed in a small rift within an oceanic volcanic plateau, the formation of which is associated with the influence of a mantle plume on the oceanic lithosphere.

Keywords: Banded Iron Formation, Mesoarchean, Geochemistry, Greenstone belt, Karelian Craton, Kostomuksha belt