

ГЕОЛОГИЯ

УДК 550.93:551.71 (470.22)

НАХОДКА НЕОАРХЕЙСКИХ (2.71 млрд лет) КОНГЛОМЕРАТОВ В КОСТОМУКШКОМ ЖЕЛЕЗОРУДНОМ РАЙОНЕ: К ВОПРОСУ О САМОЙ МОЛОДОЙ СТРАТОТЕКТОНИЧЕСКОЙ АССОЦИАЦИИ АРХЕЯ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА

© 2025 г. А. И. Слабунов^{1,*}, Н. С. Нестерова¹, С. В. Мудрук^{1,2}, О. А. Максимов¹,
А. В. Кервинен¹

Представлено академиком РАН Ю.А. Костицыным 15.07.2024 г.

Поступило 15.07.2024 г.

После доработки 13.09.2024 г.

Принято к публикации 16.09.2024 г.

В осевой части Костомукшского зеленокаменного пояса (КЗП) Карельского кратона установлена линза ранее неизвестных полимиктовых конгломератов. Их обломочная часть состоит из плохо сортированных, часто угловатых галек. По составу они сопоставимы с породами из окружающего зеленокаменного комплекса: 1) амфиболитами, сходными с мезоархейскими габброидами и базальтами КЗП; 2) магнетит-амфиболовыми кварцитами, сходными с мезоархейскими магнетит-биотит-амфиболовыми кварцитами, ассоциирующими с полосчатыми железистыми кварцитами; 3) неоархейскими (2.75 млрд лет) кварцевыми метаграувакками. Конгломераты интенсивно деформированы ($\gamma > 10$) в условиях простого левостороннего сдвига. Возраст осадконакопления рассматриваемых конгломератов по результатам изучения цирконов из цемента оценивается примерно в 2.71 млрд лет. Таким образом, в структуре КЗП установлена новая, самая молодая в составе зеленокаменного комплекса неоархейская стратотектоническая ассоциация. Её формирование, вероятно, происходило в пулл-апарт бассейне на заключительной стадии формирования КЗП при важной роли сдвиговых движений. Близкие по возрасту вулканогенные и осадочные ассоциации известны в Хедозеро-Большезерском, Кухмо и Таканен зеленокаменных поясах Карельского кратона.

Ключевые слова: конгломерат, циркон, U–Th–Pb-возраст, архей, Костомукшский зеленокаменный пояс, Карельский кратон

DOI: 10.31857/S2686739725010041 EDN: GXCJEF

Конгломераты относятся к числу осадочных горных пород, которые имеют важное значение для палеотектонических и палеогеографических реконструкций, так как позволяют судить о составе пород в области разрушения, указывают на активную среду в области осадконакопления. Это могут быть речные системы, бассейны с быстро разрушающимися берегами, в том числе под воздействием активной тектоники.

Деформированные конгломераты являются классическим объектом при изучении условий и характера деформаций и их количественной оценки [1].

Конгломераты широко развиты в архее и известны в разрезах многих зеленокаменных поясов, например, в серии Модис классического Барбертонского пояса Каапваальского кратона [2], в серии Тимискаминг пояса Абитиби в провинции Сьюпериор [3], а также в зеленокаменных поясах Карельского кратона Фенноскандинавского щита [4–7], в том числе, в Костомукшском зеленокаменном поясе (КЗП) [8].

КЗП (рис. 1 а) расположен в центральной части Карельского кратона Фенноскандинавского щита [9] и вмещает крупнейшее на СЗ России месторождение железа [10]. Главная рудоносная

¹Федеральный исследовательский центр “Карельский научный центр Российской академии наук”, Петрозаводск, Россия

²Геологический институт – обособленное подразделение Федерального исследовательского центра “Кольский научный центр Российской академии наук”, Анадырь, Россия

* E-mail: slabunov@krc.karelia.ru

толща КЗП (гимольская серия) содержит в своем основании хорошо известные конгломераты суккозерской свиты. Однако в ходе полевых работ 2022 г. в этом важном горнорудном регионе страны были открыты ранее неизвестные конгломераты, первому описанию которых и посвящена данная статья.

Стратотектонический разрез КЗП включает две стратотектонические ассоциации (СТА) контокскую и гимольскую [10]. Мощность разреза зеленокаменного комплекса оценивается до 5.5 км [8]. В составе контокской СТА традиционно выделяют три свиты (см. рис. 1 а): ниемиярвинскую (мощностью 200–1300 м),

сложенную метаморфизованными толеитовыми базальтами с редкими прослоями коматитов и магнетитовых кварцитов; шурловаарскую (мощностью до 600 м), представленную кислыми вулканитами с прослоями полосчатых железистых кварцитов (*banded iron formation – BIF*); рувинваарскую (мощностью до 1300 м), сложенную метабазальтами и коматитами с кислыми дифференциатами, а также с прослоями сланцев и BIF. Возраст (риолит)-базальт-коматитовой толщи контокской СТА оценивается в 2.87–2.84 млрд лет, а возраст кислых вулканитов с прослоями BIF (шурловаарская свита) – 2.81–2.78 млрд лет (табл. 1).

Таблица 1. Результаты определения возраста пород Костомукшского зеленокаменного пояса Карельского кратона

No.	Возраст, млн лет	Интерпретация	Порода	Положение	Метод датирования	Ссылка
Контокская серия						
1	2874±35	Магматическое событие	Коматиты	Рувинваарская свита, Контокская серия	Sm–Nd изохrona	[11]
2	2843±39	Магматическое событие	Коматиты и базальты	Контокская серия	Sm–Nd изохронa	[11]
3	2813±78	Магматическое событие	Коматиты и базальты	Контокская серия	Pb–Pb изохронa	[11]
4	2808±95	Магматическое событие	Коматиты и базальты	ниемиярвинская и рувинваарская свиты, Контокская серия	Sm–Nd изохронa	[11]
5	2795±40	Магматическое событие	Коматиты	Контокская серия	Re–Os изохронa	[11]
6	2837±4.6	Детритовый магматический циркон	BIF-1	Рувинваарская свита, Контокская серия	Zr, U–Pb (LA-ICP-MS)	[11]
	2748 ±7	Метаморфическое событие				
	1890–1830	Метаморфическое событие				
7	2800±10	Магматическое событие	Риолит	Шурловаарская свита, Контокская серия	Zr, U–Pb (SHRIMP-II)	[12]
8	2795±10	Магматическое событие	Риолит	Шурловаарская свита, Контокская серия	Zr, U–Pb (TIMS)	[11]
9	2792±6	Магматическое событие	Дацитовый туф	Контокская серия	Zr, U–Pb (SHRIMP-II)	[11]
10	2791±23	Магматическое событие	Дацит	Шурловаарская свита, Контокская серия	Zr, U–Pb (NORDSIM)	[11]

Таблица 1. Продолжение

No.	Возраст, млн лет	Интерпретация	Порода	Положение	Метод датирования	Ссылка
11	2790 ± 21	Магматическое событие	Риолитовый туф	Шурловаарская свита, Контокская серия	Zr, U–Pb (TIMS)	[11]
12	2757 ± 113	Метаморфическое событие	Риолит	Шурловаарская свита, Контокская серия	Sm–Nd изохrona	[11]
13	2810–2790	Детритовый циркон	BIF-2	Шурловаарская свита, Контокская серия	Zr, U–Pb (LA-ICP-MS)	[11]
	2725 ± 6	Метаморфическое событие				
	2412 ± 17	Метаморфическое событие				
14	2734 ± 3.5	Метаморфическое событие	BIF-2	Шурловаарская свита, Контокская серия	Zr, U–Pb (SHRIMP-II)	[11]
15	2729 ± 62	Метаморфическое событие	Коматиты и базалты	Контокская серия	Pb–Pb изохрона	[11]
16	2691 ± 5.3	Метаморфическое событие	Риолит	Шурловаарская свита, Контокская серия	Титанит, U–Pb (TIMS)	[11]
17	2688 ± 6.3	Метаморфическое событие	Анdezит	Контокская серия	Титанит, U–Pb (TIMS)	[11]
18	2674 ± 13	Метаморфическое событие	Амфиболит	Контокская серия	Zr, U–Pb (SHRIMP-II)	[11]
Гимольская серия						
19	2759 ± 8.9	Магматическое событие	Риолит	Костомукшская свита, Гимольская серия	Zr, U–Pb (SHRIMP-II)	[13]
20	3146–2770	Детритовый циркон	Grauwacke	Костомукшская свита, Гимольская серия	Zr, U–Pb (SHRIMP-II)	[13]
	2753 ± 15	Детритовый циркон	Grauwacke	Костомукшская свита, Гимольская серия	Zr, U–Pb (SHRIMP-II)	[13]
21	2743 ± 15	Магматическое событие	Риолит	Костомукшская свита, Гимольская серия	Zr, U–Pb (SHRIMP-II)	[13]
22	2910 ± 12	Детритовый циркон	BIF-3	Костомукшская свита, Гимольская серия	Zr, U–Pb (LA-ICP-MS)	[11]
	2753 ± 4	Детритовый циркон				
	2720 ± 2.9	Метаморфическое событие				
	2652 ± 5	Метаморфическое событие				
	2560	Метаморфическое событие				
	2452 ± 12	Метаморфическое событие				

Таблица 1. Окончание

No.	Возраст, млн лет	Интерпретация	Порода	Положение	Метод датирования	Ссылка
23	2978±24	Детритовый циркон	BIF-3	Костомукшская свита, Гимольская серия	Zr, U–Pb (SHRIMP-II)	[11]
	2914±7	Детритовый циркон				
	2786±55	Детритовый циркон				
	2732±5	Метаморфическое событие				
	2639±7	Метаморфическое событие				
	1855±8	Метаморфическое событие				
Неоархейские конгломераты						
24	2749±3	Детритовый циркон	Обломок в конгломерате		Zr, Pb–Pb (LA-ICP-MS)	данное исследование
25	2716±15	Детритовый циркон (MDA)	Конгломерат цемент		Zr, U–Pb (LA-ICP-MS)	данное исследование
	2668±21	Метаморфическое событие				
Интрузии						
26	2797±5	Магматическое событие	ТТГ	интрузия	Zr, U–Pb (NORDSIM)	[11]
27	2788±13	Магматическое событие	ТТГ	интрузия	Zr, U–Pb (NORDSIM)	[11]
28	2782±5	Магматическое событие	ТТГ	интрузия	Zr, U–Pb	[11]
29	2747±17	Магматическое событие	ТТГ	интрузия	Zr, U–Pb (TIMS)	[11]
30	2719±6	Магматическое событие	Гранодиорит	интрузия санукитоидов	Zr, U–Pb (NORDSIM)	[11]
31	2712±9	Магматическое событие	Гранодиорит	интрузия санукитоидов	Zr, U–Pb (NORDSIM)	[11]
32	2707±9	Магматическое событие	Диорит	интрузия санукитоидов	Zr, U–Pb (NORDSIM)	[11]
33	2707±31	Магматическое событие	Гранит-порфир	интрузия	Zr, U–Pb (TIMS)	[11]
34	2679±8	Магматическое событие	Микроклиновый гранит	интрузия	Zr, U–Pb (TIMS)	[11]
35	2635±11	Метаморфическое событие	Гранит-порфир	интрузия	Титанит, U–Pb (TIMS)	[11]
36	2404±5	Магматическое событие	Долерит	дайка	бадделеит, U–Pb (TIMS)	[11]
37	2132±33	Магматическое событие	Долерит	дайка	Sm–Nd изохrona	[11]
38	1200	Магматическое событие	Кимберлиты и лампрофиры	дайка	Rb–Sr изохронa	[11]

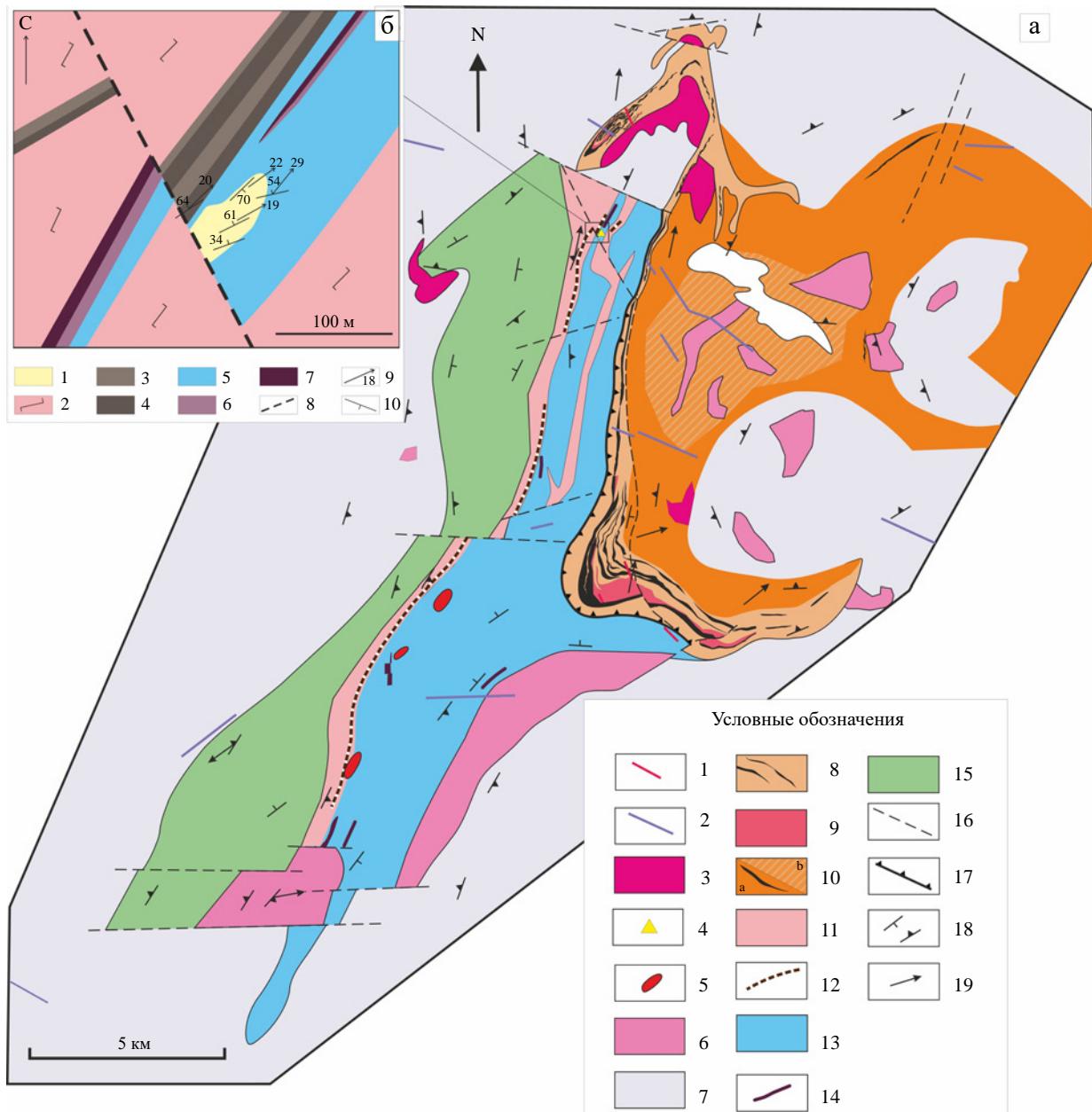


Рис. 1. Схема геологического строения (а) Костомукшского зеленокаменного пояса ([11, 15], с авторскими дополнениями) и (б) детального участка с линзой неоархейских (2.71 млрд лет) конгломератов. (а): 1 – неопротерозойские (1.2 млрд лет) лампроиты и кимберлиты (см. табл. 1), 2 – палеопротерозойские (2.40 и 2.14 млрд лет) долериты (см. табл. 1); 3–9 – неоархейские (см. табл. 1): 3 – 2.68 млрд лет граниты; 4 – 2.71 млрд лет полимиктовые конгломераты; 5 – 2.71 млрд лет санукитоиды; 6 – 2.72 млрд лет граниты; 7 – 2.78 млрд лет гранитоиды ТТГ ассоциации; 8–10 – породы гимольской серии (см. табл. 1): 8 – 2.76–2.74 млрд лет метаграувакки с прослоями BIF-3; 9 – 2.76–2.74 млрд лет силлы и дайки метариолитов (геллефленты); 10 – метаосадки сурлампинской свиты с прослоями BIF: а – слабо- и б – сильно- мигматизированные; 11–14 – мезоархейские (2.87–2.78 млрд лет) (см. табл. 1): 11 – туфы, туффиты риолитов (шурловарская свита); 12 – прослои BIF-2; 13 – коматит-базальтовый с дацитами комплекс (рувинваарская свита); 14 – прослои BIF-1; 15 – базальты и коматиты (ниемиярвинская свита); 16 – разломы; 17 – надвиг; 18–19 – элементы залегания: 18 – полосчатости и гнейсовидности, 19 – минеральной линейности. (б): 1 – 2.71 млрд лет полимиктовые конгломераты; 2–4 – мезоархейские (2.80–2.78 млрд лет) породы шурловарской СТА: 2 – кислые вулканиты, 3 – прослои BIF-2; 4 – прослои сланцев; 5–7 – мезоархейские (2.87–2.81 млрд лет): 5 – коматит-базальтовой с дацитами комплекс (рувинваарская свита), 6 – прослои BIF-1, 7 – прослои безрудных кварцитов и сланцев; 8 – разломы; 9–10 – элементы залегания: 9 – минеральной линейности, 10 – полосчатости и гнейсовидности

Гимольская СТА, мощность которой широко варьирует (180–2300 м), сложена метаосадками и вулканитами. В основании её разреза выделяются конгломераты (суккозерская свита) мощностью до нескольких метров. Обломочная часть этих конгломератов представлена гранитоидами, а также в них отмечены кислые вулканиты, сопоставимые по составу с породами шурловаарской свиты. Метаосадки этой толщи представлены граувакками [14] флишоидного типа с мощными прослоями BIF-3, доля которых уменьшается к востоку. Неотъемлемой частью разреза являются сингенетичные с осадками неоархейские (2.76–2.74 млрд лет) кислые вулканиты – геллефленты (см. табл. 1), аналоги которых являются главным источником вещества для граувакк ([13] и ссылки там). Тесная связь кислых вулканитов и метаграувакк установлена на основании изучения геохимии пород [14], но подчёркивается также и данными цирконологии. Цирконы из граувакки преимущественно (70% выборки) состоят из кристаллов, морфорология, структура, геохимия и возраст которых, аналогичны таковым из геллефлентов [13].

Зеленокаменный пояс окружают неоархейские (2.78–2.75 млрд лет гранитоиды тоналит-трондемит-гранодиоритовой (ТТГ) ассоциации (см. рис. 1 а), а также он сечется несколькими генерациями неоархейских гранитов и гранодиоритов (санукитоидов), палеопротерозойскими дайками габброидов и мезопротерозойскими телами лампроитов и кимберлитов (см. табл. 1).

Эволюция структуры КЗП [16] предполагает, что зеленокаменный комплекс был неоднократно (Д1–5) деформирован: ранний этап (Д1) сопровождался формированием изоклинальных складок с горизонтальными шарнирами и линейностью; второй этап (Д2) – многостадийная складчатость СВ-простириания, сопряжённая с левосторонним сдвигом, при этом складки этапа Д2 характеризуются сланцеватостью и минеральной линейностью, параллельными соответственно их осевым поверхностям и шарнирам; поздние этапы Д3–5 проявлены в виде разломов: Д3 – в северной части пояса как разломы и правосторонние сдвиги СЗ-простириания, Д4 – меридиональные разломы и зоны тектонических брекчий, Д5 – система субширотных разломов со сдвиговой составляющей.

Зеленокаменный комплекс КЗП претерпел метаморфические преобразования в условиях эпидот-амфиболитовой – амфиболитовой фации [8] 2.72, 2.69 млрд лет (см. табл. 1) (последние были наиболее значимыми), а также в отдельных зонах при более низких параметрах 2.42 и 1.89 млрд лет назад (см. табл. 1) ([10, 11] и ссылки там). При этом ранний этап деформаций Д1 отвечал

условиям амфиболитовой фации, Д2 – условиям эпидот-амфиболитовой – амфиболитовой, на поздних этапах формировались альбит-хлоритовые метасоматиты [16].

Неизвестное ранее тело конгломератов (рис. 1 б) установлено среди базальтов с линзами BIF контокской серии (рувинваарской свиты), в непосредственной близости от них находятся кислые вулканиты с прослоями BIF шурловаарской свиты. Тело конгломератов прослеживается по простиранию на примерно 80 м, при ширине около 50 м (см. рис. 1 б). Непосредственный контакт конгломератов с подстилающими метабазальтами обнажается на очень небольшом участке, что не позволяет детально изучить его, однако соотношение ориентировок полосчатости в конгломератах и сланцеватости в окружающих породах свидетельствуют о том, что этот контакт тектонизирован. Расплющивание и значительное растягивание галек параллельно шарнирам складок и линейности, о чём будет сказано ниже, свидетельствуют в пользу этого вывода.

Структурные особенности конгломератов. В рассматриваемых конгломератах наблюдается слоистость (рис. 2 а), выраженная в чередовании слоёв с цементом различного цвета, а также вариациями состава галек и их ориентировки. Слоистость смята в сжатые складки, средний шарнир которых полого погружается к СВ ($55^\circ/19^\circ$) [17].

Крылья складки осложнены дополнительными мелкими складками, средняя ориентировка шарниров которых также близка ориентировке шарнира главной складки. Параллельно шарнирам как крупных, так и мелких складок располагается минеральная линейность по амфиболу.

Размеры обломочной составляющей конгломератов варьируют от 1–2 см до 40 см, т.е. от галек до валунов (рис. 2 а–д), при этом все обломки значительно удлинены параллельно линейности (см. рис. 2 а, д). В плоскости, перпендикулярной линейности, отчётливо видно, что обломки основного состава, как правило, имеют эллиптическую со сглаженными контурами форму, тогда как обломки кварцитов часто угловатые (см. рис. 2 в, г). Эти наблюдения указывают на то, что удлинённые гальки образуют классическую линейность растяжения. Анализ морфологии галек позволяет говорить о их значительной плоскостной деформации ($K \approx 1$; $\gamma > 10$) в условиях простого сдвига при левостороннем характере движений по траектории вдоль линии СВ $55^\circ/23^\circ$ по крутым плоскостям сдвига СВ-простириания [17].

Ориентировка складок и левосторонний характер деформации простого сдвига конгломератов соответствуют складкам СВ-простириания

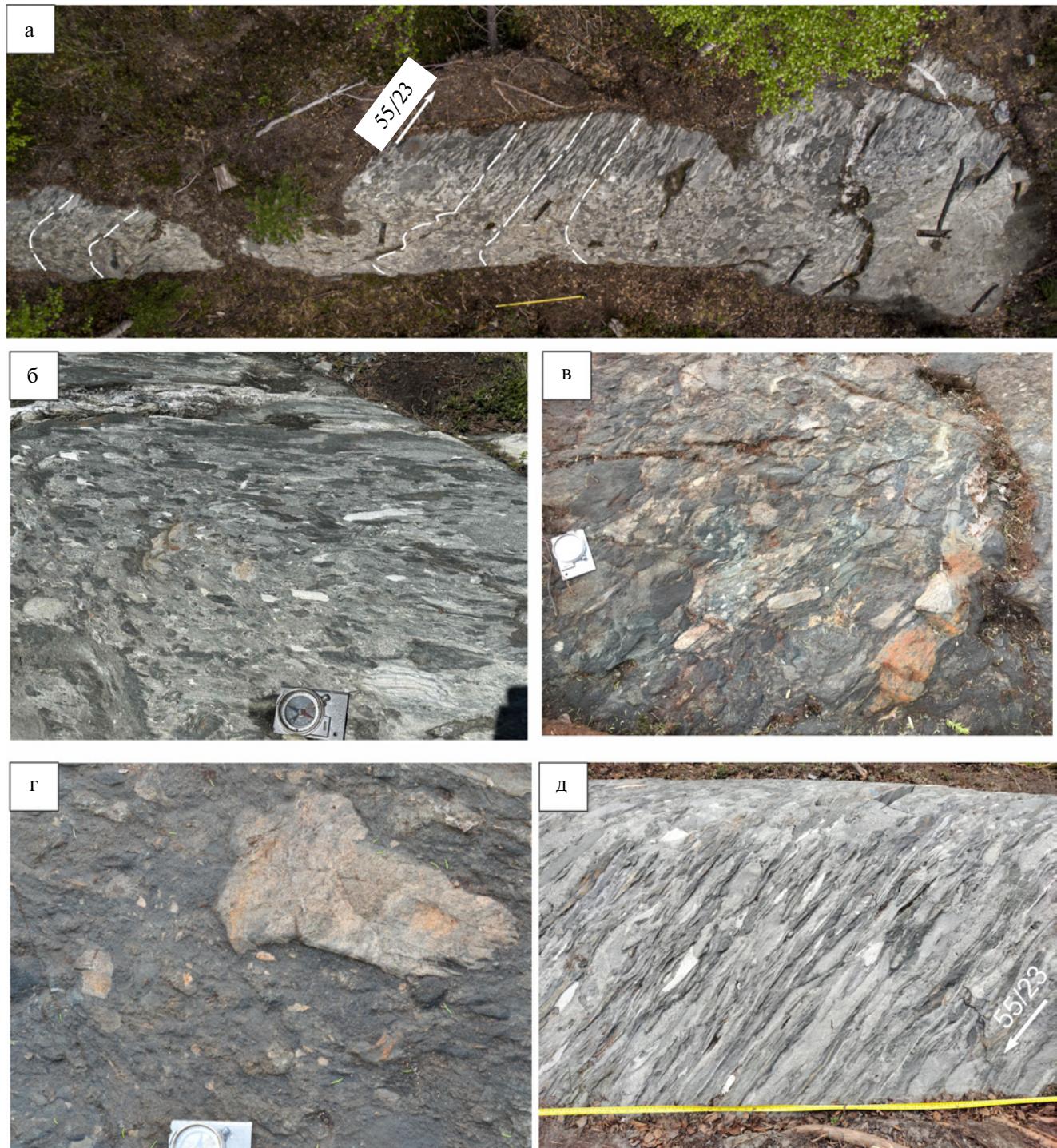


Рис. 2. Неоархейские (2.71 млрд лет) конгломераты Костомушского зеленокаменного пояса в обнажении: (а) общий вид обнажения (масштаб – жёлтая рулетка 1 м), пунктиру – структурные линии, стрелка – средняя ориентировка погружения линейности (СВ 55° под углом 23°); (б) конгломераты с эллипсовидными обломками метабазитов, полосчатых кварцитов – кварцевой граувакки, в породах видна полосчатость, плоскость фото субортогональна поверхности рассланцевания (масштаб – компас 10 см); (в) конгломераты с угловатыми и эллипсовидными обломками амфиболитов (матабазальтов), метабазальтов с плагиоклазовыми порфирями, кварцевой метаграувааки (масштаб – компас 10 см); (г) крупный обломок деформированной кварцевой метаграувааки (масштаб – компас 10 см); (д) конгломераты в плоскости, ортогональной поверхности рассланцевания и параллельной линейности, стрелка – ориентировка погружения линейности (СВ 55° под углом 23°)

и левосторонним сдвиговым зонам этапа Д2 структурно-возрастной шкалы, построенной В.Н. Кожевниковым для КЗП [16].

Петрографические особенности конгломератов. Рассматриваемые конгломераты относятся к типу полимиктовых: их обломки состоят из разнообразных по структуре и текстуре амфиболитов (метагабброидов и метабазитов) и широкой гаммы кварцитов (см. рис. 2 б).

Амфиболиты из обломков конгломератов варьируют от лейкократовых до меланократовых, характеризуются пятнистой текстурой, порфиробластовой и гранонематобластовой структурой. Порфиробласти представлены амфиболом. Основная масса породы сложена плагиоклазом и амфиболом. Минеральный состав породы: плагиоклаз (10–55%), амфибол (30–90 %), эпидот (до 6%), титанит (до 4%), магнетит (до 1%), кварц (менее 1%). *Плагиоклаз* представлен гипидиоморфными зёренами с концентрической зональностью, реже встречаются незональные зёрна с полисинтетическими двойниками. По составу плагиоклаз отвечает андезину. В зональных зёдрах от центра к краю содержание анортитового компонента изменяется от 45 до 30%. Среди зёрен плагиоклаза сохранились, вероятно, реликты магматического. Его преобразование при метаморфизме проявляется в замещении эпидотом и раскислении (до олигоклаза). *Амфибол* встречается как в виде крупных порфиробластовых обособлений (до 2 мм), так и в виде небольших отдельных зёрен (до 0.3 мм) или их агрегатов в основной массе породы. Крупные порфиробласти содержат включения титанита. Все исследованные амфиболы по составу отвечают магнезиальной роговой обманке. *Эпидот* развивается по основному плагиоклазу. Отмечаются отдельные ксеноморфные зёрна или сростки нескольких зёрен, которые часто содержат включения кварца. Границы зёрен часто окаймляются амфиболом. *Титанит* формирует линзовидные срастания нескольких зёрен или может формировать тонкие прослои в основной массе породы. Отмечается обрастание титанита вокруг магнетита.

Обломки конгломератов светлого цвета представлены различными кварцитами и кварцевыми метаграувакками. Типичная порода таких обломков представляет собой полосчатый **магнетит-амфиболовый кварцит** с грано-нематобластовой структурой. Порода состоит из плотно прилегающих друг к другу изометричных зёрен кварца, среди которых равномерно распределены зёрна амфиболя и магнетита. Кроме того, в породе отмечаются тонкие (около 1 мм) магнетит-амфиболовыми прослои. *Кварц* составляет основную массу породы (до 75–80%).

В лейкократовых прослоях кварц отличается большим размером зёрен до 1 мм. В амфибол-магнетитовых полосах размерность зёрен не превышает 0.3 мм. *Амфибол* (составляет около 15% породы) представлен удлинёнными призматическими зёренами с плеохроизмом от светло-зелёного до тёмно-зелёного. Совместно с магнетитом формирует более тёмные прослои в кварцитах, где прослеживается обрастание амфиболя вокруг магнетита. *Магнетит* составляет около 10% объёма породы, образует округлые зёрна размером 0.1–0.2 мм и равномерно распределён в породе.

Среди обломков **кварцитов** в конгломератах также отмечены разности, в которых заметную роль играет плагиоклаз, и они могут классифицироваться как кварцевые граувакки. Минеральный состав таких пород (например, проба Э-КС22-34-5а): кварц – 62%, амфибол – 25%, плагиоклаз – 8%, магнетит – 4%, пирит – 1%. *Плагиоклаз* отмечается в виде небольших ксеноморфных зёрен андезин-олигоклазового состава. Они не зональные и не имеют полисинтетических двойников.

По петрографическим особенностям эти породы сходны с малорудными кварцитами, ассоциирующими с мезоархейскими BIF [15].

Цемент конгломератов составляет 30–40% объёма породы и представлен серой и светло-серой мелкозернистой породой со сланцеватой текстурой и грано-нематобластовой структурой. В этих сланцах широко варьирует содержание темноцветных минералов. В меланократовых разностях содержание амфиболя достигает 50%, кварца – 20%, плагиоклаза – 20%, хлорита – 5%, биотита – 5%. *Амфибол* представлен удлинёнными зёренами магнезиальной и железистой роговой обманки. В крупных зёдрах обнаружены включения карбоната и кварца. *Хлорит* и *биотит* часто встречаются в срастаниях с амфиболом.

В более лейкократовой разности цемента преобладает плагиоклаз – 33% и кварц – 40%, темноцветные минералы преимущественно представлены роговой обманкой – 17%, хлоритом – 6% и биотитом – 4%. В виде акцессорных минералов отмечаются зёрна циркона, титанита, кальцита, рудного минерала.

Петрогоеохимические особенности обломков конгломератов. По химическому составу (табл. 2) обломки базитов из конгломератов хорошо сопоставляются с базальтами контокской СТА (рис. 3 а), что особенно отчётливо видно на спайдеграммах нормированного содержания РЗЭ (рис. 3 б). Небольшое обогащение амфиболитов обломков относительно выборки базитов контокской СТА легкими РЗЭ и более широкие вариации

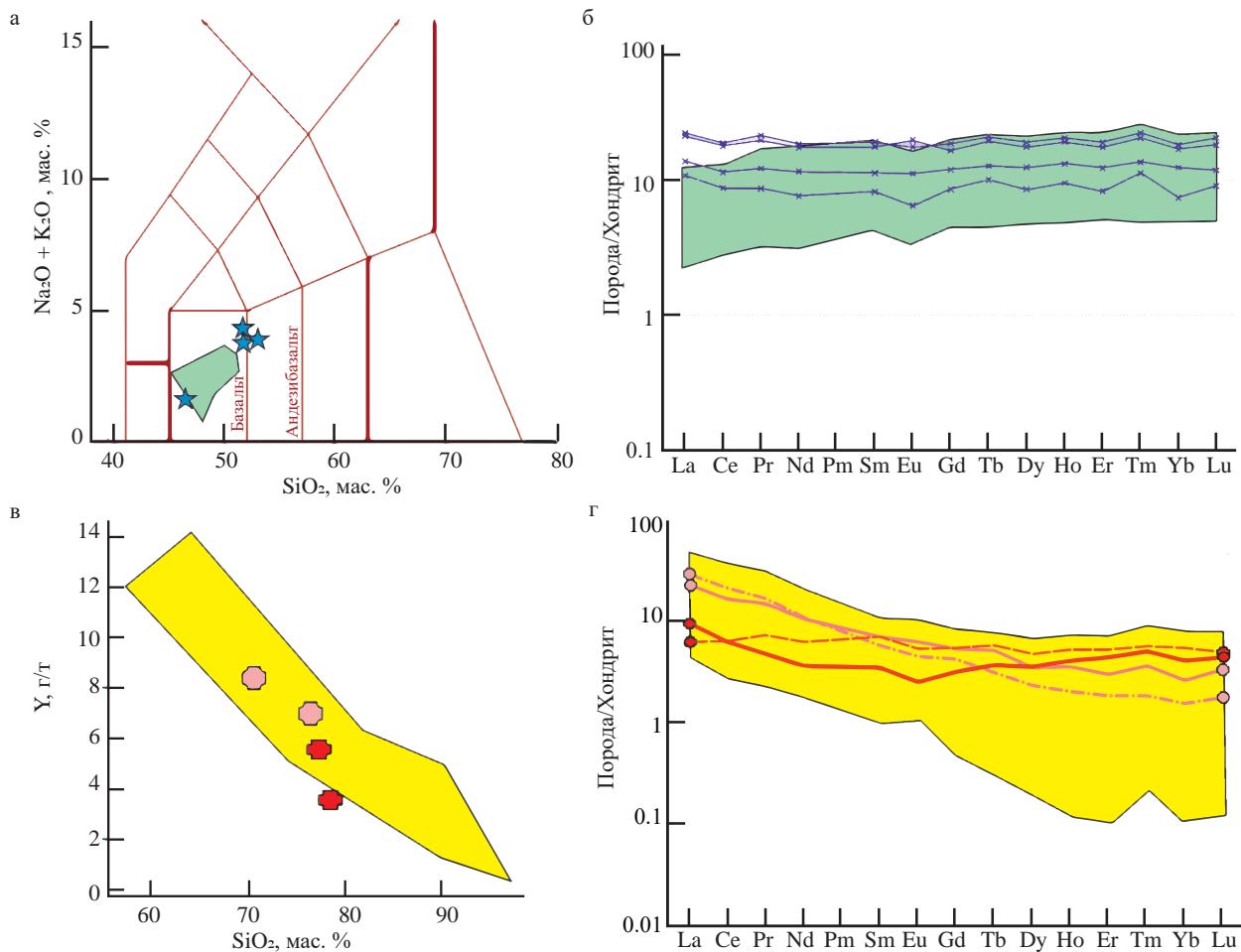


Рис. 3. Фигуративные точки составов амфиболитов (синие звёздочки) (а, б), кварцитов (розовые значки) – кварцевой граувакки (красные значки) (в, г) из обломков конгломератов на диаграммах SiO₂–Na₂+K₂O (а), SiO₂–Y (в) и графиках нормированных по хондриту содержаний РЗЭ (б, г), поля зелёного цвета – состав мезоархейских базальтов КЗП, поля жёлтого цвета – составы мезоархейских кварцитов, ассоциирующих с BIF [15]

состава петрогенных окислов может быть связано как с преобладанием в контрольной выборке базальтов, а в обломках более дифференцированных габброидов, так и с влиянием наложенных процессов. Обломки кварцитов и кварцевых граувакк выделяются высоким содержанием кремнезема и низким – K₂O+Na₂O, что отличает их от кислых вулканитов КЗП, но роднит с кварцитами, ассоциирующими с BIF. Геохимические характеристики кварцитов из обломков конгломератов (рис. 3 в, г) позволяют с большей уверенностью сопоставлять эту группу с последними [15]. При этом среди них выделяются две подгруппы отличные по степени дифференциации РЗЭ (рис. 3 г): первая – дифференцированная ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 9–19$), вторая – слабодифференцированная ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 1–2$). При этом породы первой подгруппы хорошо сопоставляются с мезоархейскими малорудными кварцитами

[15], а составы со столь слабодифференцированными РЗЭ отмечены среди метаграувакки гимольской СТА.

Исходя из представленных геологических данных, изученные конгломераты сформировались позднее мезоархейских (2.87–2.84 млрд лет) базитов и, возможно, неоархейских (2.75–2.74 млрд лет) пород гимольской СТА, т.к. сходные с последними по составу породы обнаружены в обломках, но предшествовали интенсивным деформациям, которые, вероятно, были связаны с аккреционными процессами, возраст которых оценивается в 2.72 и 2.69 млрд лет [11].

U–Th–Pb-геохронология цирконов из конгломератов. Для более надёжной оценки возраста образования обнаруженных конгломератов, были изучены цирконы, выделенные из цемента и из одного из обломков. U–Th–Pb-датирование

Таблица 2. Химический состав (окислы – в мас. %, элементы – в г/т) обломков в неоархейских (2.71 млрд лет) конгломератах Костомукшского зеленокаменного пояса

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	70.52	78.69	76.36	52.22	50.72	45.08
TiO ₂	0.28	0.19	0.14	1.15	1.35	0.72
Al ₂ O ₃	7.8	9.98	2.79	16.8	17.19	11.59
Fe ₂ O ₃	1.21	0.47	3.16	1.05	1.02	1.9
FeO	7.39	2.15	6.75	8.48	7.39	13.06
MnO	0.164	0.076	0.125	0.223	0.187	0.436
MgO	4.34	0.37	2.42	4.85	5.23	11.23
CaO	5.36	4.32	2.74	9.82	11.1	12.04
Na ₂ O	1.09	2.35	0.22	3.56	4.03	1.02
K ₂ O	0.16	0.11	0.11	0.28	0.21	0.46
P ₂ O ₅	0.015	0.02	0.02	0.07	0.1	0.05
H ₂ O	0.26	0.04	0.72	0.11	0.05	0.13
LOI	0.96	0.98	4.25	1.26	1.31	2.06
Li	5.89	2.83	5.79	9.40	7.10	18.55
Sc	9.34	3.52	3.66	58.89	46.62	37.49
V	80.52	34.12	34.88	395.74	375.63	266.60
Cr	223.26	79.48	146.84	144.61	331.51	1513.63
Co	54.42	4.81	37.10	47.27	36.79	75.21
Ni	66.50	12.70	42.83	100.28	96.88	533.36
Cu	802.37	21.61	1281.09	13.22	22.41	22.57
Zn	59.92	36.45	40.24	100.68	75.94	160.12
Rb	1.67	3.48	2.76	3.50	5.89	4.78
Sr	50.64	117.23	5.92	211.93	246.74	18.17
Y	8.36	3.57	6.90	19.33	27.80	13.82
Zr	50.60	93.03	21.95	55.10	81.76	34.59
Nb	1.97	2.58	1.03	2.96	4.44	1.72
Ba	55.19	205.06	19.57	191.36	216.56	78.99
La	1.99	9.31	3.04	4.56	7.03	3.57
Ce	5.31	17.78	5.27	9.93	15.54	7.56
Pr	0.79	1.83	0.52	1.37	2.21	0.97
Nd	3.81	6.67	2.23	7.30	11.03	4.80
Sm	1.39	1.14	0.69	2.30	3.59	1.67
Eu	0.40	0.34	0.19	0.86	1.53	0.50
Gd	1.47	1.13	0.84	3.32	4.57	2.37
Tb	0.26	0.14	0.17	0.60	0.92	0.47
Dy	1.60	0.77	1.20	4.27	6.05	2.92
Ho	0.35	0.14	0.28	0.93	1.34	0.67
Er	1.15	0.40	0.96	2.78	3.95	1.87
Tm	0.17	0.05	0.15	0.41	0.62	0.34
Yb	1.17	0.33	0.87	2.73	3.74	1.63
Lu	0.16	0.06	0.15	0.40	0.62	0.31
Hf	1.46	2.24	0.75	2.20	3.00	1.39
Ta	0.17	0.22	0.24	0.33	0.39	0.17
Pb	1.91	3.29	1.09	6.18	8.20	1.86
Th	1.99	2.51	1.40	0.40	0.71	0.45
U	0.40	0.46	0.22	0.12	0.22	0.21

Примечание. 1 – Э-К22-34/5а, плагиоклаз-магнетит-амфиболова кварцевая граувакка (с преобладанием цирконов с возрастом 2749 млн лет); 2 – Э-К22-34/4, амфибол-биотитовый кварцит; 3 – Э-К22-34/1, кварцит с сульфидами; 4 – Э-К22-34/3Б, амфиболит (метагаббро); 5 – Э-К22-34/6А, амфиболит (метагаббро); 6 – Э-К22-34/8Б, амфиболит. Определение главных элементов выполнено классическим методом химического силикатного анализа, а малых элементов – методом ICP MS (X Series II, Thermo Scientific) с растворением в автоклавах в аналитической лаборатории Института геологии ЦКП Карельского научного центра РАН (г. Петрозаводск).

циркона из цемента (120 аналитических точек) и из обломка (60 точек) было выполнено методом LA-ICP-MS в лаборатории химико-аналитических исследований Геологического института РАН (г. Москва) по апробированной методике ([11] и ссылки там). Для контроля качества анализов были использованы стандарты циркона 91500 и Plesovice со стандартизованными возрастами 1062.4 ± 0.4 и 337.1 ± 0.4 млн лет, соответственно. В ходе исследования проб Э-К22-34-2 и Э-КС22-34-5а для контрольных стандартов были получены средневзвешенные $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -оценки их возраста (2σ) 1067 ± 14.8 ($n = 12$) и 1069 ± 7.4 ($n = 6$) млн лет и 335.2 ± 5.8 ($n = 12$) и 337.7 ± 5.8 ($n = 12$) млн лет, соответственно, что хорошо согласуется с эталонными значениями. Для графической иллюстрации полученных результатов использовалась программа Isoplot 4.15 [18].

Из пробы Э-К22-34-2 (цемент конгломерата), отобранный в точке $64^{\circ}46'10''$ с. ш., $30^{\circ}40'09''$ в. д., весом около 700 г было выделено более 300 зёрен циркона. Они представлены окрашенными в желтовато-коричневые тона кристаллами призматического габитуса: от коротко- до длиннопризматических с Ку – 1:2, 1:3, размер которых варьирует от 40 до 150 мкм (см. рис. 4 а). По характеру внутреннего строения среди цирконов данной выборки выделяется два морфологических типа. Зёрна первого типа, которые резко преобладают, характеризуются отчётливо выраженной тонкой осцилляторной зональностью и Th/U-отношением значительно больше 0.2 (см. рис. 4 а), что характерно для циркона магматического генезиса. В зёрнах второго типа наблюдаются признаки пятнистой зональности (см. рис. 4 а) и Th/U-отношения для большей их части менее 0.2, что типично для метаморфогенного циркона. При этом, в цирконах обоих морфотипов встречаются зёрна со светлыми каймами (рис. 4 а), которые могут свидетельствовать о наличии поздних метаморфогенных процессов, которые в этой пробе не поддаются датированию.

$^{207}\text{Pb}-^{206}\text{Pb}$ -возраст ($T_{\text{Pb-Pb}}$) цирконов первого морфологического типа варьирует от 2.86 до 2.717 млрд лет со сложным полимодальным распределением значений (рис. 4 в). $T_{\text{Pb-Pb}}$ трёх наиболее молодых зёрен циркона из этой выборки (2717 ± 26 (дискорданность в % (D) = 0.01); 2718 ± 24 ($D = -0.01$); 2727 ± 16 ($D = -2.5$), рис. 4 а нижний ряд) оценивается в 2723 ± 12 млн лет (рис. 4 б). При этом близкие оценки получаются, если по этим трём точкам вычислить U–Pb-конкордантный возраст (T_c) – 2716 ± 15 ($\text{MSWD} = 1.9$) млн лет. Данная цифра наиболее точна для оценки максимального возраста осадконакопления конгломератов. $T_{\text{Pb-Pb}}$ метаморфогенных цирконов

второго морфологического типа, дискорданность которых меньше 5%, находится в интервале $2.62-2.70$ млрд лет и по 7 точкам, оценивается в 2668 ± 21 млн лет. При этом T_c по 5 наиболее конкордантным точкам из этой выборки составляет 2672 ± 12 ($\text{MSWD} = 0.023$) млн лет.

Таким образом, возраст осадконакопления конгломератов находится в интервале $2716 \pm 15 - 2672 \pm 12$ млн лет. Наиболее вероятная его оценка соответствует области минимальной плотности аналитических точек между двумя главными пиками на гистограмме распределения возрастов (см. рис. 4 б) и оценивается примерно в 2.71 млрд лет.

Второй образец для геохронологических исследований конгломератов был отобран из обломка кварцевых метаграуваак (проба Э-КС22-34-5а). Из этой пробы весом 800 г было выделено 250 зёрен циркона. Их изучение показало, что они представлены прозрачными с бурой окраской идиоморфными кристаллами удлинённо-призматического габитуса с коэффициентом удлинения (Ку) 1:2, 1:3, реже 1:4 (см. рис. 4 в). Данные кристаллы характеризуются достаточно высоким идиоморфизмом и многообразием морфологических форм. Среди них присутствуют призматические, короткопризматические и изометричные кристаллы относительно крупного размера (70–180 мкм). Внутреннее строение всех изученных цирконов весьма сходно и характеризуется наличием тонкой осцилляционной зональностью (см. рис. 4 в), Th/U-отношение в них варьирует 0.2–1.1 (среднее 0.7), что позволяет предполагать их исходную магматическую природу.

Характер распределения $T_{\text{Pb-Pb}}$ циркона на гистограмме (он находится в узком диапазоне 2.73–2.77 млрд лет) (рис. 4 г), также как и однотипность его структурных особенностей, указывает на однородность выборки. $T_{\text{Pb-Pb}}$ популяции циркона, составляющей 97% всей выборки, оценивается в 2749 ± 3 млн лет (см. рис. 4 г), что в пределах ошибки совпадает с её U–Pb-возрастом по верхнему пересечению дискордии с конкордией – 2748 ± 3.5 ($\text{MSWD} = 0.62$) млн лет. Кроме того, среди изучаемых цирконов установлено зерно, $T_{\text{Pb/Pb}}$ которого в двух аналитических точках составляет 2836 ± 16 и 2824 ± 28 млн лет ($D = -0.11$ и -0.35), соответственно (см. рис. 4 б). Таким образом, главным источником сноса вещества (в том числе циркона) при формировании кварцевой метаграувааки из обломка конгломератов являются кислые магматические породы с возрастом 2749 ± 3 млн лет. Сопоставимый возраст (2759–2743 млн лет, [13]) имеют риолиты гимольской СТА (см. табл. 1), составляющие, вероятно,

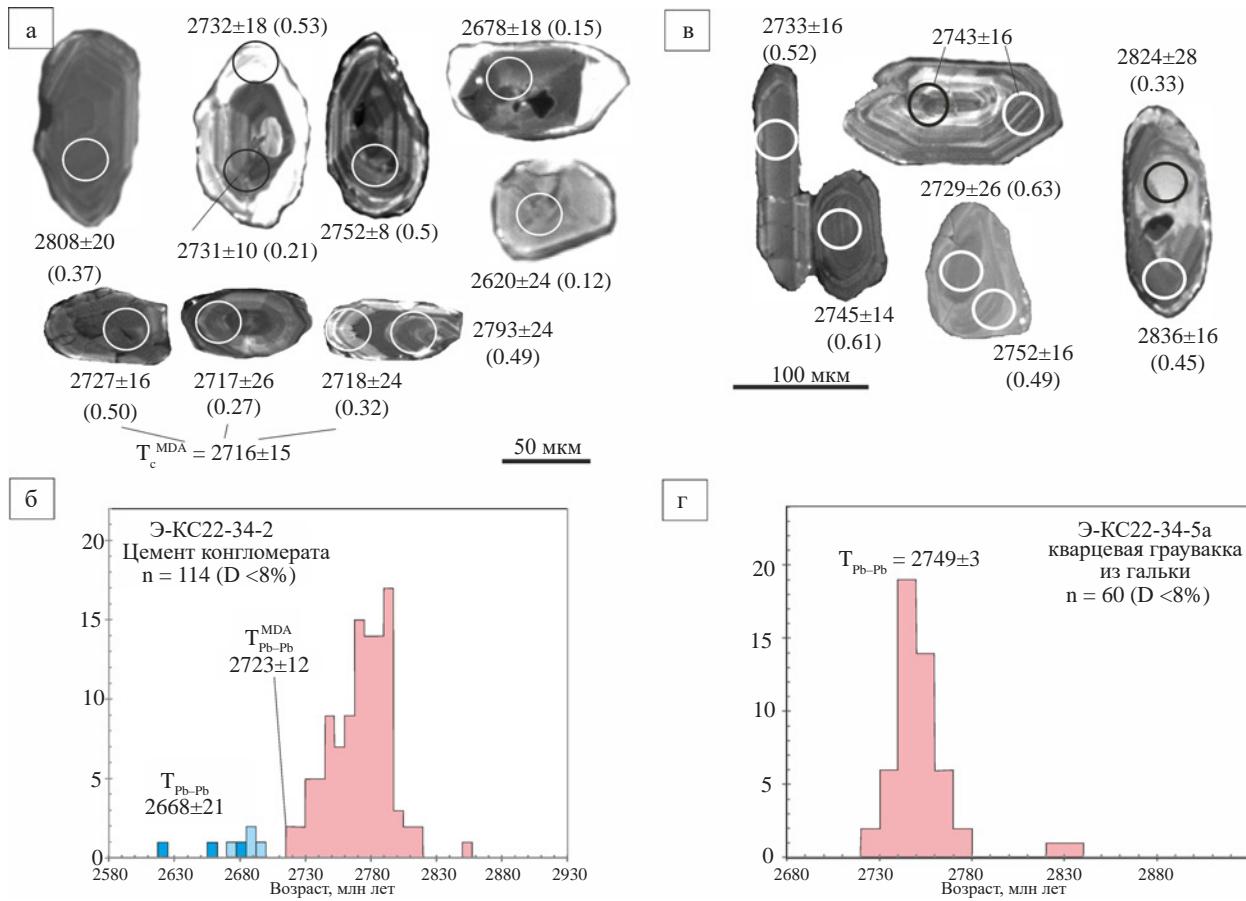


Рис. 4. Строение зёрен (а, в) и изотопный возраст (определен методом LA-ICP-MS, n – количество аналитических точек, D^* – дискордантность в %) циркона из цемента конгломерата (б) и обломка кварцевой граувакки (г): (а, в) изображение цирконов из цемента (а) и обломка (в) конгломерата в катодной люминесценции, окружности – местоположение аналитических точек датирования и значения в них $T_{\text{Pb-Pb}}$ в млн лет (1σ), в скобках – Th/U-отношение; (б, г) гистограммы $^{207}\text{Pb}-^{206}\text{Pb}$ -возрастов ($T_{\text{Pb-Pb}}$) циркона из цемента, $T_{\text{Pb-Pb}}^{\text{MDA}}$ – $^{207}\text{Pb}-^{206}\text{Pb}$ -возраст трёх наиболее молодых зёрен (MDA – maximum depositional age). * $D = 100 \times (T(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) / T(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) - 1)$

главный источник детрита для осадков этой толщи. Кроме того, небольшую долю в состав кварцевой метаграувакки внесли мезоархейские магматические кислые породы. Таким образом, обломок кварцевых метаграувакк по особенностям морфологии и возрасту детритового циркона сходен с граувакками гимольской СТА, которые формировались практически синхронно с неоархейскими (2.75–2.74 млрд лет) дацитами и BIF этой СТА (см. табл. 1) [11, 13].

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Таким образом, найденные в КЗП неоархейские (2.71 млрд лет) полимиктовые конгломераты состоят из обломков окружающих их метабазальтов, кварцитов контокской серии и кварцевой граувакки гимольской серии. Важно отметить,

что в цементе не установлены цирконы древнее 2.85 млрд лет (с дискордантностью менее 10%). Обломки плохо сортированы и среди них, наряду с окатанными, обычны и угловатые (см. рис. 2). Все эти факты свидетельствуют о том, что толща конгломератов формировалась в бассейне, в который поступал местный плохо сортированный обломочный материал. Морфология обломков указывает на то, что они деформированы в условиях левостороннего простого сдвига. С учётом особенностей состава, структуры и условий последующей деформации можно предполагать, что конгломераты маркируют бассейн типа пулл-апарт.

ГЛАВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. В осевой части КЗП среди метабазальтов контокской серии установлена линза ранее

неизвестных полимиктовых конгломератов, обломочная часть которых состоит из: 1) метаморфизованных пород основного состава, сопоставимых по составу с мезоархейскими габброидами и базальтами КЗП; 2) магнетит-амфиболовых кварцитов, сопоставимых с мезоархейскими кварцитами, ассоциирующими с BIF; 3) кварцевой метаграувакки, сопоставимой по составу и цирконологии с осадками неоархейской гимольской серии.

2. Возраст осадконакопления обнаруженных конгломератов по результатам изучения циркона из цемента заведомо моложе 2716 ± 15 млн лет и древнее 2672 ± 12 млн лет, оценивается примерно в 2.71 млрд лет. Эти данные показывают, что в структуре КЗП установлена новая самая молодая среди архейских СТА. При этом она сопоставима по возрасту с вулканитами (2712 – 2703 млн лет) Хедозеро-Большезерского [12], Таканен (2706 млн лет) [19] и осадками (<2.70 – 2.73 млрд лет) Кухмо [20] зеленокаменных поясов Карельского кратона.

3. Изученные конгломераты интенсивно деформированы в условиях простого сдвига левостороннего характера по крутым плоскостям северо-восточного простирания.

4. Формирование поздних неоархейских конгломератов КЗП, вероятно, происходило в пулл-апарт структуре на заключительной стадии формирования пояса в условиях сдвиговых деформаций. В таких условиях формировались хорошо известные конгломераты типа Тимискаминг зеленокаменного пояса Абитиби провинции Сьюпериор, с которыми связаны крупные месторождения золота [3].

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность сотрудникам ГИН РАН (г. Москва) К.Г. Ерофеевой и А.С. Дубенскому за проведение работ по датированию цирконов и консультации при использовании результатов. Авторы признательны академику Н.С. Бортникову и второму рецензенту рукописи за ценные замечания и комментарии, которые позволили улучшить статью.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ramsay J. G. *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill, New York, 1967. 580 p.

- Brandl G., Cloete M., Anhaeusser C. R. Archaean Greenstone Belt. In: *The Geology of South Africa*. M.R. Johnson, C.R. Anhaeusser, R.J. Thomas (Eds.). *The Geology of South Africa*. Geologica Society of South Africa, Johannesburg/Council for Geoscience, Pretoria. 2006. P. 9–56.
- Jackson S. L., Fyon J. A. The Western Abitibi Subprovince in Ontario. In: *Geology of Ontario*. P.C. Thurston, H.S. Williams, R.H. Sutcliffe, G.M. Stott (Eds.). Special Vol. 4, Part 1. Ontario Ministry of Northern Development and Mines, 1991. P. 405–484.
- Чернов В. М. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии. М.–Л.: Наука, 1964. 104 с.
- Светов С. А., Светова А. И. и др. Неоархейские пулл-апарт бассейны Центрально-Карельского террейна: породные последовательности и литохимическая характеристика // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. С. 5–17.
- Piirainen T. The geology of the Archaean greenstone-granitoid terrain in Kuhmo, eastern Finland // *Archaean geology of the Fennoscandian Shield*. Geol. Surv. Finland Spec. Pap. 1988. № 4. P. 39–51.
- Sorjonen-Ward P. An overview of structural evolution and lithic units within and intruding the late Archean Hattu schist belt, Ilomantsi, eastern Finland. In: P. A. Nurmi & P. Sorjonen-Ward (Eds.) / Geological development, gold mineralization and exploration methods in the late Archean Hattu schist Belt, Ilomantsi, Eastern Finland. Geol. Surv. of Finland. Spec. Paper. 17. 1993. P. 9–102.
- Горьковец В. Я., Раевская М. Б., Володичев О. И. и др. Геология и метаморфизм железисто-кремнистых формаций Карелии. Л.: Наука, 1991. 176 с.
- Куликов В. С., Светов С. А., Слабунов А. И. и др. Геологическая карта Юго-восточной Фенноскандии масштаба 1:750 000: новые подходы к составлению // Труды Карельского НЦ РАН. Серия “Геология докембрия” 2017. № 2. С. 3–41. <https://doi.org/10.17076/geo444>
- Костомукшский рудный район (геология, глубинное строение и минералогия) / Ред. В.Я. Горьковец, Н.В. Шаров. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2015. 322 с.
- Slabunov A. I., Kervinen A. V., Nesterova N. S. 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 // International Geology Review. 2024. V. 66. № 6. P. 1321–1333. <https://doi.org/10.1080/00206814.2023.2248501>

12. Мыскова Т. А., Милькевич Р. И., Львов П. А. и др. Неоархейские вулканиты Хедозеро-Большозерской зеленокаменной структуры Центральной Карелии: состав, возраст и тектоническая обстановка // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2020. Т. 28. № 2. С. 3–32.
<https://doi.org/10.31857/S0869592X20020040>
13. Слабунов А. И., Нестерова Н. С., Егоров А. В. и др. Геохимия, геохронология цирконов и возраст архейской железорудной толщи Костомукшского зеленокаменного пояса Карельского кратона Фенноскандинавского щита // Геохимия. 2021. Т. 66. № 4. С. 291–307.
<https://doi.org/10.31857/S0016752521040063>
14. Милькевич Р. И., Мыскова Т. А. Позднеархейские метатерригенные породы Западной Карелии (литология, геохимия, источники сноса) // Литология и полезные ископаемые. 1998. № 2. С. 177–194.
15. Слабунов А. И., Нестерова Н. С., Максимов О. А. Геохимия и условия формирования мезоархейских полосчатых железистых кварцитов (BIF-1) Костомукшского зеленокаменного пояса Карельского кратона // Геохимия. 2024. Т. 69. № 3. С. 28–50.
<https://doi.org/10.1134/S0016702924030054>
16. Кожевников В. Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск, 2000. 223 с.
17. Мудрук С. В., Нестерова Н. С., Максимов О. А. и др. Структурный анализ архейских конгломератов Костомукшского зеленокаменного пояса (Фенноскандинавский щит): первые результаты // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2024. 21. С. 181–189.
<https://doi.org/10.31241/FNS.2024.21.022>
18. Ludwig K. R. Isoplot v.4.15: A geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Special Publication No. 4. Berkeley Geochronology Center, 2008.
19. Järvinen V., Karampelas N., Rämö O. T. Secular change of tectonic setting in the Archean Takanen greenstone belt, northeastern Karelia Province, Fennoscandian Shield // Bulletin of the Geological Society of Finland. 2023. V. 95. № 2. P. 107–134.
<https://doi.org/10.17741/bgsf/95.2.002>
20. Lehtonen E., Heilimo E., Halkoaho T., Käpyaho A., Holtta P. U–Pb geochronology of Archaean volcanic-sedimentary sequences in the Kuhmo greenstone belt, Karelia Province – Multiphase volcanism from Meso- to Neoarchaean and a Neoarchaean depositional basin? // Precambrian Research. 2016. V. 275. P. 48–69.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.12.002>

FINDING OF NEOARCHEAN (2.71 GA) CONGLOMERATES IN THE KOSTOMUKSHA IRON ORE PROVINCE: ON THE YOUNGEST ARCHEAN STRATOTECTONIC ASSOCIATION IN THE KARELIAN CRATON

© 2025 A. I. Slabunov^{a, #}, N. S. Nesterova^a, S. V. Mudruk^{a, b}, O. A. Maksimov^a, A. V. Kervinen^a

Presented by Academician of the RAS Y.A. Kostitsyn July 15, 2024

^a*Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences, Karelia, Petrozavodsk, Russia*

^b*Geological Institute of the Kola Science Centre of the Russian Academy of Sciences, Apatity, Russia*

[#] E-mail: slabunov@krc.karelia.ru

A lens of earlier unknown polymict conglomerates was found in the axis of the Kostomuksha greenstone belt (KGB), Karelian Craton. Their clastic portion consists of poorly graded, largely angular pebbles. They are comparable in composition to rocks from the surrounding greenstone complex, such as: 1) amphibolites similar to KGB's Mesoarchean gabbroic rocks and basalts; 2) magnetite-amphibole quartzites similar to Mesoarchean magnetite-biotite-amphibole quartzites associated with banded iron formation; 3) Neoarchean (2.75 Ga) quartz metagraywacke. The conglomerates are highly deformed ($\gamma > 10$) by simple shear. The conglomerates were deposited about 2.71 Ga ago, as indicated by analysis of zircons from the matrix. Thus, a new Neoarchean stratotectonic association, the youngest in the greenstone complex, was found in KGB. It seems to have been formed in a pull-apart basin at the final stage of KGB formation, in which shearing played an important part. Volcanogenic and sedimentary associations of similar age are known in the Khedozero-Bolshozero, Kuhmo and Takanen greenstone belts of the Karelian Craton.

Keywords: conglomerate, zircons, U–Th–Pb age, Archean, Kostomuksha greenstone belt, Karelian Craton