



Российская академия наук
Санкт-Петербургское отделение Российской академии наук
Отделение наук о Земле
Межведомственный стратиграфический комитет
Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
Научный совет РАН по проблемам геологии докембрия



IX Российская конференция по проблемам геологии докембрия

СТРАТИГРАФИЯ ДОКЕМБРИЯ: ПРОБЛЕМЫ И ПУТИ РЕШЕНИЯ

Посвящается
75-летию создания Лаборатории геологии докембрия
Академии наук СССР
(ЛАГЕД)

Санкт-Петербург
15–19 сентября 2025 г.



Российская академия наук
Санкт-Петербургское отделение Российской академии наук
Отделение наук о Земле
Межведомственный стратиграфический комитет
Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
Научный совет РАН по проблемам геологии докембрия

**IX Российская конференция
по проблемам геологии докембрия**

СТРАТИГРАФИЯ ДОКЕМБРИЯ: ПРОБЛЕМЫ И ПУТИ РЕШЕНИЯ

15–19 сентября 2025 г.
ИГГД РАН, Санкт-Петербург

МАТЕРИАЛЫ КОНФЕРЕНЦИИ

Санкт-Петербург
2025

УДК 551.71/.72
ББК 26.332
С833

С833 **Стратиграфия докембрия: проблемы и пути решения.** Материалы IX Российской конференции по проблемам геологии докембрия (Санкт-Петербург, 15–19 сентября 2025 г.) [Электронный ресурс]. — СПб: ИГГД РАН, 2025. — 228 с.
ISBN ???

УДК 551.71/.72
ББК 26.332

Тематика конференции:

1. *Этапы формирования и развития земной коры в докембрии: метаморфизм, магматизм, геодинамика.*
2. *Разработка и актуализация стратиграфических схем докембрия России и сопредельных территорий.*
3. *Изотопно-геохронологические и изотопно-геохимические методы в решении вопросов стратиграфии архея и протерозоя.*
4. *Литогеохимические и седиментологические методы реконструкции обстановок осадконакопления в докембрии–кембрии.*
5. *Эволюция органического мира в позднем докембрии – раннем палеозое: палеобиологические и биостратиграфические построения.*

Редакционная коллегия: чл.-корр. РАН А.Б. Кузнецов
к. г.-м. н. Е.Ю. Голубкова
к. г.-м. н. Т.С. Зайцева
к. г.-м. н. Д.В. Доливо-Добровольский

ISBN ???

© Коллектив авторов, 2025
© ИГГД РАН, 2025

ОРГАНИЗАТОРЫ КОНФЕРЕНЦИИ

Российская академия наук
Санкт-Петербургское отделение Российской академии наук
Отделение наук о Земле
Межведомственный стратиграфический комитет
Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
Научный совет РАН по проблемам геологии докембрия

ОРГАНИЗАЦИОННЫЙ КОМИТЕТ КОНФЕРЕНЦИИ

Председатели

А.Ю. Розанов – академик РАН, ПИН РАН, Москва
М.А. Федонкин – академик РАН, ГИН РАН, Москва
А.Б. Кузнецов – чл.-корр. РАН, ИГГД РАН, Санкт-Петербург

Заместители председателя

Д.В. Гражданкин – д.г.-м.н., ИНГГ СО РАН, Новосибирск
Е.Ю. Голубкова – к.г.-м.н., ИГГД РАН, Санкт-Петербург

Программная комиссия

В.В. Балаганский – д.г.-м.н., ГИ КНЦ РАН, Апатиты
А.Б. Вревский – д.г.-м.н., ИГГД РАН, Санкт-Петербург
Т.С. Зайцева – к.г.-м.н., ИГГД РАН, Санкт-Петербург
А.В. Колесников – к.г.-м.н., ГИН РАН, Москва
А.Б. Котов – чл.-корр. РАН, ИГГД РАН, Санкт-Петербург
Б.Б. Кочнев – к.г.-м.н., ИНГГ СО РАН, Новосибирск
Н.Б. Кузнецов – чл.-корр. РАН, ГИН РАН, Москва
О.Ф. Кузьменкова – к.г.-м.н., «НПЦ по геологии», Минск
А.В. Маслов – чл.-корр. РАН, ГИН РАН, Москва
П.В. Медведев – к.г.-м.н., ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск
А.М. Пыстин – д.г.-м.н., ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
Е.Г. Раевская – к.г.-м.н., ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург
Н.Д. Сергеева – к.г.-м.н., УФИЦ РАН, Уфа
А.И. Слабунов – д.г.-м.н., ГИ КарНЦ РАН, Петрозаводск
И.Н. Сократова – к.г.н., ОНЗ РАН, Москва
Т.Ю. Толмачева – д.г.-м.н., ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург
С.Б. Шишлов – д.г.-м.н., ИГГД РАН, Санкт-Петербург

Оргкомитет

А.А. Гаврилова – ИГГД РАН, Санкт-Петербург
Е.Н. Дёмин – СПБО РАН, Санкт-Петербург
Д.В. Доливо-Добровольский – к.г.-м.н., ИГГД РАН, Санкт-Петербург
К.А. Дубкова – к.г.-м.н., ИГГД РАН, Санкт-Петербург
Е.А. Кушим – ИГГД РАН, Санкт-Петербург
В.С. Маркова – к.т.н., СПБО РАН, Санкт-Петербург
Л.И. Салимгараева – к.г.-м.н., ИГГД РАН, Санкт-Петербург
Д.Р. Ситкина – к.г.-м.н., ИГГД РАН, Санкт-Петербург
А.В. Титова – ИГГД РАН, Санкт-Петербург

СОДЕРЖАНИЕ

Александров Д.О.

Проблема стратиграфии пограничных отложений карагасской и оселковой серий
Бирюсинского Присянья 10

Алексеев Д.В., Худoley А.К.

Уточнение стратиграфических схем докембрия Тянь-Шаня по результатам
геохронологических исследований 12

Антоновская-Тобиассен Т.В., Тропников Е.М., Шибина Т.Д.

Состав, строение и время формирования формации феррум-никель на северо-
западе Балтийского щита 15

Богданов Ю.Б., Анисимова С.А.

Региональная хроностратиграфическая схема архея Карело-кольского региона 18

Богданов Б.П., Горобец С.А.

Рифы Австралии: от Большого Барьерного рифа до верхнего докембрия (к
сравнительной характеристике рифов Австралии и Восточно-Европейской
платформы) 21

Бортников В.В., Великославинский С.Д., Толмачева Е.В., Котов А.Б.,**Ковач В.П., Плоткина Ю.В., Wang K-L., Lee H-Y.**

Курумканская толща Алданского щита: возраст, источники и геодинамическая
обстановка формирования 25

Васильева И.М., Кузнецов А.Б., Ризванова Н.Г.

Предварительные результаты Pb–Pb датирования карбонатных пород верхнего
риффея Туруханского поднятия (свита буровой) 27

Вревский А.Б.

Возможности и ограничения изотопных методов для хроностратиграфии
палеопротерозоя Имандра-Варзугской структуры Фенноскандинавского щита 29

Галкин А.Д., Дьякова С.А., Сергеева Н.Д., Парфиров Н.П., Михненко М.М.,**Панькова В.А., Паньков В.Н., Колесников А.В.**

Новые местонахождения ископаемых остатков эдиакарского типа на Южном
Урале 32

Голубкова Е.Ю., Кушим Е.А., Раевская Е.Г., Шишлов С.Б., Титова А.В.,**Дубкова К.А., Зайцева Т.С., Савельева Ю.Н.**

Критерии выделения и положение границы венда–кембрия в региональной
стратиграфической схеме Восточно-Европейской платформы 33

Горожанин В.М.

Особенности строения базальных частей юрматиния в Бакальском районе (Южный
Урал) 36

Горшков Д.А.

Разрез тасеевской серии в скважине Чунская 1: ассоциации микрофоссилий,
литологические и фациальные особенности 39

Гражданкин Д.В., Васильев А.Е.

Вклад микробиальных матов в осадочные системы берегового склона в венде 42

Гусев Н.И., Скублов С.Г.

Изотопные данные на Анабарском щите Сибирского кратона, свидетельствующие
о распаде палеоконтинента Родиния 44

Дантес О.В., Наговицин К.Е.

Разнообразие метазой в раннекембрийских отложениях Сибирской платформы..... 47

Десяткин В.Д., Гражданкин Д.В.

Таксономия и морфология перовидных ископаемых (Frondomorpha)..... 49

Драздова А.В., Рудько С.В.

К вопросу о стратиграфическом значении венчающих карбонатов 52

Дронов А.В., Проскурнин В.Ф., Додонов К.С.

Новые данные по стратиграфии и литологии островов Большевик и Октябрьской революции архипелага Северная Земля 54

Дуб С.А.

Корреляция разрезов уксской свиты каратауской серии (верхний рифей) Южного Урала..... 56

Дьякова С.А., Сергеева Н.Д., Куликова А.В., Миннебаев К.Р.

Источники сноса для отложений старопетровской свиты Волго-Уральской области (по данным LA-ICP MS и метода тяжелых фракций)..... 60

Егорова Ю.С., Чекулаев В.П., Кучеровский Г.А., Арестова Н.А.

Что осталось от гимольской серии? Современный взгляд на стратиграфию верхнего лопия (неоархея) Карельской провинции 63

Жабин А.В.

Стратиграфия архея и раннего протерозоя по данным палеонтологии 66

Жабин А.В., Щемелинина А.А.

Грибы, как показатели климатических условий в раннем докембрии..... 69

Зайцева Т.С., Голубкова Е.Ю., Воскобойникова Т.В., Кушим Е.А.,**Плоткина Ю.В., Адамская Е.В., Гороховский Б.М.**

U–Th–Pb возраст обломочного циркона из венд-кембрийских отложений скв. Северо-Полоцкая (Беларусь) 71

Закревская М.А., Иванцов А.Ю.

Значение субстрата обитания в палеоэкологии поздневендских бентосных сообществ 74

Иванцов А.Ю., Закревская М.А. М.

Палеогеографический и биостратиграфический потенциал макробиоты позднего докембрия..... 77

Каулина Т.В., Нерович Л.И., Лялина Л.М.

Кристаллизация циркона в гранофировых норитах и пижонит-авгитовых диоритах массива Ярва-Варака (Мончегорский рудный район Кольского полуострова)..... 79

Ковач В.П., Адамская Е.В., Котов А.Б., Подковыров В.Н., Ларин А.М.,**Великославинский С.Д., Толмачева Е.В., Плоткина Ю.В., Гороховский Б.М.**

Возраст стратиграфических подразделений и источники терригенных пород удоканского комплекса Кодаро-Удоканского прогиба, Алданский щит 82

Колесников А.В., Маслов А.В., Панькова В.А., Паньков В.Н., Яшунский Ю.В.,**Дубенский А.С., Ерофеева К.Г.**

О возрасте вулканогенного циркона из туфового прослая в верхней части зиганской свиты (бассейн р. Зуячка, Алатауский антиклинорий, Южный Урал) 83

Колесников А.В., Чеснокова М.С., Рудько С.В., Покровский Б.Г.

О пероходном интервале венда и кембрия на Уринском поднятии юга средней Сибири 85

Кочнев Б.Б., Ветрова Н.И., Ветров Е.В., Карлова Г.А. Изотопные системы карбонатных отложений древней океанической коры.....	86
Кузнецов А.Б., Васильева И.М., Ризванова Н.Г. U–Pb систематика и Pb–Pb возраст доломитов мироедихинской свиты (верхний рифей Туруханского поднятия)	89
Кузнецов А.Б., Минина О.Р., Доронина Н.А., Стативко В.С., Скрипников М.С. Асынская свита в долине р.Олан Турка-Курбинской зоны, Байкало-Витимская горная область: Sr-хемостратиграфия карбонатных пород.....	91
Кузнецов А.Б., Минина О.Р., Скрипников М.С., Гаврилова А.А., Константинова Г.В., Стативко В.С. О возрасте курбинской свиты Витимского плоскогорья	92
Кузнецов А.Б., Минина О.Р., Скрипников М.С., Стативко В.С., Доронина Н.А. Sr-хемостратиграфия и возраст карбонатных пород пановской свиты (пр. Ямбуй-Атха), Турка-Курбинская зона Западного Забайкалья	95
Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Разумовский А.А., Латышева И.В., Шаццло А.В., Федюкин И.В., Данцова К.И., Новикова А.С. Возрасты зерен циркона из верхнедокембрийских метатифопесчаников шиджатмазской и долинонарзанной свит северного склона Большого Кавказа	97
Кузьменкова О.Ф., Воскобойникова Т.В., Лапцевич А.Г., Стрельцова Г.Д. Актуальные вопросы стратиграфии венда и кембрия Беларуси	100
Кузьменкова О.Ф., Стрельцова Г.Д., Воскобойникова Т.В., Лапцевич А.Г., Раевская Е.Г., Голубкова Е.Ю., Кушим Е.А. Литофациальные обстановки осадконакопления на западе Восточно-Европейской платформы на рубеже венда и кембрия (скважина Кобрин 1к, Беларусь).....	103
Литвинова Т.В. Методика и результаты изучения остатков микроорганизмов в древних биогенных постройках.....	106
Литвинова Т.В. Уникальные биогенные постройки позднего венда и их создатели	109
Лиханов И.И., Козлов П.С., Ножкин А.Д., Ронкин Ю.Л. Мезопротерозойский пикрит – пикробазальтовый вулканизм Енисейского кряжа: Rb–Sr и ^{147}Sm – ^{143}Nd систематика.....	112
Лобанов К.В., Чичеров М.В., Горностаева Т.А., Жиров Д.В., Мохов А.В., Карташов П.М., Прокофьев В.Ю. Рудоносность глубинных зон докембрийской континентальной Земной коры по данным Кольской сверхглубокой скважины	115
Марусин В.В. Два этапа становления фанерозойских сообществ на рубеже венда и кембрия	118
Маслов А.В. Стратотип рифея. Ретроспектива публикаций по стратиграфии, палеонтологии и палеомагнетизму (2010–2024 гг.).....	121
Маслов А.В., Колесников А.В., Рязанцев А.В., Разумовский А.А., Новиков И.А., Панькова В.А., Паньков В.Н., Каныгина Н.А., Яшунский Ю.В., Дубенский А.С., Ерофеева К.Г. Первые данные о возрасте обломочного циркона из песчаников урюкской свиты Южного Урала.....	124

Михненко М.М., Дьякова С.А., Сергеева Н.Д.

Структурные карты поверхности кровли отложений верхнего венда Шкапово-Шиханской впадины с использованием ГИС технологий (Волго-Уральская область)..... 126

Мичурин С.В., Горожанин В.М., Крупенин М.Т.

Происхождение «сланцев перемыва» в Бакальском рудном поле (Южный Урал) 129

Мыслова Т.А.

Стратиграфия Кейвской структуры Фенноскандинавского щита с позиции новых данных о латеральной распространенности, возрасте и геохимических особенностях пород..... 132

Наговицин К.Е.

Органостенные микробиоты на границе венда и кембрия: свидетельства с северо-востока Сибирской платформы..... 134

Нестерова Н.С., Слабунов А.И.

Стратотектонический разрез Гимольского зеленокаменного пояса Карельского кратона..... 137

Никулова Н.Ю., Соболева А.А., Цыбульская А.Е.

Возраст и геохимические особенности метатерригенных отложений верхнерифейской мадахинской свиты (полуостров Канин) 139

Ножкин А.Д., Лиханов И.И., Туркина О.М., Ронкин Ю.Л.

Свидетельства тектонических событий гренвилльского возраста на примере гранитоидов Рязановского массива Енисейского края 142

Паньков В.Н., Колесников А.В., Латышева И.В., Шаццло А.В., Панькова В.А.

Литолого-петрографическая и палеонтологическая характеристики визингской и усть-палегской свит Среднего Тимана (поднятие Четласский камень)..... 145

Паньков В.Н., Панькова В.А., Колесников А.В.

Новые местонахождения ископаемых остатков эдиакарского типа на Среднем Урале..... 146

Панькова В.А., Паньков В.Н., Колесников А.В., Кузнецов Н.Б., Шаццло А.В., Латышева И.В., Романюк Т.В.

Разрез усть-сылвицкой свиты сылвицкой серии верхнего венда Среднего Урала на Широковском водохранилище (Пермский край) 148

Парасына В.С., Петухов А.Ю., Гутина О.В., Прицан Н.В., Худорожков В.Г.

Опорный разрез тасеевской серии по материалам бурения поискового-оценочной скважины Чунская-1..... 150

Парфенова Т.М.

Стратификация кембрийских отложений северо-восточного обрамления Сибирской платформы: литолого-геохимическая характеристика, молекулярные следы биоты 153

Парфирьев Н.П., Данукалов К.Н., Голованова И.В., Валиева Р.Ю.

Применение палеомагнитного метода для уточнения стратиграфического положения разреза «Шанхай» (верхний венд, Южный Урал)..... 155

Петров А.Л., Невестенко М.А.

Изотопный состав С и О неопротерозойских и нижнекембрийских карбонатов в разрезе скважины Северо-Кетская 1 157

Поливкин Г.Ф., Дуб С.А., Гражданкин Д.В.

Различные гипотезы о природе строматолитовых построек *Linella ukka* укской свиты (верхний рифей Южного Урала): низкорослые луга или барьерный риф?..... 160

Попов Н.В., Терлеев А.А., Тимофеев В.Ф., Поливкин Г.Ф.

Макроскопические ископаемые остатки удоканской серии палеопротерозоя 161

Прокурова А.М., Наговицин К.Е.

Таксономическое разнообразие самого молодого комплекса микрофоссилий доушаньто-пертататакского типа (оппокунская свита, Лено-Анабарский прогиб) 164

Пыстин А.М., Пыстина Ю.И., Гракова О.В.

Возрастные ограничения пуйвинской свиты – базального стратона верхнедокембрийского разреза Ляпинского мегантиклинория (Приполярный Урал)..... 167

Раевская Е.Г., Голубкова Е.Ю., Кушим Е.А., Кузьменкова О.Ф., Воскобойникова Т.В.

Морфо-виды и виды–индексы акритарх в зональных шкалах кембрия северо-запада Восточно-Европейской платформы..... 170

Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Голионко Б.Г., Разумовский А.А., Латышева И.В., Шацлло А.В., Федюкин И.В., Данцова К.И., Новикова А.С.

Позднедокембрийские датировки циркона из хасаутского и камсакского комплексов: Пери-Гондванские блоки в строении палеозоид Большого Кавказа и Южного Урала..... 172

Рудько С.В., Малышев С.В., Драздова А.В.

Возраст Среднесибирского гляциогоризонта..... 175

Саватенков В.М., Васильева И.М.

Первая оценка возраста раковин *Obolus* (саблинская свита, Ленинградская область) U–Pb изотопным методом 178

Савко К.А., Цыбуляев В.С., Кориш Е.Х., Базиков Н.С.

Возраст и геодинамическая позиция палеопротерозойской курбакинской свиты Курского блока Сарматии 181

Сагдеева Н.С., Горожанин В.М., Дьякова С.А., Сергеева Н.Д.

Реконструкция условий осадконакопления верхнерифейских карбонатов Юрюзано-Сылвенской депрессии (по материалам скважины Леузинская-1)..... 183

Самсонов А.В., Силаева О.М., Ларионова Ю.О., Степанова А.В., Фатеева А.А., Ерофеева К.Г., Суханова М.А., Максимов О.А.

Переотложенная латеритная кора выветривания на Карельском кратоне: результаты исследования терригенных пород ятулийского надгоризонта Сегозерской структуры..... 186

Силаева О.М., Самсонов А.В., Степанова А.В.

Вариации $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{34}\text{S}$ по разрезу в карбонатных породах ятулийского надгоризонта на юге Карелии 188

Скублов С.Г., Гусев Н.И., Акимова Е.Ю., Салимгараева Л.И., Васюкевич К.Е.

Изотопно-геохимические характеристики циркона при реконструкции скрытых эндогенных событий 190

Слабунов А.И.

Неоархейский аккреционный комплекс Костомукшского зеленокаменного пояса: геохронология осадков гимольской серии и модель ее строения 194

Советов Ю.К., Соловецкая Л.В.

Венд и эдиакарий: сравнительный анализ седиментации 196

Сосновская О.В.

Об окаменелостях в опорных разрезах венда Кузнецкого Алатау (Хакасия) 200

Степанова А.В., Самсонов А.В., Сальникова Е.Б., Устинова В.В., Суханова М.А., Ларионова Ю.О., Силаева О.М., Максимов О.А.

Состав, возраст и корреляции базитов Сегозерской структуры Карельского кратона: основа для хроностратиграфического расчленения ятулия 203

Сумин Д.Л., Сумина Е.Л.

Стратиграфия докембрия: неизвестные методы для нерешенных проблем 206

Сумина Е.Л.

За пределами фанерозоя 207

(история становления курса «Палеонтология докембрия» на кафедре палеонтологии МГУ) 207

Терехов Е.Н., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Макеев А.Б., Скублов С.Г., Матвеев М.А., Новикова А.С., Дубенский А.С., Шешуков В.С.

Особенности предрифейского перерыва в осадконакоплении и структурообразовании на севере Восточно-Европейской платформы 211

Титова А.В., Федоров П.В.

Литологическая характеристика люкатиской и тискреской свит доминопольского горизонта нижнего кембрия северо-запада России 214

Федоров П.В., Доброхотова Е.А., Богатырев И.В.

Предполагаемые отложения песчаных русел в «ляминаритовых» глинах верхневасилеостровской подсвиты в С.-Петербурге и Ленинградской области, как основание для ревизии региональной палеогеографии позднего венда 216

Федоров П.В., Доброхотова Е.А.

Мифическая воронковская свита (верхний венд северо-запада России) от появления до упразднения 219

Цвигун А.О., Афонин И.В.

Литогеохимические особенности нижнекембрийских карбонатных пород билирской свиты Березовской впадины Предпатомского прогиба (Восточная Сибирь) 221

Шишлов С.Б.

Закономерности циклогенеза в эпиконтинентальных бассейнах с терригенной седиментацией 223

Юрченко А.В., Ризванова Н.Г., Галанкина О.Л., Балтыбаев Ш.К.

Архейский метаморфизм глиноземистых гнейсов Ларбинского блока (Иликанская зона Джугджуро-Станового супертеррейна) 226

ПРОБЛЕМА СТРАТИГРАФИИ ПОГРАНИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КАРАГАССКОЙ И ОСЕЛКОВОЙ СЕРИЙ БИРЮСИНСКОГО ПРИСАЯНЬЯ

Д.О. Александров

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск,
e-mail: aleksandrovdo@ipgg.sbras.ru

Верхний протерозой Ийско-Удинской структурно-фациальной зоны Присяянского структурно-фациального района Сибирской платформы представлен карагасской и оселковой сериями. Карагасская серия объединяет в своем составе шангулежскую, тагульскую и ипситскую свиты, оселковая серия расчленяется на марнинскую, удинскую и айсинскую свиты (нижняя часть айсинской свиты рассматривается некоторыми исследователями в качестве отдельной икейской свиты). Возраст шангулежской свиты древнее 718 ± 6 млн лет (U–Pb возраст цирконов их прорывающих долеритов нерсинского комплекса) (Romanov et al., 2021), тагульской – древнее 741 ± 4 млн лет (^{39}Ar – ^{40}Ar возраст плагиоклаза из прорывающих габбро-долеритов нерсинского комплекса) (Gladkochub et al., 2006). Максимальный возраст осадконакопления оселковой серии в соседней Бирюсинской структурно-фациальной зоне составляет, по одним данным – 652.3 ± 8.7 млн лет, по другим – 647 ± 18 – 634 ± 29 млн лет (U–Pb возраст обломочных цирконов) (Летникова и др., 2013; Priyatkina et al., 2018). В любом случае, оселковая серия моложе $640.8 \pm (2.4\text{--}3.1)$ млн лет (U–Pb возраст цирконов высококалийных пород Бирюсинского Присяянья) (Летникова и др., 2021), моложе 632 ± 2 млн лет (U–Pb возраст цирконов из ижолитов жидойского комплекса) (Ярмолук и др., 2005), моложе 612 ± 6 млн лет (^{39}Ar – ^{40}Ar возраст плагиоклазов из даек габбро-долеритов, прорывающих карагасскую серию) (Gladkochub et al., 2006). Сохраняется неопределенность в отношении возраста ипситской свиты карагасской серии и диамиктитов ледникового происхождения в основании марнинской свиты оселковой серии.

Проблемы стратиграфии верхнего протерозоя Присяянского фациального района можно решить методом фациально-генетического анализа. В пограничном интервале карагасской и оселковой серий, представленном в обнажении в правом борту р. Уда (вблизи устья руч. Карапчетуй) выделены две осадочные системы: (1) проградационная осадочная система нижнего–среднего берегового склона (ипситская свита) и (2) агградационно построенная осадочная система верхнего берегового склона (марнинская свита), которая по латерали замещается на пролювиальный конус выноса (карапчетуйская брекчия). Отложения грязекаменных потоков пролювиального конуса выноса вмещают песчаные конкреции галечной и валунной размерности, отвеянные и переотложенные из песчаников ипситской свиты (Aleksandrov, 2022). Песчаники были слабо литифицированными и служили источником матрикса для брекчий, а конкреции переотлагались в виде «галечки» и «валунов». В процессе переотложения происходило отшелушивание внешних концентрических корок конкреций с образованием щебня и мелких обломков. Разрушение ипситской свиты происходило одновременно с функционированием пролювиального конуса выноса и осадочной системы нижнего–среднего берегового склона марнинской свиты. Об этом свидетельствуют клинья брекчий (отложения грязекаменных потоков), проникающие в осадочную систему берегового склона.

Осадочная система верхнего берегового склона и пролювиального конуса выноса (карапчетуйская пачка марнинской свиты) залегает на тагульской свите и эрозионных останцах ипситской свиты и подстилает диамиктиты ледникового происхождения (уляхская пачка марнинской свиты). Кроме того, осадочная система пролювиального конуса выноса (карапчетуйская брекчия) демонстрирует субвертикальный контакт с ипситской и тагульской свитами, вблизи которого брекчия принимает массивный облик. Субвертикальный контакт интерпретируется как разлом, который затронул тагульскую и слаболитифицированную ипситскую свиту и вдоль которого происходило медленное опускание крупного тектонического блока, формируя осадкоемкое пространство для функционирования осадочной системы пролювиального конуса выноса и верхнего–

среднего берегового склона. Разлом простирается с север–северо-запада на юг–юго-восток и имеет крутое падение на запад–юго-запад. Грязекаменные потоки, которые формировали пролювиальный конус выноса (карапчетуйская брекчия), инициировались вдоль разлома и проникали в медленно погружающиеся обстановки верхнего–среднего берегового склона. Темпы поступления обломочного материала компенсировали темпы погружения вдоль разлома, в результате осадочная система пролювиального конуса выноса и верхнего–среднего берегового склона имеет агградационное строение.

В доломикритах тагульской свиты вблизи субвертикального контакта с брекчией широко распространены пластинообразные субвертикальные тела, более устойчивые к выветриванию по сравнению с вмещающей толщей. Изучение в шлифах показало, что тела представляют собой зоны окремнения доломикритов. Пластинообразные тела не прослеживаются в ипситскую свиту. Простирание этих тел совпадает с простиранием субвертикального контакта с карапчетуйской брекчией, что позволяет интерпретировать эти тела как систему палеоразломов, по которым развивалось окремнение. Можно предположить, что формирование разломов, выявленных в пограничном интервале карагасской и оселковой серий Присяянского фациального района связано с позднепротерозойскими аккреционно-коллизийными событиями, установленными на юго-западной окраине Сибирского кратона на рубеже рифея и венда во временном интервале 610–590 млн лет. Коллизийные процессы могли привести к формированию сдвиговых бассейнов; в одном из таких бассейнов могла функционировать выявленная на границе карагасской и оселковой серий осадочная система пролювиального конуса выноса и верхнего–среднего берегового склона.

Исследования, проведенные в правом борту р. Уда вблизи устья руч. Карапчетуй, позволяют уточнить стратиграфию пограничного интервала карагасской и оселковой серий. (1) Ипситская свита, судя по всему, имеет нижневендский возраст, ее накопление происходило во временном интервале 610–590 млн лет (Motova et al., 2024), поэтому ипситскую свиту следует исключить из состава карагасской серии тонийского возраста. (2) Диамиктиты марнинской свиты (уляхская пачка) имеют вендский возраст и, возможно, отвечают эпохе оледенения Гаскье (580–560 млн лет). (3) Осадочная система пролювиального конуса выноса и верхнего–среднего берегового склона (карапчетуйская пачка; в настоящее время рассматривается в составе марнинской свиты) по возрасту близка к ипситской свите, поэтому предлагается исключить ее из состава марнинской свиты.

Исследования выполнены за счет гранта Российского научного фонда № 23-17-00202

Литература

Летникова Е.Ф., Кузнецов А.Б., Вишневская И.А., Вещева С.В., Прошенкин А.И., Джен Х. Вендская пассивная континентальная окраина юга Сибирской платформы: геохимические, изотопные (Sr, Sm–Nd) свидетельства, данные U–Pb датирования LA-ICP-MS детритовых цирконов // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. №. 10. С. 1507–1529.

Летникова Е.Ф., Изох А.Э., Костицын Ю.А., Летников Ф.А., Ершова В.Б., Федерягина Е.Н., Иванов А.В., Ножкин А.Д., Школьник С.И., Бродникова Е.А. Высококалийный вулканизм на рубеже 640 млн лет на юго-западе Сибирской платформы (Бирюсинское Присяянье) // Докл. АН. 2021. Т. 496. С. 53–59. <https://doi.org/10.31857/S2686739721010126>

Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Никифоров А.В., Котов А.Б., Владыкин Н.В. Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований щелочно-ультраосновных комплексов южного обрамления Сибирской платформы // Докл. АН. 2005. Т. 404. №. 3. С. 400–406.

Aleksandrov D.O. The origin of boulders in the Neoproterozoic of Eastern Sayan Ranges, South-West Siberia: glacial transport versus winnowed concretions // The Depositional Record, 2022. V. 8. Is. 2. P. 869–879. <https://doi.org/10.1002/dep2.188>.

Gladkochub, D.P., Wingate, M.T.D., Pisarevsky, S.A., Donskaya, T.V., Mazukabzov, A.M., Ponomarchuk, V.A., Stanevich, A.M. Mafic intrusions in southwestern Siberia and implications for a Neoproterozoic connection with Laurentia // *Precambrian Res.* 2006. V. 147. P. 260–278. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2006.01.018>

Motova, Z.L., Donskaya, T.V., Gladkochub, D.P., Khubanov, V.B. U-Pb ages of detrital zircons and composition of clastic sedimentary rocks from the southern periphery of the Siberian craton: Implications for the earliest Cambrian evolution of southern Siberia // *Journal of Asian Earth Sciences*, 2024. V. 264, 106048. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2024.106048>

Priyatkin, N., Collins, W.J., Khudoley, A.K., Letnikova, E.F., Huang, H.-Q. The Neoproterozoic evolution of the western Siberian Craton margin: U-Pb-Hf isotopic records of detrital zircons from the Yenisey Ridge and the Prisayan Uplift // *Precambrian Res.* 2018. V. 305. P. 197–217. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.12.014>

Romanov, M., Sovetov, J.K., Vernikovskiy, V.A., Rosenbaum, G., Wilde, S.A., Vernikovskaya, A.E., Matushkin, N.Yu., Kadilnikov, P.I. Late Neoproterozoic evolution of the southwestern margin of the Siberian Craton: evidence from sedimentology, geochronology and detrital zircon analysis // *International Geology Review*. 2021. V. 63. P. 1658–1681. <https://doi.org/10.1080/00206814.2020.1790044>

УТОЧНЕНИЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ СХЕМ ДОКЕМБРИЯ ТЯНЬ-ШАНЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Д.В. Алексеев¹, А.К. Худолей²

¹ Геологический институт Российской Академии наук, Москва, e-mail: dvalexeiev@mail.ru

² Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, e-mail: a.khudoley@spbu.ru

Геохронологические данные, полученные за последние 15 лет, позволяют существенно уточнить стратиграфические схемы докембрия Северного (СТШ) и Среднего (СрТШ) Тянь-Шаня, ранее обобщенные в (Стратифицированные..., 2015).

В Северном Тянь-Шане наиболее древние толщи, обнажающиеся в Макбальском антиклинории (МА) (рис. 1), представлены кварцитами макбальской и тюекарынской свит и гранат-кварц-слюдяными сланцами нельдинской свиты. Для них получены оценки максимального возраста осадконакопления (MDA), соответственно, 1793±9 млн лет (Алексеев и др., 2020), ~1600 млн лет (Konopelko, Klemd, 2016) и ~1770–1800 млн лет (Degtyarev et al., 2013, Rojas-Agramonte et al., 2014). Здесь же для кварцитов оввской свиты, относившейся к кембрию, получен MDA ~1000 млн лет (Алексеев и др. 2020).

Время накопления карбонатов и сланцев ортогауской серии на южном фланге МА, турагаинского комплекса на р. Кокомерен и сенкельтейской свиты в Кочкорском антиклинории оценивается, соответственно, в пределах ~1200–1160, ~1180–1150 и ~1170–1150 млн лет – по возрасту обломочных цирконов в сланцах и возрасту интрузий, прорывающих осадочные толщи (Kröner et al., 2013; Rojas-Agramonte et al., 2014).

В Бурханском антиклинории для вулканитов карагоманской серии получены оценки возраста ~1373, ~1186 и ~1143–1138 млн лет (Kröner et al., 2013; Алексеев и др., 2025). Породы серии и рвущие их граниты с возрастом ~1125 млн лет были метаморфизованы между ~1125 и ~1103 млн лет. Выше лежат риолиты экургенкольской свиты и базальты бельчийской свиты. Для туфов в кровле бельчийской свиты нами получена оценка возраста ~1103 млн лет. Вышележащие известняки суекской свиты имеют возраст 1080±12 млн лет (Pb-Pb метод) (Кузнецов и др., 2022), а для кварцитов джилусуйской свиты, лежащей с размывом на суекской свите, получен MDA ~1050 млн лет. Сравнение по K-S тесту показывает, что распределения возрастов цирконов в джилусуйской и оввской свитах СТШ и в неопротерозойских кварцитах Северного Казахстана статистически неразличимы. Кварциты имеют общий источник сноса и, по-видимому, представляют единый стратиграфический уровень (Алексеев и др., 2020).

Не подтверждается присутствие нижнего докембрия в Актюзском блоке (рис. 1). Развитые здесь гранито-гнейсы имеют возраст 844–541 млн лет, возраст протолита парагнейсов не древнее 503 млн лет, а вулканиты борубайской свиты, относившейся к рифею, имеют возраст 452 ± 5 млн лет (Kröner et al., 2012). На СЗ оз. Иссык-Куль дацитовые туфы, относившиеся к кунгейской свите протерозоя, имеют возраст 489 ± 2 млн лет (Alexeiev et al., 2019), а для сланцев турасуйской толщи на ЮЗ оз. Иссык-Куль, также считавшейся протерозойской, нами получена оценка MDA 486 ± 7 млн лет.

В Каратау-Таласской зоне (КТ) на ЮЗ хр. Талас вулканиты чиимташской свиты в основании разреза имеют возраст 851 ± 4 млн лет (Худoley и др., 2021), а для вышележащих флишоидов узунахматской свиты получен MDA ~ 808 млн лет. На СВ хр. Талас для флишоидов тагыртауской, сарыджонской и постунбулакской свит нами определены MDA ~ 808 , ~ 803 и ~ 809 млн лет, соответственно. В Малом Каратау кокджотская серия, большекаройская и курганская свиты имеют MDA, соответственно, ~ 807 , ~ 802 и ~ 730 млн лет, а возраст известняков кокджотской и джанытасской серий оценивается как ~ 800 млн лет по результатам изотопного Sr-C хемотратиграфического исследования (Alexeiev et al., 2023). Предполагавшийся ранее палеозойский возраст флишоидных толщ Каратау-Таласской зоны нашими данными не подтверждается.

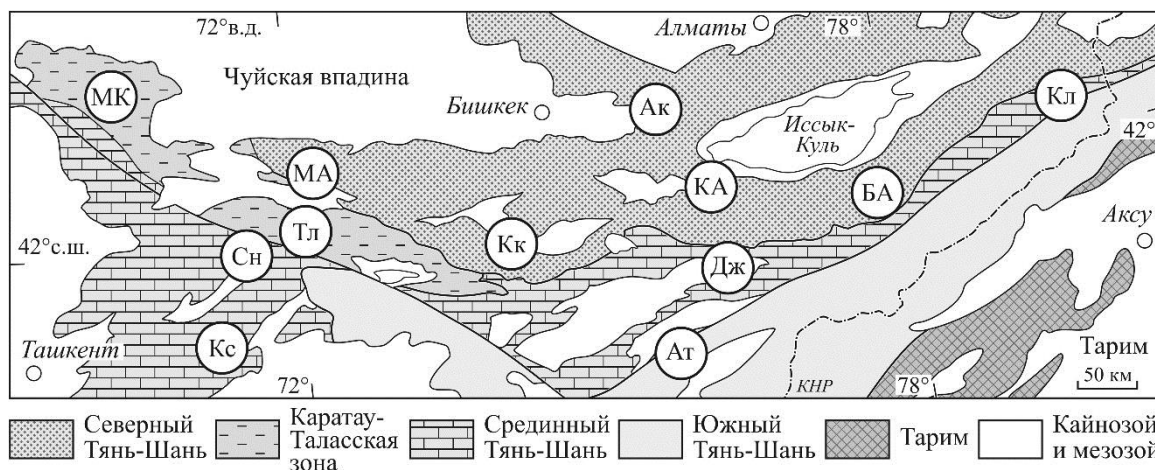


Рис. 1. Схема районирования Тянь-Шаня. Кругами обозначены Ак – Актюзский блок, Ат – хр. Атбаши, БА – Бурханский антиклинорий, Дж – хр. Джетымтау, КА – Кочкорский антиклинорий, Кк – р. Кокомерен, Кл – р. Куйлю, Кс – Кассансай, МА – Макбальский антиклинорий, МК – Малый Каратау, Сн – хр. Сандалаш, Тл – хр. Талас.

В Срединном Тянь-Шане фундамент (комплекс Куйлю) слагают сланцы и гранито-гнейсы с возрастом ~ 2330 – 2320 и ~ 1850 млн лет, претерпевшие метаморфизм амфиболитовой фации ~ 1830 млн лет (Kröner et al., 2017). Развиты гранитоиды с возрастaми 830–728 млн лет и вулканиты с возрастaми 764–720 млн лет (см. ссылки в Alexeiev et al., 2023). На них с несогласием лежат терригенные отложения криогения и эдиакария, вмещающие диамиктиты. На западе СрТШ в хр. Талас и Сандалаш, диамиктиты, предположительно отвечающие оледенению Марино (~ 639 – 635 млн лет), развиты в основании шорашуйской свиты. В верхней части свиты они сменяются турбидитами и склоновыми брекчиями эдиакария не древнее 616 ± 7 млн лет (Алексеев и др., 2023). На востоке СрТШ диамиктиты, коррелирующиеся с оледенением Марино, отмечались в джетымтауской свите (Rojas-Agramonte et al., 2014). Возраст ледниковых отложений байконурской свиты, завершающей разрез докембрия, оценивается в интервале ~ 556 – 540 млн лет (Алексеев и др., 2025). Сходство докембрийской истории и возрастaх обломочных цирконов предполагают, что СрТШ в докембрии примыкал к северному Тариму (Alexeiev et al., 2023). Диамиктиты и турбидиты шорашуйской и джетымтауской свит коррелируются с тиллитами Терезкен и турбидитами Жамокти, а байконурская свита – с тиллитами Ханкалчоуг в хр. Куруктаг на СВ Тарима.

На ЮЗ СрТШ в Кассансайском метаморфическом комплексе, относившемся к нижнему протерозою, определен возраст метавулканитов семизсайской свиты ~467–461 млн лет (Alexeiev et al., 2016). Не относятся к докембрию и кварц слюдяные сланцы атбашинской свиты на северном фланге Южного Тянь-Шаня, возраст осадочного протолита которых не древнее 400 млн лет (Hegner et al., 2010).

Работа подготовлена в рамках проекта РНФ № 25-17-00086.

Литература

Алексеев Д.В., Кушнарёва А.В., Худолей А.К. и др. Возраст и тектоническая позиция мезопротерозойских риолитов и раннеордовикских гранитов Бурханского антиклинория Северного Тянь-Шаня (восточная Киргизия) // Докл. АН. 2025. Т. 522. № 2. С. 5–14.

Алексеев Д.В., Худолей А.К., Дюфрэн С.Э. Палеопротерозойские и неопротерозойские кварциты киргизского Северного Тянь-Шаня: обоснование возраста по результатам датирования обломочных цирконов // Докл. АН. 2020. Т. 491. № 2. С. 5–9.

Алексеев Д.В., Худолей А.К., Дюфрэн С.Э., и др. Неопротерозойские диамиктиты Срединного Тянь-Шаня (Кыргызстан): возраст, обстановки накопления, источники сноса // Докл. АН. 2023. Т. 512. № 1. С. 21–28.

Алексеев Д.В., Худолей А.К., Шевкунов А.Г. и др. Позднеэдиакарские ледниковые отложения байконурской свиты Срединного Тянь-Шаня (восточный Кыргызстан): обоснование возраста по результатам U-Th-Pb (LA-ICP-MS) геохронологических исследований обломочного циркона // Докл. АН. 2025. Т. 521. № 1. С. 5–13.

Стратифицированные образования Кыргызстана / Дженчураева А.В., Захаров И.Л., Жуков Ю.В. и др. Бишкек: Изд-во КРСУ, 2015. 338 с.

Кузнецов А.Б., Алексеев Д.В., Каурова О.К., Ситкина Д.Р. Sr-изотопная характеристика и Pb-Pb возраст мезопротерозойских карбонатов киргизского Северного Тянь-Шаня // Докл. АН. 2022. Т. 506. № 2. С. 127–134.

Худолей А.К., Алексеев Д.В., Рязанцев А.В. и др. Ранненеопротерозойская (850 млн лет) бимодальная вулканическая серия в Таласском Алатау, Северный Тянь-Шань: отражение начальных стадий распада Родинии // Докл. АН. 2021. Т. 497. № 1. С. 61–66.

Alexeiev D.V., Khudoley A.K., DuFrane S.A. et al. Early Neoproterozoic fore-arc basin strata of the Malyi Karatau Range (South Kazakhstan): depositional ages, provenance and implications for reconstructions of Precambrian continents // Gondwana Res. 2023. V. 119. P. 313–340.

Alexeiev D.V., Kröner A., Hegner E. et al. Middle to Late Ordovician arc system in the Kyrgyz Middle Tianshan: From arc-continent collision to subsequent evolution of a Palaeozoic continental margin // Gondwana Res. 2016. V. 39. P. 261–291.

Alexeiev D.V., Kröner A., Kovach V.P. et al. Evolution of Cambrian and Early Ordovician arcs in the Kyrgyz North Tianshan: Insights from U-Pb zircon ages and geochemical data // Gondwana Res. 2019. V. 66. P. 93–115.

Degtyarev K.E., Ryazantsev A.V., Tretyakov A.A. et al. Neoproterozoic–Early Paleozoic tectonic evolution of the western part of the Kyrgyz Ridge (Northern Tian Shan) Caledonides // Geotectonics. 2013. V. 47. P. 377–417.

Hegner E., Klemd R., Kröner A. et al. 2010. Mineral ages and P-T conditions of Late Paleozoic high-pressure eclogite and provenance of mélange sediments from Atbashi in the South Tianshan orogen of Kyrgyzstan // Am. J. Sci. V. 310. P. 916–950.

Kröner A., Alexeiev D.V., Hegner E. et al. Zircon and muscovite ages, geochemistry, and Nd-Hf isotopes for the Aktyuz metamorphic terrane: evidence for an Early Ordovician collisional belt in the northern Tianshan of Kyrgyzstan // Gondwana Res. 2012. V. 21. P. 901–927.

Kröner A., Alexeiev D.V., Kovach V.P. et al. Zircon ages, geochemistry and Nd isotopic systematics for the Palaeoproterozoic 2.3 to 1.8 Ga Kuilyu Complex, East Kyrgyzstan - the oldest continental basement fragment in the Tianshan orogenic belt // J. Asian Earth Sci. 2017. V. 135. P. 122–135.

Kröner A., Alexeiev D.V., Rojas-Agramonte Y. et al. Mesoproterozoic (Grenville-age) terranes in the Kyrgyz North Tianshan: Zircon ages and Nd-Hf isotopic constraints on the origin and evolution of basement blocks in the southern Central Asian Orogen // *Gondwana Res.* 2013. V. 23. P. 272–295.

Konopelko D. and Klemm R. Deciphering protoliths of the (U)HP rocks in the Makbal metamorphic complex, Kyrgyzstan: geochemistry and SHRIMP zircon geochronology // *Eur. J. Mineral.* 2016. 28. P. 1233–1253.

Rojas-Agramonte Y., Kröner A., Alexeiev D.V. et al. Detrital and igneous zircon ages for supracrustal rocks of the Kyrgyz Tianshan and palaeogeographic implications // *Gondwana Res.* 2014. V. 26. P. 957–974.

СОСТАВ, СТРОЕНИЕ И ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ ФОРМАЦИИ ФЕРРУМ-НИКЕЛЬ НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Т.В. Антоновская-Тобиассен¹, Е.М. Тропников², Т.Д. Шибина³

¹ Республика Коми, г. Ухта, e-mail: tat-atv@yandex.ru

² Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, e-mail: tropnikov.83@mail.ru

³ ВНИИОкеангеология, СПб, e-mail: shibina-tatyana@mail.ru

Работа посвящена анализу пород никелевого месторождения вблизи местечка Хамн, расположенного в западной части острова Сенья Заполярной Норвегии, на территории Западного Тромса, между поселком Гриллефьор (Gryllefjord) и туристическим комплексом Хамн (Hamn), от которого отделяется небольшой бухтой, на северо-западе Балтийского щита (Bergh et al., 2010). Завод по добыче никеля существовал с 1872 по 1886 гг. За 14 лет получено 100 тыс. тонн никелевой руды первоначальной стоимостью 3,7 млн норвежских крон. Руда добывалась шахтным способом (Антоновская-Тобиассен и др., 2025).

Анализ состава и строения горного массива Суккерьтоппен, а также местоположения шахты и штолен, уходящих под уровень моря на 40 м вниз и поднимающихся по склону горы на высоту более 100 м, позволили предположить, что на формирование горы повлияло четыре тектонических события – в архейское, раннекарельское, позднекарельское и позднесилурийское–раннедевонское время, тесно связанные с космическими процессами движения Солнечной системы вокруг центра Галактики (Баренбаум, 2013), последнее из которых (Skjeseth, 2002; Hollocher et al., 2015) стало причиной наличия никелевого месторождения в местечке Хамн.

Рудное тело в виде штокообразной протрузии внедрено между архейскими кварц-диоритами и раннепротерозойскими хамн-норитами; предположительные размеры: до 180 м в длину, до 40 м в ширину, угол внедрения – 30–35° с запада на восток. Объект, именованный авторами – формация феррум-никель, представляет собой ультраосновную магматическую породу – лерцолит (рис. 1), где породообразующие: оливины, сложенные форстеритами (Fo) – (30 %); пироксены (40 %), представленные энстатитами (En) ромбическими (15 %) и моноклинными (25 %); амфиболы (Amf), тяготеющие к паргаситу (10 %). Рудные (20 %): пирротины (Po) – (17–18 %) и пентландиты (Pn) – (2–3 %), в том числе сернистые (Pnd). В состав формации входят также теллуриды палладиево-никелевые (PdNiTe) – (единичные зерна размером 15–20 мкм), хромагнетиты (Mgt) – (до 1%), магнетиты (Mgz) – (до 0,5 %), сидериты (Sid) – (до 0,5 %), хлорапатиты (Ap) – (единичные бесформенные зерна).

В шлифах отмечается свежесть оливинов, что сыграло решающую роль в выборе раннепалеозойского времени внедрения данной протрузии в ослабленную зону контакта архейских кварц-диоритов и карельских хамн-норитов во время каледонских горообразовательных событий, происшедших на границе океанической коры венд-раннепалеозойского океана Япетус и архейско-раннепротерозойской континентальной коры Балтийского щита (Skjeseth, 2002). Также ярко выражена связь пироксенов (энстатитов) и амфиболов; последние кристаллизуются после пироксенов, и развиваются за счет них.

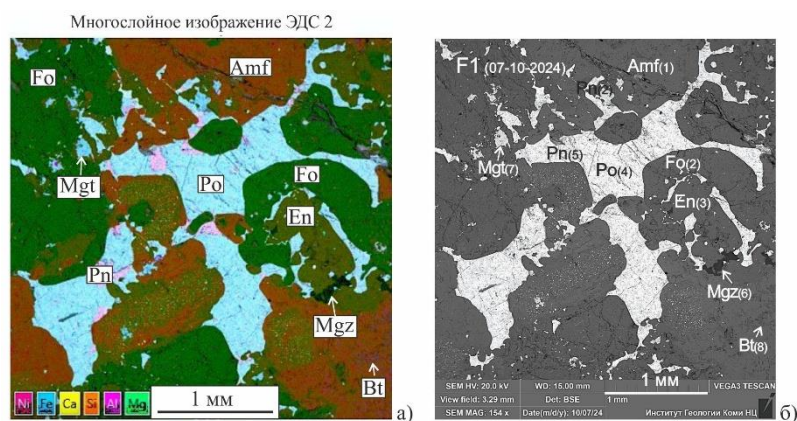


Рис. 1. Лерцолит с никелевой рудой формации феррум-никель (индексы минералов – см. по тексту)

Учитывая крайне чуткую реакцию алюминия на изменение внешней среды, выраженную в его положении в кристаллической решетке, проанализированы энстатиты и амфиболы по изменению в них содержания алюминия в шестерной и четверной координациях. Выделены химические поля по глиноземистости минералов энстатита (семь полей) и амфибола (шесть полей), по распределению алюминия в шестерной и четверной координациях в их кристаллических решетках. Выявлено, что температура кристаллизации энстатитов понижается (рис. 2) по мере появления новых примесных химических элементов от 1008 до 933⁰C (с учетом формулы: Романова, Коптев-Дворников, 2020). Температура образования ассоциации «амфибол-клиноэнстатит» выше, чем ассоциации «амфибол-биотит» (725 и 650⁰C, соответственно) (по: Перчук, Рябчиков, 1976).

Определение температур кристаллизации минералов, слагающих породы формации феррум-никель, с учетом их химического состава, позволило составить шкалу их кристаллизации (рис. 2), что подтверждает глубинное образование данной формации, и перемещение ее в поверхностные горизонты в уже сформированном твердом виде, в результате каледонских горообразовательных тектонических событий.

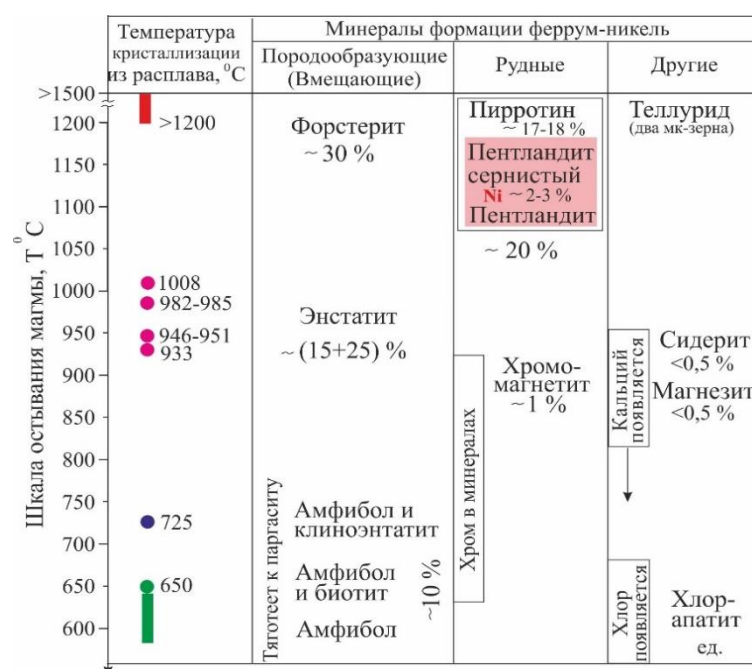


Рис. 2. Последовательность кристаллизации минералов формации феррум-никель из магматического расплава

Несмотря на то, что формация содержит значительное количество железа, из руды извлекался только никель. Анализ фактических кларков концентраций железа и никеля относительно минимальных кларков концентраций (Мейсон, 1971) подтвердил рентабельность добычи никеля из пентландитов – чистого и сернистого (рис. 3).

Рудные минералы формации феррум-никель		Фактический кларк концентрации никеля в рудных минералах относительно min кларка концентрации никеля	
Пирротин Po	17-18%	в 2-4 раза меньше (13 минералов)	$\frac{47-78}{< 187}$
Пентландит Pn	2-3% >1,5%	в 23 раза больше (8 минералов)	$\frac{4268-4397}{>> 187}$
Пентландит сернистый Pnd		в 15 раз больше (8 минералов)	$\frac{2589-2845}{>> 187}$

min кларк концентрации Ni в составе минерала $187 = 0,008 \times 1,5$,

где: 0,008 - кларк никеля;

1,5 - min концентрация никеля, рентабельная для извлечения, %.

(Мейсон, 1971, с. 35)

Рис. 3. Фактические кларки концентрации никеля в рудных минералах формации феррум-никель

Рекомендация: шельфовой сейсморазведке (в Баренцевоморской Арктике) и наземным крупномасштабным – сейсмо-, грави-, электро-, магниторазведке: детально анализировать области каледонид – контакт океанической коры океана Япетус и его северо-восточного продолжения и архейско-протерозойской континентальной коры Балтийского щита (север Восточно-Европейской докембрийской платформы) – для поиска подобных никеленосных лерцолитовых протрузий.

Работа посвящена памяти Оге Ингберт Тобиассена (Åge Ingbert Tobiassen).

Литература

Антоновская-Тобиассен Т.В., Тропников Е.М., Шибина Т.Д. Формация феррум-никель месторождения никеля острова Сенья Заполярной Норвегии // Уральский геологический журнал. 2025. № 4 (166). С. 55–103.

Баренбаум А.А. Галактоцентрическая парадигма в геологии и астрономии. М.: Книжный дом «ЛИБРОКОМ», 2013. 544 с.

Мейсон Б. Основы геохимии / Перевод с английского Т.М. Суцевской. Под редакцией профессора В.В. Щербины. М.: Недра, 1971. 312 с.

Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976. 287 с.

Романова Е.С., Коптев-Дворников Е.В. Ортопироксеновый ликвидусный термобарометр-композиометр для моделирования равновесия ортопироксен – расплав // Пороодо-, минерало- и рудообразование: достижения и перспективы исследований. Труды к 90-летию ИГЕМ РАН. М.: ИГЕМ РАН, 2020. С. 420–423.

Bergh, S.G., Kullerud K., Armitage P.E.B., Zwaan K.B., Corfu F., Ravna E.J.K., Myhre P.I. Neoproterozoic to Svecofennian tectono-magmatic evolution of the West Troms Basement Complex, North Norway // Norwegian Journal of Geology. Trondheim. 2010. Vol. 90. P. 21–48.

Hollocher K., Robinson P., Kennedy C., Walsh E. Metamorphosed cumulate gabbros from the Støren Group of the Upper Allochthon, northern Western Gneiss Region, Norway: petrology and metamorphic record // Norwegian Journal of Geology. 2015. Vol. 94. P. 283–303.

Skjeseth S. Norge blir til. Norges geologiske historie / 2, opplag (2-е издание). Oslo, 2002. P. 88.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ХРОНОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА АРХЕЯ КАРЕЛО-КОЛЬСКОГО РЕГИОНА

Ю.Б. Богданов*, С.А. Анисимова**

ФГБУ «Институт Карпинского», Санкт-Петербург,
e-mail: [*yuriybbogdanov@yandex.ru](mailto:yuriybbogdanov@yandex.ru), [**svetanisimova2008@rambler.ru](mailto:svetanisimova2008@rambler.ru)

К настоящему времени МСК утверждена «Схема корреляции стратотипических разрезов докембрия восточной части Балтийского щита» (Постановление..., 1991). В ней выделены лопийский (верхний архей) и карельский (нижний протерозой) комплексы. В лопии обособлены стратотипы Костомукшский, Хаутоваарский, Пибозерский и Колмозеро-Воронинский. Разрез нижнего протерозоя был разделен на надгорizontы, нижний из которых был назван сумием с Шуезерским (Лехтинским) типовым разрезом.

В 2003 году Научно-редакционным советом Министерства природных ресурсов (НРС МПР РФ) была принята легенда Балтийской серии листов Госгеолкарт-1000/3 (Легенда..., 1991). В ней была использована Региональная стратиграфическая схема нижнего докембрия Карело-Кольского региона, предложенная геологами ВСЕГЕИ. В среднем лопии в ней был выделен Хаутоваарский надгорizont, разделенный на два горizontа. Верхний лопий представлен только Гимольским надгорizontом. Стратиграфическая схема до сих пор не рассматривалась и не утверждалась МСК, но была использована в 6 изданных листах Госгеолкарт-1000/3. После создания этой схемы были опубликованы материалы по геологии разрезов и изотопному возрасту пород. Их анализ показал, что состав, строение типовых разрезов и особенности геологических границ позволяют провести их расчленение на самостоятельные местные стратотипы. Их корреляция может опираться на данные изотопного возраста пород (цирконометрия), что заставляет выделить их в качестве региональных подразделений. Таким образом, мы предлагаем обновленную Региональную хроностратиграфическую схему Карело-Кольского региона. Собранные материалы в ряде случаев позволяют дополнить стратотипы разрезами смежных структур, выделить составные стратотипы и уточнить границы страторегионов.

В таблице 1 приведена схема сопоставления наиболее полных (стратотипических) разрезов лопия. Мощности местных стратотипов часто являются оценочными и у разных исследователей могут не совпадать. На схему сопоставления опирается предлагаемый вариант региональной хроностратиграфической схемы региона. Названия региональных горizontов являются предварительными (рабочими), а их краткая характеристика приводится ниже.

Хаутоваарский надгорizont (2800–3000 млн лет) в Хаутоваарском стратотипе разделен на няльмозерский (нижний) и рокковский (верхний) горizontы. Нижняя его стратиграфическая граница не установлена. Няльмозерский горizont (2900–3000 млн лет) образован лавами шуйской серии от андезитов до андезидацитов и графито-кремнистыми сланцами. Они согласно перекрыты толщей лав коматиитов, коматиитовых базальтов, толеитовых базальтов, с прослоями туфов основного состава и осадками. Изотопный возраст вулканитов превышает 2935 млн лет. В Пибозерском разрезе условно к этому горizontу отнесены породы охтинской толщи. Она сложена согласно залегающими вулканитами от основного до кислого составов. Изотопный возраст вулканитов с учетом точности его определения превышает 2800 млн лет и его смысл не ясен. Рокковский горizont (2800–2900 млн лет) в Хаутоваарском стратотипе представлен породами масельской серии, которая с перерывом и конгломератами в основании перекрывает образования нижнего горizontа. Конгломераты сменяются граувакками, графитистыми сланцами, туфами с телами кислых металав. Возраст лав близок 2860, 2866 млн лет. Разрез прорван телами риолитов и дацитов с возрастом 2854, 2862 млн лет. Выше по разрезу выделяются амфиболиты по подушечным и массивным базальтам и их туфам, изредка с обломками подстилающих графитистых сланцев. Завершается разрез лапиллиевыми, псаммитовыми туфами, туффитами дацитов и графитистыми сланцами. В Пибозерском разрезе образования пибозерской серии несогласно и с перерывом перекрывают породы охтинской толщи и возраст их не превышает 2800 млн

лет. К Няльмозерскому горизонту отнесены толщи контоксской серии, верхнеозерской свиты и колмозерской серии. Их нижние стратиграфические границы не установлены, а возраст пород лежит в интервале 2800–2900 млн лет.

Таблица 1.

Общая шкала		Региональная шкала		Схема сопоставления стратотипов, разрезов стратотетон и региональная стратиграфическая схема архейских образований Карело-Кольского региона										
Эпоха	Надгори-зон	Эра	Ризон	Тема	Гори-зон									
Карелий	Сумий										2500	2442		
Костомукшский составной стратотип														
Западн-Карельский стратотетон														
Костомукшская и Хенозерско-Нюозерская стр-ды														
2698, 2703, 2705, 2706, 2713, 2730														
?														
далька														
2743±15														
СПП														
2759±8,9														
?														
2753±15, 2791, 2855, 2754±9														
Гимольская с. 2240 м														
2780, 2840														
Костомукшская стр-да														
Костомукшский составной стратотип														
Хенозерский стратотетон														
Участок Паданы														
2673														
жила														
2739±5±3														
?														
осадочно-вулканогенный пласт														
2765														
осадочный пласт (фишопитные сланцы)														
2775														
Хенозерский составной стратотип														
Хенозерский стратотетон														
Сруктуры Хенозера и Койкары														
Усадьяндринская с. 200 м														
2854														
Кульковская с. 600-1200 м														
2860														
Капляринская (Хенозерская) с. 1200 м														
2866														
Хенозерская с. 2000														
2935														
Хенозерская с. 2000														
2945														
Хенозерская с. 2000														
2994														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														
2995														
Хенозерская с. 2000														

Гимольский надгоризонт в Костомукшском стратотипе (Западно-Карельский страторегион) несогласно и с конгломератами в основании перекрывает контоксскую серию. Надгоризонт разделяется нами на Костомукшский и Тунгудский горизонты. **Костомукшский горизонт** (2760?–2800 млн лет) представлен осадками гимольской серии, с конгломератами в основании, сменяющимися ритмичнослоистыми гнейсами с гранатом и ставролитом и флишоидными слюдяными сланцами. Характерно присутствие в разрезе силикатных магнетитсодержащих кварцитов. Для пород серии получен минимальный возраст цирконов в 2760 млн лет, природа цирконов дискуссионна. Силл кислых пород в разрезе имеет возраст не менее 2760 млн лет, а дайка, секущая разрез – более 2743, а с учетом точности определения возраста – 2758 млн лет. На участке Паданы в паданской толще флишоидные осадки сменяются сланцами с горизонтом кислых вулканитов (осадочно-вулканогенный пласт) с изотопным возрастом не менее 2765 млн лет. В Северо-Карельском страторегионе хизоваарская свита со стратиграфическим (кора выветривания) и угловым несогласием перекрывает породы Хаутоваарского надгоризонта. Разрез свиты начинается с милонитизированных кварцитов, перекрытых турбидитовыми (?) слюдяными сланцами с кианитом, гранатом и метасоматическими кварц-кианитовыми породами (осадочно-вулканогенная СТА). Изотопный возраст цирконов в кварцитах 2747–2705 млн лет, метаморфизма – 2651 млн лет, возраст кварц-кианитовых метасоматитов около 2770 млн лет. Выше согласно лежат амфибол-биотитовые сланцы по вулканитам и осадкам (вулканогенно-осадочная СТА), в которых конкордантный возраст циркона дацитов равен 2778 млн лет. В Колмозеро-Воронинской структуре (Урагубско-Колмозерский страторегион) выделена осадочная свита порос, сложенная гнейсами и плагиосланцами биотитовыми с амфиболом, гранатом, ставролитом, кианитом или андалузитом, в основании с горизонтом конгломератов. Возраст гальки 2760 млн лет, циркона из цемента – 2839 и 2845 млн лет. Свита порос условно отнесена к Костомукшскому горизонту. **Тунгудский горизонт** выделен условно (2500–2760? млн лет). В Западно-Карельском страторегионе нижняя граница не установлена, разрез не изучен. Горизонт содержит вулканиты и дайки основного и кислого состава. В Центрально-Карельском страторегионе с крупным перерывом и несогласием перекрывает породы Хаутоваарского надгоризонта. Он сложен покровами основных лав, в низах разреза содержит горизонты кварцитов. В Северо-Карельском страторегионе он образован СТА грубообломочных вулканитов и верхней мафической СТА, с угловым несогласием перекрывает породы Костомукшского горизонта. В Урагубско-Колмозерском страторегионе к нему условно отнесена солдатмыльковская толща, нижняя ее граница не установлена, она рвется жилами гранита с возрастом 2726 млн лет.

Приведенная региональная схема согласуется со стратиграфической схемой геологов ВСЕГЕИ и не противоречит ОСШ-2024. Главное отличие связано с предлагаемым разделением Гимольского надгоризонта на два самостоятельных горизонта с границей около 2760 млн лет. Вероятно, в разрезе лопия Карело-Кольского региона важнейшая из границ разделяет Хаутоваарский и Гимольский надгоризонты.

Внутри региональных горизонтов геологические границы согласные или условные, между горизонтами – несогласные и отражают стратиграфические перерывы. В основании няльмозерского горизонта стратиграфические границы не установлены.

Приведенные материалы позволяют считать, что в Карелии граница между археем и протерозоем располагается в основании ожиярвинской свиты сумия. Часть пород сумия, подстилающие вулканиты этой свиты, должны относиться к Гимольскому надгоризонту.

Литература

Легенда Балтийской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). Санкт-Петербург: ГГУП «Минерал», ГП «Севзапгеология», ГП «Петербургская Геологическая экспедиция». СПб.: Изд-во: ВСЕГЕИ, 2004 г. В 4-х книгах.

Постановление Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 25. СПб.: Изд.-во ВСЕГЕИ, 1991. 63 с.

РИФЫ АВСТРАЛИИ: ОТ БОЛЬШОГО БАРЬЕРНОГО РИФА ДО ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ (К СРАВНИТЕЛЬНОЙ ХАРАКТЕРИСТИКЕ РИФОВ АВСТРАЛИИ И ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

Б.П. Богданов*, С.А. Горобец**

ООО «Ухтагеоцентр», e-mail: *bogdanboris@mail.ru, **rommel88@yandex.ru

Австралийский континент сопоставим по площади и размерам с Восточно-Европейской платформой (ВЕР), они имеют древнее архей-нижнепротерозойское основание и похожие элементы развития в фанерозое. По меркам Земли Австралия – маленький материк, который, обеспечивает полезными ископаемыми не только потребности страны, но и мира. Экспорт сырья и материалов приносил стране в начале XXI века более 100 миллиардов долларов в год. По добыче железных руд, бокситов, свинца и цинка Австралия занимала первое место в мире, по добыче урана – 2-ое (после Канады), по добыче угля – 6-ое. Некоторые месторождения тяготеют к рифам, что мы все через несколько лет дружно докажем.

Наш интерес изначально был связан с *Большим Барьерным рифом Австралии (ББРА)*, который является одним из современных чудес света и полигоном для изучения рифовых систем в истории всей Земли. Этому способствуют современные средства визуализации в виде бесчисленных фотографий и фильмов в туристических и учебных проспектах, когда на ББРА на всем его 2600-километровом протяжении вдоль восточного склона Австралийского континента можно взглянуть из космоса, с высоты птичьего полета, с борта судна и лодки, увидеть жизнь рифовой биоты сквозь маску ныряльщика и аквалангиста на глубинах до сотен метров. Авторы считают, что им в разной степени знакомо строение ископаемых рифов от верхнего докембрия до мезозоя Европы и Азии на примере рифов Тимано-Печорской провинции (ТПП), Волго-Уральской, Прикаспийской, Предкавказской провинций, Крыма, Узбекистана, Западной и Восточной Сибири (Богданов, Громыко, 2023; Рифы..., 2024), а потому наше внимание привлекли некоторые элементы строения ББРА, которые навели нас на определенные размышления. По мере изучения этого рифа встречаются различные оценки его размеров, строения, возраста, что характерно для всех уникальных явлений. Считается, что ширина от берега материка до глубоководного склона рифа, совпадающего со склоном австралийского континента, изменяется от десятка до 320 км. При этом мы видим, что между берегом и названным склоном в пространстве, которое должно называться зарифовым, размещаются многочисленные одиночные и атолловидные рифы, обычно растущие в глубоководных зонах и надстраивающиеся биостромами. И объяснение такой картине мы находим на примере рифов Маршалловых островов к северу от Австралии. Маршалловы острова представляют собой группу из 20–23 одиночных и атолловидных рифов на едином цоколе океанического дна, каждый из которых образовался на своем вулкане, когда тот достиг уровня поверхности океана в начале эоцена примерно 55–60 млн. лет назад. От эоцена до ныне каждый из рифов приобрел высоту от 1200 до 1500 м. Об этом свидетельствуют данные бурения скважин: в 1951 году при подготовке ядерных взрывов на атолле Энвиеток Маршалловых островов Географическая служба США провела бурение двух скважин. На глубинах 1266 и 1389 м был достигнут базальтовый слой, на котором выросли рифы атолла. Определения фауны показали, что риф, давший начало атоллу Энвиеток, зародился в эоценовое время, т. е. около 60 миллионов лет назад. Размеры группы Маршалловых островов составляют 600×300 км и как раз их гипотетически можно разместить в ББРА между глубоководным склоном и берегом континента там, где ширина ББРА составляет 320 км. На этом основании мы делаем вывод, что Большой Барьерный риф Австралии на его протяжении 2600 км является гетерогенной структурой, состоящей из отдельных

одиноким и атоллоридным рифов высотой до 1200–1500 м на едином цоколе, образовавшихся в эоценовое время (рис. 1).

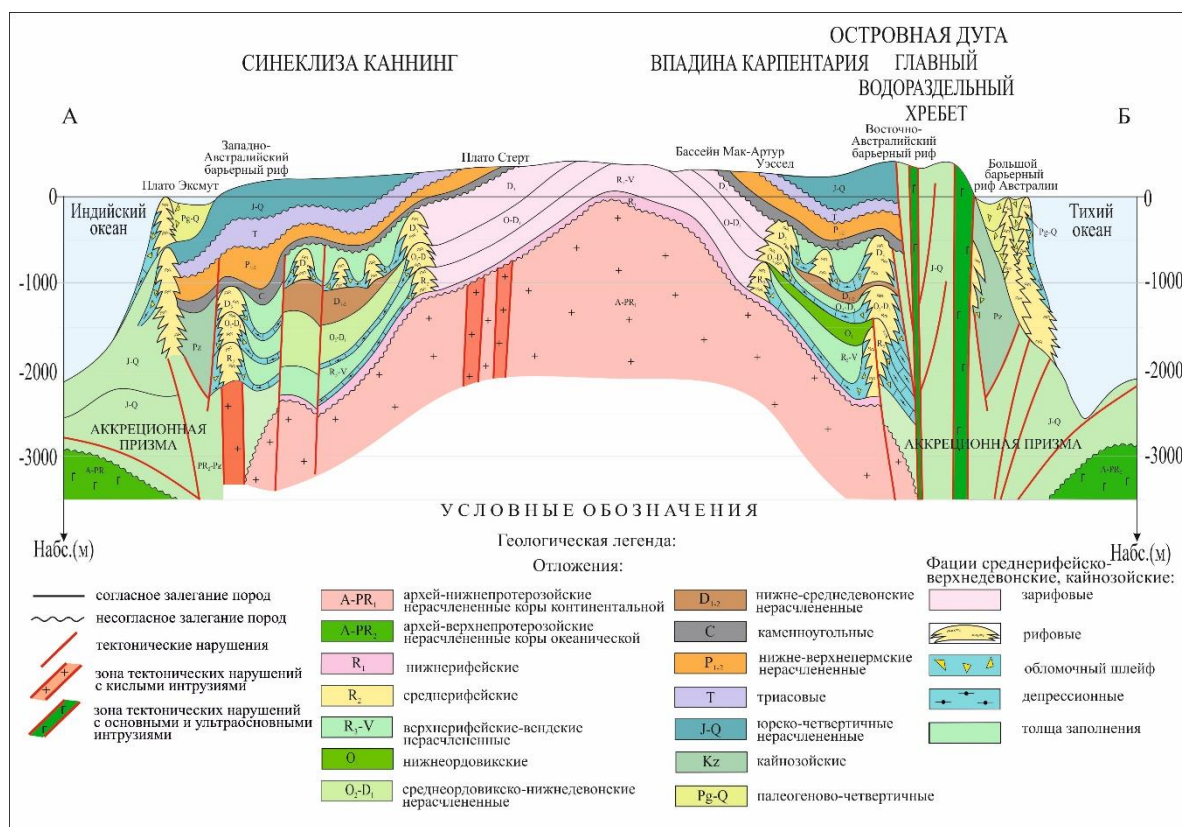


Рис. 1. Рифы Австралийского континента на схематическом геологическом субширотном профиле (Богданов, 2024)

Выше было показано, что глубоководный склон ББРА в самом широком месте удален от материка на 320 км. И на этой ширине размещается только риф современного возраста (эоцен–ныне). А если посмотреть на фрагмент Тимано-Печорской провинции на широте Южного Тимана, то мы увидим, что от среднерифейского Волго-Тиманского барьерного рифа в районе поселка Чинья-Ворык до Восточно-Европейского барьерного рифа к востоку от Вуктыла тоже 320 км, но разница состоит в том, что на этом пространстве периферии Восточно-Европейского палеоконтинента помещаются среднерифейские барьерные рифы и разнотипные рифы от доманиковского до раннепермского возраста. А потому возник вопрос — нет ли на окраине Австралии и на всем континенте более древних рифов, тем более что она славится в мире наиболее изученными девонскими рифами! Видя молодой ББРА над глубоководным склоном австралийского континента, мы вправе, опираясь на модель глубоководного склона палеоконтинента Балтия в конце артинского века, когда замкнулся рифейско-артинский Западно-Сибирский палеоокеан, предположить, что к западу от ББРА могут и должны находиться системы рифов от эоцена до верхнего докембрия. Наличие таких рифов мы обосновываем ниже, используя литолого-стратиграфическую характеристику отложений в скважинах и обнажениях Большого Водораздельного хребта (БВХ), приведенную у Н.А. Богданова (Богданов, 1967).

Девонские рифы. Обнажения девонских рифов Западной Австралии являются всемирным эталоном для изучения благодаря работам Филиппа Э. Плейфорда и соавторов (Pleyford et al., 2014). Девонские рифовые комплексы эффектно обнажены вдоль северной окраины бассейна Каннинг в Западной Австралии и стали известны как "Большой Девонский барьерный риф". Средне- и верхнедевонские рифовые комплексы образуют ряд впечатляющих известняковых хребтов, простирающихся примерно на 350 км вдоль северной окраины бассейна Каннинг. Как на ладони на рисунках–фотографиях бассейна

открываются виды типов рифовых построек: барьеров, атолловидных, одиночных, биостромов, их сочетаний. Девонский Большой Барьерный риф вскрывается долиной реки Леннард, которая приурочена к широкой разломной зоне, разделяющей отложения докембрия и фанерозоя. И можно было бы подумать, что бассейном Каннинг ограничивается территорией развития девонских рифов Австралии... Но это не так, если видеть модель седиментации доманиково-турнейских отложений ВЕП, от ТПП, Волго-Урала, Прикаспия до Московской синеклизы. Детальная корреляция разнофациальных доманиково-турнейских отложений ТПП на основе биостратиграфического, ритмостратиграфического, палеогеоморфологического, сейсмостратиграфического критериев (Грачевский и др., 1976; Богданов, 1989; Рифы..., 2024) выявила их дробное цикличное строение. Выделены не менее десяти трансгрессивных циклов, с которыми связаны этапы рифообразования: раннедоманиковый, позднедоманиковый, речицкий, ранневоронежский, поздневоронежский, евлановский, ливенский, задонский, среднефаменский, позднефаменский и другие. С регрессивными циклами связано накопление толщ заполнения внутри некомпенсированной впадины. При типизации карбонатных построек выделены: барьерные рифы, атолловидные постройки, одиночные рифы, биостромы, Восточно-Европейский барьерный риф.

Анализ показал региональное развитие в пределах ВЕП выделенных циклов седиментации, сохранившихся от предвизейских размывов на широте Ижма-Печорской впадины – р. Илыч, Бокситогорска-Башкирского антиклинория (Богданов и др., 2025). А потому, опираясь на модель девонских рифов ВЕП, *для всей Австралии нами* девонские барьерные рифы и постройки на основании комплексной интерпретации геолого-геофизических данных по определенным критериям из бассейна Каннинг выделены в обрамлениях крупных тектонических блоков континента, часто совпадающих с континентальными склонами материка (рис.). Поэтому мы предполагаем, что из района Кимберли № Уиндема система среднедевонско-франско-фаменского рифового барьера, обрамляя север континента, протянется по западному берегу залива Карпентария на восточный склон Западно-Австралийского плоскогорья или западный борт Большого Артезианского бассейна, далее на юг в бассейн Муррей и на запад на северный склон синеклизы Юклы и далее вдоль южного и западного побережья континента к южному борту синеклизы Каннинг. Повсеместно на наличие рифовых пород указывают многочисленные пещеры. Т.е., система франско-фаменских барьерных рифов с одиночными рифами по их глубоководной периферии обрамляет блоки фундамента Западно-Австралийского плоскогорья, занимая большую часть материка. В Большом Артезианском бассейне до западного склона БВХА следует ожидать широкое развитие одиночных рифовых построек. Некоторые из таких построек можно видеть в нашей интерпретации на пикетах 9500–11500, 14000–19000 временного разреза сейсмического профиля 07GA-IG1. Причем постройки могут иметь возраст от рифея до девона–карбона. В автохтоне БВХА может находиться Восточно-Австралийский барьерный риф. И, тем не менее, при красоте рифов Австралии полной моделью седиментации доманиково – турнейского комплекса обладает ТПП.

Модель рифов верхнего докембрия–кембрия. Для нас первыми работами с упоминаниями рифов верхнего докембрия Австралии стали монографии советских геологов 50–70-х годов прошлого столетия. По данным М.А. Семихатова (Семихатов, 1974) со ссылкой на австралийских коллег, докембрий Австралии отличается широким развитием слабо метаморфизованных образований, значительной полнотой разрезов, наличием в них на ряде уровней ледниковых отложений и богатых комплексов строматолитов в карбонатах. В середине 60-х годов прошлого века протерозой Австралии был расчленен на три части («системы») – наллагайний, карпентарий и аделаида. Слабо метаморфизованные отложения наллагайния полнее всего представлены и лучше в обнажениях бассейна Наллагайн Западной Австралии в районе Пильбара, где нижняя 650–700-метровая часть разреза сложена строматолитовыми доломитами, перекрытыми песчано-известняковыми зарифовыми породами толщиной 600–700 м более молодого цикла седиментации, и в

прогибе Пайн-Крик на севере Северной территории в районе г. Дарвина. Приосевую зону прогиба Пайн-Крик занимает формация Голден-Дайк, представляющая собой 2.7–3.1-километровую толщу переслаивания алевролитов карбонатных и пиритизированных, кремнистых пород, доломитов и редких гематитовых алевролитов. На северо-западе формация Голден-Дайк содержит два мощных горизонта строматолитовых доломитов, обозначая западное крыло прогиба Пайн-Крик. На северо-восточном крыле прогиба залегает серия Саус-Аллигатор. Это главным образом алевролиты и более редкие полимиктовые песчаники и кремнистые алевролиты, выделяемые как формация Фишер-Крик (до 6000 м). В верхних своих горизонтах в западных разрезах последняя замещается комплексом кремнистых и графитисто-кремнистых пород, пиритизированных алевролитов, а также строматолитовых, частично окремненных доломитов, которые слагают крупные обособленные биогермы. Восточнее прогиба в осевой зоне бассейна Мак-Артур с размывом на его крыльях располагается серия Мак-Артур. Базальная ее формация Маллапунья сложена красноцветными, частично железистыми кварцевыми песчаниками с прослоями сидеритов и строматолитовых кремнистых пород. Выше залегает формация Амелия – толща серых, частично строматолитовых доломитов с линзами глинистых сланцев, песчаников, кремнистых пород, а местами туфов и сидеритов. Среди строматолитов, обычно образующих выдержанные биостромы, описаны конофитоны. Мощности этих двух формаций соответственно 250–750 и 250–1800 м, причем максимальные их значения приурочены к узкому субмеридиональному трогу Баттн, который, с нашей точки зрения, на самом деле является среднерифейским барьерным рифом, протягивается вдоль западного берега залива Карпентария и далее на юг в бассейн Георгина, где совпадает с зоной крупного разлома.

Таким образом, на примере плато Пильбара, Кимберли, бассейнов Пайн-Крик Мак-Артур и Георгина (Dunster et al., 2007) Северной Австралии мы видим полный набор карбонатных фаций в условиях рифовой седиментации: известняки и доломиты слоистые зарифовые, строматолитовые рифовые известняки и вторичные доломиты двух циклов окремненные и обломочные при приближении к глубоководному склону рифа, депрессионные графитисто-кремнистые сланцы толщиной до первых сотен метров, терригенные толщи заполнения, компенсирующие рифовый рельеф. Такая ситуация с переходом фаций имеет яркое подтверждение в керне, часто кавернозном и нефтебитумонасыщенном скважин Георгина, пробуренных в последние двадцать лет. Разрезы в обнажениях, скважинах, геолого-геофизические материалы позволяют выделить двухцикличный среднерифейский барьерный риф в обрамлении плато Пильбара, Кимберли, в бассейнах Пайн-Крик, Мак-Артур, Георгина, восточном склоне Западно-Австралийского плоскогорья.

На ВЕП рифовый барьер двух среднерифейских циклов, названный нами Волго-Тиманским, протрассирован от Канина камня через Мезенскую синеклизу, Тиман в Пермское Прикамье, Башкортостан и Татарстан по склонам сводов и выступов кристаллического фундамента (Верхний..., 1963; Богданов, 2017; Богданов, Громыко, 2023; Рифы..., 2024). Северная и восточная окраины платформы контролировались двухциклическим среднерифейским Восточно-Европейским барьерным рифом. Между зонами барьерных рифов на обособленных тектонических блоках были распространены одиночные рифы **Выводы.** В связи с зарождением рифов всех геологических эпох в зонах тектонических нарушений, несущих химические элементы, растворимые в морской воде, рифостроители и их обитатели усваивали эти элементы, создавая после захоронения месторождения бокситов, марганца, урана, редких элементов в черносланцевых толщах и рифах, являясь резервуарами для углеводородов и минерализованных флюидов, алмазов. Можно утверждать, что Россия от Канина Камня до Башкирского свода, от Башкирского антиклинория и до Шпицбергена имеет два волшебных «оливиновых пояса» протяженностью свыше 10000 км с невероятными запасами любых полезных ископаемых (Богданов, 2024). В зонах верхнедевонских, пермско-каменноугольных рифов открыты на

платформе сотни месторождений углеводородов, бокситов, других полезных ископаемых, а дальнейшее их изучение на других континентах позволит установить новые закономерности для их поисков.

Литература

Богданов Н.А. Палеозой востока Австралии и Меланезии. Труды, в. 181. М.: Наука, 1967. 183 с.

Богданов Б.П. Особенности строения верхнедевонских карбонатных органогенных построек Тимано-Печорской провинции в связи с перспективами нефтегазоносности // Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Ухта, 1989. 246 с.

Богданов Б.П. Волго-Тиманский и Восточно-Европейский рифейские барьерные рифы как индикаторы структурно-формационной зональности верхнего докембрия Восточно-Европейской платформы (в связи с перспективами нефтегазоносности). Материалы Всероссийской научной конференции с международным участием: Геодинамика, вещество, рудогенез Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2017. С. 22–27.

Богданов Б.П., Громыко А.В. Корреляция разнофациальных толщ докембрия при комплексном анализе геолого-геофизических материалов – решение проблем/ Стратиграфия докембрия: проблемы и пути решения. Материалы VIII Российской конференции по проблемам геологии докембрия (Санкт-Петербург, 25–29 сентября 2023 г.) [Электронный ресурс]. СПб: Свое издательство, 2023. С. 25–28.

Богданов Б.П., Капитонова Т.Ф., Горобец С.А., Бестужева Н.А., Заборовская В.В. Рифы и бокситы северо-запада Русской плиты в материалах XIII Петербургского международного образовательного форума «Природные ресурсы России на служении Отечеству» / Рассохинские чтения-2025: материалы конференции / под редакцией Р.В. Агинея. Ухта: Изд-во УГТУ, 2025, с.73–88.

Верхний докембрий – Стратиграфия СССР. Ответственный редактор тома Б.М. Келлер / Государственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр. М.: 1963. 402 с.

Грачевский М.М., Берлин Ю.М., Дубовской И.Т., Ульмишек Г.Ф. Корреляция разнофациальных толщ при поисках нефти и газа // Изд. 2-е перераб. и доп. - М.: «Недра», 1976. 296 с.

Рифы: от оазисов жизни к месторождениям. Сборник статей / Отв. ред. Богданов Б.П. Сыктывкар: Коми республиканская типография, 2024. 368 с.

Семихатов М.А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. Труды ГИН, вып. 256. М., «Наука», 1974 г. 313 с.

Dunster JN, Kruse PD, Duffett ML and Ambrose GJ. Geology and resource potential of the southern Georgina Basin. Northern Territory Geological Survey, Digital Information Package DIP007 (October 2007), 2007. 232 p.

Pleyford P.E., Hocking R.M., Cocbein A.E. Devonian Great Barrier Reef of the Cannig Basin, Western Australia: the evolution of our understanding // Journal of the Royal Society of Western Australia. 2014. 97. P. 153–172.

КУРУМКАНСКАЯ ТОЛЩА АЛДАНСКОГО ЩИТА: ВОЗРАСТ, ИСТОЧНИКИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ

**В.В. Бортников¹, С.Д. Великославинский¹, Е.В. Толмачева¹, А.Б. Котов¹, В.П. Ковач¹,
Ю.В. Плоткина¹, K.-L. Wang², H.-Y. Lee²**

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, e-mail: vbtrnk@gmail.com

² Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, Taipei, Taiwan, e-mail: klwang@sinica.edu.tw

Метаморфизованные в условиях гранулитовой фации осадочные (преимущественно метапелиты и кварциты) породы Западно-Алданского мегаблока Алданского щита вслед за

Д.С. Коржинским (1936) рассматриваются как наиболее древние палеоархейские образования и выделяются в стратиграфических схемах в качестве палеоархейских и даже катархейских (Салоп, 1982) подразделений в рангах верхнеалданской свиты, верхнеалданской серии или курумканской толщи.

Традиционно в состав верхнеалданской серии/свиты помимо метаосадочных пород включают эндербито-гнейсы и кристаллические сланцы основного состава. Однако В.Л. Дук с соавторами (Ранний..., 1986) рассматривают эндербито-гнейсы как комплекс основания, и выделяют курумканскую толщу, которая в западной части Нимнырского блока Западно-Алданского мегаблока Алданского щита представлена главным образом кварцитами, высокоглиноземистыми гнейсами (алевропелитовые и пелитовые аргиллиты), гранат-биотитовыми, гиперстен-биотитовыми и гранат-гиперстен-биотитовыми плагиогнейсами (граувакковые песчаники, граувакковые алевролиты, туффиты среднего состава, вулканиты среднего и кислого состава).

Полученные к настоящему времени Sm–Nd изотопные данные для высокоглиноземистых и гранат-биотитовых гнейсов курумканской толщи (Ковач и др., 1996; Frost et al., 1998 и др.) позволяют предполагать их палеопротерозойский (2.3–1.9 млрд лет) возраст.

Для уточнения возраста метаосадочных пород курумканской толщи проведены геохронологические исследования циркона из метапелитов (LA–ICP–MS, Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, Taipei, Taiwan). Следует также отметить, что для магматического циркона из гиперстен-биотитовых плагиогнейсов (вулканиты среднего и кислого состава) курумканской толщи недавно получена оценка возраста 2395 ± 6 млн лет (ID–TIMS, Бортников и др., 2025), которая интерпретируется как возраст кристаллизации их протолита.

Конкордантные оценки возраста детритового циркона (магматические ядра) из 7 проб метаосадочных пород находятся в интервалах 2021–2143, 2254–2317, 2405–2579 и 2636–2734 млн лет с максимумами возраста 2068 ($n = 19$), 2307 ($n = 3$), 2451 ($n = 27$), 2562 ($n = 6$) и 2665 ($n = 6$) млн лет. Конкордантные оценки возраста метаморфических оболочек циркона, определяющих верхнюю возрастную границу формирования протолитов рассматриваемых осадочных пород, находятся преимущественно в интервале от 1882 до 2019 млн лет с максимумом возраста 1938 млн лет ($n = 47$). Таким образом, возраст протолитов метатерригенных пород курумканской толщи находится в интервале 2.07–1.94 млрд лет. Эти оценки возраста существенно моложе возраста ассоциирующих с метаосадочными породами гиперстен-биотитовых плагиогнейсов. Отсюда следует, что в состав курумканской толщи включены две разновозрастные ассоциации пород – метавулканическая и метаосадочная (собственно курумканская толща).

Источниками наиболее молодого детритового циркона метаосадочных пород курумканской толщи, могли быть вулканиты федоровской толщи (2006 ± 3 млн лет; Великославинский и др., 2006), магматические породы унгринского комплекса (2016 ± 5 млн лет; Котов, 2003), граниты каменковского комплекса (2062 ± 5 млн лет; Государственная..., 2015) Западно-Алданского мегаблока, а также андезиты и дациты Балаганахского зеленокаменного пояса (2051 ± 28 млн лет; Анисимова и др., 2006) зоны сочленения Чара-Олекминского геоблока и Западно-Алданского мегаблока Алданского щита. Более древние оценки возраста детритового циркона достаточно хорошо согласуются с архейскими и палеопротерозойскими оценками возраста магматического циркона из тоналит-трондьемитовых ортогнейсов западно-алданского комплекса (Глебовицкий и др., 2012), что также позволяет рассматривать продукты выветривания этих пород в качестве источников метапелитов.

Принимая во внимание возраст, источники (снос материала как со стороны федоровской дуги, так и с континента) и ареал распространения метаосадочных пород курумканской толщи, представляется наиболее вероятным их формирование в условиях континентального задугового бассейна, обусловленного развитием федоровской палеоостровной дуги.

Работа выполнена в рамках темы НИР ИГГД РАН FMUW-2025-0002 с использованием оборудования центра коллективного пользования АИРИЗ.

Литература

Анисимова И.В., Котов А.Б., Глебовицкий В.А., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Великославинский С.Д., Загорная Н.Ю. Возрастные границы и продолжительность формирования раннепротерозойских вулканических поясов центральной части Алданского щита // Докл. АН. 2006. Т. 406. № 3. С. 355–360.

Бортников В.В., Великославинский С.Д., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Плоткина Ю.В., Толмачева Е.В., Ковач В.П. Новые данные о возрасте метавулканитов курумканской толщи, Алданский щит / Материалы IX Российской конференции по изотопной геохронологии. М. ИГЕМ РАН. 2025. С. 36–38.

Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Глебовицкий В.А., Загорная Н.Ю., Яковлева С.З., Толмачева Е.В., Анисимова И.В., Федосеенко А.М. Первичная природа, возраст и геодинамическая обстановка формирования протолитов метаморфических пород федоровской толщи, Алданский щит // Петрология. 2006. Т. 14. № 1. С. 25–43.

Глебовицкий В. А., Седова И. С., Бережная Н. Г., Ларионов А. Н., Ризванова Н. Г., Саморукова Л. М. U–Pb возраст автохтонных палеопротерозойских чарнокитов Алданского щита // Докл. АН. 2012. Т. 443. № 6. С. 700–706.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-51 – Алдан. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2015. 365 с.

Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Березкин В.И., Смелов А.П., Загорная Н.Ю. Sm–Nd изотопная систематика курумканской толщи иенгрской серии Алданского щита // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4, № 3. С. 3–10.

Коржинский Д.С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты (пересечение по р. Тимптон). Л.-М.: ОНТИ. 1936. 76 с.

Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита. Автореф. ... докт. геол.-мин. наук. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2003.

Ранний докембрий Южной Якутии. М., Наука, 1986. 280 с.

Салоп Л.И. Геологическое развитие Земли в докембрии. Ленинград, Недра, 1982. 343 с.

Frost, B.R., Avchenko, O.V., Chamberlain, K.R., Frost, C.D., 1988. Evidence for extensive Proterozoic remobilization of the Aldan Shield and implications for Proterozoic plate tectonic reconstructions of Siberia and Laurentia // Precambrian Res. 89. P. 1–23.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ РВ–РВ ДАТИРОВАНИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ВЕХНЕГО РИФЕЯ ТУРУХАНСКОГО ПОДНЯТИЯ (СВИТА БУРОВОЙ)

И.М. Васильева*, А.Б. Кузнецов, Н.Г. Ризванова

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург,

*e-mail: vasilievaim@yandex.ru

Рифейские осадочные последовательности Туруханского поднятия охватывают продолжительный интервал геологического времени, которое имеет большое значение для понимания геологической и биологической летописей ранней Земли (Семихатов, Серебряков, 1983; Павлов и др., 2015). Разрез Туруханского поднятия рассматривается как стратиграфический аналог гипостратотипа рифея Учуро-Майского региона Сибири (Семихатов, Серебряков, 1983). Именно этот разрез стал основой для пионерской работы по реконструкции изотопного состава стронция в океане позднего рифея (Горохов и др., 1995).

Однако для рифейских отложений Туруханского поднятия до сих пор недостаточно методически достоверных с аналитической и геохимической точек зрения изотопно-

геохронологических данных для того, чтобы обеспечить должный контроль стратиграфического расчленения этого разреза. Поскольку рифейский разрез Туруханского поднятия включает мало магматических образований, особенное значение приобретают изотопные данные, получаемые по осадочным породам, среди которых важную роль играют карбонаты.

Объектом представленных исследований были карбонатные породы верхнерифейской свиты буровой Туруханского поднятия. Свита буровой представляет собой мощную 600–1000 метровую карбонатную толщу, которая согласно залегает на глинисто-карбонатной деревнинской свите и несогласно подстилает карбонатную шорихинскую свиту. Среди отложений свиты буровой преобладают интракластовые или микрофитолитовые битуминозные известняки и, ближе к кровле, массивные доломиты (Petrov, Semikhatov, 2001). В кровле свиты буровой залегает тонкая (около 10–15 м) пачка глауконитовых песчаников. Преобладающий возраст зерен обломочного циркона в этих песчаниках около 1.86 млрд лет, вторая меньшая группа имеет более древний возраст в интервале 2.5–2.9 млрд лет. При этом несколько единичных зерен имеют возраст около 1.03–1.06 млрд лет (Priyatknia et al., 2016). Недавно в известняках нижнетунгусской свиты была описана линза магматических пород, по составу отвечающих трахитам и содержащих циркон с возрастом 963 млн лет (Летникова и др., 2023).

Образцы карбонатных пород для датирования были отобраны в двух разрезах: по р. Нижняя Тунгуска и по р. Надпорожная. Геохимические характеристики известняков свиты буровой находятся в диапазоне: $Mn/Sr = 0.02–1.8$ и $Fe/Sr = 0.2–12.6$ и $\delta^{18}O > -10\text{‰}$ PDB. Однако большинство образцов удовлетворяют критериям отсутствия эпигенетических изменений для известняков (Семихатов и др., 2004). Первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в этих известняках лежит в диапазоне от 0.70523 до 0.70599 (Горохов и др., 1995).

При изучении U–Pb систематики навески образцов обрабатывались раствором 0.5N HBr при комнатной температуре до полного растворения карбонатного материала. Результаты изучения U–Pb систематики карбонатных компонент известняков свиты буровой показали, что они содержат 0.084–0.216 мкг/г U и 0.095–1.01 мкг/г Pb. Измеренное отношение $^{238}U/^{204}Pb$ меняется в интервале 5.90–122. Изотопный состав свинца карбонатных фракций имеет следующий диапазон: $^{206}Pb/^{204}Pb = 18.762–58.131$, $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.648–18.502$ и $^{208}Pb/^{204}Pb = 38.451–39.471$.

Фигуративные точки изотопных составов Pb известняков свиты буровой, которые соответствуют геохимическим критериям, на графике в координатах $^{206}Pb/^{204}Pb$ – $^{207}Pb/^{204}Pb$ аппроксимируются прямой, наклон которой соответствует возрасту 993 ± 15 млн лет (СКВО = 1.5).

Обращает на себя внимание близость полученного Pb–Pb возраста известняков к возрасту циркона из линзы вулканитов, найденной в верхних пачках свиты буровой (нижнетунгусской): 963 ± 6 млн лет (Летникова и др., 2023). Такие близкие значения возрастов карбонатных отложений и циркона из вулканитов могут свидетельствовать о том, что накопление осадков и проявления вулканизма были почти синхронны в геологическом масштабе.

Впервые получена прямая Pb–Pb изохронная датировка рифейских карбонатов свиты буровой Туруханского поднятия. Новая датировка совместно с известным возрастом карбонатов из нижележащей сухотунгусинской свиты (Овчинникова и др., 1995) образуют согласующийся ряд возрастов снизу вверх по разрезу: 1035 ± 60 млн лет для сухотунгусинской и 993 ± 15 млн лет для свиты буровой.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект РНФ № 23-17-00084).

Литература

Горохов И.М., Семихатов М.А., Баскаков А.В., Кутявин Э.П., Мельников Н.Н., Сочава А.В., Турченко Т.Л. Изотопный состав стронция в карбонатных породах рифея, венда и нижнего кембрия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 1. С. 3–33.

Летникова Е.Ф., Жданов А.А., Иванов А.В., Маслов А.В., Изох А.Э., Летникова А.Ф., Солошенко Н.Г. Sr-изотопный состав воды палеоокеана 960 млн лет назад (по данным для нижнетунгусской свиты Туруханского поднятия Сибирской платформы) // Докл. АН. 2023. Т. 513. № 1. с. 66–76.

Павлов В.Э., Шацилло А.В., Петров П.Ю. Палеомагнетизм верхнерифейских отложений Туруханского и Оленекского поднятий и Удинского Присяянья и дрейф Сибирской платформы в неопротерозое // Физика Земли. 2015. № 5. С. 107–139.

Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Горохов И.М., Беляцкий Б.В., Васильева И.М., Левский Л.К. U–Pb систематика докембрийских карбонатов: рифейская сухотунгусинская свита Туруханского поднятия Сибири // Литология и полезные ископаемые. 1995. № 5. С. 525–536.

Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Подковыров В.Н., Бартли Дж., Давыдов Ю.В. Юдомский комплекс стратотипической местности: С-изотопные хеостратиграфические корреляции и соотношение с вендом // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 5. С. 3–28.

Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 224 с.

Petrov P.Y., Semikhatov M.A. Mesoproterozoic stromatolite reefs: an example from the Burovaya Formation, Turukhansk Uplift, Siberia // Precambrian Res. 2001. V. 111. P. 257–281.

Priyatkina N., Khudoley A.K., Collins W.J., Kuznetsov N.B., Huang H.-O. Detrital zircon record of Meso- and Neoproterozoic sedimentary basins in northern part of the Siberian Craton: Characterizing buried crust of the basement // Precambrian Res. 2016. V. 285. P. 21–38.

ВОЗМОЖНОСТИ И ОГРАНИЧЕНИЯ ИЗОТОПНЫХ МЕТОДОВ ДЛЯ ХРОНОСТРАТИГРАФИИ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ ИМАНДРА-ВАРЗУГСКОЙ СТРУКТУРЫ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

А.Б. Вревский

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, С-Петербург, e-mail: vrev@peterlink.ru

Начиная с середины XX века многие проблемы стратиграфии и корреляции вулканогенно-осадочных разрезов крупнейшей на Фенноскандинавском щите палеопротерозойской Имандра-Варзугской структуры (ИВС), решались с помощью традиционных литолого-стратиграфических методов с использованием таких признаков как общий набор пород, фациальная принадлежность, цикличность литогенеза, закономерности эволюции минерального и геохимического состава пород. Возможности этих методов для выделения, расчленения и корреляции существенно вулканогенных образований сумийского надгоризонта Фенноскандинавского щита имеют ряд важных ограничений, которые, прежде всего, связаны с большими вариациями формационных признаков в пределах одной тектонической структуры в зависимости от их положения относительно палеовулканических центров извержения. В региональном плане такая неоднородность тектонического и, соответственно, литолого-формационного строения Печенга-Имандра-Варзугской рифтогенной структуры выражены в отсутствии сумийских вулканогенно-осадочных комплексов в Печенге.

Таким образом, при выделении и расчленении сумийских комплексов особое значение приобретают методы изотопной геохронологии, позволяющие проводить корреляцию латерально разобщенных магматических комплексов, часто связанных с различными эндогенными процессами.

В Региональной стратиграфической шкале, сумийский надгоризонт определяется как формация, объединяющая совокупность вулканогенных пород, занимающая конкретное положение между «лопием» и «сариолием» и отделенная от них региональными несогласиями (Негруца, 1988). Возрастные границы, согласно Общей стратиграфической шкале Северной Евразии (1991), определены только для сумийско-сариолийского надгоризонта – 2500 ± 50 – 2300 ± 50 млн лет.

В этой связи выделение сумийских образований и их изотопно-геохронологическое обоснование выходит за рамки региональных проблем стратиграфии и приобретает большое значение для периодизации докембрия, как вещественное выражение архей–протерозойского рубежа в развитии континентальной литосферы Фенноскандинавского щита.

В настоящее время из-за фациальной и латеральной неоднородности строения вулканогенно-осадочных толщ и фрагментарности распространения отдельных стратиграфических подразделений отсутствуют единые представления о региональной стратиграфии, объеме и составе сумийских и сариолийских свит и толщ стрельнинской серии нижненекарельского комплекса Имандра-Варзугской структуры. Общее геологическое положение и возраст вулканогенно-осадочных образований в ранге свит стрельнинской серии определяется как сумийский на основании их несогласного залегания, с корой химического выветривания, на эродированной поверхности габброидов расслоенного Монче-плутона, имеющих радиогенный возраст 2504–2493 млн лет (Баянова и др., 2002). Возраст собственно стрельнинской серии определен U–Pb методом по бадделеиту из субвулканических тел гранодиоритов (гранофиров-«имандритов») – 2442.2 ± 17 млн лет (Amelin et al., 1995; Баянова и др., 2002) и магматическому циркону из риодацитов верхнесейдореченской подсвиты южного Прихибиньям – 2448 ± 8 млн лет (Чашин и др., 2008).

Одной из наиболее дискуссионных проблем стратиграфии Имандра-Варзугской структуры является возраст и стратиграфическая позиция вулканогенно-осадочного разреза западной оконечности структуры района Мончеполуострова. На основании ряда литологических признаков и U–Pb изотопного возраста базальтовые, андезибазальтовые и андезит-дацитовые-риолитовые метавулканиды арваренчской свиты в составе приимандровской серии были отнесены в легенде и объяснительной записке к ГГК-1000/3 к гимольскому надгоризонту верхнелопийской эотемы, то есть к стратиграфическим аналогам вулканогенных комплексов лебяжинской свиты Кейвской структуры или вороньерундровской свиты Колмозеро-Вороньинской структуры Пожиленко и др., 2000; Чашин и др., 2008). Главным аргументом для принятия позделопийского времени образования арваренчской свиты является U–Pb дискордантный возраст 4-х фракций цирконов из кислых метавулканидов г. Арваренч – 2707 ± 11 млн лет (СКВО=0.11) (Баянова и др., 2002; Чашин и др., 2008).

Для определения стратиграфического положения и возраста этих образований были использованы современные методы локального U–Pb датирования единичных кристаллов цирконов на ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ, которые позволили получить принципиально новые данные о возрасте и стратиграфическом положении вулканитов арваренчской свиты. Из двух толщ идентичных по геохимическому составу плагио- и кварцевых дацитовых метапорфиров, разделенных горизонтом (0.5–1.5 м) кислых туфов, были отобраны пробы по 2 кг, из которых было выделено более 30 зерен цирконов различной морфологии и размера. Католюминесцентное изучение кристаллов цирконов показало, что большинство из них хорошо огранены и обнаруживают осцилляционную зональность. Циркон характеризуется близкими содержаниями РЗЭ с фракционированным (магматическим) спектром распределения ТРЗЭ ($Lu_N/Gd_N=10-15$), положительной Се ($Se_N^*=3.6-63$) и отрицательной Еу ($Eu_N^*=0.04-0.09$) аномалиями, что в совокупности с их морфологическими признаками позволяет рассматривать их как минеральную фазу, кристаллизовавшуюся в равновесии с расплавом и, следовательно, их U–Pb возраст отражает время кристаллизации метавулканидов арваренчской свиты.

Для 20 кристаллов цирконов были получены следующие параметры U–Pb изотопной системы (рис. 1).

- 1) В пробе №204 для двух зерен призматических кристаллов, с резко отличным крупным (60х40 мк) размером и сглаженной формой, получены конкордантные значения возраста 2.95 и 3.23 млрд лет (рис. 1).
- 2) Для 8 зерен цирконов (пр. 204) и одного зерна из пр. № 206 (рис. 1, врезка) получена дискордия с верхним пересечением 2429 ± 6.6 млн лет (СКВО=1.5) и нижним – 0 млн. лет.
- 3) Для 8 зерен цирконов (пр. 206) построены две дискордии с верхними пересечениями 2735 ± 19 млн. лет (СКВО=0.54) и 2833 ± 14 млн лет (СКВО = 0.99) и с нижними пересечениями – 640 ± 72 и 445 ± 130 млн лет соответственно.

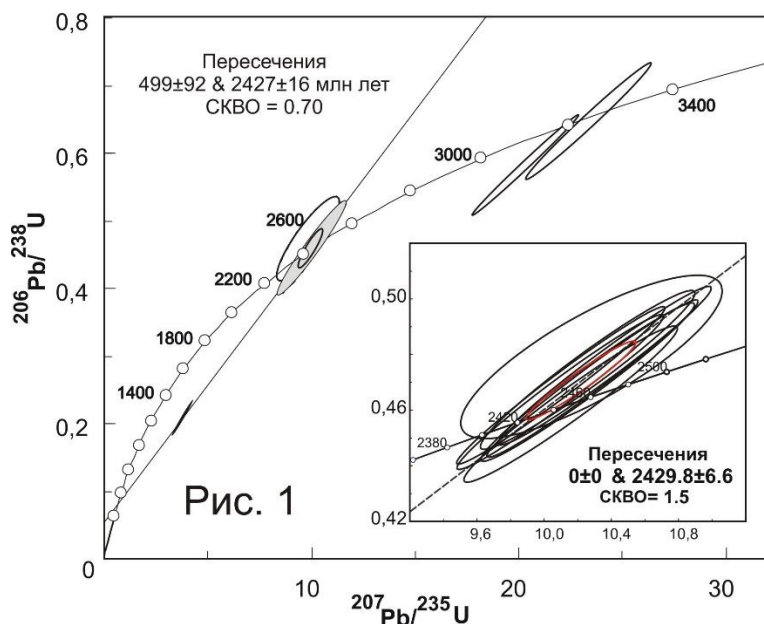


Рис. 1. Диаграмма с конкордией для магматического циркона из кислых метавулканитов арваренчской толщи ИВС.

Полученные результаты позволяют сформулировать следующие выводы:

1. Возраст кислых метавулканитов арваренчской свиты составляет 2429 ± 6.6 млн лет, что на 15–20 млн лет моложе метариодацитов верхнесейдореченской подсвиты сейдореченской свиты. Присутствие в метадацитах популяции ксеногенных цирконов архейского возраста позволяет рассматривать ранее полученную (Чащин и др., 2008) для этих метавулканитов дискордию с возрастом 2707 ± 11 млн лет как линию смещения, не отражающую возраста пород арваренчской свиты.
2. Происхождение исходных расплавов кислых метавулканитов арваренчской свиты сумия было связано с плавлением полихронных (3.23, 2.95, 2.85, 2.73, 2.71 млрд. лет) вещественных комплексов архейской континентальной коры, которые, за исключением наиболее древнего, установлены на современном эрозионном срезе Кольского геоблока Фенноскандинавского щита.
3. Полученные значения возраста 640 ± 72 и 499 ± 92 млн лет по двум нижним пересечениям дискордий с конкордией свидетельствует о частичном нарушении U–Pb изотопной системы в цирконах при каледонском орогенезе и в девоне, при начале формирования Кольской щелочной магматической провинции.
4. Установленные временные границы (2429–2448 млн лет) сумийского инициального магматизма ИВС свидетельствуют, что амагматичная пауза в эндогенном развитии литосферы Кольско-Норвежского сегмента Фенноскандинавского щита в раннем протерозое составляла более 50 млн лет. В этот период произошла существенная денудация континентальной коры с выводом на эрозионную поверхность глубинных ($P_{\text{кристаллизации}}$ 5–7 кбар) базит-гипербазитовых комплексов Мончетундровского плутона и

массива Главного хребта с возрастом 2507–2490 млн лет. Такой значительный перерыв в эндогенной активности, сопоставимый по длительности со временем формирования неогархейской гранит-зеленокаменной области провинции Сьюперии Канадского щита.

Исследование выполнено за счет средств гранта РФФИ № 24-27-00041.

Литература

Баянова Т.Б., Пожиленко В.И., Смолькин В.Ф. и др. Каталог геохронологических данных по северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты. 2002. 53 с.

Негрук Т.Ф. Граница архея и протерозоя на Балтийском щите. Апатиты. 1988. 79 с.

Пожиленко В.И., Баянова Т.Б., Богачев В.А. и др. // Общие вопросы расчленения докембрия. Апатиты. 2000. С. 215-218.

Чашин В.В., Баянова Т.Б., Левкович Н.В. // Петрология. 2008. Т.16. №3. С.296-316.

Amelin Yu, Heaman L.M., Semenov V.S. // Precambrian Res.1995.75. P. 31-46.

НОВЫЕ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ ИСКОПАЕМЫХ ОСТАТКОВ ЭДИАКАРСКОГО ТИПА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

А.Д. Галкин^{1,*}, С.А. Дьякова², Н.Д. Сергеева², Н.П. Парфиров², М.М. Михненко²,
В.А. Панькова¹, В.Н. Паньков¹, А.В. Колесников^{1,2}

¹ Геологический институт РАН, г. Москва, *e-mail: galkin@ginras.ru

² Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа

Ашинская серия представляет собой наиболее молодые отложения протерозоя Башкирского мегантиклинория, распространенные на западном склоне Южного Урала. В ее состав включены бакеевская (и ее аналоги – толпаровская и суировская), басинская, кукаркаульская и зиганская свиты (Беккер, 1988). На вендский возраст серии указали уже первые К–Аг датировки глауконита из песчаников бакеевской, урюкской и басинской свит, составившие соответственно 625–615, 590 и 570 млн лет (Беккер, 1975). Помимо этого, в басинской и зиганской свитах были обнаружены ископаемые остатки организмов эдиакарского типа (Беккер, 1988). В 2011 г. из прослоя пепловых туфов в разрезе ашинской серии на северной окраине г. Усть-Катав был получен U–Pb возраст циркона, который составил 548.2 ± 7.6 млн лет (Гражданкин и др., 2011). Позже кристаллы циркона из этой пробы были проанализированы повторно, что позволило уточнить возраст до 547.6 ± 3.8 млн лет (Levashova et al., 2013).

Тем не менее стратиграфическое положение части разреза с туфовыми прослоями в окрестностях г. Усть-Катав оставалось предметом дискуссии. Так, по мнению одних исследователей, эта часть разреза принадлежит зиганской свите (Гражданкин и др., 2011; Levashova et al., 2013), согласно другим – басинской (Kolesnikov et al., 2015). В 2022 г. был продатирован циркон из пепловых туфов басинской свиты на юго-западном крыле Сулеймановской антиклинали (578 ± 7 млн лет, северная окраина г. Усть-Катав), на восточном крыле Алатауского антиклинория (570 ± 2 млн лет, д. Толпарово), а также циркон из пепловых туфов зиганской свиты на западном крыле Алатауского антиклинория (566 ± 5 млн лет, новая дорога с. Петровское–д. Кулгунино) (Рязанцев и др., 2023). Все эти датировки позволили, в конечном счете, уверенно коррелировать структурно разобщенные разрезы ашинской серии Башкирского мегантиклинория. Новые данные не подтвердили прежние значения изотопного возраста циркона из вулканических туфов басинской свиты ($\sim 548 \pm 4$ млн лет) (Гражданкин и др., 2011; Levashova et al., 2013), которые, по мнению (Рязанцев и др., 2023), являются ошибочными, но не противоречат ранее полученным датировкам из бакеевской (642 ± 9 млн лет) (Зайцева и др., 2019) и басинской (573 ± 2 млн лет) свит (Разумовский и др., 2020), а также последней датировке (561.2 ± 5.1 млн лет) из верхней части зиганской свиты (настоящие исследования).

В июле 2025 г. мы провели рекогносцировочные исследования выходов бакеевской, басинской и зиганской свит ашинской серии, вскрытых в естественных обнажениях по

берегам рр. Инзер, Агарды, Малый Реват и Зилим в пределах Башкирского мегантиклинория (Республика Башкортостан), где впервые обнаружили ископаемые остатки вендских мягкотелых организмов и характерных для верхнего венда арумбериеморфных образований. Собранный нами палеонтологический материал включает в себя представителей мягкотелых организмов групп палеопасихнид, фрондоморф, аспиделломорф и различных проблематик. На текущем этапе исследований новая коллекция из ашинской серии венда Южного Урала пока недостаточно богата для детальных палеоэкологических построений и выводов, реконструкции морфологических особенностей и тафономии ископаемых остатков. Тем не менее, новые находки демонстрируют высокую степень сохранности, а также открывают отчетливую перспективу для поиска богатейших местонахождений ископаемых остатков мягкотелых организмов эдиакарского типа во всем южноуральском регионе.

Исследования проведены при финансовой поддержке гранта РНФ № 24-77-10030.

Литература

- Беккер Ю.Р. О выделении бакеевских отложений в стратотипическом разрезе рифея // Изв. АН СССР. Сер. геологическая. 1975. № 6. С. 125–129.
- Беккер Ю.Р. Молассы докембрия. Л.: Недра, 1988. 288 с.
- Гражданкин Д.В., Марусин В.В., Меерт Дж. и др. Котлинский горизонт на Южном Урале // Докл. АН. 2011. Т. 440. № 2. С. 201–206.
- Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., и др. Основание венда на Южном Урале: Rb–Sr возраст глауконитов бакеевской свиты // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27. № 5. С. 82–96.
- Разумовский А.А., Новиков И.А., Рязанцев А.В. и др. Древнейшие вендские ископаемые Евразии: U–Pb-изотопный возраст басинской свиты (ашинская серия, Южный Урал) // Докл. АН. 2020. Т. 495. № 2. С. 3–8.
- Рязанцев А.В., Разумовский А.А., Новиков И.А. и др. Возраст вулканических туфов в разрезах басинской и зиганской свит ашинской серии венда (эдиакария) на Южном Урале: результаты U–Th–Pb (SIMS и La–ICP–MS) датирования акцессорного циркона // Докл. РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 508. № 1. С. 68–78.
- Kolesnikov A.V., Marusin V.V., et al. Ediacaran biota in the aftermath of the Kotlinian Crisis: Asha Group of the South Urals // Precambrian Res. 2015. V. 263. P. 59–78.
- Levashova N.M., Bazhenov M.L., Meert J.G. et al. Paleogeography of Baltica in the Ediacaran: Paleomagnetic and geochronological data from the clastic Zigan Formation, South Urals // Precambrian Res. 2013. V. 236. P. 16–30.

КРИТЕРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ И ПОЛОЖЕНИЕ ГРАНИЦЫ ВЕНДА–КЕМБРИЯ В РЕГИОНАЛЬНОЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ СХЕМЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Е.Ю. Голубкова^{1,*}, Е.А. Кушим¹, Е.Г. Раевская², С.Б. Шишлов¹, А.В. Титова¹, К.А. Дубкова¹, Т.С. Зайцева¹, Ю.Н. Савельева³

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, *e-mail: golubkovaeyu@mail.ru

² Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург

³ Апрельское отделение ФГБУ Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт, Москва

Расчленение переходных отложений венда–кембрия проводится по биостратиграфическим данным. На территории европейской части России эта граница установлена в основании лонтоваского горизонта по появлению акритарх *Leiomarginata simplex*, *Granomarginta prima*, *G. squamacea* (= *Annulum squamaceum*), *Tasmanites tenellus* (Решение..., 1986). Напротив, в действующих схемах Беларуси (Стратиграфические..., 2010) и Украины (Stratigraphy..., 2013) граница докембрия–кембрия проведена на более

низком стратиграфическом уровне по подошве ровенского горизонта (лона *Teorphipolia lacerata*–*Cochleatina rudaminica* в схеме Беларуси) и в целом совпадает с границей эдиакария и кембрия Международной хронометрической шкалы (Gradstein et al., 2020). Возраст последней оценивается около 538.8 млн. лет.

Благодаря активизации исследований сопредельных территорий Беларуси и европейской части России в последние годы, была заметно обновлена или впервые получена палеонтологическая характеристика переходных толщ венда–кембрия. В ассоциации с уже известными таксонами (рис.) в котлинском горизонте обнаружены новые, неописанные пока ископаемые остатки, представленные уплощенными лентовидными фрагментами с зубчатым краем *Incertae sedis* Forma 1, трубчатыми формами с булавовидным расширением *Incertae sedis* Forma 2, а также разнообразными по морфологии, в том числе ветвящимися ископаемыми со сфероморфными образованиями *Incertae sedis* Forma 3 (Голубкова и др., 2022; 2025; Golubkova et al., 2023). Можно предположить, что третий тип остатков представляет собой сборную группу, которая включает разные по своей природе организмы. Все новые морфотипы широко распространены в изученных нами регионах, что указывает на их высокий биостратиграфический потенциал.

Впервые в органомацерате образцов, отобранных на микропалеонтологическое изучение из котлинского горизонта Украины, Беларуси и северо-запада России найдены трубчатые образования животного происхождения *Kanilovia insolita*, несущие на одном из окончаний триады свернутых в спирали образований *Cochleatina canilovica* (Голубкова и др., 2022, 2025; Środoń et al., 2023). Эти формы ранее были обнаружены А.А. Ищенко (Ищенко, 1983) на поверхности напластования пород в каниловской серии ущицкого горизонта (котлинский горизонт в ранних схемах) Украины.

В целом, котлинский этап отличается высокой биопродуктивностью органического вещества (в бассейне преобладают вендотениевые водоросли и органические пленки) и массовым развитием ископаемых организмов (актиномицеты *Primoflagella speciosa*, грибоподобные остатки *Vanavarataenia insolita*, возможно, некоторые микрофоссилии из группы *Incertae sedis* Forma 3), которые выступают в качестве сапротрофов по отношению к первичной органике (Golubkova et al., 2023).

Система		Отдел		Горизонт		Органикостенные микрофоссилии и макроскопические ископаемые организмы	
Вендская	Кембрийская	Верхний	Нижний	Ровенский	Лонтоваский		
Котлинский							
<i>Aataenia reticularis</i>							
<i>Bicuspadata fusiformis</i>							
<i>Vendotaenia antiqua</i>							
<i>Incertae sedis</i> Forma 1							
<i>Incertae sedis</i> Forma 2							
<i>Incertae sedis</i> Forma 3							
<i>Kanilovia insolita</i>							
<i>Cochleatina canilovica</i>							
<i>Vanavarataenia insolita</i>						<i>Vanavarataenia</i> sp.	
<i>Primoflagella speciosa</i>						<i>Primoflagella</i> sp.	
						<i>Teorphipolia</i> sp.	
						ex gr. <i>Granomarginata</i> – <i>Leiomarginata</i>	
						<i>Cochleatina ignalinica</i>	
						<i>Cochleatina rudaminica</i>	
						ex gr. <i>Ceratophyton</i> – <i>Protoherzina</i>	
						<i>Sokoloviina costata</i>	
						<i>Sabellidites cambriensis</i>	
						<i>Platysolenites antiquissimus</i>	
						<i>Tasmanites tenellus</i>	
						<i>Retiramus ballicus</i>	

Рис. 1. Распространение стратиграфически значимых и характерных таксонов в переходных отложениях венда–кембрия Восточно-Европейской платформы.

Наиболее значимая перестройка в сообществах ископаемых организмов отмечается на рубеже котлинского и ровенского времени (рис. 1). В центральных районах Восточно-Европейской платформы эта граница подчеркивается массовым появлением (сотни экземпляров) ископаемых остатков животного происхождения *Ceratophyton* sp. (Голубкова и др., 2022, 2025), некоторые из которых сопоставляются со скалидами линияющих животных, другие – с хватательными щетинками хетогнат (Slater et al., 2017, 2018). Последние выделены в отдельный вид *Protoherzina compressa*. В ровенское–лонтоваское время широко распространены перистожаберные животные *Sokoloviina costata* (Кириянов, 1968; Голубкова и др., 2022, 2025). К этому же типу животных, вероятно, относятся трубки *Sabellidites cambriensis*. Отмечается появление новых вариаций спирально свернутых образований *Cochleatina ignalinica*, *C. rudaminica* (Пашкавичене, 1980; Голубкова и др., 2022, 2025, 2026, в печати). Эти формы, по аналогии с микрофоссилиями из котлинского горизонта (*Cochleatina canilovica*), могут принадлежать линейно вытянутым телам, которые, однако, пока найти не удалось. Акритархи представлены преимущественно маргинатными формами.

К переходным отложениям венда–кембрия приурочены массовые находки представителей *Teorhipolia* sp (рис.). Помимо характерных для этого рода овальных оболочек с отверстием *Teorhipolia lacerata*, нами обнаружены толстостенные сферические и грушевидные формы, а также экземпляры, орнаментированные на одном из окончаний одиночным выростом (Голубкова и др., 2026, в печати). Мы рассчитываем, что последующее монографическое изучение этих форм, подкрепленное анализом их стратиграфического распространения, позволит расширить биостратиграфическую характеристику этого интервала.

В лонтоваское время на фоне проходящих снизу таксонов отмечается появление проблематиков *Retiramus balticus* (Голубкова и др., 2022, 2025). В целом для ровенского–лонтоваского интервала характерно заметное снижение количества органического вещества, поступающего в бассейн, а также широкое распространение пиритизированных следов ползания и объемных слепков ходов роющих животных.

Таким образом, на территории европейской части России и в Беларуси наиболее хорошо по биостратиграфическим данным трассируется граница подошвы ровенского горизонта. При этом ровенский и лонтоваский горизонты охарактеризованы в целом близким набором таксонов, с незначительным обновлением в лонтоваское время.

Исследование проведено при поддержке гранта Российского научного фонда (проект № 24-17-00142, <https://rscf.ru/project/24-17-00142/>) с использованием оборудования ЦКП “АИРИЗ” (ИГГД РАН).

Литература

Голубкова Е.Ю., Кузьменкова О.Ф., Лапцевич А.Г., Кушим Е.А., Воскобойникова Т.В., Силиванов М.О. Палеонтологическая характеристика верхневендских–нижнекембрийских отложений в разрезе скважины Северо-Полоцкая Восточно-Европейской платформы, Беларусь // Стратигр. Геол. корреляция. 2022. Т. 30. № 6. С. 1–19.

Голубкова Е.Ю., Кушим Е.А., Раевская Е.Г., Бобровский И.М., Зайцева Т.С., Довжикова Е.Г., Титова А.В., Колесников А.В., Гражданкин Д.В. Биостратиграфия переходных отложений венда – кембрия северо-запада европейской части России // Геология и геофизика. 2025. Т. 66. № 7. С. 883–900.

Голубкова Е.Ю., Кузьменкова О.Ф., Воскобойникова Т.В., Раевская Е.Г., Марусин В.В., Кушим Е.А., Силиванов М.О. Раннекембрийские ископаемые организмы и ихнофоссилии Подляско-Брестской впадины юга Беларуси // Стратигр. Геол. корреляция. 2026. Т. 34. № 1 (в печати).

Ищенко А.А. К характеристике вендской водорослевой флоры Приднестровья // Стратиграфия и формации докембрия Украины. Сб. научн. тр. / Ред. Рябенко В.А. Киев: Наук. думка, 1983. С. 181–203.

Кириянов В.В. Палеонтологические остатки и стратиграфия отложений балтийской серии Волыно-Подоллии / Палеонтология и стратиграфия нижнего палеозоя Волыно-Подоллии. Киев: Наук. думка, 1968. С. 5-25.

Пашкавичене Л.Т. Акритархи пограничных отложений венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1980. 76 с.

Решение Межведомственного регионального стратиграфического совещания по кембрийским отложениям Русской платформы (г. Вильнюс, 1983 г.). Л.: ВСЕГЕИ, 1986. 49 с.

Стратиграфические схемы докембрийских и фанерозойских отложений Беларуси: объяснительная записка. Минск: ГП “БелНИГРИ”, 2010. 282 с.

Golubkova E.Yu., Kushim E.A., Kuzmenkova O.F., Laptsevich A.G., Plotkina Yu.V., Silivanova M.O. Stratigraphic Distribution of Fossil Organisms in the Upper Vendian Deposits of the Central and Southwestern Regions of the East European Platform // *Paleontological Journal*. 2023. Vol. 57. Suppl. 3. P. S211–S236.

Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. Geological Time Scale. Amsterdam: Elsevier, 2020. 1357 p.

Slater B.J., Harvey T.H.P., Gulbaud R., Butterfield N.J. A cryptic record of Burgess shale-type diversity from the Early Cambrian of Baltica // *Palaeontology*. 2017. V. 60. Pt. 1. P. 117–140.

Slater B.J., Harvey T.H.P., Butterfield N.J. Small carbonaceous fossils (SCFs) from the Terreneuvian (Lower Cambrian) of Baltica // *Palaeontology*. 2018. V. 61. Pt. 3. P. 1–20.

Stratigraphy of the Upper Proterozoic and Phanerozoic of Ukraine in Two Volumes, vol. 1: Stratigraphy of the Upper Proterozoic, Paleozoic, and Mesozoic of Ukraine), Gozhik, P.F., Ed., Kiev: Inst. Geol. Nauk NAN Ukrainy, Logos, 2013.

Środoń J., Condon D.J., Golubkova E., Millar I. L., Kuzmenkova O., Paszkowski M., Mazur S., Kędzior A., Drygant D., Ciobotaru V., Liivamägi S. Ages of the Ediacaran Volyn–Brest trap volcanism, glaciations, paleosols, Podillya Ediacaran soft-bodied organisms, and the Redkino-Kotlin boundary (East European Craton) constrained by zircon single grain U–Pb dating // *Precambrian Res.* 2023. V. 386. 106962.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ БАЗАЛЬНЫХ ЧАСТЕЙ ЮРМАТИНИЯ В БАКАЛЬСКОМ РАЙОНЕ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

В.М. Горожанин

Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа, e-mail: gorozhanin@ufaras.ru

В разрезе рифейских отложений Башкирского мегантиклинория (БМА) на Южном Урале имеются несколько уровней, стратиграфические взаимоотношения в которых остаются недостаточно ясными. Один из них – граница между нижним и средним рифеем (базальный уровень юрматиния). Считается, что на этом уровне имеется стратиграфическое и угловое несогласие, выделялась даже эпоха складчатости (Гарань, 1963). Основным аргументом для таких представлений является наличие конгломератов в основании среднего рифея, в то же время некоторыми исследователями описывался постепенный переход между нижним и средним рифеем (неопубликованные данные В.И. Козлова).

Базальный уровень среднего рифея в западной части БМА представлен песчаниками зигальгинской свиты, а восточнее Зюраткульского разлома – вулканогенно-терригенными образованиями машакской свиты (в пределах машакского рифта), которая залегает под зигальгинскими песчаниками, наращивая разрез среднего рифея снизу (Стратотип..., 1983). Оба этих стратиграфических образования в фациальном отношении достаточно выдержаны. Особенно это относится к зигальгинским песчаникам, которые как отличный маркер, прослеживаются по всей территории БМА (Стратотип..., 1983).

Однако, в Бакальском рудном районе зигальгинская свита отличается от остальной части БМА (Маслов и др., 2001). Отличия заключаются как в резко уменьшенной мощности (около 60 м против 250–1200 м для остальной части БМА), так и в фациальных изменениях, которые наблюдаются не только в пределах рудного поля, но даже в пределах отдельных

карьеров. Так, конгломераты, присутствующие в одной стенке карьера, могут полностью отсутствовать в противоположной части (Ялышева, Крупенин, 2013). Такие резкие изменения фаций и мощностей в пределах одного рудного поля и даже одного карьера, не согласуются с преобладающим мнением о выдержанности зигальгинского маркера БМА.

Мы полагаем, что причинами таких противоречий является недостаточно обоснованная интерпретация наблюдаемых геологических фактов, в частности, отнесение толщи так называемых сланцев перемыва к бакальской свите нижнего рифея, а конгломератов – к зигальгинской свите среднего рифея.

После обнаружения в сланцах перемыва (предполагаемой перемытой коры выветривания), локализованных в этом районе на границе бурзяния и юрматиния, признаков вулканокластики с геохимическими трендами машакского типа (Горожанин и др., 2025) стало ясно, что строение пограничных слоев здесь более сложное. По нашим наблюдениям, проведенным в карьерах Бакальского рудного поля, расположенного в 70 км западнее Зюраткульского разлома, отложения этого уровня несут черты синтетектонического формирования – во время машакского рифтогенеза. Сланцы перемыва, которые рассматриваются как перемытая кора выветривания подстилающих нижнерифейских образований, и конгломераты, которые в настоящее время считаются зигальгинскими, образуют единую толщу, сопоставимую по положению в разрезе и возрасту с машакской свитой. Отличия ее от машакской толщи состоят в отсутствии типичных вулканитов (присутствует только примесь вулканических пеплов) и существенно меньшей мощности, так как она формировалась вне основной зоны машакского рифта. Характерен тонкослоистый тип тонкозернистых терригенных образований – сланцев, с вероятной примесью вулканического пеплового материала. По этой причине в ряде мест Бакальского рудного поля контакт между сланцами перемыва и зигальгинскими песчаниками описан как постепенный, через переслаивание (рис. 1-2). Процесс накопления глинистых и песчаных отложений нарушался формированием мощных линз конгломератов.

По нашим наблюдениям, проведенным в Петлинском (рис. 1-1) и Гаевском (Иркускан) карьерах, конгломераты имеют генетические признаки формирования из грязекаменных потоков. Для них характерна слабая сортировка (рис. 1-4) и необычный глинисто-дресвяный матрикс, включающий большое количество глинистого материала; отчетливо выражен разногачечный характер обломков (рис. 1-5). Эти особенности не типичны для базальной части зигальгинской свиты, состоящей практически из мономинеральных кварцевых песчаников. На участках, где конгломераты отсутствуют, в зоне переслаивания песчаных и глинистых отложений, обнаружены складки подводного оползания (рис. 1-3) и крупнобугорчатая слоистость хаммоки, что указывает на единый, возможно сейсмогенный механизм их образования грязекаменными потоками. Положение конгломератов в этой толще закономерно, нередко они отделены от кварцитопесчаников зигальгинской свиты прослоем рассланцованных аргиллитов, глинистый компонент присутствует и в матриксе конгломератов. Таким образом, сланцы перемыва и грубообломочные конгломераты генетически представляют собой единую толщу, образованную в условиях расчлененного рельефа. Отложения этого уровня имеют примесь тонкой измененной вулканокластики и относятся к синтетектоническим осадкам, сформированным во время машакского рифтогенеза.

Выделение отложений, соответствующих машакской свите, в основании юрматиния – на границе нижнего и среднего рифея в этом районе, показывает, что в основании зигальгинской свиты нет грубых конгломератов, за исключением редких мелких обломков подстилающих сланцев. С такими характеристиками зигальгинская свита этого района не отличается от остальной части БМА, что подтверждает мнение о выдержанности зигальгинского маркера БМА.

Вывод: В отложениях базальной части зигальгинской свиты Бакальского рудного района резкие фациальные изменения связаны не с особенностями строения этой свиты, а с присутствием отложений более раннего, машакского стратиграфического уровня, которые формировались вне пределов машакского рифта.

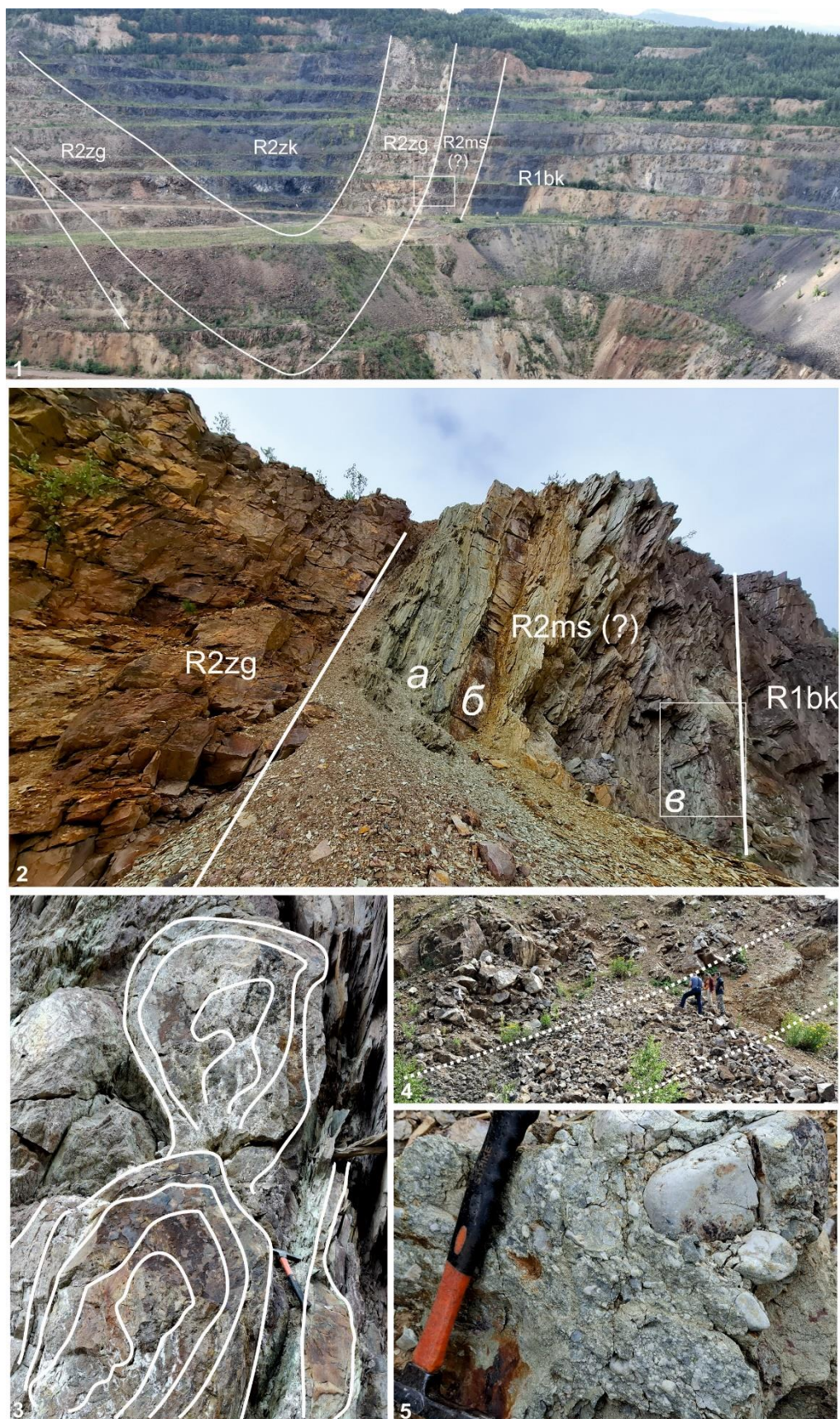


Рис. 1. Литологические особенности отложений машакского уровня в Петлинском карьере Бакальского рудного поля.

1 – общий вид южного борта карьера, белым прямоугольником отмечено положение изученного разреза. R1bk – бакальская свита нижнего рифея; R2ms – машакская свита, R2zg – зигальгинская свита, R2zk – зигазино-комаровская свита среднего рифея.

2 – зона контакта сланцев перемыва (а) с кварцитопесчаниками (б) зигальгинской свиты, там же: а – зеленые аргиллиты (сланцы перемыва), б – прослои кварцитопесчаников, в – переслаивание зеленых и красных аргиллитов.

3 – подводно-оползневые складки в толще сланцев перемыва; длина молотка для масштаба – 30 см.

4 – толща конгломератов (выделена пунктирными линиями) под кварцитопесчаниками зигальгинской свиты в северном борту карьера.

5 – несортированный валунно-галечный конгломерат с глинисто-дресвянистым матриксом, там же.

Стратиграфическое и угловое несогласие между нижним и средним рифеем, отмечаемое многими исследователями Бакальского района, связано не с предполагаемой эпохой складчатости, а с машакским рифтогенезом; это событие отразилось формированием толщи осадков контрастного, вулканогенно-сейсмогенного генезиса.

Исследование выполнено в рамках Государственного задания ИГ УФИЦ РАН № FMRS-2025-0017.

Литература

Гарань М.И. Западный склон и центральная зона Южного Урала. В кн. Стратиграфия СССР. В 14-ти томах, т. 2. Верхний докембрий. М.: ГНТИ, 1963. С. 114–160.

Горожанин В.М., Мичурин С.В., Крупенин М.Т., член-корреспондент РАН Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В. «Сланцы перемыва» Бакальского рудного поля (Южный Урал) – признаки машакского вулканизма // Докл. АН. Науки о Земле. 2025. Т. 522. № 2. С. 32–42.

Маслов А.В. Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В. Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерагения, геологические памятники природы). Том. II. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001, 135 с.

Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология / Под ред. Б.М. Келлера, Н.М. Чумакова. М.: Наука, 1983. 183 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 377).

Ялышева А. И., Крупенин М. Т. Обстановки осадконакопления базальных толщ среднего рифея Башкирского мегантиклинория. ЕЖЕГОДНИК-2013, Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 161, 2014, с. 133–139.

РАЗРЕЗ ТАСЕЕВСКОЙ СЕРИИ В СКВАЖИНЕ ЧУНСКАЯ 1: АССОЦИАЦИИ МИКРОФОССИЛИЙ, ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ И ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ

Д.А. Горшков

Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт, Москва,
e-mail: gorshkov@vnigni.ru

В последние годы сотрудниками СНИИГГиМСа, ИНГГ СО РАН и ВНИГНИ активно разрабатывается макет схемы вендских отложений Сибирской платформы. В рамках этих исследований проводятся работы по уточнению геологического строения юго-запада платформы. Разными исследователями здесь выделяется Нижнеангарский структурно-фациальный район (Решения..., 2001; Мельников, 2018; Парасына и др., 2018), в котором установлено ряд зон. Проведение их границ связано с определенной интерпретацией распространения, возраста и объема главным образом тасеевской серии, которая также хорошо известна на Енисейском кряже, где выделены стратотипы ее свит. Эти обстоятельства послужили предметом многочисленных дискуссий и привели к необходимости поиска новых опорных разрезов за пределами стратотипической местности. В качестве одного из них предложен разрез скв. Чунская 1, расположенной в северной части Присаяно-Енисейской синеклизы. Здесь, несмотря на сокращенную мощность, тасеевская серия представлена всеми свитами: алешинской, чистяковской, мошакской и редколесной. Разрез скважины является ключевым для понимания распространения тасеевской серии и отложений, коррелируемых с ней в других районах Сибирской платформы.

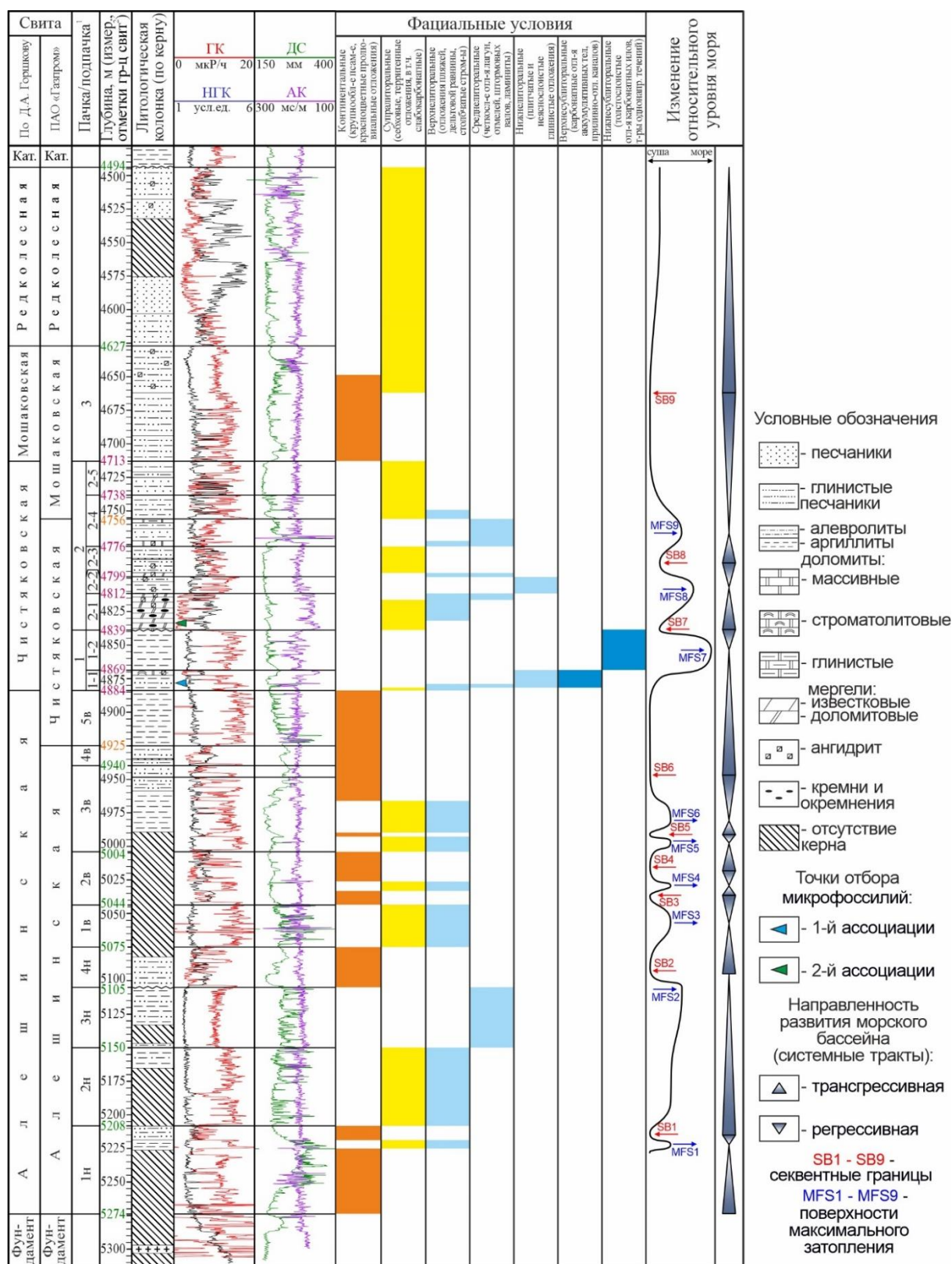


Рис. 1. Фациальная характеристика по опорной скважине Чунская 1.

¹ – Пачки 1н–4н и 1в–4в по О.В. Гутиной, 5в и 1–3 по Д.А. Горшкову.² – Глубины указаны с принятыми отбивками границ: О.В. Гутиной и Д.А. Горшковым – зеленые, О.В. Гутиной – оранжевые, Д.А. Горшковым – темно-розовые.

Керн скв. Чунская 1 исследовался литологическими, палеонтологическими, петрофизическими и геохимическими методами. Следует отметить, что специальные изотопно-геохронологические исследования по нему ранее не проводились. В рамках настоящих исследований проведен фациальный и микропалеонтологический анализы (рис.

1). Для этого были привлечены данные керн, шлама и кривых ГИС, в том числе, по другим скважинам – Абаканской 1 и Берямбинской 2, например, при характеристике нижней подсвиты алешинской свиты, пачек 1в и 2в. Выделение пачек основано на цикличности осадконакопления, отражающей фациальные условия – от континентальных до сублитторальных (Сое, 2003; Жемчугова, 2014).

В алешинской свите выделено девять пачек (рис. 1) 1н–4н для нижней подсвиты, 1в–5в – для верхней), в чистяковской и мошаконской – три. При этом, согласно предложенному варианту границ свит, последней соответствует пачка 3, завершающая цикл осадконакопления в тирском интервале. В редколесной свите расчленение на пачки не проводилось.

Фациальный анализ позволил уточнить установленное ранее строение свит тасеевской серии (Парасына и др., 2018). Для детализации условий осадконакопления, кроме литологической характеристики и кривых ГИС, были задействованы палеонтологические данные (микрофоссилии и строматолиты).

В результате проведенных исследований было подтверждено строение алешинской свиты. В ее интервале отмечаются существенно красноцветные континентальные, пролювиально-супралитторальные, а также верхне-среднелитторальные (прибрежными, дельтовые, лагунные), фации. Несколько в ином объеме представляется чистяковская свита, которая включает разнообразные бассейновые фации, без красноцветных континентальных: от супралитторальных (себховых) терригенно-карбонатно-сульфатных до относительно глубоководных – нижнесублитторальных – карбонатно-глинистых отложений. Мошаконская свита отражает преимущественно континентальные условия, которые сформировались вследствие продолжающейся регрессии. Редколесная свита сложена супралитторальными фациями.

В результате микропалеонтологических исследований обнаружены ископаемые микробиоты двух ассоциаций, различных по происхождению и составу. Приемлемая сохранность остатков позволила в большинстве случаев провести точные определения до вида.

Первая ассоциация с *Vanavarataenia insolita* – *Siphonophycus typicum* обнаружена в аргиллитах и алевролитах подпачки 1-1 и содержит в основном органостенные остатки (несколько десятков экземпляров на препарат), предположительно, хитридиомикетовых грибов *Vanavarataenia insolita* Pjatiletov и цианобактерий *Siphonophycus typicum* (Hermann) comb. Butterfield, *S. robustum* (Schopf), *S. kestron* Schopf emend. Knoll, Swett et Mark, а также более редкие акритархи ex gr. *Leiosphaeridia*. Отсутствие других характерных таксонов (родов *Oscillatoriopsis*, *Glomovertella*, *Obruchevella*) свидетельствует об обедненности ассоциации.

Вторая ассоциация с *Tinnajaphyton amplum* – *Obruchevella parva* выявлена в линзах кремней из доломитов подпачки 2-1, представлена многочисленными окремненными формами (несколько десятков экземпляров на шлиф) цианобактерий – спирально-свернутыми трихомами *Obruchevella parva* Reitlinger и однослойными нитчатыми микрофоссилиями *Urrophyton lenaicum* Kolosov и *Urrophyton* sp., бактерий (?) – скопления мелких полупрозрачных сферических образований без четких границ, а также более редкими вероятными остатками хлорококковых зеленых водорослей – крупными сфероморфными микрофоссилиями с плотной оболочкой. Примечательно, что в данной скважине, как и в скв. Берямбинской 2 (Горшков, 2020) не обнаружено привычных для этой ассоциации *Tinnajaphyton unifarium* Kolosov и *T. amplum* Yakschin.

Выделенные ассоциации позволили уточнить возраст пород чистяковской свиты. Вопреки существующим представлениям о рифейском возрасте всей тасеевской серии (Решения..., 2001) или рифей–вендском возрасте (Парасына и др., 2018) и намеренному отрицанию имеющихся вендских датировок, попачечная корреляция и таксономический состав ассоциаций свидетельствуют о принадлежности тасеевской серии к венду. Представляется корректной корреляция по скважинам южного склона Байкитской антеклизы, Ангарской зоны складок и северного борта Присяно-Енисейской синеклизы, где интервал в объеме ванаварской свиты непского горизонта соответствует большей части алешинской свиты, оскобинская свита (тирский горизонт) включает большую часть

чистяковской свиты и нижнюю часть мошаконской, нижней (терригенной) части даниловской отвечает верхняя часть мошаконской свиты и редколесная свита.

Таким образом, для понимания геологического строения и возраста тасеевской серии необходимо учитывать все имеющиеся геохронологические, палеонтологические и литологические данные.

Литература

Горшков Д.А. Вендские ассоциации микрофоссилий юго-запада Сибирской платформы: биостратиграфические и палеоэкологические аспекты // Труды палеонтологического общества. 2020. Т III. С. 90–103.

Жемчугова В.А. Резервуарная седиментология карбонатных отложений. Москва, ЕАГЕ Геомодель, 2014. 232 с.

Мельников Н.В. Венд-кембрийский соленосный бассейн Сибирской платформы. (Стратиграфия, история развития). Изд. 2-е, доп. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2018. 177 с.

Парасына В.С., Рыбальченко В.В., Гутина О.В., Худорожков В.Г., Прицан Н.В., Кононова Н.Б., Литвинова Е.А., Горшков Д.А., Козионов А.Е., Алексеев В.Д., Зайцев Ю.Г. Тасеевская серия Восточной Сибири (стратиграфия, литология, условия формирования, нефтегазоносность). М.: Изд. ВНИГНИ, 2018. С. 328.

Решение рабочего совещания // Стратиграфия и нефтегазоносность венда-верхнего рифея юго-западной части Сибирской платформы. Красноярск: КНИИГГиМС, 2001. С. 83–100.

Coe A.L. The sedimentary record of Sea-Level Change. Cambridge University Press. Vol. 1, 2003. 278 pp.

ВКЛАД МИКРОБИАЛЬНЫХ МАТОВ В ОСАДОЧНЫЕ СИСТЕМЫ БЕРЕГОВОГО СКЛОНА В ВЕНДЕ

Д.В. Гражданкин*, А.Е. Васильев

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск,

*e-mail: grazhdankindv@ipgg.sbras.ru

История современной биосферы ведет свой отсчет с «кембрийского взрыва» морфологического и экологического разнообразия 530 млн лет назад. Примерно за 100 миллионов лет до этого планета Земля вышла из состояния глубокой заморозки. Зажатый между этими двумя событиями вендский период является самым загадочным интервалом геологической летописи, который позволяет понять происхождение и миропорядок современной биосферы. Согласно одной из гипотез, «кембрийский взрыв» предопределило событие, произошедшее за 8 миллионов лет до этого, а именно – заложение кроновой группы билатерий, представители которой оказались наделенными «инженерно-конструкторскими» возможностями трансформировать экосистемы, что привело к усилению круговорота питательных веществ, форсированию процессов роста биоразнообразия, наращиванию биомассы, укрупнению размеров тела организмов. В рамках этой гипотезы предложена концепция «агрономической революции», объясняющая события и явления, произошедшие на рубеже венда и кембрия, как следствие вытеснения микробиальных субстратов биоперемешанными осадками. Предполагается, что микробиальные субстраты играли системообразующую роль в экологии и/или сохранности вендской макробиоты. Концепция «агрономической революции» предполагает три сценария: (1) **массовое вымирание** вендской биоты в результате природной катастрофы; (2) **биологическое замещение** вендской биоты вследствие возникновения новых типов экологических взаимодействий – хищничества, биотурбации осадка и конкуренции за пищевые ресурсы; (3) тафономический артефакт – не было вымирания организмов, вместо этого сменились условия, которые прежде отвечали за сохранность мягких тканей, образно выражаясь «закрылось тафономическое окно» в мир мягкотелых организмов (**гипотеза Чеширского кота**).

С целью проверки этих гипотез проведен послойный фациальный анализ разрезов верхнего венда в береговых обрывах Зимних гор (Зимний берег Белого моря). Разрезы являются стратотипическими для ергинских слоев мезенской свиты валдайской серии, здесь выявлено высокое количественное и таксономическое разнообразие ископаемых организмов, а также установлен уровень последнего появления (*last appearance datum*) в геологический летописи руководящих таксонов мягкотелой биоты беломорского типа, что позволяет рассматривать разрезы в качестве опорных для установления глобального стратотипа верхней границы предлагаемого международным стратиграфическим сообществом беломорского яруса эдиакария. Результаты фациально-генетического анализа позволяют интерпретировать ергинские слои как результат функционирования осадочной системы берегового склона, в составе которой различаются пять фациальных ассоциаций: прибрежные морские, берегового склона (нижнего, среднего и верхнего) и прибрежные неморские. Ископаемые остатки мягкотелых макроорганизмов в изученных разрезах демонстрируют узкую фациальную приуроченность к прибрежно-морским обстановкам внутреннего шельфа, обстановкам верхнего берегового склона и прибрежным неморским обстановкам приливно-отливных равнин. Стратиграфический интервал распространения ископаемых остатков макроорганизмов совпадает с распространением ископаемых микробиальных субстратов.

Изучено морфологическое разнообразие и установлен таксономический состав комплексов органостенных микрофоссилий в каждом изученном образце. Установлено 21 видов и 9 родов: *Leiosphaeridia atava*, *L. crassa*, *L. jacutica*, *L. minutissima*, *L. tenuissima*, *Tynnina precamblica*, *Majaphyton antiquum*, *Arctacellularia tetragonala*, *Oscillatoriopsis vermiformis*, *O. obtusa*, *O. amadeus*, *O. longa*, *Rugosopsis latus*, *R. tenuis*, *Siphonophycus thulenema*, *S. typicum*, *S. kestron*, *S. solidum*, *Polytrichoides lineatus*, *Zinkovioides inclusis*, *Z. perforata*. На основании предполагаемой биологической природы микрофоссилий проведена реконструкция палеоэкологических особенностей ориктоценозов микробиальных сообществ. Ископаемые микроостатки демонстрируют неравномерное распределение в изученных разрезах, выявлены уровни, охарактеризованные большим количеством органического материала; уровни со сравнительно обедненным комплексом; а также уровни с полным отсутствием органостенных остатков. По результатам иерархического кластерного анализа органостенных микрофоссилий выявлены две биофаии, одна из которых приурочена к прибрежно-морским обстановкам внутреннего шельфа, а также охватывает обстановки, переходные между внутренним шельфом и нижним береговым склоном. Другая биофаия характеризует обстановки берегового склона и приливно-отливных равнин.

Количественно и таксономически наиболее богатые ископаемые сообщества микроорганизмов приурочены к тем же стратиграфическим уровням, что и наиболее богатые (как количественно, так и таксономически) ископаемые сообщества животных. Мощные интервалы разрезов, сложенные тонкослоистыми глинами, содержат относительно небольшое количество захороненных органостенных остатков, тогда как наибольшее количество органостенных остатков приурочено к маломощным прослоям глин, переслаивающимся с прослоями и пластами алевролитов и песчаников. Стратиграфический интервал распространения ископаемых микробиальных субстратов в изученных разрезах ергинских слоев не совпадает с интервалом распространения органостенных остатков ископаемых дерновин (фрагментов микробиальных матов), но совпадает с интервалом распространения ископаемых остатков мягкотелых организмов. Наблюдается пиритизация ископаемых остатков как бентосных, так и планктонных микроорганизмов, наиболее широко развитая в обстановках берегового склона, охарактеризованных представителями рода *Zinkovioides*, которые интерпретируются как сульфат-редуцирующие бактерии.

Таким образом, (1) фоссилизация микробиальных субстратов (матов) в береговой зоне в вендское время не была повсеместной, а определялась сочетанием определенных

тафономических условий, которые остаются слабо изученными и которые, судя по всему, не отличались от условий, обусловивших фоссилизацию мягкотелых организмов; (2) уровень последнего появления ископаемых остатков мягкотелых макроорганизмов беломорского типа в изученных разрезах ергинских слоев не связан с экологическим вытеснением микробиальных субстратов роющими билатериями, но отвечает закрытию тафономического окна, которое не связано с микробиальным субстратом.

Исследования выполнены за счет гранта Российского научного фонда № 23-17-00202.

ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ НА АНАБАРСКОМ ЩИТЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА, СВИДЕТЕЛЬСТВУЮЩИЕ О РАСПАДЕ ПАЛЕОКОНТИНЕНТА РОДИНИЯ

Н.И. Гусев^{1,*}, С.Г. Скублов²

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, *e-mail: nikolay_gusev@karpinskyinstitute.ru

² Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

При массовом U–Pb датировании (SHRIMP II) метаморфических пород Анабарского щита особо ценными являются конкордантные данные высокой степени вероятности. Конкордантные возрасты указывают на закрытую систему с момента кристаллизации циркона, тогда как дискордантные значения предполагают нарушения изотопной системы, связанные с частичной потерей Pb, что усложняет интерпретацию U–Pb возрастов циркона. Потеря Pb в цирконе, часто связана с взаимодействием флюида с породой, метаморфизмом и химическим выветриванием, что создает значительные проблемы в U–Pb геохронологии. Взаимодействие флюида с минералом может привести к дискордантности, когда изотопные данные, полученные по отношениям $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, не совпадают, что указывает на подвижность Pb (или U). Распознавание и минимизация последствий потери Pb являются важными для восстановления точного возраста первичной породы, но и сама потеря Pb может быть информативной для определенных геологических процессов.

Дискордантные значения, по которым удавалось построить линию регрессии на диаграммах Аренса–Везерила, в первую очередь использовались для определения возраст закрытия системы, обычно в связи с прекращением кристаллизации циркона в магматической или метаморфической породе, что фиксировалось по верхнему пересечению линии дискордии с конкордией. По мере накопления результатов изотопного датирования стали привлекать внимание нижние пересечения дискордии. Для архейских пород наиболее часто нижние пересечения с конкордией показывали значения возраста 2000–1900 млн лет, что объясняется широко проявленным палеопротерозойским гранулитовым метаморфизмом пород. Иногда нижнее пересечение линии дискордии имеет значение около 0 млн лет, что свидетельствует об изменении изотопной системы современными процессами химического выветривания.

Нижние пересечения линии регрессии с конкордией, показывающие промежуточный возраст между палеопротерозойским и нулевым, встречаются часто. Обычно эти пересечения имеют большое среднеквадратичное отклонение и рассматривались как не имеющие геологического смысла. Однако, часть из них, преимущественно средне-позднерифейского возраста, проявленные в палеопротерозойских породах Котуйкан-Монхолинской зоны и Хапчанского пояса, реже в архейских граулитах Далдынской глыбы, на наш взгляд связаны с глобальными тектоно-магматическими событиями.

На основании палеореконструкций в рифее Сибирь входила состав суперконтинента Родиния, сборка которого произошла в результате орогенных событий между 1300 и 900 млн лет (Li et al., 2008). Спустя 40–60 млн лет под действием суперплюма начались деструктивные процессы с широким развитием рифтогенного магматизма, завершившиеся образованием Палеоазиатского океана около 570 млн лет назад (Ярмолюк, 2019). Нижние пересечения дискордий указывающие на потери свинца в диспазоне 1164–609 млн лет (табл. 1) вероятно связаны рифтогенными термо-флюидными процессами. Прямых

свидетельств рифтогенного магматизма этого возраст пока не много. Так, в западной части Анабарского щита для долеритов из дайки котуйканского комплекса на правом берегу р. Котуйкан, в 1.3 км ниже устья р. Вюрбюр Sm–Nd возраст по минеральной изохроне Pl–Crх–Am–WR составил 1017 ± 30 млн лет (Липенков и др., 2015), что по времени может совпадать с началом распада суперконтинента Родиния (Li et al., 2008).

Таблица 1. Дискордантные U–Pb датировки циркона (SHRIMP II) на Анабарском щите

№ п/п	Проба	Порода, возраст	Параметры дискордии		Источник, публикация
			Нижнее пересечение (млн лет)	Верхнее пересечение (млн лет)	
Котуйкан-Монхолинская зона					
1	150	Анортозиты, PR ₁	667±260	1969±15	Гусев, 2013
2	160	Гранитогнейсы, PR ₁	665±100	1963±100	Гусев, 2013
3	161	Санукитоиды, AR ₂	907±240	2713±9	Гусев, 2013
4	500a	Гранитогнейсы, PR ₁	712±90	1899±14	Гусев, 2013
Далдынская глыба					
5	166	Амфиболиты, AR ₂	780±200	2050±41	Гусев, 2013
6	750	Плагингнейы, AR ₂	788±110	2944±8	Неопубл. данные
Хапчанская зона					
7	308б	Гранитогнейсы, PR ₁	1038±250	2083±25	Гусев, 2013
8	355д	Кристаллосланцы, PR ₁	609±200	1898±5	Гусев и др., 2024
9	650	Гранатовые гнейсы, PR ₁	751±270	1979±20	Неопубл. данные
10	672	Метамонцогаббро, PR ₁	806±400	1991±23	Гусев, 2013
11	706	Горнблендиты, PR ₁	1164±330	2039±29	Гусев и др., 2025
12	823	Гранатовые гнейсы, PR ₁	709±170	1979±14	Gusev et al., 2020
13	882-1	Метатоналиты, PR ₁	969±300	2020±18	Неопубл. данные
14	1039-1	Гранатовые гнейсы, PR ₁	932±460	2103±39	Неопубл. данные
15	822013	Кальцифры, PR ₁	984±50	1954±17	Скублов и др., 2025

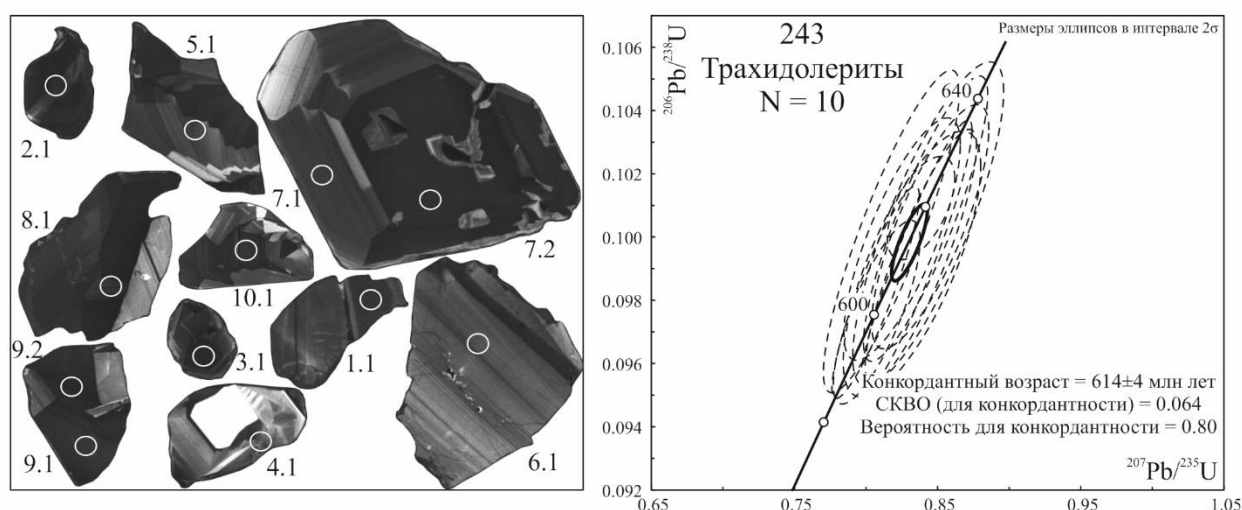


Рис. 1. Католюминесцентные изображения циркона с точками датирования и диаграмма $^{207}\text{U}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ для трахидолеритов (пр. 243). N – количество анализов. Окружностями обозначены участки анализа циркона, диаметр кратера составляет ~ 20 мкм.

Недавно, в восточной части Анабарского щита позднерифейский U–Pb возраст (рис. 1) получен для дайки трахидолеритов в левом борту р. Мал. Куонамка между устьями ее правых притоков рр. Хапчан и Хохой. Дайка прорывает известковистые песчаники котуйканской свиты нижнего рифея. Трахидолериты содержат порфиновые выделения клинопироксена

(25%) замещенного актинолитом и пумпелиитом. Плагноклаз (Ap_{55}) преобладает в породе (50%), в интерстициях отмечается титаномагнетит (10%), кварц (5–7%), апатит (2%), вторичный хлорит (10%). Монофракция циркона представлена обломками крупных зерен таблитчатой формы в катодолуминесценции иногда с тонкой ритмичной и секториальной зональностью (рис. 1), что характерно при кристаллизации в расплаве. По 10 анализам U–Pb возраст циркона составил 614 ± 4 млн лет, соответствующий позднему рифею (рис. 1). Присутствие базитовых даек возрастного диапазона 1017–614 млн лет вероятно связано с процессами рифтогенного раскола Родинии и началом отделения Сибирского кратона от этого суперконтинента. Термофлюидные процессы, сопровождающие базитовый магматизм этого возрастного диапазона, местами были настолько интенсивными и масштабными, что оказывали воздействие на U–Pb изотопную систему циркона в породах Анабарского щита в виде потерь свинца, которые на диаграмме Аренса–Везерилла дают нижние пересечения дискордии $1164 \pm 330 - 609 \pm 200$ млн лет (табл. 1).

Работа выполнена в рамках темы государственного задания ИГГД РАН (FMUW-2022-0005).

Литература

Гусев Н.И. Анабарский щит Сибирского кратона: вещественный состав, геохимия, геохронология. Saarbrücken: LAMBERT Academic Publ. 2013. 188с.

Гусев Н., Романова Л., Скублов С. Геохимия и возраст циркона из аккреционной олистостромы хапчанской серии Анабарского щита // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: мат. XIV Межд. науч.-практ. конф., посв. 300-летию РАН и 100-летию золотодобывающей промышленности РС(Я), 26–29 марта 2024 г. Якутск: Изд. дом АН РС(Я), 2024. С. 307–313.

Гусев Н.И., Романова Л.Ю., Скублов С.Г. Ультрамафиты ОИВ-типа в Хапчанском орогенном поясе Анабарского щита // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России [Электронный ресурс]: материалы XV Международной научно-практической конференции «Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России», 2025 г. / [Отв. ред. В.Ю. Фридовский]. – Якутск: Издательский дом Академии наук РС(Я), 2025. В печати.

Липенков Г.В., Мащак М.С., Кириченко В.Т. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Анабарская. Лист R-48 – Хатанга. Объяснительная записка СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ. 2015. 398 с.

Скублов С.Г., Гусев Н.И., Акимова Е.Ю. и др. Изотопно-геохимические характеристики циркона при реконструкциях скрытых эндогенных процессов. 2025. Настоящий сборник.

Ярмолук В.В., Дегтярев К.Е. Докембрийские террейны Центрально-Азиатского орогенного пояса: сравнительная характеристика, типизация и особенности тектонической эволюции // Геотектоника. 2019. №1. С. 3–43.

Gusev N.I., Sergeeva L.Yu., Skublov S.G. The application of detrital zircon dating in constraining the depositional time-frame of the sedimentary protolith of the Daldyn Group quartzite, Anabar Shield, Russia // Geosciences. 2020. 10. 208; doi:10.3390/geosciences10060208

Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S. et al. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis // Precambrian Res. 2008. V.160. P. 179–210.

РАЗНООБРАЗИЕ МЕТАЗОЙ В РАННЕКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

О.В. Дантес^{1,2,*}, К.Е. Наговицин¹

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, *e-mail: 1429olga@gmail.com

² Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН

Эволюция организмов на границе докембрия–кембрия всегда привлекала внимание, поскольку в этот промежуток времени происходило формирование основных филетических стволов билатерий и закладывалась основа экосистем фанерозойского типа (Cabej, 2019). Смена условий обитания и формирование новых планов строения животных непосредственно связаны между собой. Согласно теории M.G. Mangano и L.A. Buatois (2014) формирование экологических условий фанерозойского типа происходило до массового появления животных с фанерозойским типом строения. Понимание темпов эволюции и скорости формирования животных позволяет выделять наиболее важные события, которые привели к становлению современных экологических взаимоотношений. Благодаря изучению изменчивости морфологии на границе докембрия–кембрия возможно сделать выводы о наиболее устойчивых чертах. Наличие таких черт способствует быстрому освоению новых экологических ниш.

В работе рассмотрены два раннекембрийских комплекса органостенных микрофоссилий: 1) чускунский органостенный комплекс и 2) комплекс из скважин Серкинской площади (далее серкинский органостенный комплекс).

Чускунский комплекс описан из чускунской свиты кессюсинской серии Оленекского поднятия Сибирской платформы. В составе кессюсинской серии выделены три свиты (снизу вверх): сыаргалахская, маттайская, чускунская. В кровле маттайской свиты выше уровня первого появления томмотских моллюсков *Aldanella attleborensis* Shaler et Foerste и *Watsonella crosbyi* Grabau были обнаружены прослои вулканических туфов. U–Pb возраст цирконов, извлеченных из этих туфов, составил 529.7 ± 0.3 млн лет (Kaufman et al., 2012; Nagovitsin et al., 2015). Чускунская свита перекрывается еркекетской свитой, нижняя часть которой (до 11 м) относится к томмотскому ярусу (зона *Dokidocyathus regularis*–*Dokidocyathus lenaicus*), а верхняя – к атдабанскому (зона *Profallotaspis jakutensis*) (Коровников, 2002). Данное стратиграфическое положение позволяет считать ориктоценоз чускунской свиты одним из древнейших в мире местонахождений ископаемых остатков животных в органостенной сохранности.

Серкинский органостенный комплекс выделен из керна скважин Серкинской площади (скв. S-VII, гл. 106.8 м; скв. S-VIII, гл. 182 м) Мунского поднятия, в 400 км южнее Оленекского поднятия. В этом районе нижняя преимущественно карбонатная часть разреза выделена в кессюсинскую свиту. В верхней части свиты вскрыт пласт аргиллитов, из которого отобраны образцы на микропалеонтологическое изучение. Выше залегает эмяксинская свита. На геологической карте смежной территории (листы Q-51-VII, VIII) эмяксинская свита характеризуется находками трилобитов *Triangulaspis meglitzkii* (Toll), *Pagetiellus lenaicus* (Toll) атдабанского яруса нижнего кембрия (Пищальников и др., 2020). Согласно принятой Региональной стратиграфической схеме (Сухов и др., 2021) в соседней Муно-Оленекской структурно-фациальной области в нижней части эмяксинской свиты обнаружена верхневендская мелкораковинная фауна зоны *Purella antiqua* (Сухов и др., 2016). Таким образом, возраст серкинского комплекса может отвечать возрастному интервалу от зоны *Purella antiqua* немакит-далдынского яруса позднего венда до томмотского яруса нижнего кембрия. Следовательно, серкинский комплекс органостенных остатков близок по возрасту к чускунскому или несколько древнее его.

Из отложений чускунской свиты были выделены разнообразные группы животных: скалиды приапулид, зониты (метамерные фрагменты) киноринх, возможные лорики лорицифер, кутикулярные покровы шипов лобопод, органостенная составляющая раковины томмотииды, хеты хетогнат, склериты виваксий, возможные полухордовые,

которые представлены перистожаберными и кишечнодышащими. Помимо хорошо идентифицируемых представителей также имеется большое количество конусовидных микрофоссилий (шипов), которые отличаются по морфологии и скорее всего принадлежали различным представителям. Многообразие органостенных остатков чускунской биоты позволяет описывать данное местонахождение как консерват-лагерштетт «типа микро-Берджесс Шейл». Количественная ограниченность скважинного материала серкинского комплекса не позволяет говорить о лагерштатте, однако и здесь нами были выделены органостенные остатки животных: многочисленные фрагменты кутикул, покрытые мелкими шипами, конусовидные выросты со сложной морфологией (шип с концентрической структурой, с ярко выраженным корневым выростом, шипы с крючками на концах), скалиды и склериты приапулид, остатки возможных перистожаберных (*Sokoloviina*), а также сложные структуры, идентифицируемые как гнатобазы (выросты на ходильных конечностях, предназначенные для питания животными, обитающими в осадке). Несмотря на интервал возрастной неопределенности серкинский комплекс сопоставим с чускунской биотой и также может быть одним из наиболее древних комплексов, содержащих такое разнообразие.

Ранее из докембрийских отложений уже были описаны следы зарывания и ползания в осадке (*Rusophicus*, следы ползания приапулидо-подобных организмов) (Nagovitsin et al., 2015; Kesidis et al., 2019; Turk et al., 2024). Мелкораковинная фауна (SSF) в раннем кембрии, в свою очередь, представлена клаудинами, моллюсками, и большим количеством мелких фрагментов, которые могли относиться к остаткам губок, халькиерид, брахиопод, иглокожих и возможных предков членистоногих (Slater and Bohlin, 2022). Некоторые конусовидные шипы интерпретируются как остатки лобопод (Kovar and Fatka, 2025) и хватательные щетинки хетогнат (Slater and Bohlin, 2022). Исходя из представленных остатков, можно предположить, что животные фильтраторы и хищники начинали занимать свои экологические ниши в раннем кембрии, однако большая часть остатков SSF остается проблематичными. В ориктоценозе чускунской свиты уже явно представлены детритофаги (скалиды приапулид), фильтраторы (трубки *Sokoloviina*, томмотииды), хищники (хеты хетогнат и часть шипов, которые могли быть использованы для нападения), также представлена мейобентосная фауна (остатки киноринх и лорицифер). Органостенные остатки из скважин Серкинской площади дополняют эту картину. Наличие фрагментов гнатобаз свидетельствует о наличии дуорофагии (питание животными, с жесткими покровами), так же представлены детритофаги (скалиды приапулид), фильтраторы (трубки *Sokoloviina*). Наличие кутикулярных фрагментов, покрытых мелкими выростами, позволяет предположить наличие хищников и, как следствие, развитие защитных покровов. Шипы с различной морфологией могли быть использованы для осязания (шип с пористой структурой, шип с корнем) и нападения (шипы с острым загнутым кончиком). Наличие шипов со сложной (пористой) структурой, которая у современных животных сопряжена со сложной иннервацией (Gorb, 2001), также свидетельствует о достаточно развитой нервной системе изучаемых беспозвоночных (Hsieh et al., 2022).

Ориктоценозы Оленекского поднятия и скважин Серкинской площади свидетельствуют о наличии экологических ниш фанерозойского типа в самом основании кембрия и сформированности стволовых групп линияющих беспозвоночных, лофотрохозой и вторичноротых животных. Возраст данных отложений позволяет предположить, что формирование животных с фанеройзоским типом строения происходило достаточно быстро, так как в более древних отложениях не наблюдается такое разнообразие форм.

Исследования проведены при финансовой поддержке проекта РНФ № 23-17-00202.

Литература

Коровников И.В. 2002. Новые данные по биостратиграфии нижнего и среднего кембрия Северо-Востока Сибирской платформы (разрез р. Хорбосуоя, Оленекское поднятие) // Геология и геофизика. Т. 43. С. 826–836.

Пищальников В.И., Салихов Р.Ф., Зарубин В.В., Пушко П.Б. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Нижневиллюйская. Лист Q-51-VII, VIII (Куонара). Объяснительная записка. 2020. 90 с.

Сухов С.С., Пегель Т.В., Шабанова Ю.Я. Региональная стратиграфическая схема кембрийских отложений Сибирской платформы. Объяснительная записка: Решения Всероссийского стратиграфического совещания по разработке региональных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Сибири (Новосибирск, 2012) (Кембрий Сибирской платформы). Новосибирск: СНИИГГиМС. 2021. 60 с.

Сухов С.С., Шабанова Ю.Я., Пегель Т.В. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Кембрий Сибирской платформы. В 2 т. Том 1. Новосибирск: СНИИГГиМС. 2016. 497 с.

Cabej N.R. Epigenetic Mechanisms of the Cambrian Explosion. Elsevier Inc, 2019. 240 p.

Gorb S. Attachment Devices of Insect Cuticle. Kluwer Academic Publishers: Dordrecht, 2001. 314 p.

Hsieh S., Plotnick R.E., Bush A.M. The Phanerozoic aftermath of the Cambrian information revolution: sensory and cognitive complexity in marine faunas // *Paleobiology*. 2022. V. 48. P. 397–419.

Kaufman A.J., Peek S., Martin A.J., Cui H., Grazhdankin D., Rogov V., Xiao S., Buchwaldt R., Bowring S. A shorter fuse for the Cambrian explosion? // *Geological Society of America Abstracts with Programs*. 2012. V. 44. P. 326.

Kesidis G., Slater B.J., Jensen S., Budd G.E. Caught in the act: priapulid burrowers in early Cambrian substrates // *Proceedings of the Royal Society B: Biological Sciences*. 2019. V. 286. 20182505.

Kovář V., Fatka O. The first record of Hallucigenia-like lobopodians from the lower Jince Formation (Cambrian, Miaolingian) of the Příbram–Jince Basin // *Swiss Journal of Palaeontology*. 2025. V. 144. № 38. P. 1–13.

Mángano M.G., Buatois L.A. Decoupling of body-plan diversification and ecological structuring during the Ediacaran–Cambrian transition: evolutionary and geobiological feedbacks // *Proceedings of the Royal Society B: Biological Sciences*. 2014. V. 281. P20140038.

Nagovitsin K.E., Rogov V.I., Marusin V.V., Karlova G.A., Kolesnikov A.V., Bykova N.V., Grazhdankin D.V. Revised Neoproterozoic and Terreneuvian stratigraphy of the Lena-Anabar Basin and north-western slope of the Olenek Uplift, Siberian Platform // *Precambrian Res.* 2015. V. 270. P. 226–45.

Slater B.J., Bohlin M.S. Animal origins: The record from organic microfossils // *Earth-Science Reviews*. 2022. V. 232. 104107.

Turk K.A., Pulsipher M.A., Mocke H., Laflamme M., and Darroch S.A.F. 2024. *Himatiichnus mangano* gen. et sp. nov., a scalidophoran trace fossil from the late Ediacaran of Namibia // *Royal society open science*. 2024. V. 11. 240452.

ТАКСОНОМИЯ И МОРФОЛОГИЯ ПЕРОВИДНЫХ ИСКОПАЕМЫХ (FRNDOMORPHA)

В.Д. Десяткин^{1,*}, Д.В. Гражданкин¹

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, *e-mail: desyatkinVD@ipgg.sbras.ru

Несмотря на более чем семидесятилетнюю историю систематического изучения эдиакарской биоты наше понимание морфологии, палеоэкологии, и, следовательно, таксономии макроостатков верхнего докембрия остается проблемным. Мы столкнулись с этим при изучении ископаемых остатков группы Frondomorpha (Arboreomorpha) из отложений нижней подсвиты ёргинской свиты валдайской серии венда Восточно-Европейской платформы — перовидных организмов, внешне напоминающих некоторых современных представителей Pennatulacea. Работа с публикациями и тщательное изучение

накопленного с конца 1950-х годов материала заставили нас пересмотреть существующее понимание морфологии, таксономии и стратиграфического распространения этой группы.

Первое описание перовидных было опубликовано Т.Д. Фордом в 1958 году. Остатки *Charniodiscus concentricus* Ford из местонахождения Чарнувдский лес (мапвельские слои докембрия Англии) изначально были описаны как дисковидная часть *Charnia* (Ford, 1958). В ранних публикациях Форд подтверждал изначальное понимание *Ch.* в объеме дисковидного органа (Ford 1963, 1968). Позднее М. А. Глэсснер опубликовал описание ископаемого перовидного в местонахождении Флиндерс (эдиакарская свита эдиакария хребта Флиндерс), включив его в род *Rangaea* Gürich — *R. arborea* (Glaessner, Daily, 1959). После изучения дополнительных материалов М.А. Глэсснер и М. Уэйд выделили новый род *Arborea* и установили в качестве типового вида ранее описанный *R. arborea* (Glaessner, Wade, 1966). При этом ранее М. Глэсснер в статье 1959 года обсуждал возможное родство *R.* и *Ch.*, указывая на их общую схожесть с представителями современных Pennatulacea. Только после обзорной статьи Р. Дженкинса и Д. Гелинга *Ch.* стали воспринимать как перовидные организмы с дисковидным органом прикрепления. В состав *Ch.* вошли не только *Ch. concentricus* и *A. arborea*, но и *R. longa*, которую М. Глэсснер и М. Уэйд не включали в состав рода *A.* (Jenkins, Gehling, 1977). Дженкинсом и Гелингом была установлена таксономическая общность почти всех перовидных остатков. Однако, в последние 20 лет в связи с открытием ньюфаундлендских и переизучением австралийских находок перовидных организмов, их систематика была вновь серьезно пересмотрена и род *A.* был выведен из младших синонимов *Ch.* (Laflamme et al., 2004; Laflamme et al., 2018). Род *A.*, объединяющий виды, выделенный на австралийском материале недавно был дополнен таксонами из Южного Китая и Ньюфаундленда (Wang et al., 2020; Pérez-Pinedo et al., 2022). Примечательна недавняя работа К. Граймс, посвященная описанию таксона *Acrophyllas longa*, который был описан по образцам, изначально понимаемым Глэсснером и Уэйд как *R. longa* (Grimes et al., 2023). Многие из авторов отмечали проблемы, накопившиеся в вопросах таксономии группы перовидных (Laflamme et al., 2018; Grimes et al., 2023).

Обзор истории исследований подмечает сложившуюся за почти семьдесят лет множественность интерпретаций ископаемых остатков и непостоянство систематики перовидных. Мы считаем, что причинами этой вариативности являются изначальная слабая изученность материала и неподходящие для установления таксонов голотипы. Полный голотип *Ch. concentricus* Ford в общем виде представляет собой пероподобный организм с дисковидным прикрепительным органом. Однако более подробную морфологию организма не удастся надежно установить из-за общей плохой сохранности голотипа. Наблюдаемые наложения друг на друга мягких тканей интерпретируют как последствия разрыва тканей или как наложения нескольких лепестков. Неясна связь перовидной части и прикрепительного органа. Рельеф некоторых морфоструктур, по-видимому, изменен т.н. «игрой излома», которая усложнила их диагностику. Плохая сохранность образца не позволяет убедительно доказать ту или иную природу наблюдаемых структур. Голотип австралийского *A. arborea* (Glaessner), 1959 представлен фрагментарным остатком плохой сохранности предположительно перовидной части. Соотнесение морфологии голотипа с остальными остатками требует большого количества допущений; многие диагностические признаки рода не наблюдаются на голотипе (Glaessner, Wade, 1966). Поэтому мы считаем, что роды *Ch.* и *A.* необходимо рассматривать в пределах их собственных голотипов, оставляя почти все перовидные остатки без таксономической привязки.

Мы учли эту проблему при ревизии морфологии и таксономии перовидных остатков из местонахождения Зимние горы (ёргинская свита валдайской серии венда ВЕП). Впервые они были описаны Д. В. Борхвардтом и Л. А. Несовым в 1999 году как *Ch. yorgensis* (Борхвардт и Несов, 1999). Форма сохранности и наблюдаемая морфология этих остатков существенного отличаются от таковых из других местонахождений. Объемные сложносоставные пиритизированные отпечатки и слепки модульной перовидной части сохранились в толще песчаника в прижизненном положении. Пиритизация затронула почти

все морфоструктуры, особенно вторичные пластинчатые элементы (Иванцов, 2016), что позволило использовать метод рентгеновской микротомографии для реконструкции морфологии и биостратигии этих остатков (Калоян и др., 2017). Нами обнаружено более сложное строение осевой части и вторичных элементов, удалось уточнить характер заполнения осевой части осадком. По нашему мнению, модели морфологии и захоронения ёргинских перовидных наиболее близко соотносятся с такового кембрийского рода *Thaumaptilon* Conway Morris, 1993 из местонахождения Walcott Quarry (формация Стефен среднего кембрия Скалистых гор), который также является модульным перовидным организмом. Как и у ёргинских перовидных, в морфологии *Th.* нами было отмечено схожее подразделение осевой части на отдельные сегменты, строение боковых лопастных элементов и, предположительно, органа прикрепления.

Ранее, рядом исследователей уже отмечалось морфологическое сходство некоторых эдиакарских и кембрийских организмов. Так, например, на основании морфологического сходства *Ch.* и *Th.* были предложены гипотезы о характере питания эдиакарских перовидных (Laflamme et al., 2004; Laflamme et al., 2018). Однако в таксономии оно не нашло своего отражения и группы *Frondomorpha* и *Arboreomorpha* как правило не включают в себя таксон *Th.* (Erwin et al., 2011). Необходимо отметить, что *Th.* был подробно изучен в контексте гипотезы об «эдиакарских выживших», которая предполагает существование некоторых эдиакарских таксонов в кембрии (Conway-Morris, 1993b; Hoyal Cuthill, 2022). Основываясь на схожей морфологии перовидных организмов эдиакария и кембрия, их возможном существовании в экосистемах кембрия, проблемной диагностике родов *Ch.* и *A.*, мы считаем, что ископаемые перовидные из ёргинской свиты следует считать представителями рода *Thaumaptilon* — *Th. yorgensis* (Borkhvardt et Nessonov), 1999.

Исследование было проведено при поддержке Российского научного фонда (грант № 23-17-00202).

Благодарим проф. Чжана Синляна из Северо-Западного университета в Сиане, КНР, за возможность изучения образцов в томографе.

Литература

- Борхвардт Д.В., Несов Л.А. Новые находки остатков многоклеточных организмов венда (докембрий) на Зимнем берегу Белого моря // Труды Зоол. ин-а РАН. 1999. Т. 217. С. 50–57.
- Иванцов А.Ю. Реконструкция *Charniodiscus yorgensis* (макробиота венда Белого моря) // Палеонтологический журнал. 2016. № 1. С. 3–13.
- Калоян А.А., Коваленко Е.С., Пахневич А.В., Подурец К.М. Шкала контрастности минералов для нейтронной томографии палеонтологических и геологических объектов // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 11. С. 1805–1811.
- Conway-Morris S. Ediacaran-Like Fossils in Cambrian Burgess Shale-Type Faunas of North America // *Palaeontology*. 1993. V. 36. № 3. 593–635.
- Erwin D. H., Laflamme, M., Tweedt, S.M., Sperling, E.A., Pisani, D., Peterson, K.J. The Cambrian conundrum: early divergence and later ecological success in the early history of animals // *Science*. 2011. V. 334. № 6059. P. 1091–1097.
- Ford T.D. Pre-Cambrian Fossils from Charnwood Forest // *Proc. Yorkshire Geol. Soc.* 1958. V. 31. № 8. P. 211–217.
- Ford T.D. The Pre-Cambrian Fossils of Charnwood Forest // *Trans. Leicester Lit. & Phil. Soc.* 1963. V. LVI. P. 57–62.
- Ford T.D. The Precambrian Palaeontology of Charnwood Forest / *The Geology of the East Midlands*. 1968. P. 12–14.
- Glaessner M.F., Daily B. The Geology and Late Precambrian Fauna of the Ediacara Fossil Reserve // *Rec. of the S. Aus. Mus.* 1959. V. 13. № 3. P. 369–401.
- Glaessner M.F., Wade M. The Late Precambrian Fossils from South Australia // *Palaeontology*. 1966. V. 9. № 4. P. 599–628.

- Grimes K.F., Narbonne G.M., Gehling J.G., Trusler P.W., Dececchi T.A. Elongate Ediacaran fronds from the Flinders Ranges, South Australia // *J. Paleont.* 2023. V. 98. № 2. P. 249–265.
- Jenkins R.F., Gehling J.G. A Review of the Frond-Like Fossils of the Ediacara Assemblage // *Rec. of the S. Aus. Mus.* 1977. V. 17. № 23. P. 347–359.
- Hoyal Cuthill J. F. Ediacaran survivors in the Cambrian: suspicions, denials and a smoking gun // *Geol. Mag.* 2022. V. 159. № 7. P. 1210–1219.
- Laflamme M., Narbonne G.M., Anderson M.M. Morphometric Analysis of the Ediacaran Frond Charniodiscus from the Mistaken Point Formation, Newfoundland // *J. Paleont.* 2004. V. 78. № 5. P. 827–837.
- Laflamme M., Gehling J.G., Droser M.L. Deconstructing an Ediacaran frond: three-dimensional preservation of Arborea from Ediacara, South Australia // *J. Paleont.* 2018. V. 92. № 3. P. 323–335.
- Pérez-Pinedo D., McKean C., Taylor R., Nicholls R., McIlroy D. Charniodiscus and Arborea Are Separate Genera Within the Arboreomorpha: Using the Holotype of C. concentricus to Resolve a Taphonomic/Taxonomic Tangle // *Frontiers in Earth Sc.* 2022. V. 9. P. 1–14.
- Wang X., Pang K., Chen Zh., Wan B., Xiao Sh., Zhou Ch., Yuan X. The Ediacaran frondose fossil Arborea from the Shibantan limestone of South China // *J. Paleont.* 2020. V. 94. № 6. P. 1034–1050.

К ВОПРОСУ О СТРАТИГРАФИЧЕСКОМ ЗНАЧЕНИИ ВЕНЧАЮЩИХ КАРБОНАТОВ

А.В. Драздова*, С.В. Рудько

Геологический институт РАН, Москва, *e-mail: annadrazd@gmail.com

Венчающими доломитами принято называть нижнюю часть венчающих карбонатов – слоя, сложенного известняками и/или доломитами, непосредственно залегающими на ледниковых отложениях неопротерозойского возраста. На сегодняшний день распространено мнение о том, что неопротерозойская эра была отмечена тремя значимыми оледенениями: Стерт (~720–660 млн лет), Марино (~650–635 млн лет) и Гаскье (580 млн лет) (Hoffman and Li, 2009). На основании очевидных различий венчающих карбонатов, расположенных над ледниковыми отложениями оледенений Марино и Стерт, было предложено использовать этот слой в качестве стратиграфического маркера (Kennedy, 1998). Особенно велико стратиграфическое значение венчающих доломитов оледенения Марино: оно закреплено в Международной хроностратиграфической шкале (Knoll et al., 2004) в качестве подошвы эдиакария. Существуют также сообщения о находках венчающих доломитов над отложениями оледенения Гаскье, однако они развиты значительно более слабо и не имеют выраженного стратиграфического значения (Wang et al., 2023).

Использование литологических характеристик пород для корреляции закономерно вызывает много вопросов. Существует ряд примеров, бросающих тень на этот метод. Как правило, противоречие литологических характеристик венчающих карбонатов и данных, полученных с помощью датировок цирконов, интерпретируется как однозначный аргумент против использования венчающих карбонатов в качестве геостратиграфических маркеров (Corsetti and Lorentz, 2006).

Однако в свете новых исследований некоторые противоречия между геохронологическими и литологическими данными разрешаются в пользу последних. Ярким примером является свита Покателло в штате Айдахо, на протяжении долгого времени считавшаяся контраргументом стратиграфического значения венчающих карбонатов, поскольку там характерные для оледенения Марино венчающие карбонаты перекрывали ледниковые отложения, за счет датировок относимые к оледенению Стерт (Isakson et al., 2022).

Поэтому отказываться от корреляции неопротерозойских последовательностей по характеристикам венчающих карбонатов в практически немых с точки зрения

биостратиграфии разрезах до полной его компрометации излишне. Однако важно признать некоторую путаницу в определении характерных для венчающих карбонатов разных оледенений черт.

Часть из них является достаточными, но не необходимыми. Например, барит и структуры, обычно называемые столбчатыми строматолитами, считаются яркими признаками венчающих карбонатов оледенения Марино. Однако обусловившие образование этих особенностей факторы, вероятно, имели локальное или региональное распространение, и барит и «столбчатые строматолиты» совершенно не обязательно должны присутствовать в венчающих карбонатах, связанных с оледенением Марино (Hoffman et al., 2017).

Другие черты являются необходимыми, но недостаточными. Среди них отдельно стоит выделить изотопный состав углерода, использующийся для корреляции наиболее широко. Венчающие доломиты оледенения Марино действительно обладают крайне устойчивым слабоотрицательным изотопным составом углерода, а венчающим карбонатам Стертского возраста присуще изменение изотопного состава от отрицательных к положительным значениям вверх по разрезу. Тем не менее, значение $\delta^{13}\text{C}$ около -3‰ является хоть и облегченным, но далеко не уникальным значением для доломитов, а также может в принципе не являться чертой именно карбонатного слоя (Покровский и др., 2010).

Из перечисленных фактов вытекает острая потребность в более четком определении комплекса характеристик, позволяющих однозначно идентифицировать венчающие карбонаты того или иного возраста.

В частности, целесообразно обратить внимание на часто опускаемую черту венчающих доломитов оледенения Марино – макропелоиды (пелоиды диаметром более 1 мм). Упомянутые ранее барит и «столбчатые строматолиты» встречаются лишь в 8 свитах из 29, типично-подобные структуры – в 12, а взламывающие цементы – в 14. Наиболее распространенной является пологая косая слоистость (21 из 29), обычная для карбонатных пород разных возрастов. При этом макропелоиды задокументированы в 14 формациях, причем в плохой сохранности они сложны для идентификации и могут присутствовать в еще большей доле венчающих доломитов (Hoffman et al., 2011).

Несмотря на широкое распространение пелоидов как таковых в геологической летописи, упоминание именно о макропелоидах в породах другого возраста встречается лишь в одной работе, а описанные в ней образования имеют другой облик и, вероятно, происхождение (Cordie et al., 2020). В настоящее время преобладает точка зрения, согласно которой макропелоиды образуются в результате агрегации микропелоидов под действием осцилляторного потока (Bosak et al., 2013). Нитевидные структуры, впервые обнаруженные в составе макропелоидов в венчающих доломитах из обнажения на реке Большой Патом, позволяют предложить другую версию. Она подразумевает образование каждого отдельного макропелоида в результате минерализации шаровидной колонии цианобактерий близкой по морфологическому строению с современными родами *Oscillatoria*, *Nostoc*, *Anabena* и другими.

На данный момент данных для обоснования той или иной версии недостаточно, однако во втором случае макропелоиды являются записью эпизода масштабного распространения бактерий, совмещенного с уникальным составом вод Мирового океана, благоприятным для их обывзвествления. Возможно, этот эпизод больше не повторялся в истории Земли и также имеет эволюционное значение, что делает макропелоиды особенно перспективными для корреляции.

Исследование выполнено при поддержке гранта РНФ № 25-27-00248.

Литература

Покровский Б.Г., Чумаков Н.М., Мележик В.А. и Буякайте М.И. Геохимические особенности неопротерозойских «венчающих доломитов» Патомского палеобассейна и проблема их генезиса // Литология и полезные ископаемые. 2010. № 6. С. 644-661.

Bosak T., Mariotti G., MacDonald F.A., Perron J.T., and Pruss S.B. Microbial Sedimentology of Stromatolites in Neoproterozoic Cap Carbonates // The Paleontological Society Papers. 2013. V. 19. P. 105-124.

Cordie D.R., Dornbos S.Q., and Marenco P.J. Evidence for a local reef eclipse in a shallow marine carbonate environment following the regional extinction of archaeocyaths in Laurentia (Stage 4, Cambrian) // Facies. 2020. V. 66. №. 1. P. 5.

Corsetti F.A., Lorentz N.J. On Neoproterozoic cap carbonates as chronostratigraphic markers // Neoproterozoic geobiology and paleobiology. Dordrecht: Springer Netherlands, 2006. P. 273-294.

Hoffman P.F., Abbot D.S., Ashkenazy Y., Benn D.I., Brocks J.J., Cohen P.A., Cox G.M., Creveling J.R., Donnadieu Y., Erwin D.H., Fairchild I.J., Ferreira D., Goodman J.C., Halverson G.P., Jansen M.F., Hir G.L., Love G.D., Macdonald F.A., Maloof A.C., Partin C.A., Ramstein G., Rose B.E.J., Rose C.V., Sadler P.M., Tziperman E., Voigt A., and Warren S.G. Snowball Earth climate dynamics and Cryogenian geology-geobiology // Science Advances. 2017. V. 3.

Hoffman P.F., and Li Z.X. A palaeogeographic context for Neoproterozoic glaciation // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2009. V. 277. №. 3-4. P. 158-172.

Hoffman P.F., Macdonald F.A., and Halverson G.P. Chapter 5: Chemical sediments associated with Neoproterozoic glaciation: Iron formation, cap carbonate, barite and phosphorite // Geological Society Memoir. 2011. V. 36. P. 111-140.

Isakson V.H., Schmitz M.D., Dehler C.M., Macdonald F.A., and Yonkee W.A. A robust age model for the Cryogenian Pocatello Formation of southeastern Idaho (northwestern USA) from tandem in situ and isotope dilution U-Pb dating of volcanic tuffs and epiclastic detrital zircons // Geosphere. 2022. V. 18. № 2. P. 825-849.

Kennedy M.J., Runnegar B., Prave A.R., Hoffmann K.H., and Arthur M.A., 1998, Two or four Neoproterozoic glaciations? // Geology. 1998. V. 26. P. 1059–1063.

Kennedy M.J., Christie-Blick N., and Sohl L.E. Are Proterozoic cap carbonates and isotopic excursions a record of gas hydrate destabilization following Earth's coldest intervals? // Geology. 2001. V. 29. P. 443-446.

Knoll A.H., Walter M.R., Narbonne G.M., and Christie-Blick N. A new period for the geologic time scale // Science. 2004. V. 305. P. 621-622.

Wang R., Xing C., Wen B., Wang X., Liu K., Huang T., Zhou C., Shen B. The origin of cap carbonate after the Ediacaran glaciations // Global and Planetary Change. 2023. V. 226. 104141.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ И ЛИТОЛОГИИ ОСТРОВОВ БОЛЬШЕВИК И ОКТЯБРЬСКОЙ РЕВОЛЮЦИИ АРХИПЕЛАГА СЕВЕРНАЯ ЗЕМЛЯ

А.В. Дронов¹, В.Ф. Проскурнин², К.С. Додонов^{2,3}

¹Геологический институт РАН, Москва, e-mail: avdronov@gmail.com

²Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург

³Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

В силу удаленности и труднодоступности островов архипелага Северная Земля, многие вопросы его геологического строения до сих пор остаются дискуссионными, а данные по стратиграфии, палеонтологии и седиментологии верхнего докембрия и нижнего палеозоя противоречивыми. В результате проведенных Всероссийским научно-исследовательским геологическим институтом им. А.П. Карпинского в августе–сентябре 2024 г. полевых работ на о. Большевик и юго-восточном побережье о. Октябрьской Революции, в районе фьорда Марата были получены новые данные по строению кембрийских и верхнедокембрийских отложений.

Прежде всего, следует отметить, что кембрийские отложения о. Большевик и о. Октябрьской революции отличаются кардинально. Разрез голышевской, краснореченской

и сложнинской свит о. Большевик в целом, представлен ритмичным чередованием зеленовато-серых среднезернистых полимиктовых песчаников (граувакк) и зеленовато-серых тонкослоистых алевролитов (аспидных сланцев). В разрезе есть пачки, в которых преобладают алевролиты, чередующиеся с тонкими 3–7 см прослоями песчаника, и есть пачки, в которых преобладают песчаники. Пласты песчаников 0.5–1.5 м и более, разделенные прослоями сланцев.

В кровле мощных пластов песчаников встречаются хорошо выраженные знаки ряби волнения с плоскими вершинами, что свидетельствует об их формировании в прибрежной зоне. Местами в пластах полимиктовых песчаников отмечена крупная потоковая косая слоистость, что также свидетельствует об их мелководном генезисе. В более глубоководных и более мористых пачках чередования песчаников и зеленовато-серых алевролитов часто видны каналы врезания. А пласты песчаников в этих склоновых отложениях заметно меняют свою мощность по простиранию, местами явно заполняя каналы врезания.

Вопреки распространенному мнению (Metelkin et al., 2005), отложения голышевской, краснореченской и сложнинской свит не являются турбидитами континентального склона. Это вообще не платформенные отложения, а скорее «геосинклинальная» формация. Они похожи на граувакки и «аспидные сланцы» Озерного округа Великобритании. Вероятно, они формировались в преддуговом или задуговом бассейне какой-то кембрийской островной дуги.

Разрез маратовской и университетской свит нижнего и среднего кембрия соответственно (Макарьев и др., 1981) на юго-восточном побережье о. Октябрьской Революции совершенно другой. Он представлен чередованием коричневатого-серых с поверхности и зеленовато-серых в свежем сколе алевролитов и желтовато-серых или зеленовато-серых мелкозернистых кварцевых песчаников в разных пропорциях. Это платформенные отложения «Гондванского типа». В верхней части разреза встречаются многочисленные следы жизнедеятельности (ихнофоссилии) и остатки слоевищ вендотенид.

Среди ихнофоссилий удалось идентифицировать *Phycodes pedum*, ихновид, по появлению которого проведена граница эдиакария и кембрия (Brasier et al., 1994), а также следы *Planolites* и, возможно, мелкие *Diplocraterion*. Среди вендотенид определены макроскопические водоросли *Vendotaenia antiqua*, характерные для котлинского горизонта верхнего венда Восточно-Европейской платформы, (Гниловская и др., 1988; Голубкова и др., 2020). Полученные данные позволяют сделать вывод о том, что выходящие на поверхность в районе фьорда Марата и бухты Медвежьей отложения, относятся скорее к некрасовской толще, внутри которой проходит граница венда и кембрия. Уточнение этого вопроса, однако, требует проведения специальных исследований.

Литологически, а также по составу ихнофоссилий и вендотенид, отложения в районе фьорда Марата на юго-восточном побережье острова Октябрьской Революции более всего похожи на вендско-кембрийские отложения Русской платформы и существенно отличаются от одновозрастных отложений Сибирской платформы.

Работа выполнена в рамках государственного задания FMMG-2021-0003 ГИН РАН

Литература

Голубкова Е.Ю., Кушим Е.А., Тарасенко А.Б. Ископаемые организмы котлинского горизонта верхнего венда северо-запада Русской плиты (Ленинградская область) // Палеонтологический журнал. 2020. № 4. С. 99–108.

Гниловская М.Б., Ищенко А.А., Колесников Ч.М., Коренчук Л.В., Удальцов А.П. Вендотениды Восточно-Европейской платформы. Л.: Наука, 1988. 143 с.

Макарьев А.А., Лазаренко Н.П., Рогозов Ю.Г. Новые данные о кембрийских отложениях архипелага Северная Земля // Литология и палеогеография Баренцева и Карского морей. Л. Изд. НИИГА, 1981. С. 97–109.

Brasier M.D., Cowie J., Taylor M. Decision on the Precambrian-Cambrian boundary Stratotype // Episodes, 1994, v. 17. № 1-2. P. 3-8.

Metelkin D.V., Vernikovskiy, V.A., Kazansky A.Yu., Bogolepova O.K., Gubnov A.P. Paleozoic history of the Kara microcontinent and its relation to Siberia and Baltica: Paleomagnetism, paleogeography and tectonics // Tectonophysics, 398. 2005. P. 225-243.

КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗРЕЗОВ УКСКОЙ СВИТЫ КАРАТАУСКОЙ СЕРИИ (ВЕРХНИЙ РИФЕЙ) ЮЖНОГО УРАЛА

С.А. Дуб

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, e-mail: sapurins@gmail.com

Укская свита венчает разрез каратауской серии верхнего рифея Южного Урала (Беккер, 1961; Маслов и др., 2001; Пучков и др., 2017). Она несогласно залегает на миньярской свите и представляет собой самое верхнее подразделение западного крыла Башкирского мегантиклинория (БМА), сформировавшееся до наступления глобального оледенения Стерт (Маслов и др., 2019; Дуб, 2021). В силу стратиграфического положения, хорошей сохранности седиментогенных признаков, а также доступности и полноты разрезов, в последние годы свита привлекает все большее внимание исследователей.

В исторической местности (Каратауский структурный комплекс) представительные разрезы уксской свиты отсутствуют. Разрез «Медведь», рассматриваемый в настоящее время как стратотип свиты (Козлов, 1982; Сергеева и др., 2023), находится на правом берегу р. Юрюзань выше г. Усть-Катав и приурочен к западному крылу Сулеймановской антиклинали (север БМА). Разрезы Алатауского антиклинория (запад БМА) – «Кулмас», «Аккостяк» и «Куртаза–Савинтук» считаются гипостратотипами. В центральных (Инзерский синклиний, в т.ч. разрез «Каямбук») и восточных (Таганайско-Белорецкая зона) районах БМА разрезы свиты фрагментарные.

Сопоставлению разрезов уксской свиты посвящен ряд работ (Козлов, 1982; Стратотип..., 1983; Маслов и др., 2001; Кузнецов и др., 2006). Детальное изучение стратотипа и расчленение всей последовательности на более мелкие литостратиграфические единицы (толщи) позволили составить новую схему корреляции разрезов западного крыла БМА (Дуб, Гражданкин, 2021; Дуб и др., 2024).

Нижнеукская подсвита в стратотипе имеет трехчленное строение: нижняя **ямаштинская** толща терригенная (в основном аркозовые и полевошпато-кварцевые песчаники и алевролиты, с глауконитом), средняя **аккостякская** – карбонатная (разнообразные столбчатые строматолиты, линзы карбонатных конгломератов, слоистые известняки с примесью силикокластики), верхняя **авдырдакская** – терригенно-карбонатная (чередование пачек терригенных, преимущественно алевролитов, и карбонатных пород – известняков интракластовых и оолитовых, а также микрозернистых разностей, в том числе с текстурами molar tooth (МТ-текстурами). Выделенные толщи нижней подсвиты прослеживаются на всем западном крыле БМА. Верхняя карбонатная подсвита в стратотипе состоит из юрюзанской, медвежьей I, манайсинской и медвежьей II толщ; граница подсвит проведена в основании массивных строматолитовых построек. Для **юрюзанской** толщи характерны тонкостолбчатые ветвящиеся строматолиты *Patomella*. Толщи **медвежья I и II** сложены в основном биогермами, состоящими из толстостолбчатых ветвящихся строматолитов *Linella*, встречаются также межбиогермные породы и локально развитые слоистые пакеты зернистых известняков (последние обнаружены только в нижней из этих двух толщ). **Манайсинская** толща состоит в основном из циклически-построенных отложений (темпеститов) с многочисленными МТ-текстурами, перекрытых пачкой доломитов (полностью доломитизированных интракластовых известняков). В Алатауском антиклинории в нижней части верхней подсвиты выделена глинисто-карбонатная **куртазинская** толща со своеобразными караваеподобными текстурами.

Верхняя граница уксской свиты ассоциирует с крупным перерывом в геологической летописи, обусловленным оледенением планетарного масштаба. Данный перерыв

сопровождался размывом отложений верхней части каратауской серии, что привело к отсутствию свиты в разрезе ряда районов БМА.

Выделение новых стратиграфических единиц и их прослеживание дали возможность установить, какие именно отложения в разрезах закрыты, а какие доступны для изучения, и как последние изменяются по латерали. Разрезы Алатауского антиклинория легко сопоставляются друг с другом – все толщи нижней и верхней подсвит имеют одинаковое стратиграфическое положение и сходные мощности, различия заключаются главным образом в характере обнаженности тех или иных толщ.

Практически во всех рассмотренных разрезах низы свиты (нижняя часть ямаштинской толщи) не обнажены. Исключение составляет разрез «Каямбук» в Инзерском синклинии (Дуб и др., 2024). Аккостякская толща доступна во всех разрезах. Она подстилается и перекрывается существенно терригенными образованиями и выступает в качестве корреляционного репера (рис. 1). Граница между ямаштинской и аккостякской толщами – единственный уровень внутри всей свиты, который можно рассматривать в качестве изохронного (регионально событийного).

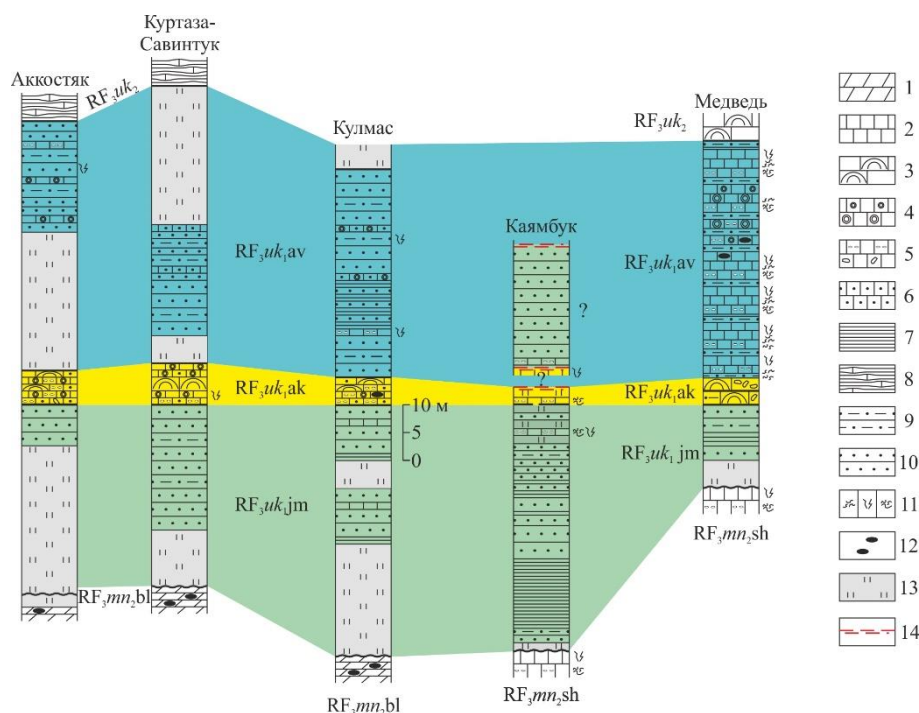


Рис. 1. Корреляция отложений нижеукской подсвиты в пределах западного крыла БМА. Условные обозначения: 1 – доломиты; 2–6 – известняки: 2 – микрозернистые, 3 – строматолитовые, 4 – оолитовые, 5 – интракластовые, 6 – с примесью силиккластики; 7 – глинистые и алевроито-глинистые породы, 8 – глинисто-карбонатные породы куртазинской толщи (с карбонатными «караваеями»), 9 – крупнозернистые алевролиты, 10 – песчаники; 11 – МТ-прожилки разного типа; 12 – кремневые конкреции; 13 – задернованные интервалы; 14 – тектонические нарушения. Цветом показаны разные толщи, обозначения толщ: миньярская свита: bl – балаевская, sh – шубинская; укская свита: jm – ямаштинская, ak – аккостякская, av – авдырдакская, jg – юрюзанская, md – медвежья (I и II), mn – манайсинская (I и II).

Авдырдакская толща состоит из терригенных и карбонатных пород, в Алатауском антиклинории она подразделяется на две подтолщи – карбонатно-терригенную и терригенно-карбонатную. В разрезе «Кулмас» обнажены обе эти подтолщи, при этом куртазинская толща полностью задернована. В разрезе «Куртаза–Савинтук» вскрыта только нижняя подтолща авдырдакской толщи и куртазинская толща, а в разрезе «Аккостяк» – только верхняя часть авдырдакской толщи и куртазинская толща. В разрезе «Куртаза–Савинтук» в верхней подсвите выявлена всего одна строматолитовая толща (медвежья), а не две, как предполагалось ранее (Стратотип..., 1983) (толщи с одинаковым положением и литологией автором были скоррелированы, а не составлены последовательно). В таком случае мощность

укской свиты здесь оказывается не более 270 м (ранее она оценивалась в 350 м), что сопоставимо с другими разрезами Алатауского антиклинория.

Подосва верхнеукской подсвиты в стратотипе проводится по нижней границе массивных строматолитовых построек. Теоретически, для определения границы подсвит в других разрезах тоже необходимо руководствоваться появлением строматолитов как главным критерием. Однако, как отмечалось выше, в западных разрезах отсутствует юрюзанская толща (как и медвежья I), а строматолитовые постройки появляются на более высоком стратиграфическом уровне. В этой связи в качестве границы подсвит предлагается рассматривать непосредственно кровлю авдырдакской толщи, т.е. ограничивать нижнюю подсвиту последними пластами песчаников, алевролитов и оолитовых известняков (без сомнения, такая граница не является изохронной). Таким образом, в Алатауском антиклинории граница подсвит проходит в основании куртазинской толщи (рис. 2).

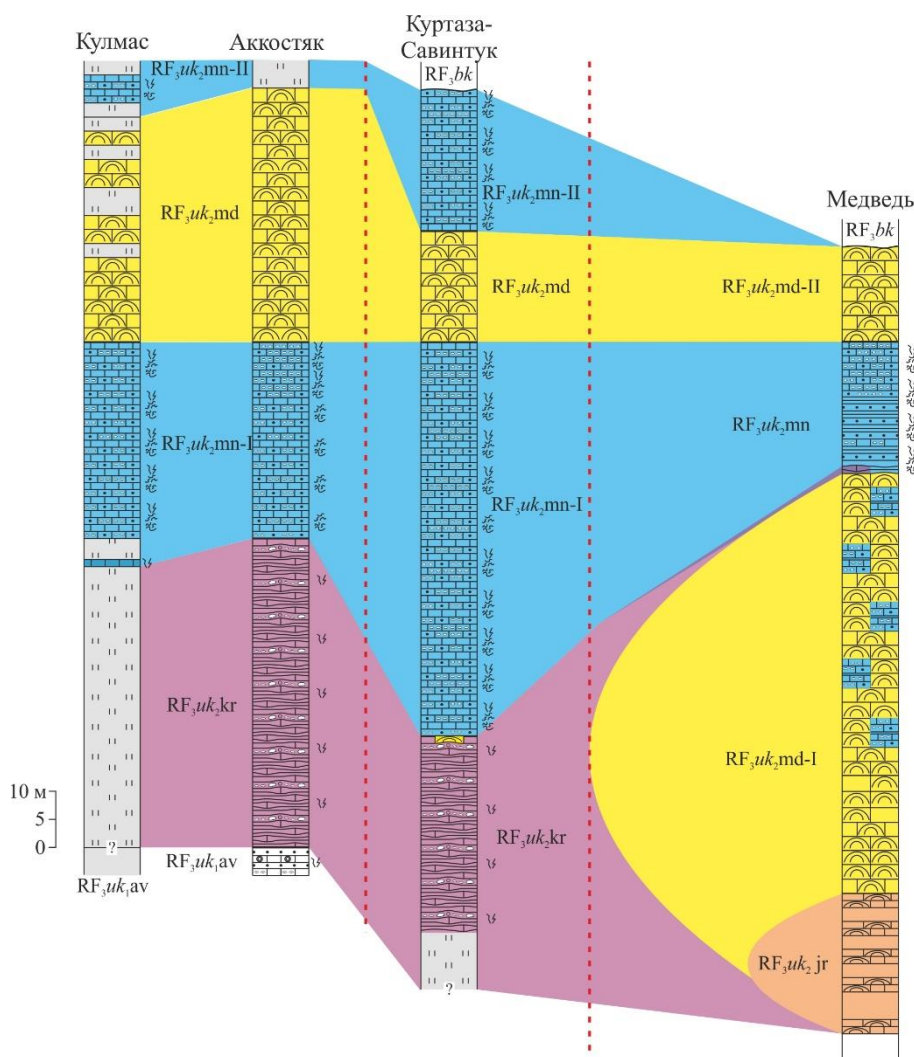


Рис. 2. Корреляция отложений верхнеукской подсвиты в пределах западного крыла БМА. Красный пунктир – дизъюнктивные границы структурно-тектонических зон. Условные обозначения – см. рис. 1.

В стратотипе в верхней подсвите выделено две толщи с массивными строматолитами *Linella* (медвежья I мощностью до 75 м, медвежья II – до 20 м), разделенные манайсинской толщей слоистых известняков. В то же время в Алатауском антиклинории медвежья толща всего одна (мощностью от 20 до 45 м в зависимости от разреза) и она разделяет две также очень сходные по литологии толщи – манайсинскую I и манайсинскую II. Исходя из мощностей и фациальных реконструкций, наиболее вероятно, что медвежья толща западных разрезов соответствует толще медвежьей II стратотипа. Следовательно, эта толща – единственное подразделение внутри верхней подсвиты, которые прослеживается во всех

изученных разрезах. Таким образом, несколько более высокая суммарная мощность свиты в Алатауском антиклинории обусловлена наличием в этой структурно-тектонической зоне над строматолитами медвежьей толщи еще одного стратона слоистых зернистых известняков (манайсинской II толщи), который в стратотипической местности, по-видимому, «срезан» перекрывающими отложениями.

Исследования проведены в соответствии с темой госзадания ИГГ УрО РАН (№ госрегистрации 123011800013-6).

Автор признателен коллективам лаборатории литологии ИГГ УрО РАН и лаборатории палеонтологии и стратиграфии докембрия ИИГГ СО РАН за совместные работы на разрезах укской свиты и обсуждение полученных данных.

Литература

Беккер Ю.Р. Возраст и последовательность напластования отложений верхней части каратауской серии Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 9. С. 49–60.

Дуб С.А. Верхнерифейско-вендские отложения Башкирского мегантиклинория Южного Урала: состояние изученности и стратиграфическое расчленение // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 11. С. 1511–1530.

Дуб С.А., Гражданкин Д.В. Литология и обстановки осадконакопления карбонатных отложений укской свиты верхнего рифея (неопротерозой) Южного Урала // Литология и полезные ископаемые. 2021. № 6. С. 513–537.

Дуб С.А., Мельничук О.Ю., Крупенин М.Т. Карбонатно-терригенные отложения нижнеукской подсвиты верхнего рифея в стратотипическом разрезе и их корреляция в пределах Башкирского мегантиклинория Южного Урала // Литосфера. 2024. Т. 24, № 3. С. 451–478.

Козлов В.И. Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука, 1982. 128 с.

Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Маслов А.В., Горохов И.М., Прасолов Э.М., Крупенин М.Т., Кислова И.В. Sr- и С-изотопная хемотратиграфия типового разреза верхнего рифея (Южный Урал): новые данные // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 6. С. 25–53.

Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Дуб С.А., Мельник Д.С., Парфенова Т.М., Колесников А.В., Чередниченко Н.В., Киселева Д.В. Укская свита верхнего рифея Южного Урала: седиментология и геохимия (первые результаты исследований) // Литосфера. 2019. Т. 19. № 5. С. 659–686.

Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В. Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерагения, геологические памятники природы). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. Т. I. 351 с. Т. II. 134 с. Т. III. 130 с. Т. IV. 103 с.

Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Краснобаев А.А. Стратиграфическая схема стратотипа рифея Южного Урала // Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ. 2017. Т. 23. С. 3–26.

Сергеева Н.Д., Пучков В.Н., Дьякова С.А., Зайцева Т.С. Опорный разрез укской свиты верхнего рифея (каратавия) в Алатауском антиклинории (Южный Урал) // Литосфера. 2023. Т. 23, №1. С. 38–51.

Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. М.: Наука, 1983. 184 с.

ИСТОЧНИКИ СНОСА ДЛЯ ОТЛОЖЕНИЙ СТАРОПЕТРОВСКОЙ СВИТЫ ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ (ПО ДАННЫМ LA-ICP MS И МЕТОДА ТЯЖЕЛЫХ ФРАКЦИЙ)

С.А. Дьякова¹, Н.Д. Сергеева¹, А.В. Куликова², К.Р. Миннебаев²

¹ Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, г. Уфа, e-mail: riphey@ufaras.ru

² Научно-образовательный центр «Геотермохронология» Института геологии и нефтегазовых технологий Казанского (Приволжского) федерального университета, Казань, e-mail: Ak_Cool@mail.ru

Волго-Уральская область (ВУО) расположена на восточной окраине Восточно-Европейской платформы (ВЕП). С запада ВУО ограничена выступами кристаллического фундамента, с востока – складчатыми структурами Урала. Докембрийские отложения ВУО вскрыты глубокими скважинами и представлены толщами рифея, венда и фанерозоя, перекрывающими архей-раннепротерозойские метаморфические и магматические образования кристаллического фундамента. В позднем венде территория западного склона Южного Урала (ЮУ) и прилегающая часть ВЕП испытала тиманскую орогению (Пучков, 2010), в результате которой сформирована молассовая формация (Беккер, 1968). Исследователи выделяют два типа молассы – складчатую (басинская, куккараукская и зигинская свиты ашинской серии венда ЮУ), и платформенную (старопетровская, салиховская и карлинская свиты каировской и шкаповской серий венда ВУО). Поздневендская орогения привела к существенному изменению структурно-тектонического облика юго-восточной окраины платформы и характера источников сноса обломочного материала (Пучков, Козлов, 2005), что обуславливает интерес к ее изучению. Объектом исследования выбраны широко развитые в пределах ВУО отложения старопетровской свиты, представляющие фрагмент платформенной «нескладчатой» молассы.

Для определения источников сноса в бассейн старопетровской свиты выбраны разрезы удаленных друг от друга скважин в пределах Шкапово-Шиханской впадины: Красноусольская – на востоке структуры, вблизи складчатого Урала, и 4 Аслыкульская – на западе, в районе Татарского свода. Отложения рассматриваемой свиты представлены исключительно терригенными образованиями: песчаниками и алевритами полимиктового (преобладает), полевошпат-кварцевого, аркозового и субаркозового состава и аргиллитами, часто темно-серых и черных, углеродсодержащих. Мощность свиты от 175 до 487 м (Сергеева и др., 2021).

Методы исследования – U-Pb (LA-ICP-MS) изотопное датирование детритового циркона и метод тяжелых фракций (искусственных шлихов), основанный на выделении акцессорных минералов из раздробленных пород (Кухаренко, 1961).

Тяжелая фракция песчаников старопетровской свиты, вскрытых Красноусольской скважиной, состоит в основном из минералов-спутников пород кислого состава (турмалина, циркона, апатита, слюды) и метаморфических (гранат, лейкоксен, эпидот, рутил), в подчиненном количестве отмечаются минералы-спутники основных и ультраосновных пород – магнетит, ильменит, пироксен и амфибол. Среди аутигенных минералов значительные содержания отмечены для гематита, хлорита и пирита. Основные акцессорные минералы образуют рутил-апатит-гранат-циркон-турмалиновую ассоциацию (курсивом выделены руководящие минералы ассоциации).

В составе тяжелой фракции песчаников старопетровской свиты, вскрытых скв. 4 Аслыкульская, преобладают минералы-спутники пород метаморфических (гранат, лейкоксен, рутил, анатаз) и кислого состава (циркон, слюды, апатит, турмалин), в подчиненном количестве минералы-спутники пород основного и ультраосновного состава (магнетит, ильменит, хромшпинелиды, ильменито-рутил). В значительном количестве аутигенные минералы – хлорит, пирит, гематит, лимонит. Основные акцессорные минералы образуют рутил-апатит-циркон-гранатовую ассоциацию. Высокая концентрация и морфологические особенности граната в отложениях старопетровской свиты позволяют рассматривать его в качестве

маркирующего при минералогической корреляции разрезов скважин. В скважине 4 Аслыкульская гранат присутствует в виде обломков кристаллов с характерным ступенчато-черепитчатым рельефом граней, иногда зерна имеют скелетный облик. Окраска розовая с лиловым или красноватым оттенком. Содержание такого типа граната уменьшается в тяжелой фракции песчаников старопетровской свиты в восточном разрезе Красноусольской скважины. Здесь, наряду с гранатами ступенчато-черепитчатого строения, появляются угловато-окатанные зерна бледно-розового граната, аналогичного таковому из отложений басинской свиты уральских разрезов (Козлова и др., 2019; Сергеева, 1986).

С целью определения возрастных параметров возможных источников цирконовой кластики в питающих провинциях проведено U-Pb датирование методом LA-ICP-MS. Изотопное датирование выполнено в НОЦ «Геотермохронология» ИГиНТ КФУ (г. Казань), использована система лазерной абляции на основе эксимерного лазера Analyte Excite (Teledyne Cetac Technologies, США), соединенная с квадрупольным масс-спектрометром с ионизацией в индуктивно-связанной плазме iCAP Qc (Thermo Fisher Scientific, Германия).

Результаты U-Pb датирования детритового циркона сведены в таблицу 1.

Таблица 1.

Скважина	Морфология детритового циркона	Возрастные характеристики и предполагаемые источники сноса
Красноусольская Проанализировано 100 зерен, конкордатные значения – 82.	Окатанные зерна, реже кристаллы со сглаженными ребрами. Окраска бледно-розовая. Размеры зерен от 0,05*0,05 до 0,125*0,25 мм.	Временной диапазон от 3247 до 577,8 млн лет: <i>Архей нижний</i> (3247 млн лет, n – 1) и <i>верхний</i> (2944–2660 млн лет, n – 5), <i>нижний протерозой</i> (2507–1831 млн лет, n – 23) – Тараташский метаморфический комплекс ЮУ и выступы пород кристаллического фундамента ВЕП. <i>Нижний рифей</i> (1720–1472 млн лет, n – 10) – базальты навыйшского (ЮУ) и актанышского (ВУО) вулканогенных комплексов. <i>Средний рифей</i> (1390–1044 млн лет, n – 19) – магматические комплексы машакский (ЮУ) и надеждинский (ВУО). <i>Верхний рифей</i> (964–851 млн лет, n – 3) – местные источники цирконовой кластики не установлены. Допускаются магматические породы (1,22–0,95 млрд лет) Свеко-Норвежского орогена. <i>Завершающий рифей</i> (736–653 млн лет, n – 6) – metabазальты и габбро игонинского комплекса и гранитов Барангуловского и Мазаринского массивов (ЮУ), базальты кипчакского вулканогенного комплекса. <i>Венд</i> (645–577,8 млн лет, n – 15) – местные источники цирконовой кластики не выявлены в пределах ЮУ и сопредельной части ВЕП, но установлены на Приполярном Урале и Северном Тимане. Единичные датировки 578 и 577 млн лет соответствуют возрасту цирконов из пепловых прослоев

		эквивалентных отложений басинской свиты ЮУ.
4 Аслыкульская Проанализировано 105 зерен, конкордатные значения – 75.	Окатанные зерна, реже кристаллы цирконового и копьевидного облика, но со сглаженными ребрами. Цвет бледно-розовый, бесцветный. Размеры от 0.015*0.1 мм до 0.075*0.15 мм.	Временной диапазон от 1880 до 3597 млн лет: <i>Архей нижний</i> (3597–3511 млн лет, п – 2) и <i>верхний</i> (3189–2550 млн лет, п – 48), и <i>нижний протерозой</i> (2499–1880 млн лет, п – 25) – Тараташский метаморфический комплекс ЮУ и выступления пород кристаллического фундамента Татарского свода (ВЕП).

Основной областью сноса для отложений старопетровской свиты, вскрытых скв. 4 Аслыкульская, послужил материала с Татарского свода (ВЕП), вблизи которого находится скважина. Это подтверждается наличием в песчаниках свиты исключительно древних датировок детритового циркона и граната с характерным для кристаллических пород фундамента ступенчато-черепитчатым рельефом граней. В скв. Красноусольской, расположенной на востоке ВЕП, песчаники старопетровской свиты наряду с гранатами ступенчато-черепитчатого строения содержат угловато-окатанные зерна граната, широко развитые в разновозрастных отложениях на ЮУ, что позволяет сделать вывод о появлении восточных областей питания для отложений старопетровско-басинского уровня. Полученные возрастные характеристики свидетельствуют о наличии в области размыва преимущественно местных источников как уральских, так и платформенных. Результаты изучения вендских отложений Шкапово-Шиханской впадины могут быть использованы при корреляции разрезов разобщенных скважин и реконструкции палеогеографии Волго-Уральского осадочного бассейна в венде.

Исследование выполнено за счет средств гранта Российского научного фонда № 24-27-00311, <https://rscf.ru/project/24-27-00311/>.

Литература:

- Беккер Ю.Р. Молассы докембрия. Л.: Недра, 1988. 288 с.
- Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
- Пучков В.Н., Козлов В.И. Особенности тектоники Волго-Уральской нефтегазоносной области // Георесурсы. 2005. 1(16). С. 24–27.
- Кухаренко А.А. Минералогия россыпей. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 316 с.
- Козлова О.В., Ратов А.А., Солодова С.А., Бояркин С.А. Литолого-петрографические и минералогические особенности ашинской молассы венда на Южном Урале // Геологический вестник. 2019. №2. С. 88–101.
- Сергеева Н.Д. Сопоставление вендских отложений западного крыла Башкирского мегантиклинория (Южный Урал) и юго-восточной окраины Русской плиты по аксессуарным минералам // Докембрий и палеозой Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1986. С. 24–36.
- Сергеева Н.Д., Пучков В.Н., Карасева Т.В. Верхний протерозой (рифей и венд) Волго-Уральской области в параметрических и глубоких скважинах. Уфа: Книга-Принт, 2021. 196 с.

ЧТО ОСТАЛОСЬ ОТ ГИМОЛЬСКОЙ СЕРИИ? СОВРЕМЕННЫЙ ВЗГЛЯД НА СТРАТИГРАФИЮ ВЕРХНЕГО ЛОПИЯ (НЕОАРХЕЯ) КАРЕЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Ю.С. Егорова*, В.П. Чекулаев, Г.А. Кучеровский, Н.А. Арестова

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, e-mail: [*Egorova@ipggras.ru](mailto:Egorova@ipggras.ru)

Неоархейские супракрустальные породы Карельской провинции – метавулканы преимущественно средне-кислого состава и метаосадочные породы – слагают узкие субмеридиональные структуры в Центральном-Карельском домене. Наиболее крупные из них объединяются в пояса Иломанси (Хатту) и Хедозеро-Большозеро-Нюкозерский на западе, Западно-Сегозерский, Парандовско-Пибозерский на востоке – северо-востоке и Гимольско-Суккозерский пояс на юге домена (Ранний..., 2005). Также они присутствуют и в составе мезо-неоархейских зеленокаменных поясов: Тикшозерского на границе Центральном-Карельского домена с Беломорской провинцией и Костомукшского, Типасъярви, Кухмо, Таканен в Западном-Карельском домене. Метавулканы основного и/или ультраосновного состава присутствуют в строении неоархейских структур в подчиненном количестве, в ряде структур (Челмозеро, Сяргозеро, Хижъярви) они прорываются дайками метадацитов и/или интрузиями санукитоидов, в Кичанской структуре они формируют нижнюю и среднюю толщи и перекрываются неоархейскими метавулканами преимущественно средне-кислого состава (Мыскова и др., 2024).

Согласно Общей стратиграфической шкале России (2002) супракрустальные породы с возрастными интервалами 2800–2500 млн лет относятся к гимольской серии гимольского надгоризонта верхнего лопия (неоархей – в Международной стратиграфической шкале). Разрезы гимольской серии наиболее хорошо изучены в Костомукшской и Гимольско-Суккозерской структурах, в строении которых исторически выделялись снизу-вверх свиты: суккозерская (преимущественно конгломераты), межезерская (преимущественно метавулканы среднего и кислого состава), костомукшская (преимущественно BIF) и кадиозерская или сурлампинская (преимущественно безрудные метаосадки) (Чернов и др., 1970). Позднее по результатам деятельности региональной межведомственной стратиграфической комиссии по Северо-Западу России (1984–2010) (Богданов, Робонен, 2011) верхнелопийские комплексы были разделены на собственно гимольскую серию (ранее гимольская серия Костомукшской структуры и нюкозерская серия Большезерской структуры по Горьковец и др., 1991) и залегающую выше паданскую толщу (нерасчлененные супракрустальные комплексы Гимольско-Суккозерской и Сегозерской структур – ранее гимольская серия). Такое расчленение верхнего лопия (неоархей) Карельской провинции легло в основу легенды и записки к последней Госгеолкарте 1000/3 (Максимов и др., 2015). Таким образом, неоархейские метавулканогенные и метаосадочные отложения Гимольско-Суккозерской структуры – одного из стратотипов гимольской серии были из нее исключены и отнесены к паданской толще.

В Гимольско-Суккозерской структуре остается дискуссионной и последовательность комплексов пород в вулканогенно-осадочном разрезе, в том числе, положение полимиктовых конгломератов (ранее суккозерская свита гимольской серии). По одной из гипотез, конгломераты залегают в основании разреза (Чернов и др., 1970; Горьковец и др., 1991 и др.), согласно другой точке зрения и объяснительной записке к последней Госгеолкарте 1000/3, толща конгломератов завершает разрез. Конгломераты содержат подавляющее большинство обломков валунного размера, отвечающих по составу гранитоидам фундамента Центрального-Карельского домена, и налегают непосредственно на площадную архейскую кору выветривания (Горьковец и др., 1991). Также в виде обломков и прослоев толща конгломератов содержит плагиопорфиры (биотит-кварц-плагиоклазовые сланцы), аналогичные по составу неоархейским метавулканитам (межезерская свита), участвующим в строении центральной части структуры (Кучеровский и др., 2023; Егорова и др., 2025). Этот вывод подтверждается геохронологическими данными. В матрикс полимиктовых

конгломератов преобладает циркон с Pb^{207}/Pb^{206} изотопным возрастом около 2.75 млрд лет (Кучеровский и др., 2023). Близкие конкордантные значения U-Pb возраста - 2735 ± 6 (Егорова и др., 2025) и 2749 ± 5 млн лет (Левченков и др., 2000) получены для циркона метавулканитов центральной и северной частей структуры, соответственно. На этом основании сделан вывод о субсинхронности формирования толщи полимиктовых конгломератов и начала дацитового вулканизма в Гимольско-Суккозерской структуре в начале неоархея.

Сопоставление толщи полимиктовых конгломератов суккозерской свиты Гимольско-Суккозерского пояса с неоархейскими метатерригенными породами поясов Западной Карелии (Финляндия) показало их большое сходство. В строении последних участвуют метаграуваки и метапесчаники иногда с прослоями конгломератов и метавулканитов среднего и/или кислого состава. И в тех, и в других преобладает детритовый циркон с возрастными около 2.75 млрд лет (Hölttä et al., 2012). Формирование осадочной толщи синхронно с кислым вулканизмом в этом же временном интервале - 2.76–2.74 млрд лет назад было установлено и для пород костомукшской свиты гимольской серии Костомукшского зеленокаменного пояса (Слабунов и др., 2021). Такая же верхняя возрастная граница установлена для метаосадочных пород гимольской серии Хедозерско-Большезерской структуры (Мыскова, Львов, 2019).

Современные геохронологические данные свидетельствуют, что на этапе 2.76–2.71 млрд лет в центре Карельской провинции средне-кислый вулканизм имел широкое распространение на большой территории от восточной части Западно-Карельского домена до западной границы Беломорской провинции (Егорова и др., 2025 и ссылки в ней). Метавулканиты этого этапа близки по возрасту, структурно-текстурным и геохимическим особенностям и отличаются от мезоархейских и протерозойских аналогов, в первую очередь, повышенными концентрациями Ba (500–1500 мкг/г) и Sr (250–1000 мкг/г) (Егорова и др., 2025). Это позволяет отнести эти комплексы к единому неоархейскому вулканическому этапу, возможно, включающему несколько импульсов активности: около 2.75, 2.73 и 2.71 млрд лет назад.

В восточной части Гимольско-Суккозерской структуры (восточный берег оз. Гимольское) присутствуют фрагменты метаосадочных пород (ранее кадиозерская свита гимольской серии). Из-за плохой обнаженности, взаимоотношения этой толщи с конгломератами и метавулканитами однозначно не установлены, а ее положение в разрезе также остается дискуссионным. Породы представлены ритмичным чередованием биотит-плагиоклаз-кварцевых сланцев с кордиеритом и порфиробластическим грюнеритом, мелкозернистых амфибол-плагиоклаз-кварцевых и биотит-плагиоклаз-кварцевых сланцев, двуслюдяных гнейсов и кварцито-гнейсов, с прослоями магнетитовых кварцитов. Мощность ритмов – первые см – десятки см. Для основной популяции циркона из двуслюдяного кварцито-гнейса U-Th-Pb (LA-ICP-MS) методом был получен статистически значимый пик возраста около 2815 млн лет (Кучеровский и др., 2024). Полученные оценки возраста более, чем на 50 млн лет превышают возраст детритового циркона из матрикса конгломератов суккозерской свиты района п. Суккозеро. Геохимически эти породы также существенно отличаются от пород, слагающих толщу конгломератов (обломки, матрикс, прослой) и от метавулканитов, описанных выше. Все это указывает на различие в источниках сноса. Породы с возрастом ~ 2815 млн лет неизвестны в Центрально-Карельском домене, а входят в состав более древних (мезоархейских) зеленокаменных поясов, расположенных на значительном отдалении от Гимольско-Суккозерской структуры. В качестве источника циркона могут быть рассмотрены вулканы зеленокаменных поясов Водлозерского и Западно-Карельского доменов. Так, близкие значения возраста имеет циркон кислых вулканитов шурловарской свиты Костомукшского зеленокаменного пояса, Керетского зеленокаменного пояса, средне-кислые вулканы поясов Типасъярви и Кухмо (Ранний ..., 2005; Hölttä et al., 2012).

Близкие оценки возраста неоархейских метавулканических и метатерригенных пород в разных структурах Карельской провинции позволяют предположить формирование всего

неоархейского супракрустального комплекса (ранее гимольской серии): конгломератов, вулканитов и терригенных осадков – субсинхронно в интервале 2.76–2.71 млрд лет назад в условиях внутрикратонного осадочного бассейна (возможно, сети озер тектонического происхождения) переменной глубинности при дискретной вулканической и тектонической активности. О внутриконтинентальном режиме свидетельствуют: 1) залегание неоархейских супракрустальных пород на площадных корях выветривания, переходящих в грубообломочные базальные комплексы конгломератов, гравелитов и граувакк; 2) субсинхронное осадконакопление и/или вулканизм на обширной территории в центральной части Карельской провинции.

Метаосадочные породы восточного берега Гимольского озера (ранее кадиозерская свита гимольской серии) существенно отличаются от метатерригенных толщ неоархейских структур Карельской провинции строением, геохимическими особенностями и возрастом детритового циркона и не могут быть однозначно с ними скоррелированы.

Работа выполнена в рамках госзадания Института геологии и геохронологии докембрия РАН (тема FMUW- 2025-0003).

Литература

Богданов Ю.Б., Робонен В.И. Результаты деятельности Региональной межведомственной стратиграфической комиссии по Северо-Западу России // Геология Карелии от архея до наших дней. Материалы докладов Всероссийской конференции, посвященной 50-летию Института геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, 24–26 мая 2011 г. Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ РАН, 2011. С. 56–65.

Горьковец В.Я., Раевская М.Б., Володичев О.И., Голованова Л.С. Геология и метаморфизм железисто-кремнистых формаций. Л.: Наука, 1991. 173 с.

Егорова Ю. С., Чекулаев В. П., Кучеровский Г. А., Иванова А. А., Сальникова Е. Б., Плоткина Ю. В., Арестова Н. А. (2025) Неоархейские Ba–Sr метадациты Карельской провинции Фенноскандинавского щита: U–Pb геохронология, состав, Sm–Nd систематика. Эффузивные аналоги санукитоидов? // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2025. Т. 33. № 3. С. 3–25.

Кучеровский Г. А., Егорова Ю. С., Адамская Е. В., Чекулаев В. П., Арестова Н. А., Плоткина Ю. В. U–Pb (SIMS, LA-ICP-MS) возраст циркона из двуслюдяного кварцито-гнейса кадиозерской свиты «гимольской серии» Гимольско-Суккозерской структуры (Карельская провинция, Фенноскандинавский щит) // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2024. 21. С. 165–175 <https://doi.org/10.31241/FNS.2024.21.020>

Кучеровский Г.А., Чекулаев В.П., Кузнецов А.Б., Егорова Ю.С., Арестова Н.А., Зайцева Т.С., Адамская Е.В., Плоткина Ю.В. U–Pb возраст детритового циркона из матрикса раннедокембрийских полимиктовых конгломератов Центрально-Карельского домена Карельской провинции Фенноскандинавского щита // Доклады АН. 2023. Т. 509. № 2. С. 165–176. DOI: 10.31857/S2686739722602496

Левченков О.А., Богданов Ю.Б., Матреничев В.А., Саватенков В.М., Яковлева С.З., Макеев А.Ф. Новые данные о возрасте вулканитов лопия Карелии // Материалы 3-го Всероссийского совещания “Общие вопросы расчленения докембрия”. Апатиты, 2000. С. 143–145.

Максимов А.В., Богданов Ю.Б., Воинова О.А., Коссовая О.Л. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (третье поколение). Серия Балтийская. Лист Р-(35),36 – Петрозаводск. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. 400 с.

Мысцова Т.А., Львов П.А. История формирования Хедозеро-Большозерской структуры Балтийского щита в свете новых геохимических и геохронологических данных // Труды Карельского НЦ РАН. 2019. № 10. С. 1–25.

Мысцова Т.А., Никонова А.С., Никонов К.А., Житникова И.А., Львов П.А. Кичанская структура Архейского Тикшеозерского зеленокаменного пояса Фенноскандинавского щита

в свете новых геохимических и геохронологических данных // Геохимия. 2024. Т. 69. №. 9. С. 831–856. DOI: 10.31857/S0016752524090029

Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России. Объяснительная записка. Ред. Митрофанов Ф.П., Негруца В.З. Апатиты, 2002. 13 с.

Ранний докембрий Балтийского щита (Ред. Глебовицкий В.А.). СПб.: Наука, 2005. 711 с.

Слабунов А.И., Нестерова Н.С., Егоров А.В., Кулешевич Л.В., Кевлич В.И. Геохимия, геохронология цирконов и возраст архейской железорудной толщи Костомукшского зеленокаменного пояса Карельского кратона Фенноскандинавского щита // Геохимия. 2021. Т. 66. № 4. С. 291–307. DOI: 10.31857/S0016752521040063

Чернов В.М., Инина К.А., Горьковец В.Я., Раевская М.Б. Вулканогенные железисто-кремнистые формации Карелии. Петрозаводск, 1970. 284 с.

Hölttä P., Heilimo E., Huhma H., Kontinen A., Mertanen S., Mikkola P., Paavola J., Peltonen P., Semprich J., Slabunov A., Sorjonen-Ward P. The Archaean of the Karelia Province in Finland // Geol. Surv. Finland. Spec. Pap. 2012. V. 54. P. 21–73.

СТРАТИГРАФИЯ АРХЕЯ И РАННЕГО ПРОТЕРОЗОЯ ПО ДАННЫМ ПАЛЕОНТОЛОГИИ

А.В. Жабин

Воронежский государственный университет, Воронеж, e-mail: zhabin01@gmail.com

Стратиграфическое расчленение и корреляция сложно построенных докембрийских метаморфических и магматических толщ Воронежского кристаллического массива (ВКМ) представляет собой достаточно непростую задачу.

В основу методов, применяемых для этой цели, положены результаты минералогических и литологических исследований, проведенных за все время изучения докембрийских образований ВКМ. Кроме этого, выявлены размывы и угловые несогласия в залеганиях различных толщ, но в связи со сложным строением района, вызванным тектоническими процессами, их пространственное и временное расположение в различных разрезах далеко не всегда можно однозначно скоррелировать. Проведенные в немалом количестве радиологические определения (в основном по породам Курской магнитной аномалии) дают часто несходимые результаты и, по мнению многих исследователей (Щеголев, 1985), к ним следует относиться с большой осторожностью.

В осадочных отложениях Воронежской антеклизы широко развиты кремневые образования, которые, по нашему мнению, представляют собой метасоматически преобразованные первично известковые породы. Несмотря на значительные изменения структурно-текстурных особенностей последних, связанные с их растворением и перекристаллизацией, в кремневых – все равно наблюдаются реликтовые остатки организмов (Жабин, Лебедев 2007). Исходя из поддерживаемого нами постулата о возможном генезисе минералов кремнезема при метасоматическом преобразовании карбонатов, мы считаем, что подавляющее количество кварца метаморфических пород докембрия изначально представляло собой известковую субстанцию.

Мы считаем, что, уже на начальном этапе возникновения жизни, самые первые примитивные организмы использовали карбонатные (известковые) соединения в своей жизнедеятельности. За счет химического выветривания в бассейны седиментации, наряду с растворенными компонентами выветривающихся пород, поступает и значительное количество пелитового материала. Частицы глинистых минералов, имеющие коллоидные размеры, наряду с растворенными соединениями калия, натрия, кальция, магния и других элементов, разносились по всей акватории водоемов. Эти компоненты, поступая в осадок, препятствуют образованию достаточно чистых (по химическому и минеральному составу) прослоев кварца, оксидов железа и других минералов. На самом же деле в данных отложениях наблюдается резкая дифференциация пород. Для примера можно привести толщи железистых кварцитов. Отсюда, как нам представляется, вполне логично

предположить, что определяющим фактором в образовании кварца подавляющей части паропород архея и раннего протерозоя был биологический. В самом деле, только живые организмы способны извлекать и накапливать различные химические компоненты из окружающей их среды, часто находящиеся там в фоновых концентрациях.

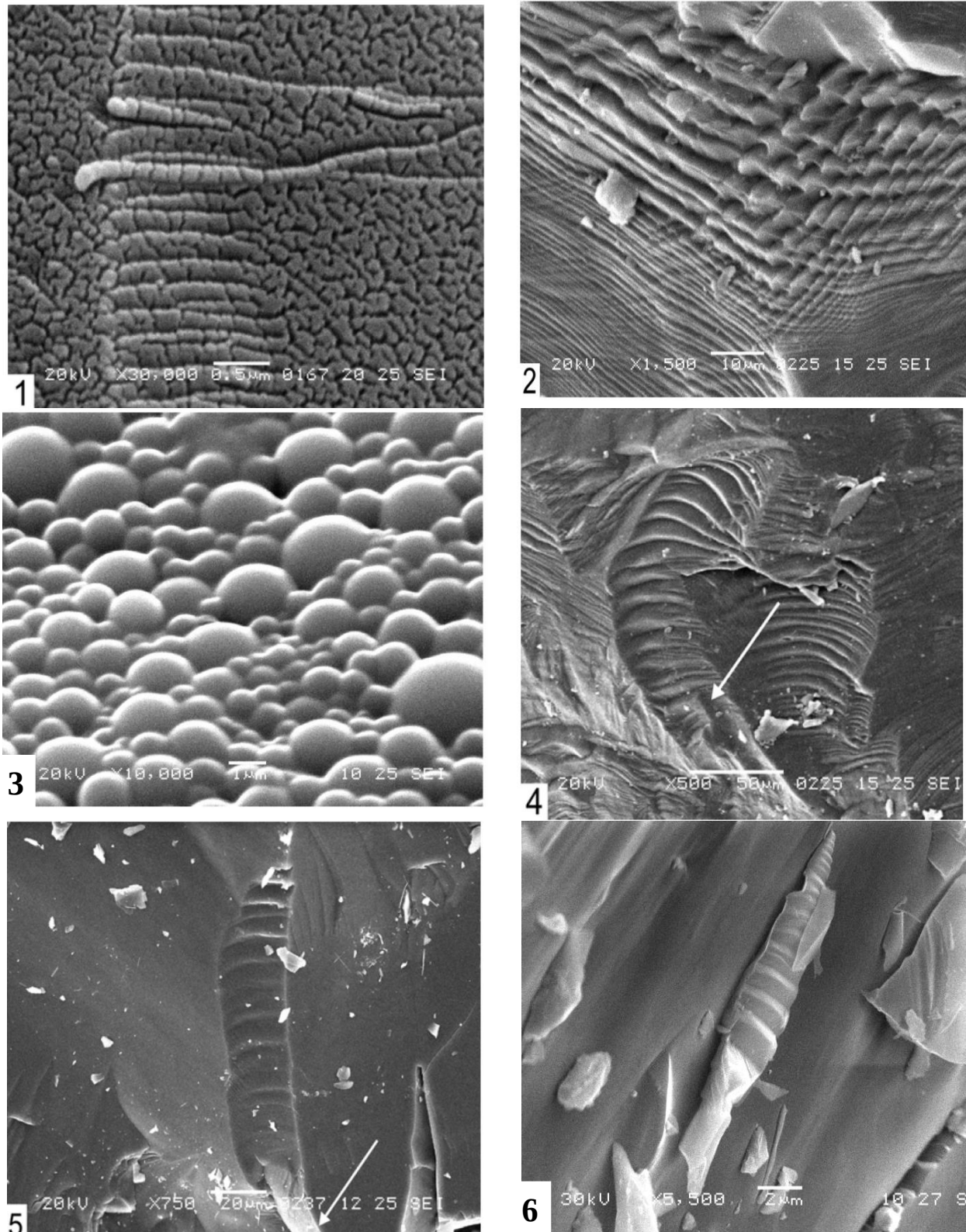


Рис. 1. Электронномикроскопические снимки кварца из пород раннего докембрия: 1 – кварцит, AR₃; 2 – гнейс, AR₃; 3 – жильный кварц, AR₃; 4 – гнейс, PR₁; 5 – железистый кварцит, PR₁; 6 – гранит, PR₁.

Все исследования проводились по образцам, взятых из горных выработок и керна скважин, вскрывающих кристаллический фундамент, из интервалов, ранее изученных

литологическими, минералогическими и геохимическими методами и на этом основании отнесенных к различным стратиграфическим подразделениям архея и раннего протерозоя. Перечень пород, исследованных с помощью электронномикроскопического анализа достаточно широк. Это гнейсы, различные сланцы, железистые и безрудные кварциты, карбонатиты.

Препараты для электронномикроскопического анализа представляют собой свежие сколы зерен кварца, взятых из внутренних частей образцов горных пород раннедокембрийских формаций ВКМ. Исследования проводились на сканирующем электронном микроскопе Jeol – LV.

Полученные изображения останков организмов разделяются на два основных типа (Жабин, Лебедев, 2007). Первый – собственно фоссилизированные останки, второй – их следы, к которым можно отнести отпечатки биологических объектов (в том числе наблюдаемые нами в виде останков), бактериальные маты, микростроматолиты.

Останки примитивных организмов (различных бактерий) первого типа, следы жизнедеятельности второго (исключая отпечатки останков) – сквозные, наблюдаются как в архейских, так и в раннепротерозойских комплексах пород. Бактериальные маты (рис. 1-1) достаточно широко распространены. На снимках выражаются своеобразной текстурой поверхности, напоминающей каракуль. Червеобразные, сегментированные виды, размером до 1.0–2.0 мкм, с явно проявленными туловищем и головной частью (рис. 1-1), так и с отсутствием последней наблюдаются особенно часто. По параллельным, различной толщины слоям идентифицируются строматолиты (рис. 1-2). Округлые, до шарообразных, формы с боковыми цилиндрическими выступами составляют своеобразную колонию (рис. 1-3).

Начиная с раннего протерозоя, наряду с перечисленными объектами, встречаются гораздо более сложно устроенные формы. Хотя, не исключено, что они появились еще в архее. Однако, следует заметить, что в раннем протерозое их размеры значительно (в разы) больше. Особый интерес представляют объекты, состоящие из сегментов, с отчетливо выраженными ребрами жесткости. Их туловище, с одной стороны, заканчивается одним (рис. 1-5) или двумя (рис. 1-4) выростами (на рисунках показаны стрелками), представляющими, вероятней всего, захваты у ротовой части. По нашему предположению, это самые ранние артроподы (Сиротин, Жабин, 2008). Очень похожий объект обнаружен в кварце гранитов (рис. 1-6). Эти находки, как мы полагаем, показывают, что время появления организмов с внешним скелетом можно отодвинуть как минимум на 1.5–1.7 млрд. лет назад. Таким образом, появление в раннем протерозое более сложно устроенных биологических форм (это уже явно эвкариоты), показывает, что количество кислорода в гидросфере и атмосфере Земли резко возросло.

Полученные нами результаты электронномикроскопических исследований кварца из древнейших образований ВКМ, позволяют сделать определенные выводы о геологической истории региона.

На рубеже архея и раннего протерозоя резко изменился газовый состав атмосферы и гидросферы. Содержание кислорода в этих сферах значительно повысилось.

С увеличением количества кислорода в древних водоемах появились эвкариоты. Некоторые из них обладали внешним скелетом. Это были не просто отдельные организмы, а целые биоценозы с прокариотами.

По палеонтологическим особенностям микроорганизмов представляется возможным расчленять метаморфические комплексы архея и раннего протерозоя.

Литература

Жабин А.В., Лебедев И.П. К вопросу о биологических формах в кварце раннедокембрийских пород (на примере Воронежского кристаллического массива и Балтийского щита) // Вестн. ВГУ, серия геология. Воронеж. 2007. № 1. С. 23–29.

Сиротин В.И., Жабин А.В. О биологических формах в породах архея и раннего протерозоя Курской магнитной аномалии и Кольского полуострова // Докл. АН. 2008, том 419, № 3. С. 378–380.

Щеголев И.Н. Железорудные месторождения докембрия и методы их изучения. М.: Недра, 1985. 196 с.

ГРИБЫ, КАК ПОКАЗАТЕЛИ КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ

А.В. Жабин*, А.А. Щемелинина**

Воронежский государственный университет, Воронеж,
e-mail: *zhabin01@gmail.com, **shemelininageol@yandex.ru

В биологической истории Земли при рассмотрении формирования биосферы, традиционно важнейшая роль отводилась животным и растениям. На фоне представителей этих царств, члены царства грибов практически не замечались и, естественно, должным образом не были признаны. Хотя грибы, по крайней мере, в современных биоценозах, часто играют ключевую роль, способствуя разложению органических остатков, поставляя, таким образом, питательные компоненты для растений. Судя по всему, эти функции они выполняли, начиная с архея, с самого начала своего появления в геологической истории, тем самым составляя коэволюционную связь, в первую очередь, с растениями и в какой-то степени с животными.

Для выявления биологических объектов и следов их жизнедеятельности, нами проводились микроскопические исследования кварца из пород кристаллического фундамента Курской магнитной аномалии (Жабин и др., 2018). Образцы были отобраны из интервалов, ранее изученными литологическими, минералогическими и геохимическими методами, что позволило отнести эти отложения к различным стратиграфическим подразделениям архея и раннего протерозоя (Плаксенко, 1966). На полученных снимках нами были обнаружены различные образования явно биологического происхождения (Жабин, Лебедев, 2007). Перечень пород, исследованных на электронном микроскопе Jeol 6380-LV, достаточно широк. Это гнейсы, различные сланцы, железистые и безрудные кварциты, карбонатиты.

Наряду с формами, которые можно идентифицировать как скелетные остатки различных видов животных или растений, встречаются своеобразные экземпляры трубчатого или волосовидного облика (рис. 1). Сравнивая изображения на наших снимках и приведенных в работе (Маслов и др., 2021) (рис. 1Г), наблюдается их сходство.

На рисунке 1А в левой стороне снимка отмечаются трубчатые формы гифов грибов. Порода – железистый кварцит архейского возраста. На рисунке 1Б изображены трубчатые гифы грибов в кварце железистых кварцитов раннего протерозоя. На рисунке 1В те же гифы в сланцах раннего протерозоя, а на рисунке 1Г они же в кварце из безрудных кварцитов этого же возраста. На рисунке 1Д на трубчатом гифе появляется утолщение в виде клина. Возможно это другой вид грибов. Порода – железистый кварцит раннепротерозойского возраста. В кварце железистых кварцитов раннепротерозойского времени встречаются волосовидные образования (рис. 1Е), которые, по всей видимости, можно идентифицировать как гифы грибов.

По данным авторов работы (Маслов и др. 2021) для полноценного роста мицелия грибов, формирования и развития их плодовых тел необходимыми условиями являются высокая годовая норма осадков, продолжительный влажный период и постоянная положительная температура, так же достаточно продолжительная во времени. На основании полученного аналитического материала можно, с достаточной степенью уверенности, предполагать, что для позднего архея и раннего протерозоя был характерен гумидный, теплый климат с положительной среднегодовой температурой.

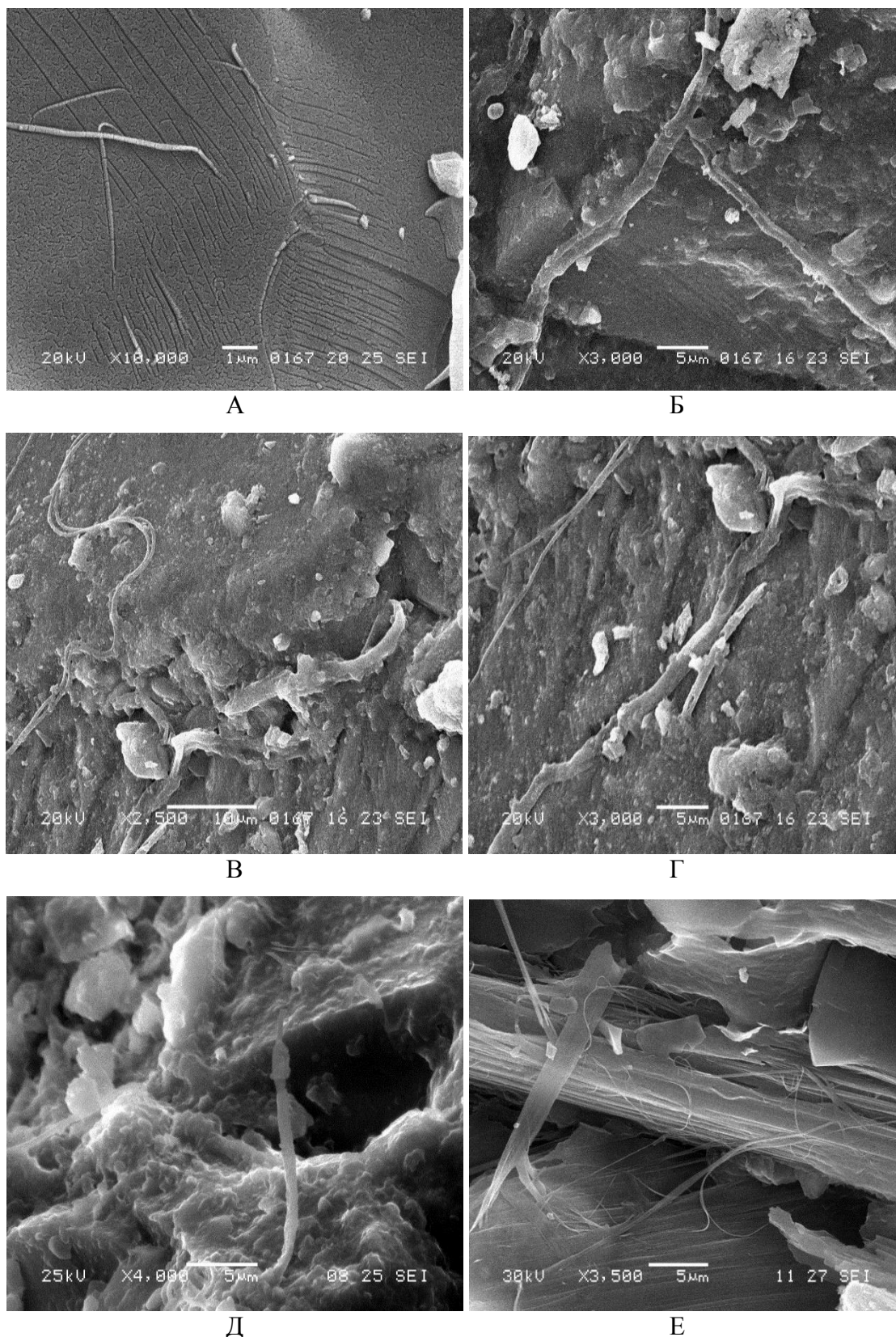


Рис.1. Электронномикроскопические снимки гифов грибов.

В то же время, по мнению ряда исследователей (Сорохтин, 2002) доказанных оледенений в архее не наблюдается. Что касается раннего протерозоя, то в Южной Африке, в Западной Австралии, в Северной Америке, на Балтийском щите отмечаются ледниковые отложения. По мнению Галимова Э.М. (Галимов, 2019) они все образовались практически одновременно, примерно в возрастном интервале 2,2 – 2,4 млрд лет назад. Хотя, 200 млн лет,

это, конечно, срок. По продолжительности кайнозойская эра полностью и большая часть мезозойской эры. Данное покровное оледенение в литературе носит название Гуронское.

По понятным временным причинам, сейчас не представляется возможным как то оценить продолжительность этого события, его площадное распространение, если оно было вообще. Так же и мы, основываясь на своих результатах, не можем достоверно утверждать, когда был тот влажный и теплый климат, упоминаемый выше, до оледенения или после него. И, повторяя еще раз, действительно ли эти отложения, считающие ледниковыми, являются таковыми.

Литература

Галимов Э.М. Оледенения в истории Земли, биосфера и низкая светимость Солнца // «Природа». № 6. 2019. С. 44-52.

Жабин А.В., Лебедев И.П. К вопросу о биологических формах в кварце раннедокембрийских пород (на примере Воронежского кристаллического массива и Балтийского щита) // Вестн. Воронеж. Ун-та. Сер. Геология. 2007. Вып. 1. С. 23-29.

Жабин А.В., Дмитриев Д.А., Сиротин В.И. Биологические объекты в палеодокембрии (на примере Воронежского кристаллического массива и Кольского полуострова). LAP LAMBERT Academic Publishing RU. 2018. 66с.

Маслова Н.П., Тобиас А.В., Кодрул Т.М. Современные исследования коэволюционных связей ископаемых растений и грибов: успехи, проблемы, перспективы // Палеонтологический журнал. 2021. №1. С. 3-21.

Плаксенко Н.А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии. Издательство Воронежского университета. 1966. 264 с.

Сорохтин Н.О. Климат в раннем докембрии и природа Гуронского оледенения // Вестник МГТУ. Т. 5. №1. 2002. С. 25-42.

U–TH–Pb ВОЗРАСТ ОБЛОМОЧНОГО ЦИРКОНА ИЗ ВЕНД-КЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СКВ. СЕВЕРО-ПОЛОЦКАЯ (БЕЛАРУСЬ)

Т.С. Зайцева^{1,*}, Е.Ю. Голубкова¹, Т.В. Воскобойникова², Е.А. Кушим¹,
Ю.В. Плоткина¹, Е.В. Адамская¹, Б.М. Гороховский¹

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, *e-mail: z-t-s@mail.ru

² Филиал “Институт геологии” республиканского унитарного предприятия “Научно-производственный центр по геологии”, Минск

В параметрической скв. Северо-Полоцкая, пробуренной в 2019 г. на севере Беларуси, вскрыта непрерывная терригенная последовательность отложений венда – нижнего кембрия, содержащая разнообразные микрофоссилии и макроскопические ископаемые организмы, что позволило предложить эту скважину в качестве опорной для центральных районов Восточно-Европейской платформы (Голубкова и др., 2022). В результате проведенных исследований в разрезе скважины выделены: лукомльская, лиозненская свиты нижнего венда, низовская, селявская, черницкая свиты редкинського горизонта и россонская свита котлинского горизонта верхнего венда, а также рудаминская, лонтоваская свиты ровенского–лонтоваского горизонтов нижнего кембрия. В верхней части россонской свиты (инт. 505.5–498 м) обнаружена верхневендская котлинская ассоциация ископаемых организмов с *Aataenia reticularis*–*Primoflagella speciosa*–*Vendotaenia antiqua*, а выше по разрезу, в верхней части рудаминской – нижней части лонтоваской свит (инт. 478.9–437.9 м) – раннекембрийская ассоциация с *Teophipolia lacerata* (Голубкова и др., 2022). Граница докембрия – кембрия проведена на гл. 495.6 м по подошве светло-серых гравелитов, которые составляют единый седиментационный ритм с вышележащими толщами, охарактеризованными раннекембрийскими ископаемыми организмами.

С целью комплексного обоснования пограничных отложений венда–кембрия Восточно-Европейской платформы проведено изотопно-геохронологическое изучение

детритового циркона из четырех образцов песчаников россонской, рудаминской и лонтоваской свит (рис.1).

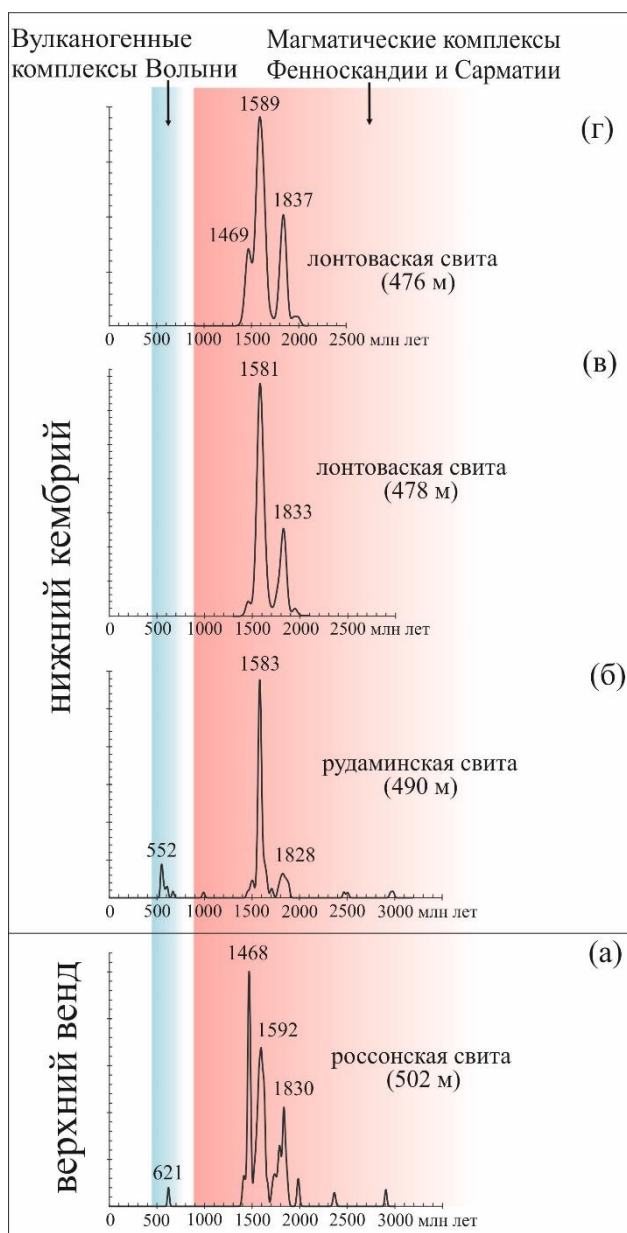


Рис.1. Графики относительной плотности вероятности распределения U–Th–Pb-возрастов с пиками максимума вероятности возраста (2σ) для детритового циркона из пограничных отложений венда–кембрия скв. Северо-Полоцкая.

Выделение циркона из песчаников проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Католюминесцентное исследование выполнено на сканирующем электронном микроскопе TESCAN VEGA 3. U–Th–Pb геохронологическое исследование цирконов проведено на ICP масс-спектрометре ELEMENT XR, оснащенный системой лазерной абляции NWR-213 с камерой TwoVolumeTwo по методике, описанной в (Ковач и др., 2018). При построении графиков относительной вероятности и расчете максимумов возрастов во внимание принимали только конкордантные оценки возраста.

Габитус кристаллов циркона изменяется от длиннопризматического до короткопризматического с различной степенью окатанности вплоть до изометричной (округлой) формы. Размеры изометричных зерен варьируют от 40 до 120 мкм, длиннопризматические кристаллы достигают в длину 250 мкм. Католюминесцентное исследование показало, что большинство зерен имеет тонкую осцилляционную

зональность и хорошо проявленную секториальность, однако часть зерен не имеет видимой зональности.

Полученные оценки возраста для детритового циркона в пограничных отложениях венда–кембрия, наряду с биостратиграфическими данными, позволяют отнести изученные породы к разным стратиграфическим уровням. В песчаниках рудаминской свиты нижнего кембрия (рис. 1б) в отличие от нижележащей россонской свиты верхнего венда (рис. 1а) и вышележащей лонтоваской свиты нижнего кембрия (рис. 1в, г) для циркона установлен статистически значимый пик с возрастом в интервале 599–542 млн лет. Также следует отметить присутствие циркона с возрастом 1.5–1.4 млрд лет в песчаниках россонской свиты в отличие от единичных зерен этого возраста в рудаминской свите.

Полученные данные свидетельствуют о том, что основными источниками циркона в изученных песчаниках были нижнепротерозойские породы, образованные 1.99–1.70 млрд лет назад (около четверти всех зерен) и верхнепротерозойские (нижнерифейские) породы с возрастом 1.66–1.41 млрд лет (около половины от общего количества изученных зерен). В первом случае источниками сноса терригенного материала могли быть породы кристаллического фундамента Сарматии (Осницко-Микашевичский пояс) (Аксаментова, 2002) и (или) Фенноскандии (Nuhma et al., 2004). А во втором – анортозит-гранитные комплексы юго-запада Фенноскандии, такие как Мазурский, Мостовский и Гродненский магматические комплексы, распространенные в Белорусско-Прибалтийском гранулитовом поясе и в Инчукалнской зоне (Пискун и др., 2020). Эти гранитоидные массивы располагались на западном борту поздневендского и раннекембрийского бассейнов и представляли собой относительно приподнятые участки суши, которые служили источником поступления обломочного материала в бассейн седиментации.

Наличие статистически значимой выборки циркона с возрастом 1.49–1.42 млрд лет в песчаниках россонской свиты в отличие от единичных зерен этого возраста в отложениях вышележащей рудаминской свиты, а также присутствие в последней популяции молодых цирконов с возрастом 599–542 млн лет указывают на различные источники сноса в верхневендское котлинское и раннекембрийское ровенское-лонтоваское время. Предполагается, что возможными источниками сноса зерен самого молодого циркона (599–542 млн лет) могли быть вендские траппы Волыньско-Брестской магматической провинции (Махнач, 1970). В вышележащей лонтоваской свите циркона моложе 1.5 млрд лет не обнаружено. Отсутствие молодого циркона позволяет предполагать, что формирование лонтоваской и нижележащей рудаминской свит происходило в разных условиях, связанных с расширением бассейна в лонтоваское время и смену источников сноса.

Исследования выполнены при поддержке гранта Российского научного фонда (проект № 24-17-00142, <https://rscf.ru/project/24-17-00142/>) с использованием оборудования ЦКП “АИРИЗ” (ИГГД РАН).

Литература

Аксаментова Н.В. Магматизм и палеогеодинамика раннепротерозойского Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса. Минск: Институт геологических наук НАН Беларуси, 2002. 176 с.

Голубкова Е.Ю., Кузьменкова О.Ф., Лапцевич А.Г., Кушим Е.А., Воскобойникова Т.В., Силиванов М.О. Палеонтологическая характеристика верхневендских–нижнекембрийских отложений в разрезе скважины Северо-Полоцкая Восточно-Европейской платформы, Беларусь // Стратигр. Геол. корреляция. 2022. Т. 30. № 6. С. 1–19.

Ковач В.П., Котов А.Б., Гладкочуб Д.П., Толмачева Е.В., Великославинский С.Д., Гороховский Б.М., Подковыров В.Н., Загорная Н.Ю., Плоткина Ю.В. Возраст и источники метапесчаников чинейской подсерии (Удоканская серия, Алданский щит): результаты U–Th–Pb геохронологического (La–ICP–MS) и Nd изотопного изучения // ДАН. 2018. Т. 482. № 2. С. 1138–1141.

Махнач А.С. Вулканогенная формация верхнего протерозоя (венда) Белоруссии / А.С. Махнач, Н.В. Веретенников. Минск, 1970. 236 с.

Пискун О.А., Гуринович М.П., Толкачикова А.А., Завадич Н.С. Минералогическо-геохимические особенности гранитоидов мостовского комплекса кристаллического фундамента северо-запада Беларуси // *Литасфера*. 2020. №2 (53). С. 87–103.

Huhma H., Mutanen T., Whitehouse M. Oldest rocks of the Fennoscandian Shield: the 3.5 Ga Siurua trondhjemite gneiss in the Archean Pudasjarvi granulite belt // *Finland. GFF*. 2004. V. 126. P. 10.

ЗНАЧЕНИЕ СУБСТРАТА ОБИТАНИЯ В ПАЛЕОЭКОЛОГИИ ПОЗДНЕВЕНДСКИХ БЕНТОСНЫХ СООБЩЕСТВ

М.А. Закревская*, А.Ю. Иванцов**

Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Россия,
e-mail: *zakrevskaya@paleo.ru, **ivancov@paleo.ru

При палеоэкологическом анализе сообществ бентосных макроорганизмов позднего венда (эдиакария) одним из ключевых показателей является характер несущей ископаемые остатки поверхности, обычно именуемой «текстурированная органическая поверхность» (TOS) (Gehling, Droser 2009). В вариациях TOS отражается состояние субстрата обитания сообщества (микробного мата) и кровли подстилающего минерального осадка на момент тафономического события (Zakrevskaya, 2014).

В наших исследованиях вендских захоронений Юго-Восточного Беломорья, давая характеристику несущей ископаемые остатки (продуктивной) поверхности, мы стараемся учитывать степень выраженности органогенных текстур, а также структур минерального субстрата, наличие и степень распространенности следов питания, присутствие прикрепительных дисков макроорганизмов и их размер. На основании этих особенностей в текущем исследовании было выделено три типа продуктивных поверхностей. К первому типу из 11 беломорских захоронений было отнесено только одно захоронение Сюэма SZ1(XX). Этот тип характеризуется равномерной TOS, ее пятнистым распределением по поверхности ископаемого дна, и четко различимыми текстурами подстилающего минерального субстрата. Прикрепительные диски, следы, а также какие-либо другие дополнительные структуры в данном захоронении отсутствуют. Эти особенности указывают на то, что мат на данной территории находился на начальной стадии распространения, когда он еще не полностью покрывал морское дно и имел небольшую толщину, а прикрепляющиеся перовидные организмы либо еще не заселились, либо были настолько маленькими, что не сохранились в ископаемом состоянии. Этот тип поверхности интерпретирован как зарождающийся мат (рис. 1А).

Второй тип включает в себя наибольшее количество захоронений: Лямца 2 L2(XII), Лямца 3 L3(XIII), Карахта 1 K1(V), Карахта 2 K2(VI), Кимберелловые линзы Z1(I), Желтый верхний Z11(XXII) и Желтый нижний Z12(XXIII). Для продуктивных поверхностей этих захоронений характерны сплошные равномерные TOS и слабо «просвечивающие» или отсутствующие текстуры подстилающего минерального субстрата, что свидетельствует о зрелости, но сравнительно небольшой толщине мата. Несмотря на обилие остатков тел животных из числа видов, питавшихся микробным матом, сами следы питания здесь редки. Это, по нашему мнению, указывает на то, что мат мог поддерживать высокую активность и быстро восстанавливался после повреждений (рис. 1Б). Большинство организмов в захоронениях с поверхностями второго типа имеет маленькие размеры. Но иногда (захоронения K1(V), Z1(I), Z11(XXII), Z12(XXIII)) сразу у многих таксонов различимо несколько возрастных генераций и отмечается присутствие крупных прикрепительных образований, хотя пик молодости все так же ярко выражен. Это говорит о том, что мат не был новообразованным и, по-видимому, пережил уже два или более сезона активизации и

заселения организмами. Мат из этих захоронений мы идентифицируем как зрелый, реактивированный (рис. 1В).

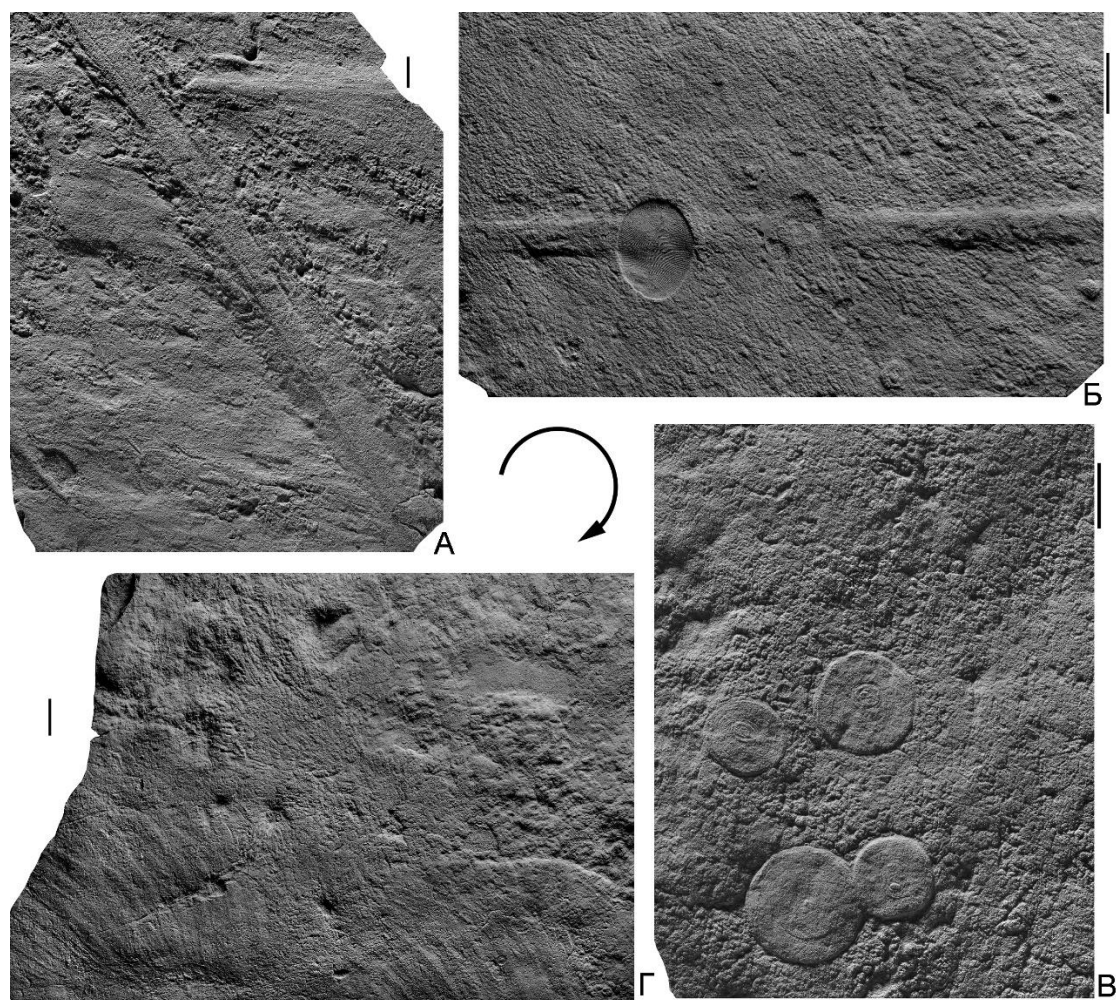


Рис. 1. Типы продуктивных поверхностей, формирующих последовательность от зарождающегося до зрелого активного и зрелого пассивного мата: А – тип 1, зарождающийся мат; четко выражены текстуры минерального субстрата (слепки борозд выпаживания морского дна) (SZ1(XX)); Б – тип 2, зрелый активный, новообразованный мат; видны “просвечивающие” текстуры подстилающего мат минерального субстрата (K2(VI)); В – тип 2, зрелый активный, реактивированный мат; текстуры минерального субстрата не видны, многие виды макробиоты представлены особями нескольких размерных классов (Z12(XXIII)); Г – тип 3, зрелый пассивный мат; сохраняются многочисленные следы питания *Kimberichnus* и *Epibaion* (Z2(III)). Длина масштабного отрезка – 1 см.

К третьему типу относятся три оставшихся захоронения – Солза SL1(VII), Ёргиевский пласт Z2(III) и Еловый Z7(XVII). Для их поверхностей, также как и для поверхностей второго типа, характерно повсеместное распространение TOS. Однако в этом случае TOS имеет гетерогенный характер, демонстрируя смешение нескольких сильно различающихся текстур. Рельеф подстилающего мат субстрата на этих поверхностях не просматривается. В большинстве захоронений третьего типа следы питания многочисленные, иногда покрывающие значительную часть наблюдаемой продуктивной поверхности, а прикрепительные образования в основном крупные и редкие. Повсеместное распространение мата и отсутствие структур минерального субстрата свидетельствуют о его развитости и значительной толщине. Однако большое количество следов питания указывает на меньшую активность мата по сравнению с предыдущей группой. Вероятно, его рост замедлялся, что затрудняло быстрое восстановление после повреждений и позволяло следам кимбереллы и проартикулят сохраняться длительное время. Это

свидетельствует о том, что мат в захоронениях этого типа был зрелым, но находился в пассивном состоянии (рис. 1Г).

Эта классификация во многом определяется увеличивающимся возрастом (зрелостью) мата (Droser et al., 2022). Однако для беломорских местонахождений нельзя не учитывать и сезонных колебаний биопродуктивности. Нахождение территории Белого моря в вендское время в средних или высоких широтах (Meert, Lieberman, 2008) предполагает резко выраженную сезонность климата и наличие обусловленных ею циклического изменения состояния микробного мата и ритмичности размножения организмов, обитающих в мелководных обстановках. Можно предполагать, что вендский мат, сформированный по большей части фотосинтезирующими цианобактериями, активно прирастал в весенне-летний сезон и был угнетен и плохо восстанавливался после повреждения животными в осенне-зимний сезон (рис. 2). Свидетельства сезонных изменений, по-видимому, и были выявлены нами при анализе серии ископаемых захоронений.

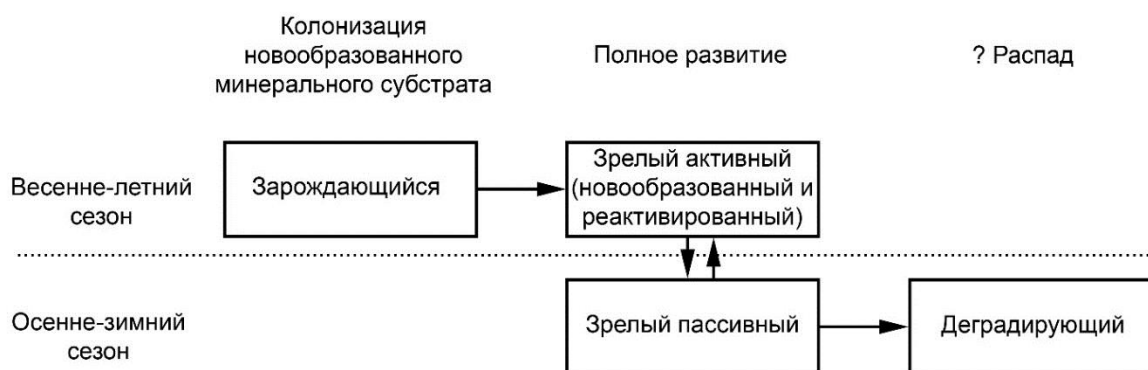


Рис. 2. Гипотетические стадии состояния мата в связи с климатическими сезонами.

Изученные продуктивные поверхности демонстрируют последовательность развития микробного мата от его зарождения на вновь образованном уплотненном минеральном субстрате до стадий активной, а затем и пассивной зрелости. Можно предположить, что в дальнейшем при неблагоприятных условиях, например в конце зимы, мат мог сильно деградировать или полностью разрушиться. Однако среди изученных захоронений такого деградирующего мата мы не наблюдали.

Исследование выполнено за счет гранта РФФИ № 24-27-00253.

Литература

Droser M.L., Evans S.D., Tarhan L.G., Surprenant R.L., Hughes I.V., Hughes E.B., Gehling J.G. What happens between depositional events, stays between depositional events: the significance of organic mat surfaces in the capture of Ediacara communities and the sedimentary rocks that preserve them // *Front. Earth Sci.* 2022. 10:826353.

Gehling J.G., Droser M.L. Textured organic surfaces associated with the Ediacara biota in South Australia // *Earth Sci. Rev.* 2009. V. 96. P. 196–206.

Meert J.G., Lieberman B.S. The Neoproterozoic assembly of Gondwana and its relationship to the Ediacaran–Cambrian radiation // *Gondwana Res.* 2008. V. 14. P. 5–21.

Zakrevskaya M.A. Paleoeological reconstruction of the Ediacaran benthic macroscopic communities of the White Sea (Russia) // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2014. V. 410. P. 27–38.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЙ И БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ПОТЕНЦИАЛ МАКРОБИОТЫ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ

А.Ю. Иванцов*, М.А. Закревская М.А.

Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва, *e-mail: ivancov@paleo.ru

Известное к настоящему времени многообразие эдиакарской (вендской) макробиоты принято делить на три ассоциации, по типовому району распространения называемые авалонская, беломорская и намская. Обычно считается, что они достаточно полно отражают исходные палеосообщества, так как составляющие их организмы были захоронены на месте обитания, в положении, близком к прижизненному. Для этих ассоциаций характерны определенные особенности (табл. 1).

Таблица 1. Характерные признаки макробиотических ассоциаций позднего докембрия.

Ассоциация	Авалонская	Беломорская	Намская
Типовой район	Канада, Ньюфаундленд, п-ов Авалон	Россия, Ю-В. Беломорье; Ю. Австралия, хр. Флиндерс	Ю. Намибия (плато Хуиб-Хоч)
Геологический возраст (млн. лет)	575–560	559–550	549–541
Таксономический состав	стебельчатые и бесстебельчатые петалонамы и их прикрепительные диски: <i>Charniodiscus</i> (<i>Arborea</i>), <i>Charnia</i> , <i>Fractofusus</i> , <i>Bradgatia</i> , <i>Aspidella</i> , <i>Hiemalora</i> и др.	подвижные билатерии, проартикуляты, трилобозои, палеопасцхниды: <i>Kimberella</i> , <i>Parvancorina</i> , <i>Dickinsonia</i> , <i>Yorgia</i> , <i>Tribrachidium</i> , <i>Palaeopascichnus</i> , <i>Orbisiana</i> и др.	бесстебельчатые петалонамы, протехиуриды, жилые трубки: <i>Pteridinium</i> , <i>Rangea</i> , <i>Ernietta</i> , <i>Ventogyrus</i> , <i>Protechiurus</i> , <i>Vendoconularia</i> , <i>Cloudina</i> , <i>Calyptrina</i> и др.
Палеогеографическая приуроченность	глубоководный склон и дно бассейна	мелководье между базисами обычных и штормовых волн	крайнее мелководье, распределительные каналы речных дельт
Стиль сохранности	концепшин (односторонние отпечатки и слепки тел, захороненных под слоем вулканического пепла)	флиндерско-беломорский (односторонние отпечатки, слепки тел и следов, быстрая литификация подошвы песчаного слоя над микробным матом)	намский (трехмерные слепки внутренних структур в песчаниках)

В зависимости от того, какой из перечисленных особенностей придается больший вес, меняется и принимаемое значение ассоциаций: 1) они отражают некие стадии развития макробиоты мирового океана и, соответственно, могут использоваться в биостратиграфических разработках в качестве биозон глобального масштаба; 2) они приурочены к определенным палеоландшафтам и биотопам и могут привлекаться для палеогеографических реконструкций, как на глобальном, так и региональном уровне; 3) своеобразие ассоциаций определяется особенностями тафономии, их применение в целях биостратиграфии и палеогеографии непродуктивно.

На практике отнесение ископаемого комплекса к той или иной ассоциации достаточно произвольно и сопровождается различными допущениями. Так, для авалонской ассоциации считаются возможными иные стили сохранности: флиндерско-беломорский и миаохе (углистые пленки), а также вхождение ее основных таксонов в состав других ассоциаций. Комплекс ископаемых эдиакария плато Хуиб-Хоч, типовой области распространения намской ассоциации, содержит *Beltanelliformis brunsae*, моновидовые скопления которого

сохранены во флиндерско-беломорском стиле. Определенно установлено, что захоронения намского стиля аллохтонны и образовались в результате переноса утяжеленных минеральными включениями фрагментов тел в потоках песчаной взвеси.

В изучаемых нами захоронениях Юго-Восточного Беломорья присутствуют остатки типичных таксонов не только беломорской, но и двух других ассоциаций – авалонской (*Charniodiscus*, *Charnia*, *Aspidella*, *Hiemalora*) и намской (*Pteridinium*, *Rangaea*, протехиуриды и др.), также здесь распространены стили сохранности нама и миаохе. При этом захоронения с доминированием представителей каждой из трех ассоциаций и различных стилей сохранности чередуются, располагаясь на близком или даже одном стратиграфическом уровне. Очевидной зависимости от крупных форм ландшафта также не наблюдается. Например, по имеющимся реконструкциям лямичские слои накапливались в обстановках илистых равнин в наиболее глубокой части беломорского палеобассейна. Между тем, кроме обычного авалонского моновидового комплекса *Aspidella*, в них выявлены беломорские захоронения с дикинсонией и парванкориной. Кроме того, во всей толще встречаются скопления цианобактериальных колоний *Beltanelliformis brunsae*. Поверхность с такими колониями обнаружена даже в промежутке между двумя событийными слоями песчаника, описанными для подтверждения способности некоторых стебельчатых организмов (т.н. *Inaria*) переживать частичное захоронение своих оснований.

Известно, что организмы из захоронений типичного для Беломорья флиндерско-беломорского стиля сохранности были тесно связаны с микробными матами, предоставлявшими им субстрат для поселения и объект питания. Глубина, химический и гранулометрический состав грунтов, по-видимому, не оказывали на них определяющего влияния. В своем присутствии в морях позднего эдиакария эти организмы, вероятно, ограничивались лишь распространением благоприятных для них микробных сообществ. А появление в разрезах их ископаемых остатков определялось, прежде всего, возможностью формирования обстановок, способствующих захоронению и фоссилизации. Однако в пространственном распределении флиндерско-беломорских макрофоссилий наблюдается очевидная неоднородность. Встречаются как очень богатые захоронения (до 27 идентифицированных видов) с доминированием то одних, то других таксонов, так и моноксонные захоронения. Анализ потенциальных адаптаций наиболее распространенных в Беломорье бентосных макроорганизмов и биогенных макрообразований, а также случаев совместного нахождения их ископаемых остатков, позволил выделить пять основных разновидностей прижизненных комплексов и соответствующих им своеобразных экологических зон. Затем, эти зоны были выстроены в гипотетическую линейную последовательность *Arumberia* – *Beltanelliformis* – *Aspidella* – *Dickinsonia* – *Palaeopascichnus*, отражающую предпочтительное расселение бентосных организмов в зависимости от вариаций солености, глубины водоема и подвижности водной среды (рис. 1). Именно прижизненные комплексы эдиакарского бентоса, а не сводные ассоциации, нами предполагается использовать в дальнейшем для внутрибассейновых палеогеографических реконструкций.

В отношении биостратиграфических сопоставлений, нам представляется наиболее целесообразным использование отдельных значимых таксонов, имеющих протяженное присутствие в ископаемой летописи, например, стебельчатых петалонам рода *Charniodiscus*, билатерий рода *Parvancorina* и, в особенности, проартикулят рода *Dickinsonia*. В Юго-Восточном Беломорье из примерно 500 метров вендской последовательности приблизительно 2/3 (усть-пинезская свита и часть мезенской свиты, накопившиеся в течение 7-8 млн. лет) охарактеризовано остатками дикинсоний. Среди них различается не менее 4 ископаемых видов. Перемещаясь снизу вверх по разрезу от лямичских слоев к ергинским, можно наблюдать двунаправленное изменение морфологии дикинсоний. Овальное тело с широкой передней лопастью исходного вида (*D. cf. menneri*) в одном направлении преобразуется в удлинненно-овальное (*D. tenuis*), а затем лентовидное (*D. lissa*). При этом передняя лопасть сокращается сначала по относительной ширине, а

после и длине. В другом направлении, наоборот, происходит увеличение ширины тела при менее выраженном сокращении размеров передней лопасти (*D. costata*). Первая последовательность из трех видов, по-видимому, образует единый филогенетический ряд и может составить основу для биостратиграфического расчленения наполненного макрофоссилиями фрагмента вендских отложений Беломорья на слои: *menneri*, *tenuis* и *lissa*. Пределы применимости предлагаемых подразделений не ограничиваются эдиакарскими разрезами Восточной Европы и Южной Австралии, где встречаются дикинсонии, но с учетом недавних находок, могут быть расширены и на Южный Китай.

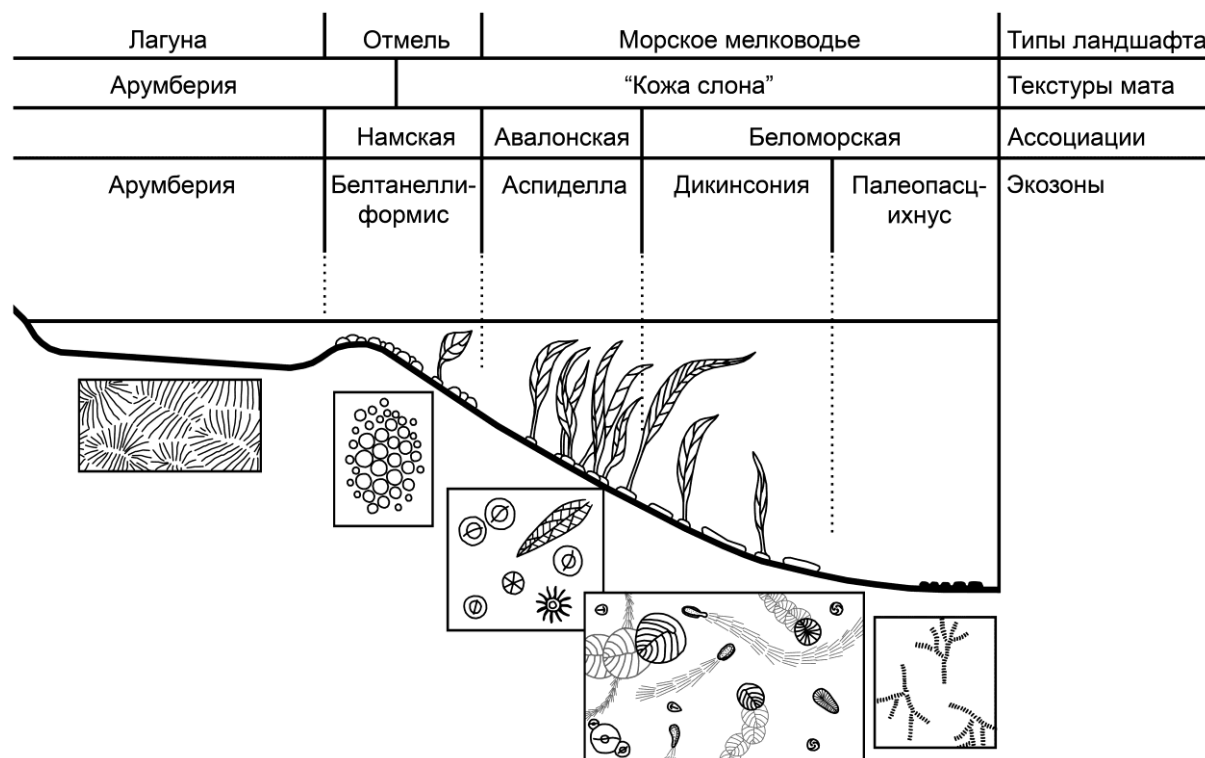


Рис. 1. Ландшафтно-экологические группировки (экологические зоны) эдиакарской макробиоты по ископаемым остаткам флиндерско-беломорского стиля сохранности (отпечатки, слепки, пиритовые инкрустации и псевдоморфозы, органические пленки на подошве песчаного пласта).

Работы проводятся при поддержке гранта Российского научного фонда № 24-27-00253, <https://rscf.ru/project/24-27-00253>.

КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ ЦИРКОНА В ГРАНОФИРОВЫХ НОРИТАХ И ПИЖОНИТ-АВГИТОВЫХ ДИОРИТАХ МАССИВА ЯРВА-ВАРАКА (МОНЧЕГОРСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА)

Т.В. Каулина*, Л.И. Нерович, Л.М. Лялина

Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты Мурманской области, *e-mail: t.kaulina@ksc.ru

Расслоенный массив Ярва-Варака расположен в Мончегорском рудном районе Кольского полуострова и сложен норитами, гиперстеновыми диоритами, пижонит-авгитовыми диоритами, кварцевыми диоритами и гранодиоритами (Nerovich et al., 2023). Возраст массива составляет 2.5 млрд лет (Расслоенные..., 2004; Kaulina et al., 2023). Вмещающими породами для массива Ярва-Варака являются архейские глиноземистые гнейсы Кольской группы с телами гранитоидов. На основе геолого-петрографических и геохимических данных (Nerovich et al., 2023), показывающих сходство массива Ярва-Варака с магматическим комплексом Садбери, был сделан вывод о возможной импактной природе массива. Одной из основных черт сходства с Садбери является присутствие

гранофира по всему разрезу массива Ярва-Варака. При дальнейшем изучении в гранитоидах обрамления были обнаружены признаки ударного метаморфизма: псевдотрахилитовая брекчия с грис-структурой; полосы смятия в биотите и клиноцоизите; планарные структуры в кварце; микроструктурные деформации в монаците (Nerovich et al., 2023; Kaulina et al., 2023).

Рассмотрены морфологические и геохимические характеристики циркона из гранофировых пород (мафитовых и фельзитовых норитов и пижонит-авгитовых диоритов) массива Ярва-Варака. Циркон в пробах мафитовых норитов состоит из собственно магматического циркона, образовавшегося при кристаллизации норитов и захваченного из вмещающих гнейсов кольской серии – судя по включениям плагиоклаза и силлиманита. Магматический циркон в мафитовых норитах представлен короткопризматическими светло-желтыми кристаллами, обогащенными редкоземельными элементами (Y, REE до 20775 ppm). Захваченный циркон из гнейсов представлен длиннопризматическими коричневатыми и бесцветными зернами и содержит существенно меньше редкоземельных элементов (Y, REE = 1189–4275 ppm). Магматический циркон в фельзитовых норитах морфологически похож на циркон мафитовых норитов, но с более низким содержанием Y и REE (до 3625 ppm).

В пробе пижонит-авгитовых диоритов помимо циркона выделен бадделейт, хотя в шлифах он отмечен и в пробе мафитовых норитов. Срастания циркона и бадделеита показывают раннюю кристаллизацию бадделеита с последующим образованием циркона, кристаллизация которого продолжалась до стадии кристаллизации гранофирового расплава. Бадделейт представлен мелкими зернами (60–100 мкм), содержащими около 200 ppm U и 1–2 ppm Th. Циркон образует узкие и широкие каймы на кристаллах бадделеита (рис. 1). На стадии кристаллизации гранофирового расплава циркон образует крупные (300–400 мкм) кристаллы с высоким содержанием U (1000–6180 ppm) и Th (2340–16900 ppm) часто скелетной формы в сростках с кварцем, полевыми шпатами, биотитом (рис. 1). Содержание Y и REE в цирконе этого типа самое высокое – до 25245 ppm. Скелетный рост циркона указывает на быструю кристаллизацию расплава, скорее всего, в приповерхностных условиях.

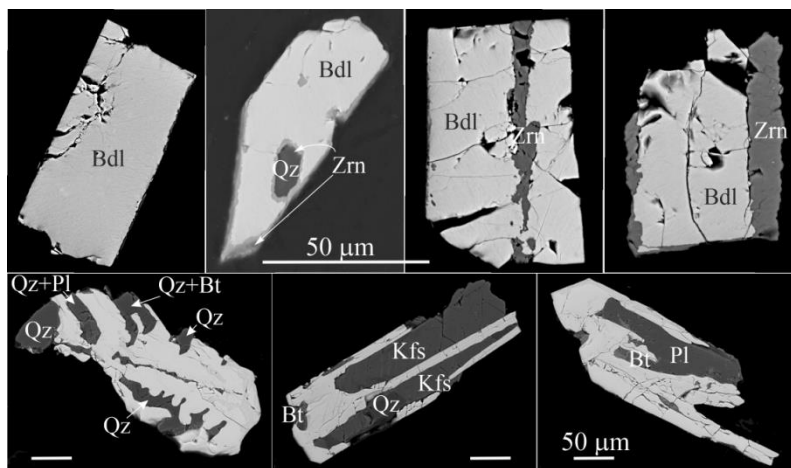


Рис. 1. Кристаллы бадделеита (верхний ряд) и скелетные формы циркона (нижний ряд) из пробы пижонит-авгитовых диоритов. SEM, BSE. Bdl – бадделейт, Zrn – циркон, Bt – биотит, Qz – кварц, Pl – плагиоклаз, Kfs – калиевый полевой шпат

На рисунке 2 представлены соотношения распределения U и Th в цирконе из изученных пород. Видно, что ксеногенный циркон из гнейсов существенно отличается от циркона из пород массива Ярва-Варака, которые образуют тренд с увеличением содержания элементов по мере кристаллизации пород от мафитовых и фельзитовых норитов к пижонит-авгитовым диоритам. Видно, что циркон пород массива Ярва-Варака существенно обогащен U и Th, по сравнению с цирконом из пород других расслоенных

интрузий восточной части Балтийского щита (Баянова, 2004; Amelin et al., 1995). Близкое содержание U и Th имеет циркон из мафитовых и фельзитовых норитов магматического комплекса Садбери (Davis, 2008).

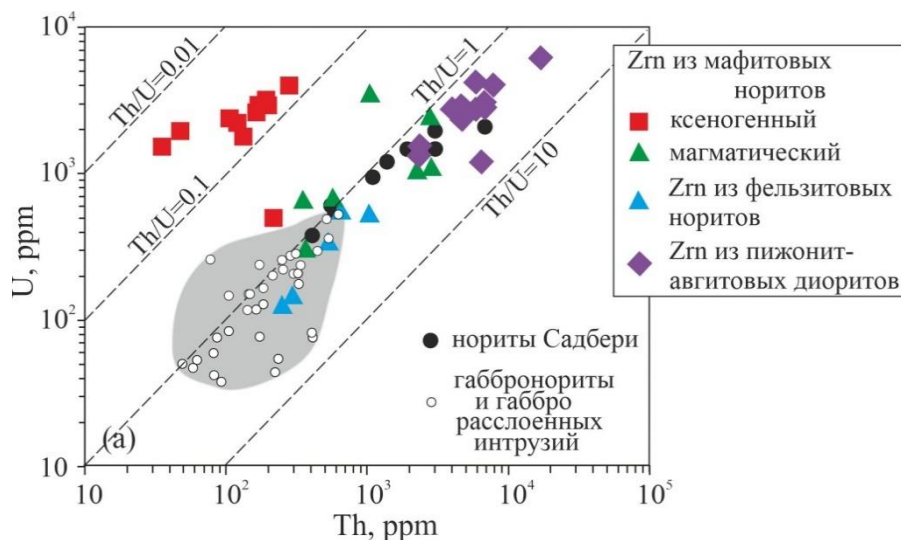


Рис. 2. Диаграмма содержания U и Th для циркона из мафитовых норитов, фельзитовых норитов и пиконит-авгитовых диоритов массива Ярва-Варака. «Нориты Садбери» – данные по циркону из мафитовых и фельзитовых норитов магматического комплекса Садбери (Davis, 2008), «габбронориты и габбро-расслоенных интрузий» – данные по циркону из пород Имандровского лополита, интрузии горы Генеральской, Мончеплутон, Мончетундровской интрузии и Федорово-Панского массива (Amelin et al., 1995; Баянова, 2004).

На основе состава пород по петрогенным и несовместимым элементам, считается, что наиболее вероятный процесс, обусловивший формирование исходных расплавов для массива Ярва-Варака, это – ассимиляция корового материала (в результате метеоритного удара) магнезиальной мантийной магмой (Nerovich et al., 2023). Данные, полученные по циркону, согласуются с этим механизмом.

Литература

Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма, 2004. М.: Наука. 174 с.

Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение (Ред. Ф.П. Митрофанов, В.Ф. Смолькин). (2004) В 2-х частях. Апатиты: изд. КНЦ РАН. 177.

Amelin Yu.V., Heaman L.M., Semenov V.S. U–Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting // *Precambrian Res.* 1995. V. 75. P. 31–46.

Davis D.W. Sub-million-year age resolution of Precambrian igneous events by thermal extraction–thermal ionization mass spectrometer Pb dating of zircon: Application to crystallization of the Sudbury impact melt sheet // *Geology.* 2008. V. 36. No 5. P. 383–386.

Kaulina T.V., Shilovskikh V.V., Nerovich L.I., Savchenko E.E., Bocharov V., Lialina L., Il'chenko V. Microstructural Deformation and the Age of Monazite-(Ce) from Diatexite Granite in the Jarva-Varaka Structure (Kola Region, Russia) // *Minerals.* 2023. 13(10). 1325. <https://doi.org/10.3390/min13101325>.

Nerovich L.I.; Kaulina T.V.; Bayanova T.B.; Ilchenko V.L.; Kunakkuzin E.L.; Bazai A.V.; Mudruk S.V.; Borisenko E.S.; Sosnovskaya M.F. Granophyre norites and diorites of the Jarva-Varaka massif (Monchegorsk ore area, Kola Region, Russia): geology, petrography, geochemistry, geochronology and origin // *Geochemistry International.* 2023. V. 61, № 6. P. 572–592. DOI: 10.1134/S0016702923060071.

ВОЗРАСТ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ И ИСТОЧНИКИ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД УДОКАНСКОГО КОМПЛЕКСА КОДАРО-УДОКАНСКОГО ПРОГИБА, АЛДАНСКИЙ ЩИТ

В.П. Ковач *, Е.В. Адамская, А.Б. Котов, В.Н. Подковыров, А.М. Ларин,
С.Д. Великославинский, Е.В. Толмачева, Ю.В. Плоткина, Б.М. Гороховский

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, *e-mail: v.p.kovach@gmail.com

На основе систематических U-Th-Pb (LA ICP MS) геохронологических исследований детритового циркона (Ковач и др., 2018, 2024а, 2024б; Адамская и др., 2023; Kovach et al., 2023) разработана новая схема последовательности формирования терригенных отложений Кодаро-Удоканского прогиба – гипостратотипа нижнего протерозоя Восточной Сибири и Дальнего Востока. Показано, что возраст кодарской серии находится в интервале 1.99–1.91 млрд лет, а возрасты чинейской и кеменской серий в интервале 1.90–1.87 млрд лет. Накопление отложений кодарской серии отделено от накопления пород чинейской и кеменской серий этапом метаморфизма, деформаций и формирования массивов гранитоидов с возрастом 1908 ± 5 млн лет (Ларин и др., 2006). Это позволяет, вслед за Д.П. Гладкочубом с соавторами (Гладкочуб и др., 2020), поставить вопрос о выделении кодарской серии в отдельное стратиграфическое подразделение, не относящееся к удоканскому комплексу.

Источниками терригенных пород кодарской, чинейской и кеменской серий являлись архейские магматические и метаморфические породы Чаро-Олекминского геоблока и, вероятно, Каларского и Курультинского блоков Станового структурного шва, а также не установленные в регионе на современном эрозионном срезе палеопротерозойские комплексы. Предполагается, что породы источников детритового циркона с возрастом около 2.04–1.99 млрд лет формировались посредством плавления мантийного и корового материала в субдукционной обстановке, сопоставимой с современными активными континентальными окраинами или энсиалическими островными дугами. Эрозия пород магматических дуг и континентального склона привела к накоплению отложений кодарской серии в обстановке бассейна форланда ретродуго (retro-arc foreland basin). Последующие коллапс орогена и формирование внутриконтинентального бассейна растяжения привели к накоплению терригенных пород чинейской и кеменской серий удоканского комплекса.

Литература

Адамская Е.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Толмачева Е.В., Плоткина Ю.В., Сковитина Т.М., Федосеенко А.М., Горовой В.А. Терригенные отложения кодарской серии Удоканской подзоны Кодаро-Удоканского прогиба Алданского щита: возраст, источники и области сноса // Докл. АН. 2023. Т. 509. № 2. С. 153–159.

Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Донская Т.В. Феномен аномально быстрого накопления отложений удоканской серии и формирования уникального Удоканского медного месторождения (Алданский щит, Сибирский кратон) // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11. № 4. С. 664–671.

Ковач В.П., Котов А.Б., Гладкочуб Д.П., Толмачева Е.В., Великославинский С.Д., Гороховский Б.М., Подковыров В.Н., Загорная Н.Ю., Плоткина Ю.В. Возраст и источники метапесчаников чинейской подсерии (Удоканская серия, Алданский щит): результаты U-Th-Pb геохронологического (LA-ICP-MS) и Nd изотопного изучения // Докл. АН. 2018. Т. 482. № 2. С. 1138–1141.

Ковач В.П., Ларин А.М., Котов А.Б., Адамская Е.В., Плоткина Ю.В., Макарьев Л.Б., Сковитина Т.М., Федосеенко А.М., Гороховский Б.М. Возраст кодарской серии западной части Кодаро-Удоканского прогиба (Алданский щит): результаты U-Th-Pb (LA-ICP-MS)-геохронологических исследований // Докл. АН. 2024а. Т. 514. № 1. С. 32–38.

Ковач В.П., Адамская Е.В., Котов А.Б., Подковыров В.Н., Ларин А.М., Скляр Е.В., Загорная Н.Ю., Сквитина Т.М., Плоткина Ю.В., Федосеенко А.М., Тон Ю. Возраст и источники пород Кодарской серии Удоканского комплекса (Алданский щит): Результаты геохимических, U-Th-Pb (LA-ICP-MS) геохронологических и Nd-Hf изотопных исследований // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2024б. Т. 32. № 5. С. 3-26.

Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Макарьев Л.Б., Яковлева С.З., Ковач В.П. Раннепротерозойские коллизионные и постколлизионные граниты Байкальской складчатой области // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 5. С. 3–15.

Kovach V., Adamskaya E., Kotov A., Victor Podkovyrov V., Tolmacheva E., Gladkochub D., Sklyarov E., Velikoslavinsky S., Plotkina Yu., Skovitina T., Wang K-L., Lee H-Y., Boris Gorokhovskiy B. Age of provenance for the Paleoproterozoic Kemen Group, Udokan Complex: “hidden” Paleoproterozoic crust-forming event in the western Aldan Shield, Siberian Craton // Precambrian Res. 2023. V. 396. 107158.

О ВОЗРАСТЕ ВУЛКАНОГЕННОГО ЦИРКОНА ИЗ ТУФОВОГО ПРОСЛОЯ В ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗИГАНСКОЙ СВИТЫ (БАССЕЙН Р. ЗУЯЧКА, АЛАТАУСКИЙ АНТИКЛИНОРИЙ, ЮЖНЫЙ УРАЛ)

**А.В. Колесников^{1,2,*}, А.В. Маслов¹, В.А. Панькова¹, В.Н. Паньков¹, Ю.В. Яшунский¹,
А.С. Дубенский¹, К.Г. Ерофеева¹**

¹ Геологический институт РАН, г. Москва, *e-mail: kolesnikov@ginras.ru

² Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа

Прослои глинизированных пепловых туфов среди осадочных последовательностей венда, пригодные для выделения и датирования циркона, были обнаружены на западном склоне Южного Урала в окрестностях г. Усть-Катав Д.В. Гражданкиным в 2008 г. По данным (Гражданкин и др., 2011), U–Pb изотопный возраст циркона из одного такого прослоя в разрезе к северу от ж.д. станции (район города под неофициальным названием «Шанхай») составляет 548 ± 8 или 548 ± 4 млн лет (Levashova et al., 2013). По мнению авторов указанных работ¹, этот прослой залегает среди пород зиганской свиты примерно в 90–100 м выше ее подошвы, привязанной Д.В. Гражданкиным в связи с отсутствием здесь конгломератов куккараукского уровня к поверхности морского затопления (mfs). Выше датированных туфов в указанном разрезе наблюдается несколько менее мощных осветленных прослоев глинистых пород, имеющих, по всей видимости, такую же природу.

Позднее прослои глинизированных пепловых туфов были установлены и в других разрезах венда Южного Урала – на новой автодороге Петровское–Кулгунино, обходящей с юга водопад Куккараук, к востоку от д. Толпарово, а также на автотрассе Уфа–Белорецк в нескольких километрах к западу от моста через р. Зуячка. В первом из них вскрыты породы басинской, куккараукской и зиганской свит. Здесь среди отложений басинской и зиганской свит известно несколько горизонтов глинизированных пепловых туфов, в том числе два в зиганской свите – в нижней части среди песчаников с фиолетовым оттенком и вблизи подошвы такатинской свиты девона. По данным (Разумовский и др., 2020), возраст циркона из туфов, залегающих в верхней части басинской свиты составляет 573 ± 2 млн лет. А.В. Рязанцев с соавторами (2023) установили возраст циркона из глинизированных пепловых туфов в нижней части зиганской свиты (566 ± 5 млн лет).

Во втором разрезе туфы (не менее 9 горизонтов) выявлены в нижней части басинской свиты. Возраст циркона из двух горизонтов кристалло- и кристалло-витрокластических туфов (объединенная проба) равен 570 ± 2 млн лет (Рязанцев и др., 2023). В этой же работе авторы указывают на присутствие в средней? и нижней частях вскрытого к северу от ж.д. станции Усть-Катав под такатинской свитой разреза басинской (а не зиганской, как

¹ В обзоре (Маслов, 2022) ошибочно указано, что Д.В. Гражданкин относил уровень с туфами к басинской свите.

представлялось ранее) свиты 8 горизонтов глинизированных вулканических туфов. Для двух наиболее мощных из них возраст циркона равен 578 ± 7 и 574 ± 3 млн лет. Это предполагает, по представлениям А.В. Рязанцева с соавторами, ошибочность ранее опубликованного для данного разреза возраста туфов. К сожалению, авторы не сопоставили отобранные и исследованные ими горизонты туфов с прослоем туфов, из которого циркон был датирован ранее, но, судя по рис. 1б, приведенному в публикации (Рязанцев и др., 2023), они расположены выше по разрезу.

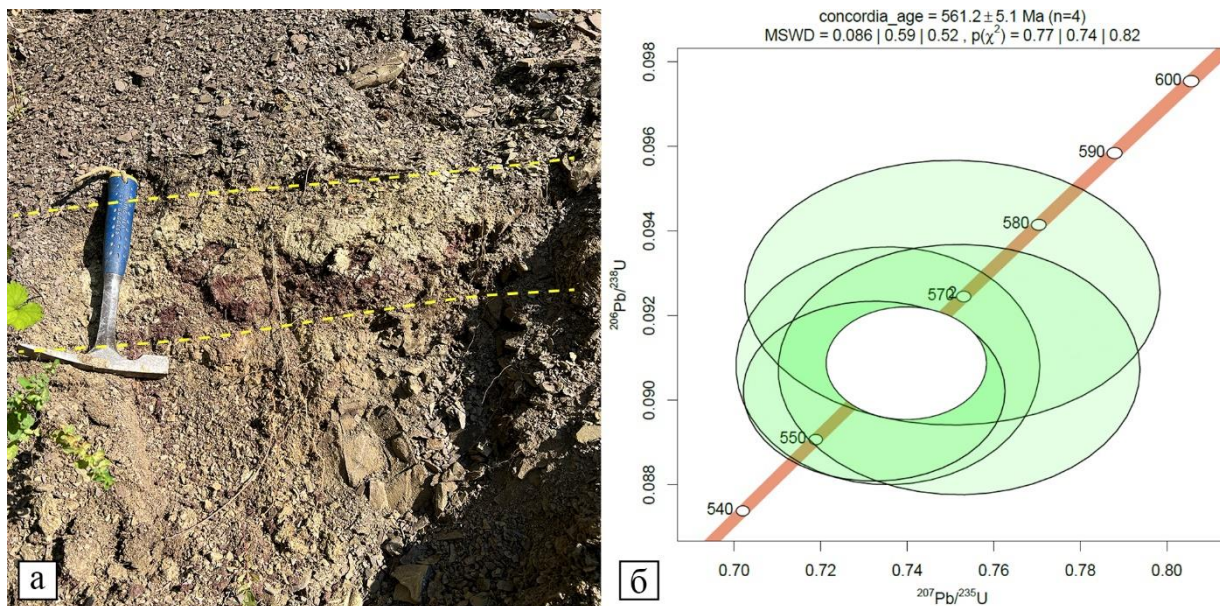


Рис. 1. Глинизированные пепловые туфы в обнажении к западу от р. Зуячка (а) и диаграмма с конкордией для выделенного из них циркона (б).

В третьем разрезе (участок автотрассы Уфа–Белорецк между 113 и 117 км) вскрыты почти вся басинская свита, а также фрагменты куккараукской и зиганской свит (Маслов и др., 2001). Основная часть басинской свиты (мощность ~500–540 м) представлена неравномерным чередованием серовато-зеленых мелко-, средне- и разномелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Примерно в 100–120 м выше начала разреза появляются красновато-зеленые разности аргиллитов и далее они присутствуют в разрезе постоянно. Кроме пачек переслаивания в данном разрезе наблюдаются пакеты (мощность до 30–50 м) зеленых средне- и неравномернозернистых песчаников. В самой верхней части (~40 м) свита представлена пестроцветными алевролитистыми аргиллитами с тонкими редкими прослоями зеленовато-серых алевролитов и песчаников. На этой пачке залегают мелкогалечниковые конгломераты куккараукской свиты. Видимая их мощность составляет ~40 м. Юго-восточнее после небольшого закрытого интервала обнажены тонкоплитчатые зеленые средне- и мелкозернистые песчаники зиганской свиты. Далее автотрасса следует по выположенному участку, где коренные выходы отсутствуют (мощность закрытого интервала составляет ~300 м), а в районе 113 км вскрывается отмаркированный масляной краской фрагмент зиганской свиты. Коренные выходы можно видеть здесь как на северном борту автотрассы в небольшом придорожном карьере (54.301936 с.ш., 57.270805 в.д.), именно здесь присутствует пласт глинизированных вулканических туфов (рис. 1а) так и на южном борту, где наблюдается неравномерное чередование сиренево- и зеленовато-серых алевроаргиллитов и мелко-среднезернистых песчаников. После небольшого закрытого интервала данный фрагмент наращивается на северном борту автотрассы зеленовато-серыми тонко- и среднеплитчатыми среднезернистыми песчаниками. Далее здесь же можно видеть мелкогалечные кварцевые конгломераты, гравелиты и зеленовато-серые песчаники, сменяющиеся после небольшого закрытого интервала породами такатинской свиты. Возможно, к последней принадлежат уже и указанные конгломераты и гравелиты. Общая

мощность зиганской свиты в описанном разрезе составляет ~530 м, а вулканические туфы залегают примерно в 200 м ниже пород палеозоя.

U–Pb изотопные анализы зерен вулканогенного циркона выполнены с использованием системы лазерной абляции NWR-213 (Electro Scientific Ind.), совмещенной с масс-спектрометром высокого разрешения Element2 (Thermo Scientific Inc.) в ЛХАИ ЦКП ГИН РАН. Всего в составе популяции циркона из отобранной пробы датировано 42 кристалла, по четырем из которых, обладающих дискордантностью менее 10%, получено значение возраста 561.2 ± 5.1 млн лет (СКВО = 0.086, вероятность соответствия = 0.77) (рис. 1б). Это значение, наряду с ранее опубликованными данными (Разумовский и др., 2020; Рязанцев и др., 2023), позволяет довольно уверенно оценить возрастной уровень зиганской свиты, соответствующий беломорскому, в понимании (Grazhdankin, 2014; Гражданкин, Маслов, 2015), регионарису Восточно-Европейской платформы, а также коррелировать структурно разобщенные разрезы ашинской и сылвицкой серий Южного и Среднего Урала (Панькова и др., 2025).

Исследования проведены в рамках государственного задания ГИН РАН и ИГ УФИЦ РАН (темы FMMG-2023-0004 и FMRS-2025-0016).

Литература

Гражданкин Д.В., Марусин В.В., Меерт Дж. и др. Котлинский горизонт на Южном Урале // Докл. АН. 2011. Т. 440. № 2. С. 201–206.

Маслов А.В. Венд Южного Урала: обзор исследований начала XXI в. // Литосфера. 2022. Т. 22. № 4. С. 409–431.

Маслов А.В., Гражданкин Д.В. Место венда в международной стратиграфической шкале // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 4. С. 703–717.

Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В. Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минералогия, геологические памятники природы). Т. IV. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. 132 с.

Разумовский А.А., Новиков И.А., Рязанцев А.В. и др. Древнейшие вендские ископаемые Евразии: U–Pb-изотопный возраст басинской свиты (ашинская серия, Южный Урал) // Докл. АН. 2020. Т. 495. № 2. С. 3–8.

Рязанцев А.В., Разумовский А.А., Новиков И.А. и др. Возраст вулканических туфов в разрезах басинской и зиганской свит ашинской серии венда (эдиакария) на Южном Урале: результаты U–Th–Pb (SIMS и La–ICP–MS) датирования акцессорного циркона // Докл. РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 508. № 1. С. 68–78.

Панькова В.А., Колесников А.В., Паньков В.Н. и др. Гипостратотип усть-сылвицкой свиты верхнего венда в Кваркушско-Каменногорском антиклинории (Средний Урал) // Литосфера. 2025 (в печати).

Grazhdankin D. Patterns of evolution of the Ediacaran soft-bodied biota // J. Paleontology. 2014. V. 88. № 2. P. 269–283.

Levashova N.M., Bazhenov M.L., Meert J.G. et al. Paleogeography of Baltica in the Ediacaran: Paleomagnetic and geochronological data from the clastic Zigan Formation, South Urals // Precambrian Res. 2013. V. 236. P. 16–30.

О ПЕРЕХОДНОМ ИНТЕРВАЛЕ ВЕНДА И КЕМБРИЯ НА УРИНСКОМ ПОДНЯТИИ ЮГА СРЕДНЕЙ СИБИРИ

А.В. Колесников*, М.С. Чеснокова, С.В. Рудько, Б.Г. Покровский

Геологический институт РАН, г. Москва, *e-mail: kolesnikov@ginras.ru

Начало кембрия ознаменовалось внезапным исчезновением загадочных и морфологически сложных древнейших мягкотелых макроскопических организмов, также известных как биота эдиакарского типа (или эдиакарская мягкотелая биота), временной интервал распространения которых охватывает приблизительно 574–539 млн лет (Matthews

et al. 2021). Данное явление резкого выпадания мягкотелых организмов из ископаемой летописи интерпретировалось по-разному. Согласно первой точке зрения, «гипотеза Чеширского кота», исчезновение ископаемых остатков было связано с изменением условий захоронения и сохранности из-за вытеснения биотурбирующими организмами микробных матов из обстановок обитания мягкотелых организмов. Иными словами, исчезновение организмов эдиакарского типа не являлось следствием эволюционных процессов в биосфере, а носило скорее тафономический характер – «закрылось тафономическое окно» в обстановках обитания мягкотелых организмов (Laflamme et al., 2013). Согласно второй «катастрофической гипотезе», исчезновение эдиакарской биоты было связано с массовым вымиранием, вызванным экологическим стрессом в глобальном масштабе (Laflamme et al., 2013). Третья «гипотеза биологического замещения» предлагает сценарий развития событий в позднем докембрии, в котором вымирание вендских макроскопических организмов носило постепенный характер и было обусловлено изменениями в структуре и функционировании экосистем в связи с появлением и усилением доминирующей роли Metazoa (Laflamme et al., 2013; Darroch et al., 2018). В некоторой степени в пользу этой гипотезы указывают находки таксонов эдиакарского типа в нижнем кембрии Китая, что ставит вопрос об их полном исчезновении или вымирании (Hu et al., 2023).

В настоящем сообщении приведены результаты изучения переходного интервала венда–кембрия в тинновской и нохтуйской свитах уринского поднятия юга средней части Сибирской платформы. В данном интервале обнаружены ранее неизвестные телесные остатки членистоногих организмов и их следы перемещения, различные ихнофоссилии, а также многочисленные отпечатки и объемные слепки организмов эдиакарского типа (Kolesnikov et al., 2023). Новые данные свидетельствуют о возможности выживания некоторых таксонов эдиакарского типа в раннем фанерозое, что косвенно подтверждает «гипотезу постепенного биологического замещения», а также являются первым прямым доказательством существования древнейших известных дотрилобитных членистоногих уже на рубеже 529 млн лет.

Исследования проведены при поддержке гранта РФФИ № 24-77-10030.

Литература

- Darroch S.A.F., Smith, E.F. Laflamme M. et al. Ediacaran extinction and cambrian explosion // Trends in Ecology and Evolution. 2018. V. 33. P. 653–663.
- Hu S., Zhao F., Liu A.G., Zhu M. A new Cambrian frondose organism: 'Ediacaran survivor' or convergent evolution? // Journal of Geological Society. London. 2023. V. 180 (2).
- Kolesnikov A.V., Marusin V.V., Rud'ko S.V. et al. Shadows of the past: An Ediacara-style taphonomic window in advent of Cambrian bioturbators // Precambrian Res. 2023. V. 399. 107238.
- Laflamme, M., Darroch, S.A.F., Tweedt, S.M. et al. The end of the Ediacara biota: extinction, biotic replacement, or Cheshire cat? // Gondwana Research. 2013. V. 23. P. 558–573.
- Matthews, J.J., Liu, A.G., Yang, C. et al. A chronostratigraphic framework for the rise of the Ediacaran macrobiota: new constraints from mistaken point ecological reserve. Newfoundland // GSA Bull. 2021. V. 133 (3–4). P. 612–624.

ИЗОТОПНЫЕ СИСТЕМЫ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДРЕВНЕЙ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ

Б.Б. Кочнев^{1,2,*}, Н.И. Ветрова², Е.В. Ветров³, Г.А. Карлова¹

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск,
*e-mail: kochnevbb@ipgg.sbras.ru

² Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск

³ ООО «УК Полус», Москва

Базальные горизонты баратальской серии юго-востока Горного Алтая рассматриваются как одни из наиболее древних фрагментов океанической коры, сложенные

карбонатными осадочными породами. Их принадлежность к океаническим поднятиям обоснована залеганием на базальтах OIB и MORB, отсутствием кластической примеси континентального происхождения и специфической фациальной зональностью, отражающей обстановки вершины, склона и подножия поднятия. Возраст этих толщ со значительной степенью условности определялся как венд-кембрийский (Добрецов и др., 2004; Ota et al., 2007). Были изучены три разреза, где соотношение карбонатных отложений с подстилающими базальтами не вызывает сомнений (разрезы «Аккая», «Курай» и «Чаган-Узун»). Изученные породы представлены известняками, изредка доломитистыми, с содержанием н.р.о. менее 10% с достаточно широкими вариациями содержаний Fe (82–3818 мкг/г), Mn (41–2322 мкг/г) и Sr (139–3123 мкг/г). Спектры распределения РЗЭ, нормированные на PAAS, демонстрируют в основном отрицательный наклон кривой распределения $((La/Yb)_n = 0,14...1,03)$ и заметные вариации как в общей концентрации этих элементов, так и в степени выраженности положительной Eu/Eu^* (0,79...1,73) и отрицательной Ce/Ce^* (0,51...0,92) аномалий.

Диапазон величин $\delta^{13}C$ достигает почти 20‰ (–14,8...+4,6‰ V-PDB); значения $\delta^{18}O$ варьируют от 16,9 до 25,2‰ V-SMOW. Корреляция между значениями $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ для изученных разрезов практически отсутствует, как и между значениями $\delta^{13}C$ и соотношением Fe/Sr. Чуть более выражена отрицательная корреляция между величиной $\delta^{13}C$ и соотношением Mn/Sr в разрезах «Аккая» и «Курай». Значения $\delta^{18}O$ имеют выраженную отрицательную зависимость от соотношения Fe/Sr в разрезе «Аккая», а также от соотношения Mn/Sr в разрезах «Аккая» и «Чаган-Узун».

Величины $^{87}Sr/^{86}Sr$ для разреза «Аккая» лежат в достаточно узком интервале и составляют 0,708180...0,708325 без каких-либо выраженных трендов. В разрезе «Курай» величины $^{87}Sr/^{86}Sr$ варьируют в широком диапазоне – от 0,707098 до 0,708282, образуя нисходяще-восходящий тренд. В разрезе «Чаган-Узун» разброс значений $^{87}Sr/^{86}Sr$ еще выше и составляет от 0,706621 до 0,708359 с явным ростом вверх по разрезу. Величины $^{87}Sr/^{86}Sr$ слабо коррелируют с соотношением Fe/Sr; более выражена отрицательная корреляция с соотношением Mn/Sr. Корреляция между значениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ и величинами $\delta^{13}C$ проявлена лишь для разреза «Чаган-Узун». Наиболее четко для всех трех разрезов проявлена положительная корреляция между величинами $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $\delta^{18}O$.

Геохимические и изотопные характеристики известняков как минимум в двух разрезах («Курай» и «Чаган-Узун») не согласуются с традиционными моделями постседиментационных изменений, согласно которым в ходе литогенеза, диагенеза и эпигенеза значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ обычно возрастают, а величины $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$, как правило, снижаются, сопровождаясь ростом концентраций Fe и Mn (Veizer, 1983; Кузнецов и др., 2014). Основной причиной для этого мы считаем влияние гидротермальных растворов, связанных с подстилающими базальтами. Как и базальты, так и гидротермы, связанные с областями современного подводного вулканизма характеризуются низкими значениями $^{87}Sr/^{86}Sr$, приближенными к мантийным (Allègre et al., 2010). В частности, базальты, подстилающие баратальские известняки, имеют величины $^{87}Sr/^{86}Sr$ от 0,7023 до 0,7057 (Сафонова, 2020). Кроме влияния на изотопный состав стронция, эти растворы имели пониженные значения $\delta^{18}O$ за счет изотопного обмена с силикатной матрицей, а также способствовали росту концентраций марганца и отчасти железа. Подобные кайнозойские карбонаты, в частности, описаны в областях разгрузки гидротермальных флюидов в зоне субдукции на северо-западной окраине Тихоокеанской плиты (Joseph et al., 2012). Эти осадочные карбонаты с аномально-низкими значениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ одновременно характеризуются пониженными величинами $\delta^{18}O$, а также повышенными концентрациями Mn, что и наблюдается в разрезах «Курай» и «Чаган-Узун». Очевидно, что влияние гидротермальной активности на осадконакопление было неравномерным в пространстве, и в наибольшей степени оно проявлялось вблизи контакта с вулканическими породами, хотя нельзя исключать вертикальную и латеральную миграцию флюидов в толщу вышележащих осадков. Такое неравномерное распределение изотопно-легких по стронцию карбонатов

наблюдается в нижних 6 м разреза «Курай», где значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ меняются от 0,70591 до 0,70752 (Nohda et al., 2013). Таким образом, для оценки первичного изотопного состава стронция в палеобассейне в данном случае нет смысла использовать минимальные величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, поскольку они в значительной степени являются результатом син- или постседиментационного влияния внешних факторов.

Низкие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в баратальских карбонатах можно было бы связать с более древним, чем предполагалось по другим оценкам, возрастом. Однако в разрезе «Курай» в 16 м от основания, где величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ составляет 0,70735, обнаружены мелкораковинные окаменелости *Cambrotubulus* sp., которые не известны в отложениях с возрастом древнее 550 млн лет (Хоментовский, Карлова, 1992). Для этого стратиграфического уровня известные в других разрезах значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ не опускаются ниже 0,7079 (Кузнецов и др., 2014). Возможной причиной аномально-легкого изотопного состава стронция можно было бы предполагать изолированный характер бассейна. Однако о том, что баратальские известняки накапливались в обстановках открытого океана, свидетельствуют геохимические данные. Согласно распределению РЗЭ, изучаемые породы в основном относятся к нормативным областям отложений дна открытого океана либо океанических поднятий (Zhang et al., 2017).

Различия в изотопном составе известняков между тремя изученными разрезами могут свидетельствовать об их разновозрастности. Так, по изотопным характеристикам для разреза «Аккая» ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \geq 0,70818$; $\delta^{13}\text{C} \sim 0\text{‰}$) его возможный возраст может быть оценен в достаточно широком интервале от позднего венда до раннего кембрия (550 – 520 млн лет). Низкие ($\leq -5,6\text{‰}$) значения $\delta^{13}\text{C}$ в разрезе «Курай» могут отвечать одному из негативных С-изотопных событий вблизи границы эдиакария и кембрия Международной хроостратиграфической шкалы – это либо экскурс BACE (около 540 млн лет), либо более древний экскурс BANE, датируемый около 550 млн лет (Bowyer et al., 2022). Известняки разреза «Чаган-Узун», в которых разброс значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ составляет от 0,70662 до 0,70836, а $\delta^{13}\text{C}$ от $-2,6$ до $+4,6\text{‰}$, если сравнивать их с эталонными кривыми для «нормальных» бассейнов, могли накапливаться в диапазоне от 800 млн лет до раннего кембрия (Кузнецов и др., 2014; Bowyer et al., 2022). Однако с учетом влияния на изотопный состав стронция подстилающих базальтов, возраст осадочных пород, скорее всего, также близок к переходному интервалу венда–кембрия. Тем не менее, различия в изотопном составе углерода указывают на геохимическую разобщенность осадочных бассейнов, в которых формировались изученные карбонаты, что, с учетом глобальных вариаций $\delta^{13}\text{C}$ может указывать на достаточно длительное время формирования карбонатных шапок океанических поднятий в составе Баратальского террейна.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-77-10035, <https://rscf.ru/project/23-77-10035/>.

Литература

Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Кох Д.А. Фрагменты океанических островов в структуре Курайского и Катунского аккреционных клиньев Горного Алтая // Геология и геофизика. 2004, Т. 45. № 12. С. 1381–1403.

Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Возможности стронциевой изотопной хеостратиграфии в решении проблем стратиграфии верхнего протерозоя (рифей и венда) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2014. Т. 22. № 6. С. 3–25.

Сафонова И.Ю. Внутриплитные океанические базальты из аккреционных комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса и Западной Пацифики. Дисс... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГМ СО РАН, 2020. 444 с.

Хоментовский В. В., Карлова Г.А. Нижняя граница кембрия и принципы ее обоснования в Сибири // Геология и геофизика. 1992. Т. 32. № 11. С. 3–26.

Allègre C.J., Louvat P., Gaillardet J., Meynadier L., Rad S., Capmas F. The fundamental role of island arc weathering in the oceanic Sr isotope budget // *Earth and Planetary Science Letters*. 2010. V. 292. P. 51–56.

Bowyer F.T., Zhuravlev A.Yu., Wood R., Shields G.A., Zhou Y., Curtis A., Poulton S.W., Condon D.J., Yang C., Zhu M. Calibrating the temporal and spatial dynamics of the Ediacaran radiation of animals // *Earth-Science Reviews*. 2022. V. 225. 103913.

Joseph C., Torres M.E., Martin R.A., Haley B.A., Pohlman J.W., Riedel M., Rose K. Using the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ of modern and paleoseep carbonates from northern Cascadia to link modern fluid flow to the past // *Chemical Geology*. 2012. V. 334. P. 122–130.

Nohda S., Wang B.-S., You C.-F., Isozaki Y., Uchio Y., Buslov M.M., Maruyama S. The oldest (Early Ediacaran) Sr isotope record of mid-ocean surface seawater: Chemostratigraphic correlation of a paleo-atoll limestone in southern Siberia // *Journal of Asian Earth Science*. 2013. V. 77. P. 66–76.

Ota T., Utsunomiya A., Uchio Y., Isozaki Y., Buslov M.M., Ishikawa A., Maruyama S., Kitajima K., Kaneko Y., Yamamoto H., Katayama I. Geology of the Gorny Altai subduction-accretion complex, southern Siberia: Tectonic evolution of an Ediacaran-Cambrian intra-oceanic arc-trench system // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2007. V. 30. P. 666–695.

Veizer J. Chemical diagenesis of carbonates: theory and application of trace element technique // *Stable isotopes in sedimentary geology*. SEPM Short Course Notes, 1983. V. 10. P. 3.1–3.100.

Zhang K.-J., Li Q.-H., Yan L.-L., Zheng L., Lu L., Zhang Y.-X., Hui J., Jin X., Tang X.-C. Geochemistry of limestones deposited in various plate tectonic settings // *Earth-Science Reviews*. 2017. V. 167. P. 27–46.

U–Pb СИСТЕМАТИКА И Pb–Pb ВОЗРАСТ ДОЛОМИТОВ МИРОЕДИХИНСКОЙ СВИТЫ (ВЕРХНИЙ РИФЕЙ ТУРУХАНСКОГО ПОДНЯТИЯ)

А.Б. Кузнецов, И.М. Васильева*, Н.Г. Ризванова

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, *e-mail: vasilievaaim@yandex.ru

Осадочный разрез рифея Туруханского поднятия, расположенного на северо-западной окраине Сибирской платформы, рассматривается как стратиграфический аналог гипостратотипа рифея Учуро-Майского региона на восточной окраине этой же платформы (Семихатов, Серебряков, 1983). Для этого мощного 3–3.5 км разреза рифея количество изотопно-геохронологических данных немногочисленно. Наиболее ранние опубликованные K–Ar датировки для глобулярных глауконитов безыменской свиты равны 830–910 млн лет, для деревнинской – 800–860 млн лет и для свиты буровой – 830–895 млн лет. Эти датировки показывают позднерифейский возраст, но из-за нарушения K–Ar систем 850–900 млн лет назад эти возрасты омоложены (Семихатов, Серебряков, 1983; Горохов и др., 1995). Одним из наиболее достоверных значений возраста отложений долгое время оставалась Pb–Pb датировка по карбонатам сухотунгусинской свиты, соответствующим 1035 ± 60 млн лет (Овчинникова и др., 1995). Недавно были опубликованы данные о U–Pb возрастах обломочного циркона из песчаных пород безыменской, деревнинской и буровой свит, которые содержали преимущественно архей–палеопротерозойские зерна, и лишь одно зерно с возрастом около 1.06 млрд лет (Priyatknia et al., 2016). Позднее для циркона из линзы магматических пород в известняках нижнетунгусской свиты (свиты буровой) из верхней части туруханского разреза был опубликован U–Pb возраст 963 млн лет (Летникова и др., 2023). Наше исследование было предпринято с целью получить U–Pb характеристики и прямой Pb–Pb возраст для карбонатных пород мироедихинской свиты верхнего рифея Туруханского поднятия.

Мироедихинская свита находится в верхней части рифейского разреза Туруханского поднятия и относится большинством исследователей к средней части верхнего рифея

(Семихатов, Серебряков, 1983), но по биостратиграфическим данным ее предлагают относить к верхней части верхнего рифея (Вейс и др., 1999).

Мироедихинская свита сложена преимущественно серыми и зеленовато-серыми доломитами и мергелями с прослоями известняков и пачками пестроцветных аргиллитов (Петров, Семихатов, 1997). Мощность свиты сравнительно небольшая: 160–210 м. Мироедихинская свита связана постепенными переходами с подстилающими обломочными сероцветными доломитами шорихинской свиты и с перекрывающими строматолитовыми доломитами туруханской свиты. В составе свиты выделяются две подсвиты. Нижняя сложена глинистыми и строматолитовыми доломитами, а верхняя представлена чередованием крупных карбонатных и аргиллитовых пачек. Последовательность этих отложений вместе с доломитами туруханской свиты представляет собой трансгрессивный осадочный комплекс (Петров, Семихатов, 1997). Время его формирования ознаменовалось сменой мелководных обстановок внутреннего шельфа обстановками дистального шельфа (Вейс и др., 1999).

Доломиты мироедихинской свиты, в которых была изучена U–Pb систематика, были отобраны в нижней и в верхней частях свиты. Доломиты характеризуются следующими значениями геохимических критериев: $Mn/Sr = 1–5$, что удовлетворяет условию $Mn/Sr \leq 6$ для неизмененных доломитов (Семихатов и др., 2004). Доломиты мироедихинской свиты содержат много железа, поэтому значения Fe/Sr (22–56) в них выше, чем обычное значение этого параметра для неизмененных доломитов (Семихатов и др., 2004). Повышенное содержание железа в доломитах этой свиты связано с особенностями осадконакопления в бассейне того времени: либо с преобладанием восстановительных условий, либо с размывом близлежащих вулканических пород, о присутствии которых сообщалось недавно (Летникова и др., 2023). При этом зависимости между содержанием Fe и Pb в этих карбонатах не наблюдается. Первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в изученных доломитах колеблется в пределах 0.70640–0.70754, что согласуется с ранними данными (Горохов и др., 1995).

Для датирования мироедихинской свиты карбонатная часть доломитов была растворена в 0.5N HBr, чтобы минимизировать возможную контаминацию свинцом неогенетичной силикокластической составляющей. Результаты показали, что содержание U в доломитах варьирует в очень широком диапазоне от 0.120 до 2.11 мкг/г, а содержание Pb – от 0.607 до 3.04 мкг/г. Соответственно измеренное отношение $^{238}U/^{204}Pb$ также находится в широком диапазоне: 3.07–188.2. Изотопные отношения свинца меняются в интервале: $^{206}Pb/^{204}Pb = 18.360–50.790$, $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.641–17.944$ и $^{208}Pb/^{204}Pb = 37.241–38.335$. На графике в координатах $^{206}Pb/^{204}Pb$ – $^{207}Pb/^{204}Pb$ девять точек изотопных составов свинца карбонатных фракций доломитов образуют линейную зависимость. Рассчитанное значение Pb–Pb возраста для этих точек равно 960 ± 15 млн лет при СКВО = 1.5.

Таким образом, для карбонатного разреза верхнего рифея Туруханского поднятия появился ряд непротиворечивых согласующихся датировок, начиная с сухотунгусинской свиты 1035 ± 60 млн лет (Овчинникова и др., 1995), 995 ± 15 млн лет для свиты буровой (см. Васильева и др., этот же сборник) и 960 ± 15 млн лет для мироедихинской свиты. Возраст карбонатных пород закономерно немного древнее U–Pb возраста обломочного циркона из песчаников перекрывающей платоновской свиты 938–958 млн лет (Priyatknia et al., 2016). Полученные датировки для карбонатных пород верхней части рифейского разреза очень близки к недавно опубликованному возрасту циркона из линзы магматических пород, найденной в кровле нижнетунгусской свиты – 963 ± 6 млн лет (Летникова и др., 2023). Близкие возрасты карбонатных и магматических пород могут свидетельствовать о проявлении вулканизма почти синхронно с накоплением осадков в начале позднерифейского времени.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект РНФ № 23-17-00084).

Литература

- Вейс А.Ф., Петров П.Ю., Воробьева Н.Г. Мироедихинская микробиота верхнего рифея Сибири. Сообщение 2. Интерпретация в терминах биотической палеосукцессии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 1. С. 18–40.
- Горохов И.М., Семихатов М.А., Баскаков А.В., Кутявин Э.П., Мельников Н.Н., Сочава А.В., Турченко Т.Л. Изотопный состав стронция в карбонатных породах рифея, венда и нижнего кембрия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 1. С. 3–33.
- Летникова Е.Ф., Жданов А.А., Иванов А.В., Маслов А.В., Изох А.Э., Летникова А.Ф., Солошенко Н.Г. Sr-изотопный состав воды палеоокеана 960 млн лет назад (по данным для нижнетунгусской свиты Туруханского поднятия Сибирской платформы) // Докл. АН. 2023. Т. 513. № 1. с. 66–76.
- Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Горохов И.М., Беляцкий Б.В., Васильева И.М., Левский Л.К. U–Pb систематика докембрийских карбонатов: рифейская сухотунгусинская свита Туруханского поднятия Сибири // Литология и полезные ископаемые. 1995. № 5. С. 525–536.
- Петров П.Ю., Семихатов М.А. Строение и условия формирования трансгрессивного верхнерифейского комплекса: мироедихинская свита Туруханского поднятия // Литология и полезные ископаемые. 1995. № 1. С. 14–35.
- Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 224 с.
- Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Подковыров В.Н., Бартли Дж., Давыдов Ю.В. Юдомский комплекс стратотипической местности: С-изотопные хемотратиграфические корреляции и соотношение с вендом // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 5. С. 3–28.
- Priyatkina N., Khudoley A.K., Collins W.J., Kuznetsov N.B., Huang H.-O. Detrital zircon record of Meso- and Neoproterozoic sedimentary basins in northern part of the Siberian Craton: Characterizing buried crust of the basement // Precambrian Res. 2016. V. 285. P. 21–38.

**АСЫНСКАЯ СВИТА В ДОЛИНЕ Р.ОЛАН ТУРКА-КУРБИНСКОЙ ЗОНЫ,
БАЙКАЛО-ВИТИМСКАЯ ГОРНАЯ ОБЛАСТЬ: SR-ХЕМОСТРАТИГРАФИЯ
КАРБОНАТНЫХ ПОРОД**

А.Б. Кузнецов¹, О.Р. Минина², Н.А. Доронина², В.С. Стативко¹, М.С. Скрипников²

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН Санкт-Петербург, Россия, e-mail: antonbor9@mail.ru

² Геологический институт СО РАН Улан-Удэ, Россия

Асынская свита (до 3000 м), объединяет гранат-андалузит-биотитовые, амфибол-биотитовые сланцы и мрамора. Она выделена в верховье ручьев Олан и Зумбуруки, пересекающих хребет между долинами рек Турка и Ямбуй Западного Забайкалья. В тектоническом плане породы асынской свиты слагают Асынский блок Ямбуйского "ксенолита", расположенного в Турка-Курбинской структурно-формационной зоне. Последняя наряду с Амалат-Еравнинской (Удино-Витимской) и Икат-Багдаринской выделяются внутри Байкало-Витимской горной области (Руженцев и др., 2012). Байкало-Витимская область прорвана позднепалеозойскими гранитоидами Ангара-Витимского батолита, среди которого встречаются изолированные участки с отложениями позднего докембрия и палеозоя. Корреляция этих отложений в значительной мере затруднена в силу тектонической нарушенности, метаморфизма и дефицита ископаемых остатков.

Л.И. Салоп (1967) сопоставлял метаморфизованные породы бассейна р. Ямбуй с рифейскими суванихинской и тилимской свитами бассейна р. Витимкан. По особенностям разреза и степени метаморфизма асынская свита сопоставима с ципиканской толщей Багдаринской зоны, которая ранее относилась к рифею (Руженцев и др., 2012). Присутствующие в сланцах асынской свиты силлы амфиболизированных диабазов содержат три генерации цирконов 810–640, 370–360 и 300–290 млн лет, которые не позволили внести

более точные возрастные ограничения. В этой связи, мрамора асынской свиты могут быть пригодны для уточнения возраста посредством метода Sr-изотопной стратиграфии.

Асынский блок представляет собой погруженную к северо-западу моноклираль в пределах Ямбуйского «ксенолита», расположенного в северной части Турка-Курбинской зоны. В структурном отношении этот «ксенолит» состоит из двух частей: Ямбуйского и Асынского блоков, разделенных Абага-Оланской сутурой. Метаморфизованные ультраосновные породы Абага-Оланской сутуры рассматриваются в качестве фрагмента окраинно-континентальной вулканической дуги.

Мрамора асынской свиты отобраны в верховье ручьев Олан и Зумбуруки. Образцы карбонатных пород представлены мелкокристаллическими доломитами с небольшим содержанием Mn (110–360 мкг/г) и повышенным содержанием Fe (610–1900 мкг/г) и Sr (110–180 мкг/г). Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в доломитах заключено в пределах 0.70703–0.70778. При этом в образцах с наименьшими концентрациями Mn и Fe, это отношение лежит в более узких пределах: 0.70718–0.70740 в разрезе на р. Олан и 0.70703 на р. Зумбуруки. Минимальное значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в изученных доломитах указывает, что возраст первичных карбонатных отложений асынской свиты древнее 650 млн лет.

Sr-хемостратиграфические данные доказывают, что метаморфизованные карбонатные породы асынской свиты уверенно относятся к позднему рифею, что подтверждает наличие докембрийских комплексов в пределах Турка-Курбинской зоны Западного Забайкалья.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (проект № 23-17-00192).

Литература

Руженцев С.В., Минина. О.Р., Некрасов Г.Е., Аристов В.А., Голионко Б.Г., Доронина Н.А., Лыхин Д.А. Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция // Геотектоника. 2012. № 2. С. 3 - 28.

Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. Т. II. Магматизм, тектоника, история геологического развития. М.: Недра, 1967. С. 653 - 700.

О ВОЗРАСТЕ КУРБИНСКОЙ СВИТЫ ВИТИМСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ

**А.Б. Кузнецов¹, О.Р. Минина², М.С. Скрипников², А.А. Гаврилова¹,
Г.В. Константинова¹, В.С. Стативко¹**

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН Санкт-Петербург, Россия, e-mail: antonbor9@mail.ru

² Геологический институт СО РАН Улан-Удэ, Россия

В пределах Байкало-Витимской горной области отложения верхнего докембрия и палеозоя слагают изолированные участки, прорванные многочисленными позднепалеозойскими гранитоидами Ангаро-Витимского батолита. Курбинская свита сложена неметаморфизованными карбонатными породами мощностью до 900–2000 м. Отложения свиты распространены в юго-западной части Витимского плоскогорья на Курбино-Онинском водоразделе и слагают участки площадью от 0.5 до 500 км² среди гранитоидов витимканского комплекса. Наиболее крупные поля ее развития закартированы в бассейнах рек Ямбуй, Абага, Атха, Бол. Курба и Уда. Свита сложена серыми и темно-серыми (до черных) известняками, реже пачками доломитов.

Курбинская свита была выделена в 1956 г. И.М. Широбоковым в бассейне р. Ямбуй, правого притока р. Турки, и отнесена им к верхнему протерозою. Карбонатные породы долгое время оставались фаунистически не охарактеризованными и поэтому сопоставлялись с докембрийскими суванихинской и тилимской свитами р. Витимкан в средней части Витимского нагорья или итанцинской и бурлинской свитами Морского хребта (Салоп, 1964). Хотя ранее К.А. Шахворстова (1948) условно относила карбонатные породы в разрезах р. Ямбуй к кембрию и отождествляла их с археоциатовыми известняками олдындинской свиты на р. Кыджимит в Еравнинской зоне. В 1963 г., после находок Ю.С.

Тарасовым остатков археоциат в известняках на р. Ямбуй, исчезли сомнения в кембрийском возрасте курбинской свиты, но она была переименована в олдындинскую (Беличенко, 1969). Однако курбинская свита нацело карбонатная и поэтому не могла иметь одинаковое название с одновозрастной, но существенно вулканогенной олдындинской свитой (Язмир и др., 1975). Более того, позднее было показано, что карбонатные породы олдындинской свиты представляют собой лишь линзы (олистолиты) в вулканогенной толще (Бутов, 1996). Это изменило формационную трактовку олдындинской свиты в Еравнинской зоне, но сохранило представление о ее возрасте и возрасте курбинской свиты в объеме алданского - нижней части ленского надъярусов раннего кембрия.

Однако в начале нынешнего века в породах курбинской свиты были описаны тентакулиты, серпулиды и конодонты *Ancyrodella binodosa*, *Mesotaxis* cf. *falsiovalis*., *Icriodus* sp., *Polygnathus* sp. (D_{2jv}-D_{3f}) и *Ancyrodella* ex. gr. *nodosa*, *Polygnathus* sp., *Palmatolepis* cf. *subrecta* (D_{3f2}), которые позволили предположить принадлежность свиты к живецкому и франскому ярусу девона (Минина и др., 2016). Эти определения вместе с недавними описаниями в сфероидно-пятнистых карбонатах на р. Атха и р. Ямбуй водорослей *Ikella* sp., *Renalcis* sp., *Renalcis devonicus* Masl., *Litainia* sp., *Izhella* sp., изменили представления о возрасте большей части курбинской свиты с кембрийского на девонский. При этом находки остатков археоциат, трилобитов (Є₂₋₃) и акритарх (Є, O-S) в линзах известняков признаны переотложенными обломками, подобно олистолитам с археоциатами в олдындинской свите. Это поставило вопрос о том, что либо в составе курбинской свиты могут быть тектонически совмещены разновозрастные отложения (от кембрия до девона), которые пока не расчленены, либо карбонатные породы слагают олистолиты внутри позднепалеозойских глубоководных отложений.

Впервые для уточнения возраста карбонатных пород курбинской свиты применен метод Sr изотопной стратиграфии. Карбонатные породы были отобраны в нескольких наиболее мощных разрезах курбинской свиты в долине рек Ямбуй и Атха и среднем течении р. Курба. Разрез курбинской свиты в долине р. Ямбуй был изучен М.М. Язмиром и Б.А. Далматовым (Язмир и др., 1975). Здесь отложения свиты, мощностью до 2000 м, слагают ядро крупной антиклинали, осложненной разрывными нарушениями. В сложении разреза преобладают серые и темно-серые известняки с примесью рассеянного органического вещества и присутствуют алевро-глинистые и известково-глинистые пачки. В бассейне р. Атха (приток в верховье р. Курба) отложения курбинской свиты (1500–2000 м) расчленены на три пачки – терригенную, карбонатную и терригенно-карбонатную. Наиболее полные разрезы карбонатной пачки обнажены в двух сопках по левому берегу р. Атха и на скале Барун в междуречье рр. Атха и Хасурта. Дополнительно изучены породы курбинской свиты (400–600 м) по право- и левобережью р. Курба при слиянии с руч. Ангир около пос. Красный Яр. В этом месте карбонатные породы термально-метаморфизованы на контакте с крупным гранитным батолитом.

Карбонатные породы представлены преимущественно светло- и темно-серыми мелкокристаллическими разностями с рассеянным органическим веществом и небольшой долей силикокластической примеси (менее 6–9 %). Карбонаты сохранили осадочную полого-волнистую слоистость, комковатые текстуры и линзы синседиментационных карбонатных брекчий. В породах присутствуют тонкие прослои кварц-полевошпат-серицитовых алевролитов и полимиктовых песчаников, реже эпидот-биотит-карбонатных сланцев. Вблизи контакта с гранитоидами и в зонах тектонических нарушений породы лишены седиментационных текстур и мраморизованы. Большинство образцов сложены известняками (Mg < 1.5%), некоторые разности имеют примесь доломита не более 15% (Mg до 1.5–3.1%). Известняки характеризуются низкими концентрациями Mn (10–120 мкг/г) и Fe (100–770 мкг/г) при умеренно-высоких содержаниях Sr (320–610 мкг/г). Доломиты достаточно редки, слагают базальные горизонты и приурочены к тектоническим зонам и контактам с гранитоидами. Доломитистые известняки и доломиты имеют повышенные концентрации Mn (90–2100 мкг/г) и Fe (690–4900 мкг/г) и пониженное содержание Sr (50–

380 мкг/г). Минимальные содержания Sr обнаруживают мрамора (160-170 мкг/г) и доломиты (12-50 мкг/г) в зонах сдвига и вблизи гранитных интрузий. Большинство изученных известняков курбинской свиты удовлетворяют критериям сохранности осадочных карбонатов $Mn/Sr < 0.2$ и $Fe/Sr < 5$. Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в наименее измененных известняках в разрезе р. Ямбуй составляет 0.7084-0.7085, в верховье р. М. Пановка – 0.7085-0.7086, на двух сопках, разнесенных на 4 км в долине р. Атха – в пределах 0.7082-0.7086, в пачках, удаленных на 5 км от г. Барун – от 0.7083 до 0.7087. Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в доломитах на водоразделе рек М. Пановка-Бадота – 0.7085-0.7086, на р. Атха – 0.7083-0.7086 и в доломитовых мраморах в зоне термального контакта с гранитами на р. Курба – 0.70836-0.70850. Обобщение полученных Sr-изотопных характеристик показывает, что отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ практически во всех изученных образцах на всей площади развития карбонатных пород курбинской свиты в удаленных на 2-5 км разрезах лежит в очень узком пределе 0.7082-0.7086. Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в известняках курбинской свиты в разрезах Курбинской подзоны заключено в пределах 0.7082-0.7086, а в Туркинской подзоне – 0.7084-0.7086. Эта схожесть доказывает одновозрастность карбонатных пород, относимых к курбинской свите в разрезах Туркино-Курбинской зоны.

Sr-изотопная характеристика карбонатных пород курбинской свиты (0.7082-0.7086) существенно отличается от таковой для позднедокембрийских тилимской (0.7077-0.7078) и бурлинской (0.7056-0.7068) свит, с которыми ее коррелировали при первоначальном выделении в Удино-Витимской зоне. Sr-изотопная характеристика курбинских пород принципиально отличается от карбонатных пород живетского и франского времени (0.7078-0.7081). Такое различие предполагает, что описанные недавно находки ископаемых остатков среднего и позднего девона (Руженцев и др., 2012; Минина и др., 2016), вероятно, являются артефактом. Формально полученные Sr-изотопные величины допускают корреляцию с отложениями среднего ордовика, позднего силура и даже раннего девона. Вместе с тем, отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в курбинских известняках хорошо согласуется с этим отношением в археоциатовых известняках олдындинской свиты Еравнинской зоны (0.7083-0.7085) и аиктинской свиты Бирамьино-Янгудской зоны (0.7086-0.7088), которые содержат археоциаты атдабанского, ботомского и тойонского ярусов раннего кембрия (Скрипников и др., 2021).

Новые Sr-изотопные данные согласуются с устоявшимися представлениями о раннекембрийском возрасте курбинской свиты, опирающимися на сопоставление курбинских археоциат с богградским комплексом (атдабанского времени) Алтае-Саянской складчатой области (Язмир и др., 1975). В геодинамическом аспекте, наличие раннекембрийских морских отложений в Байкало-Витимской горной области наряду с позднедокембрийскими позволяет обособить самостоятельный каледонский этап, отделенный по времени от байкальского (Беличенко, 1969).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 23-17-00192).

Литература

- Беличенко В.Г. Нижний палеозой Западного Забайкалья. М: Наука, 1969. 208 с.
- Бутов Ю.П. Палеозойские осадочные отложения Саяно-Байкальской горной области (проблемы стратиграфии, характерные формации, рудоносность). Улан-Удэ: ГИН СО РАН, 1996. 153 с.
- Минина О.Р., Доронина Н.А., Некрасов Г.Е., Ветлужских Л.И., Ланцева В.С., Аристов В.А., Наугольных С.В., Куриленко А.В., Ходырева Е.В. Ранние герциниды Байкало-Витимской складчатой системы (Западное Забайкалье) // Геотектоника. 2016. № 3. С. 63-84.
- Руженцев С.В, Минина О.Р., Некрасов Г.Е., Аристов В.А., Голионко Б.Г., Доронина Н.А., Лыхин Д.А. Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция // Геотектоника. 2012. № 2. С. 3-28.
- Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. Стратиграфия. М.: Недра, 1964. Т.1. 515 с.

Скрипников М.С., Кузнецов А.Б., Ветлужских Л.И., Каурова О.К. Разнообразие археоциат и Sr-хемотратиграфия нижнего кембрия западного Забайкалья (Удино-Витимская и Бирамьино-Янгудская зоны) // Доклады РАН. 2021. Т. 501. № 2. С. 184-191.

Язмир М.М., Далматов Б.А., Язмир И.К. Атлас фауны и флоры палеозоя и мезозоя Бурятской АССР. Палеозой. М.: Недра, 1975. 180 с.

SR-ХЕМОСТРАТИГРАФИЯ И ВОЗРАСТ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ПАНОВСКОЙ СВИТЫ (РР. ЯМБУЙ-АТХА), ТУРКА-КУРБИНСКАЯ ЗОНА ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

А.Б. Кузнецов¹, О.Р. Минина², М.С. Скрипников², В.С. Стативко¹, Н.А. Доронина²

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН Санкт-Петербург, Россия, e-mail: antonbor9@mail.ru

² Геологический институт СО РАН Улан-Удэ, Россия

Турка-Курбинская структурно-формационная зона, выделенная в юго-западной части Байкало-Витимской складчатой системы, разделяется на Туркинскую и Курбинскую подзоны (Руженцев и др., 2012). В этой зоне среди многочисленных массивов позднепалеозойских гранитоидов в ядрах крупных антиклиналей встречаются терригенно-карбонатные отложения позднего докембрия и палеозоя. Наиболее крупные выходы расположены в так называемых «ксенолитах»: Ямбуйском в пределах Туркинской подзоны и Ахтинском в Курбинской подзоне (Минина и др., 2013).

Пановская свита выделена в Туркинской подзоне как преимущественно терригенная толща с прослоями известняков, которая согласно залегает на карбонатной курбинской свите и перекрывается пестроцветной терригенной ямбуйской свитой (Далматов, 1988; Бутов, 1996). Типовой разрез пановской свиты расположен на водоразделе рек Большая и Малая Пановка, Сухая Бадота, руч. Аэропортовский, и на правобережье р. Ямбуй в Туркинской подзоне. В Курбинской подзоне к пановской свите относят алевроитосланцевую пачку с линзами известняков, вскрытую в бассейне руч. Атха и на водоразделе руч. Атха-Хасурта. Эта пачка обособляется от мощной пачки органогенно-обломочных известняков, традиционно относимой к курбинской свите.

Первоначально отложения пановской свиты Ямбуйского ксенолита выделили из состава кембрийской курбинской свиты и рассматривали как силурийские (Далматов, 1988; Бутов, 1996). В известняках пановской свиты в разрезе по р. Ямбуй и Сухая Бадота помимо фрагментов кембрийских археоциат и трилобитов были описаны водоросли *Renalcis* (верхний девон) и отпечатки раковин тентакулит (силур-девон), а в сланцах из этого же разреза был описан комплекс миоспор (Минина и др., 2013), характерных для верхнего девона (фамен) и нижнего карбона (турне). В линзах биокластовых известняков по руч. Атха упомянуты фрагменты трилобитов надсемейства *Trinucleoidea* и семейства *Аномосаридае* (Ветлужских, 2011), в алевроитистых известняках найдены скопления раковин тентакулит (S-D), а в терригенных породах выделен комплекс миоспор, характерных для фаменского яруса верхнего девона (Минина и др., 2013). На основании этих находок возраст пановской свиты в настоящее время определяется как верхний девон – нижний карбон (Минина и др., 2013).

Оценка возраста карбонатных пород возможна с помощью Sr-изотопной хемотратиграфии. Для этого были отобраны образцы карбонатных пород пановской свиты из нескольких разрезов в обеих подзонах. В Туркинской подзоне из скальных выходов по левому и правому берегу р. Ямбуй около руч. Бачистый, а также на водоразделе рек Большая и Малая Пановка с р. Сухая Бадота. В Курбинской подзоне образцы взяты на склоне горы на правобережье руч. Атха и на водораздельном хребте р. Атха и р. Хасурта.

Большинство образцов представлено светло- и темно-серыми мелкокристаллическими известняками. Некоторые образцы содержат примесь доломита до 25-30%. Небольшие линзы доломитов встречаются в разрезах по рр. Ямбуй и Б. Пановка. Содержания Mn (40-740 мкг/г) и Fe (80-4800 мкг/г) варьируют в широких пределах.

Повышенные концентрации наблюдаются в образцах с высокой долей силикатной примеси и доломита. Концентрация Sr в известняках изменяется от 300 до 3000 мкг/г, а в доломитах – от 150 до 250 мкг/г. Более половины изученных известняков удовлетворяют критериям сохранности морских карбонатов $Mn/Sr < 0.2$ и $Fe/Sr < 5$. Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в наименее измененных известняках в разрезе по правому берегу р. Ямбуй составляет 0.7084–0.7085 (и один образец 0.7088), по левому берегу р. Ямбуй – 0.7085–0.7087, по р. Б. Пановка – 0.7085–0.7086, по р. М. Пановка – 0.7086–0.7087, по руч. Атха – 0.7086–0.7088, по хребту над р. Хасуртый – 0.7087–0.7088. Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в доломитах (0.7086–0.7091) и известняках, не удовлетворяющих геохимическим критериям (0.7087–0.7099), во всех разрезах выше, что указывает на вторичные преобразования карбонатных пород.

Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в известняках пановской свиты в разрезах Туркинской подзоны заключено в пределах 0.7084–0.7087, а Курбинской подзоны – 0.7086–0.7088. Схожесть значений $^{87}Sr/^{86}Sr$ в известняках пановской свиты в двух удаленных подзонах указывает на то, что эти отложения отлагались в близкое геологическое время. Полученные значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ принципиально отличаются от таковых в карбонатах позднего девона и раннего карбона, 0.7084–0.7088 против 0.7078–0.7082, что противоречит возможности отложения пановских карбонатных осадков в позднем палеозое. Это различие предполагает, что по меньшей мере карбонатные породы в пановской свите не могут иметь фран-фаментурнейский возраст. Рассматривая значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в известняках пановской свиты, можно локализовать несколько интервалов в палеозое со схожими значениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ – это ранний кембрий, средний ордовик, поздний силур и ранний девон.

На сегодня геологическое строение Ямбуйского и Ахтинского блока и Sr-хемостратиграфические данные позволяют рассматривать карбонаты пановской свиты в интервале раннего кембрия. Это предположение сделано с учетом ранних описаний разрезов, в которых упоминается о согласном залегании терригенных отложений пановской свиты на карбонатных породах курбинской свиты (Далматов, 1988; Бутов, 1996). Кроме того, исторически пановская свита была ранее выделена из состава курбинской свиты на основании прежде всего литологического состава (Далматов, 1988). Карбонатные породы подстилающей курбинской свиты первоначально относили к кембрию и коррелировали с известняками олдындинской свиты р. Кыджимит Еравнинской подзоны Удино-Витимской зоны, где М.М. Язмиром были найдены археоциаты (Беличенко, 1969). Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в известняках пановской свиты совпадает с этим отношением в раннекембрийских известняках аиктинской свиты Бирамьино-Янгудской зоны северного Забайкалья (0.7086–0.7088), которая содержит археоциаты тойонского яруса (Скрипников и др., 2021).

Новые Sr-хемостратиграфические данные известняков и строение осадочного разреза пановской свиты Ямбуйского и Ахтинского блока в Турка-Курбинской зоне предполагают, что карбонатные породы этой свиты могут быть отнесены к раннему кембрию.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 23-17-00192).

Литература

- Беличенко В.Г. Нижний палеозой Западного Забайкалья. М: Наука, 1969. 208 с.
- Бутов Ю.П. Палеозойские осадочные отложения Саяно-Байкальской горной области (проблемы стратиграфии, характерные формации, рудоносность). Улан-Удэ: ГИН СО РАН, 1996. 153 с.
- Ветлужских Л.И. Трилобиты и биостратиграфия кембрийских отложений Саяно-Байкальской горной области: автореф. дис. канд. геол.-мин. наук: Новосибирск, 2011. 18 с.
- Далматов Б.А. Ранг, объем и возраст пановской свиты в стратотипической местности (Восточное Прибайкалье) // Мат. конф. 100 лет Государственной геологической службе Восточной Сибири. Иркутск: 1988. С. 47 - 48.
- Минина О.Р., Ветлужских Л.И., Ланцева В.С. Стратиграфия и вулканизм нижнего и среднего палеозоя Байкальской горной области // Отечественная геология. 2013. № 3. С. 38–46.

Скрипников М.С., Кузнецов А.Б., Ветлужских Л.И., Каурова О.К. Разнообразие археоциат и Sr-хемостратиграфия нижнего кембрия западного Забайкалья (Удино-Витимская и Бирамьино-Янгудская зоны) // Доклады РАН. 2021. Т. 501. № 2. С. 184-191.

Руженцев С.В., Минина О.Р., Некрасов Г.Е., Аристов В.А., Голионко Б.Г., Доронина Н.А., Лыхин Д.А. Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция // Геотектоника. 2012. № 2. С. 3 - 28.

ВОЗРАСТЫ ЗЕРЕН ЦИРКОНА ИЗ ВЕРХНЕДОКЕМБРИЙСКИХ МЕТАТУФОПЕСЧАНИКОВ ШИДЖАТМАЗСКОЙ И ДОЛИНОНАРЗАННОЙ СВИТ СЕВЕРНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

**Н.Б. Кузнецов^{1*}, Т.В. Романюк², А.А. Разумовский¹, И.В. Латышева¹, А.В. Шацлло²,
И.В. Федюкин², К.И. Данцова³, А.С. Новикова¹**

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия, *e-mail: kouznikbor@mail.ru

² Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

³ Российский Гос. Университет Нефти и Газа им. И.М.Губкина, Москва, Россия

Водораздельная часть и северный склон орогена Большого Кавказа (**БК**) образованы вовлеченной в современное горообразование южной периферией эпигерцинской Скифской плиты (**СП**). Гетерогенный герцинский фундамент **СП** обнажен в ядре антиклинория **БК** и фрагментарно на его северном крыле (Somin, 2011 и др.). В строении ядра антиклинория выделяют зону Главного хребта и отделенную от нее Пшекиш-Тырныаузским швом зону Передового хребта. Кроме того, разнородные палеозойские и позднедокембрийские комплексы фундамента **СП** на северном крыле антиклинория вскрыты в глубоких ущельях, пересекающих расположенное на северном склоне **БК** плато Бечасын, а местами и выходят на дневную поверхность в пределах этого плато. Эти палеозойские и верхнедокембрийские комплексы перекрыты верхнемезозойскими толщами платформенного типа, фактически не вовлеченными в складчатые деформации, а лишь полого наклоненными в южных румбах. Область развития этих слабодислоцированных образований, представляющих собой чехол **СП**, в литературе именуют Лабино-Малкинской зоной (Милановский, Хаин, 1963 и др.). При этом область распространения комплексов герцинского фундамента **СП**, развитых на северном склоне **БК** и вскрытых из-под позднемеозойских толщ Лабино-Малкинской зоны, выделяют как Бечасынскую зону (Сомин, Потапенко, 2008 и др.), структурно и пространственно сопряженную с севера с зоной Передового хребта.

В пределах Бечасынской зоны можно выделить несколько обособленных районов. Один из них расположен в бассейне верхнего течения р. Малки и ее притоков. Общую структуру фундамента **СП** в этом районе можно охарактеризовать как крупный купол, в ядре которого залегает Малкинский массив среднепалеозойских (Снежко и др., 2021) красных гранитов. В строении северной периферии купола участвуют зонально метаморфизованные вулканогенно-туфогенные, туфогенно-терригенные и терригенные породы, степень метаморфизма которых нарастает по мере приближения к его ядру.

На Госгеолкарте-200 первого поколения эти зонально-метаморфизованные образования отнесены к нижнему палеозою (Потапенко, 1965). При этом на Госгеолкарте-200 второго поколения они показаны как верхний протерозой, в составе которого выделены две одноименные серии – хасаутская метаморфическая и хасаутская метаморфизованная (Письменный и др., 2014). Мы называем их верхне- и нижнехасаутские серии, соответственно. Нижнехасаутская серия занимает более низкое структурное и, по-видимому, стратиграфическое положение, сложена разнообразными слюдястыми сланцами, кристаллосланцами и амфиболитами, распространена ближе к ядру купола и расчленена (снизу вверх) на муштинский, каратюбинский и каранькольский метаморфические комплексы. К верхнехасаутской серии отнесены распространенные на северной периферии купола метаконгломераты, метагравелиты, метапесчаники, метаалевролиты, филлиты, метатуфоалевролиты, метатуфы, порфириоиды, порфиритоиды. Эти образования отнесены к

трем последовательно сменяющим друг друга в стратиграфической последовательности свитам (снизу вверх) – халтухакольской, долинонарзанной и шиджатмазской (Письменный и др., 2004). Возраст свит низов разреза верхнехасаутской серии принят как средне-верхнерифейский на основании Sm–Nd изохронной датировки (930 ± 130 млн лет), полученной по метавулканитам (Снежко, Потапенко, 2001).

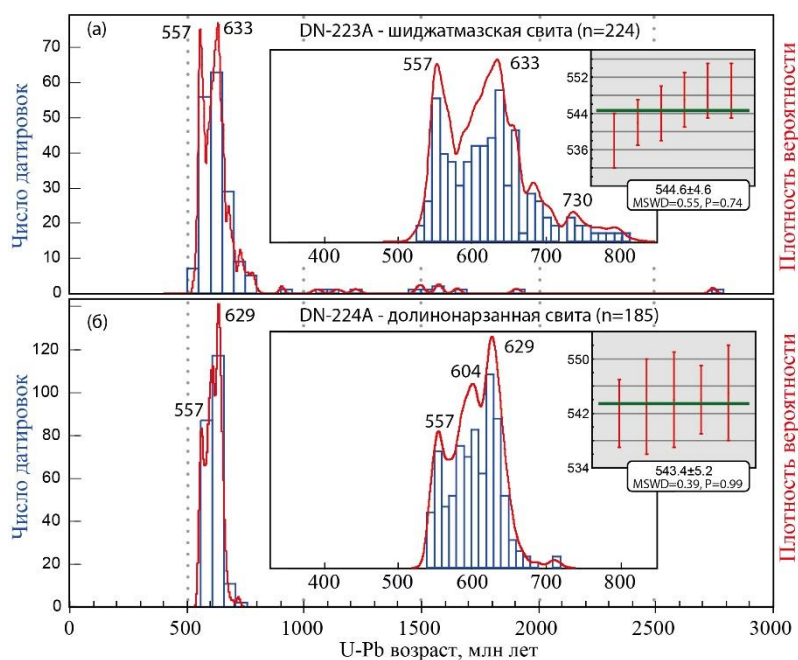


Рис. 1. Сопоставление гистограмм и КПВ, иллюстрирующих характер распределения U-Pb датировок циркона из метатупесчаников долинонарзанной (а) и шиджатмазской (б) свит. На врезках показаны увеличенные фрагменты КПВ и взвешенные средние значения по самым молодым датировкам.

Долинонарзанная свита имеет мощность от 180 до 600 м и сложена рассланцованными метапесчаниками и метаалевролитами, мраморизованными известняками и филлитами, неравномерное распределение в которых углеродистого вещества и гематита придает филлитам пеструю окраску. Долинонарзанная свита на основании «общего геологического положения» отнесена к верхнему рифею (Письменный и др., 2013). Шиджатмазская свита имеет мощность от 500 до 1100 м и сложена преимущественно серицит-хлоритовыми сланцами или сланцами с пачками метатупфитов, при этом метапесчаники, залегающие в средней части разреза, представлены псаммитовыми метатупфами, либо метатупфитами. Шиджатмазская свита на основании «общего геологического положения» также, как и долинонарзанная свита отнесена к верхнему рифею несмотря на то, что она залегает структурно и стратиграфически выше долинонарзанной (Письменный и др., 2004).

Несогласно перекрывающую верхи сводного разреза верхнехасаутской серии метаморфизованных пород толщу, сложенную преимущественно кварцевыми песчаниками, выделяют как урлешскую свиту, которую условно относят или к нижнему силуру (Потапенко, 1965), или к верхам докембрия – низам палеозоя (Письменный и др., 2004). Результаты проведенных нами исследований показано, что урлешская свита не может быть древнее раннего ордовика (Кузнецов и др., 2025). Более высокое положение в сводной стратиграфической последовательности герцинского фундамента **СП** в этой части северного склона **БК** занимают силурийские и девонские толщи (Письменный и др., 2004), фрагменты разрезов которых слагают тектонически ограниченные элементы структуры. Верхи структуры в Малкинском районе Бечасынской зоны сложены крупнейшим на **БК** Малкинским массивом гипербазитов.

Из метатупесчаников шиджатмазской (проба DN-223A, $N43^{\circ}42'18.78''$, $E42^{\circ}40'40.44''$) и долинонарзанной (проба DN-224A, $N43^{\circ}42'9.42''$, $E42^{\circ}39'31.74''$) свит в ЦКП ЛХАИ ГИН РАН проанализировано по 120 зерен циркона. Методика измерений и

обработки первичных аналитических данных описаны в (Колодяжный и др., 2023). Для шиджатмазской пробы DN-223A получено 185 датировок (рис. 1а); минимальное значение 530 ± 6 млн лет (a087rim2 – оболочка), максимальное – 2754 ± 13 млн лет (для ядра). Если исключить самую молодую датировку 530 ± 6 млн лет, то для следующих 6 датировок взвешенное среднее значение – 545 ± 5 млн лет. Для долинонарзанной пробы (DN-224A) получено 224 датировки (рис. 1б); минимальное значение 542 ± 6 млн лет (оболочка), максимальное – 714 ± 8 млн лет. Взвешенное среднее значение по 5 самым молодым значениям возраста – 544 ± 5 млн лет. Оценки минимального возраста фактически идентичны по двум пробам. Взвешенное среднее значение по 9 наиболее молодым датировкам обеих проб 544 ± 4 млн лет.

Таким образом, получены надежные данные, позволяющие поставить под сомнение позднепериферийский возраст шиджатмазской и долинонарзанной свит. Результаты U–Pb-изотопного датирования зерен циркона из метатупофопесчаников этих свит ограничивают их возраст снизу самым концом венда. В целом характер распределения датировок подтверждает вывод (Somin, 2011; Кузнецов, Романюк, 2021) о присутствии блоков Пери-Гондваны на Большом Кавказе.

Исследования проведены по научной программе гранта РФФИ № 25-17-00301.

Литература

Колодяжный С.Ю., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В. и др. Природа Пучеж-Катунской импактной структуры (центральная часть Восточно-Европейской платформы): результаты изучения U–Th–Pb изотопной системы зерен детритового циркона из эксплозивных брекчий // Геотектоника. 2023. № 5. С.70-95.

Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В. Пери-Гондванские блоки в структуре южного и юго-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 2021. №4. С.3-40.

Кузнецов Н.Б., Разумовский А.А., Латышева И.В. и др. Возраст урлешской свиты (базальный уровень палеозойского разреза северного склона Большого Кавказа) и источники слагающего ее обломочного материала // Доклады РАН. Науки о Земле. 2025. Т. 521. № 2. С. 167-177.

Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Очерки региональной геологии СССР. Геологическое строение Кавказа. М.: МГУ. 1963. 378 с.

Письменный А.Н., Пичужков А.Н., Зарубина М.А. и др. Гос. геол. карта РФ м-ба 1:200000. Издание второе. Серия Кавказская. Лист К-38-I, VII (Кисловодск). М.: МФ ВСЕГЕИ. 2004. 365 с.

Потапенко Ю.Я. Геологическая карта СССР м-ба 1:200000. Лист К-38-I. Кавказская серия. М.: Недра. 1965.

Потапенко Ю.Я. Геология Карачаево-Черкесии. Карачаевск: Изд-во Карачаево-Черкесского государственного университета 2004. 154 с.

Снежко В.А., Потапенко Ю.Я. Особенности состава протерозойских вулканитов Хасаутского синклиория Северного Кавказа и условия их формирования // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС. 2001. Т.2. С.208-211.

Снежко В.А., Снежко В.В., Шарпенко Л.Н. Малкинский гранит-лейкогранитовый плутонический комплекс (Северный Кавказ) // Региональная геология и металлогения. 2021. № 85. С.5-20.

Сомин М.Л., Потапенко Ю.Я. Бечасынская зона фундамента Большого Кавказа: возраст комплексов и проблема их тектонической позиции // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. М.: ГЕОС. 2008. Т.2. С.286-290.

Somin M.L. Pre-Jurassic Basement of the Greater Caucasus: Brief overview // Turkish Journal of Earth Sciences. 2011. V.20. P.545–610.

АКТУАЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ СТРАТИГРАФИИ ВЕНДА И КЕМБРИЯ БЕЛАРУСИ

О.Ф. Кузьменкова*, Т.В. Воскобойникова, А.Г. Лапцевич, Г.Д. Стрельцова

Государственное предприятие «НПЦ по геологии», Филиал «Институт геологии», Минск, Беларусь,

*e-mail: kuzmenkovaof@mail.ru

Стратиграфические схемы венда и кембрия Беларуси разработаны на основе комплексного изучения типовых разрезов по скважинам с применением принципов историко-геологического подхода и выявления геологических формаций (Геология..., 2001; Стратиграфические..., 2010). Выделенные литостратиграфические подразделения и схемы их корреляции демонстрируют свою эффективность и обоснованность по сей день. Вместе с тем, за последнее время получены новые материалы по стратиграфии, которые выявили следующие нерешенные проблемы.

Венд. Для базальтов и риодацитов ратайчицкой свиты волынской серии получен ряд изотопных датировок, определяющих время двух основных этапов магматизма около 560–569 млн лет назад и 545–550 млн лет назад (Носова и др., 2010; Shumlyansky et al., 2016; Paszkowski et al., 2019 и др.). Это дает основание перевести волынскую серию из нижнего отдела венда в верхний (рис. 1). Близкий возраст 567–552 млн лет имеют прослои туфов в палеонтологически охарактеризованных отложениях редкинського горизонта северо-востока Восточно-Европейской платформы (ВЕР) (Голубкова, и др., 2025; Grazhdankin, 2004 и др.). В Беларуси на основании микрофитологических данных к редкинскому горизонту относят залегающие выше волынской серии терригенные отложения низовской, селявской и черницкой свит, выделяемых в составе валдайской серии. В то время, как породы лиозненской свиты, венчающей разрез волынской серии на отдалении от области активного магматизма, относят к лиозненскому горизонту (Пискун, 2013; Стратиграфические..., 2010).

Изложенные факты дают основание полагать, что волынская серия Беларуси может являться возрастным аналогом нижней части разреза редкинського горизонта северо-востока ВЕР, а нижневалдайская подсерия – ее верхней части. Это автоматически ставит под сомнение легитимность лиозненского горизонта и требует дополнительного изучения и актуализации палеонтологических данных с целью надежной корреляции редкинського горизонта ВЕР (Кузьменкова и др., 2025).

Кембрий. На западе ВЕР на основе секвенс-стратиграфического анализа и биостратиграфических исследований на рубеже раннего и среднего кембрия было выявлено тектоническое событие Хок Бей (Hawke Bay Event) – обширное и продолжительное эпейрогеническое поднятие западной Балтики, повлекшее за собой эвстатическое понижение уровня моря и регрессию в восточной Балтике. При этом отложения кибартайского горизонта слагают кровлю единого вергальско-раусвенско-кибартайского трансгрессивно-регрессивного осадочного комплекса нижнего кембрия (Supersequence 2) (Nielsen et al., 2011, 2015).

На территории Беларуси кибартайский горизонт представлен ставской свитой, венчающей мощную толщу однообразных терригенных и карбонатно-терригенных отложений, сформированных в ходе единого доминопольско-вергальско-раусвенско-кибартайского трансгрессивно-регрессивного цикла (Махнач и др., 1985; Голубкова и др., 2026 и др.). Ранее эта толща, представленная спановской, бугской, величковичской и ставской свитами, объединялась в высококовскую серию (Решения..., 1983). При этом, в соответствии с ОСШ, на основании палеонтологических данных, граница нижнего и среднего отделов кембрия проведена внутри серии на рубеже раусвенского и кибартайского горизонтов, что на наш взгляд является неверным, поскольку граница крупных стратонов ранга отдела (эпохи) не может располагаться внутри серии, отражающей единый седиментационный цикл. Следует отметить, что многие исследователи указывают на то, что выделенные ранее различные виды акритарх, используемые при биостратиграфическом расчленении и корреляции стратонов кембрия, могут являться разными стадиями эволюции одного организма. Также следует учитывать такие факторы, как локальность географического распространения многих видов

	Беларусь										РФ									
	ОСШ					МП					ОСШ					МП (Московская синеклиза)				
	система	отдел	ярус	горизонт	серия	свита					система	отдел	ярус	горизонт	серия	свита				
509	Кембрийская										Кембрийская									
	Нижний					Средний					Нижний					Средний				
	Амгинский ?					Амгинский ?					Амгинский					Амгинский				
	Ботомский					Ботомский					Ботомский					Ботомский				
	Вергальский					Вергальский					Вергальский					Вергальский				
	Доминский					Доминский					Доминский					Доминский				
	Лонгский					Лонгский					Лонгский					Лонгский				
	Балтийский					Балтийский					Балтийский					Балтийский				
	Ровенский					Ровенский					Ровенский					Ровенский				
	Балтийский					Балтийский					Балтийский					Балтийский				
535±1	Верхняя										Верхняя									
	Верхний					Верхний					Верхний					Верхний				
	Котлинский					Котлинский					Котлинский					Котлинский				
	Валдайский					Валдайский					Валдайский					Валдайский				
	Редкий ?					Редкий ?					Редкий ?					Редкий ?				
	Волжский					Волжский					Волжский					Волжский				
	Гирский					Гирский					Гирский					Гирский				
	Ратайчицкая					Ратайчицкая					Ратайчицкая					Ратайчицкая				
	Горошевецкая					Горошевецкая					Горошевецкая					Горошевецкая				
	Глушская					Глушская					Глушская					Глушская				
555-570	Нижняя										Нижняя									
	Верхний					Верхний					Верхний					Верхний				
	Видиборская					Видиборская					Видиборская					Видиборская				
	Лиюненская					Лиюненская					Лиюненская					Лиюненская				
	Лукомльская					Лукомльская					Лукомльская					Лукомльская				
	Ярцевская					Ярцевская					Ярцевская					Ярцевская				
	Торосецкая					Торосецкая					Торосецкая					Торосецкая				
	Плетеневская					Плетеневская					Плетеневская					Плетеневская				
	Гаврилов-ямская					Гаврилов-ямская					Гаврилов-ямская					Гаврилов-ямская				
	Непейдинская					Непейдинская					Непейдинская					Непейдинская				
600	Верхняя										Верхняя									
	Верхний					Верхний					Верхний					Верхний				
	Котлинский					Котлинский					Котлинский					Котлинский				
	Валдайский					Валдайский					Валдайский					Валдайский				
	Редкий ?					Редкий ?					Редкий ?					Редкий ?				
	Волжский					Волжский					Волжский					Волжский				
	Гирский					Гирский					Гирский					Гирский				
	Ратайчицкая					Ратайчицкая					Ратайчицкая					Ратайчицкая				
	Горошевецкая					Горошевецкая					Горошевецкая					Горошевецкая				
	Глушская					Глушская					Глушская					Глушская				

Рис. 1. Сопоставление унифицированных стратиграфических схем венда–кембрия Беларуси (Стратиграфические..., 2010) и России (Решение..., 1986; Стратиграфическая..., 1996).

Сокращения: ОСШ – Общая стратиграфическая шкала, РСШ – Региональная стратиграфическая шкала, МП – местные подразделения. Красным показаны предлагаемые изменения и проблемные вопросы.

ископаемых организмов и широкий стратиграфический интервал их развития (Moczyłowska, 1991; Jančauskas, 2002; Раевская, 2025; Голубкова, 2026 и др.). Авторы поддерживают выводы

скандинавских коллег о раннекембрийском возрасте кибартайского горизонта и предлагают пересмотреть границу нижнего и среднего отделов ОСШ и восстановить высоковскую серию РСШ Беларуси в прежнем объеме.

Таким образом, в настоящее время назрела необходимость пересмотра и актуализации палеонтологического обоснования выделенных ранее литостратиграфических подразделений венда и кембрия Беларуси.

Литература

Геология Беларуси. Отв. ред. Махнач А.С., Гарецкий Р.Г., Матвеев А.В. Минск: Институт геологических наук НАН Беларуси, 2001. 815 с.

Голубкова Е.Ю., Зайцева Т.С., Третьяченко В.В., Кушим Е.А., Кузнецов А.Б., Турченко Т.Л., Силиванов М.О. Редкинская биота и RB–SR возраст отложений венда севера Восточно-Европейской платформы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2025. Т. 33. № 2. С. 18–37.

Голубкова Е.Ю., Кузьменкова О.Ф., Воскобойникова Т.В., Раевская Е.Г., Марусин В.В., Кушим Е.А., Силиванов М.О. Раннекембрийские ископаемые организмы и ихнофоссилии Подляско-Брестской впадины юга Беларуси // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2026. Т. 34 № 1 (в печати).

Кузьменкова О. Ф., Стрельцова Г. Д., Воскобойникова Т. В., Лапцевич А. Г., Каримова Л. А., Раевская Е. Г., Обуховская В. Ю., Зайцева Т. С., Саченко Т. Ф., Колосов И. Л. Строение платформенного чехла в разрезе скважины Кобрин 1к (Подляско-Брестская впадина, Беларусь) // Літасфера. 2025. № 1 (62). С. 27 – 46.

Махнач А.С., Шкуратов В.И., Зиновенко Г.В., Пискун Л.В. Кембрий Беларуси. Минск: Наука и техника, 1985. 195 с.

Носова А.А., Кузьменкова О.Ф., Шумлянский Л.В. Возраст и природа корового протолита кислых эффузивов неопротерозойской Волынского-Брестской провинции на западе Восточно-Европейской платформы / Материалы конференции Екатеринбург / Материалы XI Всероссийского петрографического совещания «Магматизм и метаморфизм в истории Земли», ИГиГ, г. Екатеринбург, 2010. Т. 2. С.103 – 104.

Пискун Л.В. Микрофоссилии венда Беларуси. Минск, 2013. 67 с.

Раевская Е.Г., Гогин И.Я., Искюль Г.С., Суяркова А.А. Современное состояние региональных шкал нижнего палеозоя северо-запада Восточно-Европейской платформы (Балтийский регион): актуальные проблемы и направления исследований // Геология нефти и газа. 2025. № 1. С. 67–81.

Решение Межведомственного регионального стратиграфического совещания по кембрийским отложениям Русской платформы (г. Вильнюс, 1983 г.). Л.: ВСЕГЕИ, 1986. 49 с.

Решения Межведомственного регионального стратиграфического совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Беларуси, 1981 г. (с унифицированными стратиграфическими корреляционными таблицами). Л., 1983.

Стратиграфическая схема вендских отложений Московской синеклизы. Объяснительная записка. М., 1996. 46 с.

Стратиграфические схемы докембрийских и фанерозойских отложений Беларуси. Объяснительная записка. Минск: ГП “БелНИГРИ”, 2010. 282 с.

Grazhdankin D. Patterns of distribution in the Ediacaran biotas: facies versus biogeography and evolution // Journal of Paleontology. 2004. V.30 (2). P. 203–221.

Jankauskas T. Cambrian stratigraphy of Lithuania. Vilnius: Institute of Geology of Lithuania, 2002. 256 p.

Moczyłowska M. Acritarch biostratigraphy of the Lower Cambrian and the Precambrian – Cambrian boundary in southeastern Poland // Fossils and strata. Oslo. 1991. No. 29. P. 1–27.

Nielsen A.T., Schovsbo N.H. The regressive Early-Mid Cambrian ‘Hawke Bay Event’ in Baltoscandia: Epeirogenic uplift in concert with eustasy/ Earth-Science Reviews. 2015. V. 151 P. 288–350.

Nielsen A.T., Schovsbo N.H. The Lower Cambrian of Scandinavia: Depositional environment, sequence stratigraphy and palaeogeography / *Earth-Science Reviews* 2011. V. 107 P. 207–310.

Paszkowski M., Budzyń B., Mazur S., Sláma J., Shumlyanskyy L., Środoń J., Dhuime B., Kędzior A., Liivamägi S., Pisarzowska A. Detrital zircon U-Pb and Hf constraints on provenance and timing of deposition of the Mesoproterozoic to Cambrian sedimentary cover of the East European Craton, Belarus // *Precambrian Research*. 2019. V 331. P. 1–19.

Shumlyanskyy L., Nosova A., Billström K., Söderlund U., Andréasson P. & Kuzmenkova O. The U–Pb zircon and baddeleyite ages of the Neoproterozoic Volyn Large Igneous Province: implication for the age of the magmatism and the nature of a crustal contaminant // *GFF Journal*. 2016. V. 138. Is. 1. P. 17–30.

ЛИТОФАЦИАЛЬНЫЕ ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НА ЗАПАДЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ НА РУБЕЖЕ ВЕНДА И КЕМБРИЯ (СКВАЖИНА КОБРИН 1К, БЕЛАРУСЬ)

О.Ф. Кузьменкова^{1*}, Г.Д. Стрельцова¹, Т.В. Воскобойникова¹, А.Г. Лапцевич¹,
Е.Г. Раевская², Е.Ю. Голубкова³, Е.А. Кушим³

¹ Государственное предприятие «НПП по геологии», Филиал «Институт геологии», Минск, Беларусь,
*e-mail: kuzmenkovaof@mail.ru

² Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

³ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

На западе Восточно-Европейской платформы (ВЕП) в пограничных венд–кембрийских отложениях выделяются два хорошо узнаваемых литостратиграфических подразделения, отнесенные к котлинскому горизонту и балтийской серии в объеме ровенского и лонтоваского горизонтов.

Наиболее полные и представительные разрезы этих отложений известны в крайней западной части ВЕП (Махнач, Веретенников, 2000). *Котлинский горизонт* сложен серыми и зеленовато-серыми, изредка пестроцветными тонкослоистыми глинами каолинит-гидрослюдистыми алевритистыми с прослоями алевролитов и полевошпатово-кварцевых песчаников. В Беларуси, Украине, Молдове, Прибалтике его относят к венду (Стратиграфические..., 2010; Стратиграфія..., 2013), в Польше и в странах Балтийского региона – к эдиакарию (Nielsen, Schovsbo, 2011; Wojanowski et al, 2020). *Балтийская серия* входит в состав кембрия. Она сложена глауконитсодержащими породами – кварцевыми песчаниками, алевролитами и глинами гидрослюдисто-каолинитовыми и каолинит-гидрослюдистыми, при этом в ее нижней базальной части, отнесенной к ровенскому горизонту, преобладают алевропесчаные отложения.

В европейской части России, где разрезы венд–кембрийских отложений неполные и имеют сокращенную мощность, ровенский горизонт на основе палеонтологических данных включен в состав венда без учета литолого-стратиграфической целостности балтийской серии (Стратиграфическая..., 1996). Возможно, это является причиной несовпадения верхних границ эдиакария Международной хроностратиграфической шкалы (538.8 млн. лет) и венда Общей стратиграфической шкалы России (535±1 млн. лет).

Нами на примере разреза скважины Кобрин 1к (Подляско-Брестская впадина) рассмотрена смена литолого-фациальных условий осадконакопления на границе вендского и кембрийского периодов (Кузьменкова и др., 2025).

Котлинский горизонт (россонская свита) представлен одним седиментационным ритмом, который начинался в обстановке активного гидродинамического режима морской трансгрессии, на что указывает косая и клиновидная слоистость, а завершался, вероятно, в условиях мелководной лагуны с низкой динамикой водной среды и меняющимися во времени гидрохимическими условиями, о чем свидетельствует горизонтальная слоистость

и сосуществование в верхах разреза доломита и сидерита в цементе. При этом количество Ti и Zr в нижней песчаной пачке свиты резко возрастает по сравнению с нижележащей пачкой редкинского горизонта, содержание Ni и Co падает, повышается степень окатанности обломков. Эти признаки и низкий Ti/Zr модуль говорят о дальнем переносе материала. В верхней алевроглинистой пачке россонской свиты увеличивается количество Ni, Co и B, а Ti/Zr модуль возрастает.

Балтийская серия представлена в объеме ровенского (рытская свита) и лонтоваского (страдечская свита) горизонтов. В строении страдечской свиты в Подляско-Брестской впадине выделяют три ритмопачки, отражающие трансгрессивно-регрессивный цикл осадконакопления (Махнач и др., 1985; Абраменко и др., 1994). Верхняя алевроглинистая пачка россонской свиты, ритмопачка рытской свиты и I ритмопачка страдечской свиты имеют значительное геохимическое сходство – обогащены рядом малых элементов (Co, Mn, V, Ti, B) и обеднены Zr относительно песчаной нижней россонской свиты и песчано-алевроглинистых II и III ритмопачек страдечской свиты. Это можно объяснить, помимо близкого минерального состава пород пачек, спецификой химического состава источника сноса обломочного материала, который, видимо, был для них единым. Тонкая горизонтальная слоистость пород верхней алевроглинистой пачки россонской свиты, рытской свиты и I ритмопачки страдечской свиты говорят о спокойном гидродинамическом режиме: умеренных колебаниях уровня моря и постепенной миграции береговой линии. Мелководная лагуна конца россонского времени в начале рытского времени сменилась пресноводным бассейном (что отражено в появлении сидерита в породах (до 1%), который, возможно, постепенно осолонял к завершению рытского времени. К началу образования I ритма страдечского времени соленость воды резко увеличивается (до 37.4% доломита в породах).

Максимум морской трансгрессии зафиксирован во II ритмопачке страдечской свиты. Малая степень окатанности обломочного материала, неизменный облик полевых шпатов и довольно высокий титан-циркониевый модуль Ti/Zr в алевропесчаных разностях пород свидетельствуют о небольшой дальности переноса обломочного материала. Обилие глауконита, клиновидная слоистость, волнистые поверхности напластования и в целом терригенный состав пород говорят об обстановке неглубокого шельфа, а присутствие в них до 28.8% доломита и в меньшей степени кальцита – о повышенной солености бассейна. В III ритмопачке наблюдается огрубление осадков, постепенное уменьшение количества карбонатов вплоть до полного их исчезновения в верхней части разреза, где появляются охристые оттенки пород и многочисленные следы роющих организмов. Это можно трактовать как постепенное обмеление и опреснение бассейна с миграцией береговой линии на запад.

Результаты изучения детритового циркона из россонской и страдечской свит демонстрируют идентичный набор возрастных кластеров с пиками около 1.8 млрд. лет и 1.5 млрд лет, аналогичный таковому из пород волынской серии (Paszkowski et al, 2019), что в целом указывает на единый бассейн осадконакопления этих отложений. Источником сноса обломочного материала служил кристаллический фундамент, сложенный гнейсами и гранитами Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса (БПРП) и Центрально-Белорусской шовной зоны (ЦБШЗ), обнажавшийся в пределах подводной Лидско-Слонимской седловины северо-западного простирания, разделявшей Кобринскую впадину Кобринско-Прутской зоны перикратонных опусканий и Полоцкую впадину Московской синеклизы (Зиновенко, Гарецкий, 2009). Количественное уменьшение возрастного кластера 1.8 млрд лет и отсутствие в выборке цирконов с возрастом около 550 млн лет во II ритме страдечской свиты согласуется с выводами о смене геохимической специфики источника сноса материала и может указывать на миграцию береговой линии бассейна на запад, где широко распространены гранитоиды с возрастом около 1.5 млрд. лет, и в конечном итоге – на разделение бассейнов осадконакопления Кобринской и Полоцкой впадин. При этом вулканогенные породы волынской серии к этому времени уже были перекрыты отложениями валдайской серии. Сходный набор возрастных кластеров детритового

циркона из пород волынской серии венда, россонской и страдечской свит кембрия указывает на единый бассейн седиментации. При этом возрастной пик около 1.8 млрд. лет отвечает возрасту тектоно-термальной проработки территории ЦБШЗ вследствие коллизии Фенноскандии и Сарматии, а пик около 1.5 млрд. лет – возрасту мазурского и мостовского гранитных комплексов. Пики около 560–569 млн лет назад и 545–550 млн лет назад соответствуют двум этапам магматизма волынского времени.

Таким образом, на границе венда и кембрия (верхняя пачка россонской свиты венда, рытская свита и I ритмопачка страдечской свиты кембрия) на востоке Подляско-Брестской впадины произошла **постепенная перестройка структурного плана** опресненного бассейна осадконакопления Кобринско-Полоцкого прогиба с разделением его на Полоцкую впадину Московской синеклизы и Кобринскую впадину Кобринско-Прутской зоны перикратонных опусканий. Последовавшее за этим осолонение отделившегося Кобринского бассейна происходило за счет поступления морской воды с запада.

Проведенные в последние годы биостратиграфические исследования (Голубкова и др., 2022; Golubkova et al., 2025) показали, что значимая перестройка в сообществах ископаемых организмов произошла на рубеже котлинского и ровенского времени, что подтверждает корректность проведения границы докембрия – кембрия на этом стратиграфическом уровне.

Исследования выполнены при поддержке гранта Российского научного фонда (проект № 24-17-00142, <https://rscf.ru/project/24-17-00142/>) с использованием оборудования ЦКП “АИРИЗ” (ИГТД РАН).

Литература

Абраменко В.И., Зиновенко Г.В., Пискун Л.В. Кембрийские отложения запада Восточно-Европейской платформы и проблемы их корреляции // Літасфера. 1994. № 1. С. 42–55.

Голубкова Е.Ю., Кузьменкова О.Ф., Лапцевич А.Г., Кушим Е.А., Воскобойникова Т.В., Силиванов М.О. Палеонтологическая характеристика верхневендских–нижнекембрийских отложений в разрезе скважины Северо-Полоцкая Восточно-Европейской платформы, Беларусь // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2022. Т. 30. №6. С. 3–30.

Зиновенко Г.В., Гарецкий Р.Г. Подляско-Брестская впадина: строение, история развития и полезные ископаемые. Минск: Белорусская наука. 2009. 142 с.

Кузьменкова О.Ф., Стрельцова Г.Д., Воскобойникова Т.В., Лапцевич А.Г., Каримова Л.А., Раевская Е.Г., Обуховская В.Ю., Зайцева Т.С., Саченко Т.Ф., Колосов И.Л. Строение платформенного чехла в разрезе скважины Кобрин 1к (Подляско-Брестская впадина, Беларусь) // Літасфера. 2025. № 1 (62). С. 27–46.

Махнач А.С., Веретенников Н.В. Границы и объем венда // Доклады НАН Беларуси. 2000. Т. 44. № 6. С. 96 – 99.

Махнач А.С., Шкуратов В.И., Зиновенко Г.В., Пискун Л.В. Кембрий Беларуси. Минск: Наука и техника, 1985. 195 с.

Стратиграфическая схема вендских отложений Московской синеклизы. Объяснительная записка. М., 1996. 46 с.

Стратиграфические схемы докембрийских и фанерозойских отложений Беларуси. Объяснительная записка. Минск: ГП “БелНИГРИ”, 2010. 282 с.

Стратиграфія верхнього протерозою та фанерозою України у двох томах. Т.1: Стратиграфія верхнього протерозою, палеозою та мезозою України / Головний редактор П.Ф. Гожик. К.: ІГН НАН України. Логос, 2013. 637 с.

Nielsen A.T., Schovsbo N.H. The Lower Cambrian of Scandinavia: Depositional environment, sequence stratigraphy and palaeogeography // Earth-Science Reviews. 2011. V. 107. P. 207–310.

Bojanowski M., Goryl M., Kremer B., Marciniak-Maliszewska B., Marynowski L., Środoń J. Pedogenic siderites fossilizing Ediacaran soil microorganisms on the Baltica paleocontinent // *Geology*. 2020. V. 48, Is. 1. P. 62–66.

Golubkova E. Yu., Marusin V.V., Kushim E.A., Raevskay E.G., Kuznetsov A.B. The Early Cambrian Microfossils and Trace Fossils from Southwestern Belarus (Kobrin-1k Borehole) // *Doklady Earth Sciences*. 2025. V. 524. P. 1–7.

Paszkowski M., Budzyń B., Mazur S., Sláma J., Shumlyanskyy L., Środoń J., Dhuime B., Kędzior A., Liivamägi S., Pisarzowska A. Detrital zircon U-Pb and Hf constraints on provenance and timing of deposition of the Mesoproterozoic to Cambrian sedimentary cover of the East European Craton, Belarus // *Precambrian Research*. 2019. V 331. P. 1–19.

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ОСТАТКОВ МИКРООРГАНИЗМОВ В ДРЕВНИХ БИОГЕННЫХ ПОСТРОЙКАХ

Т.В. Литвинова

Геологический институт РАН, Москва, e-mail: litvinova-geo5@mail.ru

Изобретение метода графического препарирования (Крылов, 1963) привело к глобальному прорыву в исследовании строматолитов. Многолетняя систематическая работа с его помощью (Семихатов, 1962; Раабен, 1975; Серебряков, 1975 и др.) дала возможность описать биогенные постройки и систематизировать их в большинстве регионов мира. Создание формальной классификации строматолитов внесло крупный вклад в стратиграфическое расчленение докембрийских толщ. К началу XXI в. работа с помощью этого метода была полностью завершена, и исследование строматолитов практически прекратилось. Возникла острая необходимость принципиально нового подхода с использованием существующей аппаратуры.

Несмотря на то, что морфология строматолитов ассоциировалась с жизнедеятельностью бактериально-водорослевого сообщества, выявить остатки самих организмов в них не удавалось. Создание и развитие бактериальной палеонтологии с помощью электронного микроскопа на протяжении многих лет успешно осуществлялось в ПИН РАН (Бактериальная..., 2002 и др.). В различных породах, после протравливания их кислотой, устанавливали реликты цианобактерий, однако отмечалось, что "среди карбонатных строматолитов сравнительно редко наблюдаются остатки фоссилизированных микроорганизмов" (Ископаемые..., 2011, стр. 14).

Этот пробел был устранен с помощью новой методики, позволяющей в массовом порядке выявлять цианобактерии в биогенных постройках. Метод успешно использовался при изучении строматолитов разного возраста (Литвинова, 2009, 2023; Litvinova, 2016; Litvinova, Sergeev, 2019). Было установлено, что рисунок постройки определяется органическими слоями, чередующимися с более мощными карбонатными отложениями (рис. 1а). В каждый органогенный слой включены доминирующие и сопровождающие их второстепенные таксоны, состав и расположение которых обуславливают архитектуру рифа в целом. Например, два вида колоннелл рифея были выделены на основании линейной и сгустковой микроструктур, установленных в шлифах с помощью бинокулярной лупы. При работе на СКАН-е выявлено, что линейная (рис. 1а) микроструктура *Colonnella laminata* Комар (Комар, 1964) возникла в результате жизнедеятельности нитчатых цианобактерий (рис. 1а₁, а₂). Изменение условий осадконакопления привело к эволюции сообщества, в результате этого процесса вверх по разрезу в тех же колоннеллах наблюдается иная – сгустковая микроструктура (рис. 1б), на основании которой выделена *Colonnella kyllachii* Шароалова (Крылов и др., 1968). Органогенный слой в этом случае сложен относительно крупными овальными образованиями со сложным рельефом (рис. 1б₁), возникшим в результате жизнедеятельности многочисленных фоссилизированных наноорганизмов размером около 0.1 мкм (рис. 1б₃). Их остатки покрывают поверхность этих образований, формируя дугообразно вытянутые цепочки (рис. 1б₂). В прошлом биогенные

изолированные конструкции овальной формы представляли собой сложно построенную колонию с симбиотическими отношениями двух видов микроорганизмов.

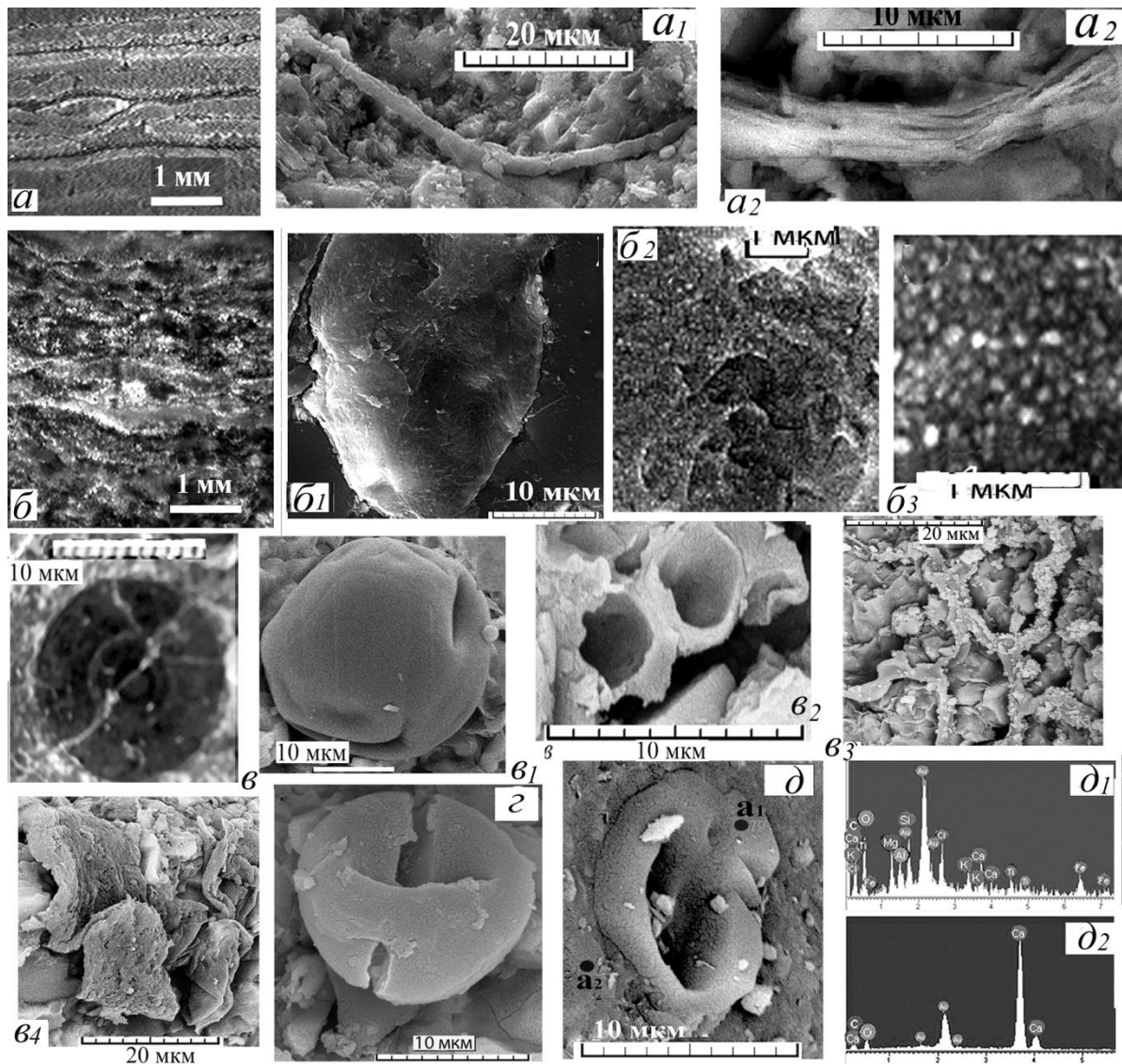


Рис. 1. Остатки микрофоссилий в строматолитах и онколитах.

Многочисленные попытки использовать онколиты с целью стратиграфического расчленения докембрийских толщ не приводили к желаемому результату. Применение новой методики позволяет реконструировать их генезис и восстановить историю формирования. Так, в онколитах каланчевской свиты (V) Байкало-Патамского нагорья Восточной Сибири (рис. 1в) выявлены: коккоидные микрофоссилии *Мухососсойдес* sp. (рис. 1в₁), остатки полых трубчатых образований с круглым поперечным сечением, формирующих небольшие группы из двух-трех трубочек (рис. 1в₂), а также перекристаллизованные нитчатые формы и обрывки бактериальных пленок (рис. 1в₄).

В биогенных постройках встречаются также единичные проблематичные остатки эвкариотных микроорганизмов, в частности, панцирных амёб (рис. 1г), акритархи, грибы и другие микрофоссилии, которые могут успешно использоваться для определения возраста докембрийских пород.

При опылении проб золотом с помощью микроанализатора возможно установить элементный состав с участка диаметром в 1 мкм, что позволяет уточнить генезис исследуемых объектов, выделенных по морфологическим признакам, а также получить полезную дополнительную информацию. Остатки организмов (рис. 1д–а) характеризуются существенным повышением (рис. 1д₁), по сравнению с вмещающей породой (рис. 1д₂–а₂),

количества углерода, сопровождаемого микродозами других биофильных элементов (Na, Cl, реже Fe, Mn, TR). Гифы современных грибов, способные ввести в заблуждение при неправильном хранении либо промывании проб, не минерализованы и полностью сложены углеродом. Использование микроанализатора гарантирует не только безошибочную дифференциацию фоссилизированных организмов, минеральных агрегатов и гифов современных грибов, но и получение дополнительной информации о вмещающей их породе, ее вторичных преобразованиях и аксессуарных минералах.

Фактический материал, полученный с помощью СКАН-а, и результаты лабораторных исследований позволяют следующим образом представить формирование строматолитов (Litvinova, 2016). На поверхности осадка возникает и быстро разрастается бактериальная пленка. В результате изъятия сообществом организмов CO_2 , повышается степень минерализации и Ph водной среды, система возвращается в равновесие в результате ускорения разгрузки осадочного материала. Сообщество организмов захоранивается, однако наиболее жизнеспособные из них выбираются на поверхность осадка и создают новую колонию, меняя при необходимости доминантов. В результате этого строится иная микроструктура, пластовые строматолиты переходят в столбчатые, столбики могут разветвляться либо утончаться, до полного выклинивания. Чередование сложно построенных органогенных и однообразных хемогенных слоев формировало характерные текстурно-структурные особенности строматолитов, отражающие эволюцию цианобактериального мата. Оперативность и гибкость биосистемы способствовали широкому распространению докембрийских построек в пространстве и длительному существованию во времени. На регрессивной стадии существования бассейна возникали онколиты, часто венчающие риф. Во вмещающих их породах установлены коккоидные клетки, которые в результате воздействия активных гидродинамических процессов, существовавших в теплых мелководных бассейнах, рассеивались по дну. Часть из них сгруживалась и перекачивалась, обрастая карбонатными частицами и нитчатыми бактериями, и покрываясь за счет последних слизью – гликокаликсом (Литвинова, 2023). В процессе обезвоживания, уплотнения осадка и его литификации возникали концентрические прослои. Преимущество округлых форм и выравнивание их усилиями организмов доминировало на каждом этапе роста онколитов, что говорит о единстве биотических и абиотических событий при их формировании.

Таким образом, с помощью нового подхода возможно устанавливать организмы и использовать их при стратиграфическом расчленении докембрийских толщ, а также воссоздавать историю формирования архитектуры биогенных пород. Качественный микроточечный анализ помогает оценить и сопоставить степень воздействия вторичных изменений, происходивших в хемогенном и биогенном материалах по-разному.

Работа выполнена в рамках госбюджетной темы ГИН РАН), FMMG-2023- 0004Б.

Литература

- Бактериальная палеонтология. М.: ПИН РАН, 2002. 188 с.
- Комар В.А. Столбчатые строматолиты рифея севера Сибирской платформы // Ученые записки НИИ геологии Арктики (НИИГА). Палеонтология и биостратиграфия. Вып. 6. Л.: НИИГА, 1964. С. 84–105.
- Крылов И.Н. Столбчатые ветвящиеся строматолиты рифейских отложений Южного Урала и их значение для стратиграфии верхнего докембрия. Труды Геологического института АН СССР, М.: Наука. 1963. 133 с.
- Крылов И.Н., Нужнов С.В., Шаповалова И.Г. О строматолитовых комплексах среднего рифея // Докл. АН СССР. 1968. Т. 181. № 2. С.426–429.
- Литвинова Т.В. Новые данные по строению и составу строматолитовых построек (Северное Прианбарье) // Литология и полез. Ископаемые. 2009. № 4. С. 428–437.

Литвинова Т.В. Ископаемые организмы и их роль в формировании черных онколитов каланчевской свиты венда Байкало-Патомского нагорья Восточной Сибири // Палеонтологический журнал. 2023. № 5. С. 107–117.

Ископаемые бактерии и другие микроорганизмы в земных породах и астроматериалах. М.: ПИН РАН, 2011. 173 с.

Раабен М.Е. Верхний рифей как единица общей стратиграфической шкалы. труды геологического института. М.: Наука, 1975 г. Вып. 273. 250 с.

Семихатов М.А. Рифей и нижний кембрий Енисейского края. Труды ГИН АН СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Вып. 58. 242 с.

Серебряков С.Н. (1975) Особенности формирования и размещения рифейских строматолитов Сибири. М.: Наука, 160 с.

Litvinova T.V. Biogenic–Abiogenic Interactions in Stromatolitic Geosystems and Their Mineralization // Abiogenic Interactions in Natural and Anthropogenic Systems. Chapter 6. Switzerland, Springer. 2016. 6. P. 55–66.

Litvinova T. V., Sergeev. V. N. Integrated Study of Microfossils in Stromatolites of the Vendian Chench Formation, Central Siberia // Paleontological Journal. 2019. Vol. 53. №. 9. P. 98–103.

УНИКАЛЬНЫЕ БИОГЕННЫЕ ПОСТРОЙКИ ПОЗДНЕГО ВЕНДА И ИХ СОЗДАТЕЛИ

Т.В. Литвинова

Геологический институт РАН, Москва, e-mail: litvinova-geo5@mail.ru

На границе венда и кембрия произошли многие глобальные события, изменившие историю нашей планеты. К этому времени, в том числе, приурочено и появление первых примитивных (бесскелетных) многоклеточных организмов, характеризующихся высокой степенью морфологической дифференциации. В венде удивительно быстро и в очень короткий отрезок геологического времени возникли практически все типы беспозвоночных (Соколов, Федонкин, 1988), явившиеся предвестниками скелетной фауны в последующем кембрийском «взрыве». Не остаются в стороне от этих событий и биогенные постройки: широкое распространение протяженных мощных строматолитовых рифов в докембрии сменяется в позднем венде чуть ли не их полным исчезновением. Фациально изменчивые отложения небольшой мощности в ряде регионов указывают на существование теплых, крайне мелководных бассейнов с нестабильными гидродинамическим и температурным режимами. Отсутствие необходимого пространства (Журавлева, 1972) препятствовало росту рифовых построек.

В верхней части бюксской свиты Березовского прогиба и в ее стратиграфическом аналоге, тиновской свите Байкало-Патомского нагорья Сибири, установлены миниатюрные постройки: 1) пластово-столбчатые строматолиты (рис. 1а) мощностью 350–400 мм с филигранной архитектурой; 2) микроонколиты (рис. 1ж) диаметром от 250 мкм до 2 мм, характеризующиеся сложным и разнообразным строением.

1. Органогенные слои имеют слабовыпуклую овальную форму в направлении роста постройки, при подходе к боковой стенке столбиков резко прерываются (рис. 1а). Они практически целиком представлены плотной бактериальной пленкой поливидового характера, в которой количество минерального материала минимально. Органогенный слой включает 1) коккоидные остатки: микрофоссилии *Мухоскоцкоидес* sp. (рис. 1б); мелкие деформированные эллипсоидные *Архαιοэллипсоидес* sp.; крупные клетки кубической формы с шестью частично вогнутыми вовнутрь гранями (рис. 1в), а также вкрапленники (рис. 1г) площадью 400–600 мкм² с тесно соприкасающимися сфероидовидными клетками; 2) нитевидные образования: палочковидные остатки микрофоссилий (рис. 1д) цилиндрической формы, беспорядочно разбросанные на большой площади (до 3600 мкм²); пучки с тесно переплетающимися лентовидными микрофоссилиями (рис. 1е). Каждый из

морфотипов отделен от остальных специфическими слизистыми перегородками (рис. 1ё) – «гидравлическими развязками» (Kim, McCarter, 2007), способными не допускать обмена водой с окружающей средой и поддерживать гидрофитный баланс сообщества. Установленные в строматолитах бюксской свиты дрожжевые грибы формируют отдельные слои (Колосов, 2021).

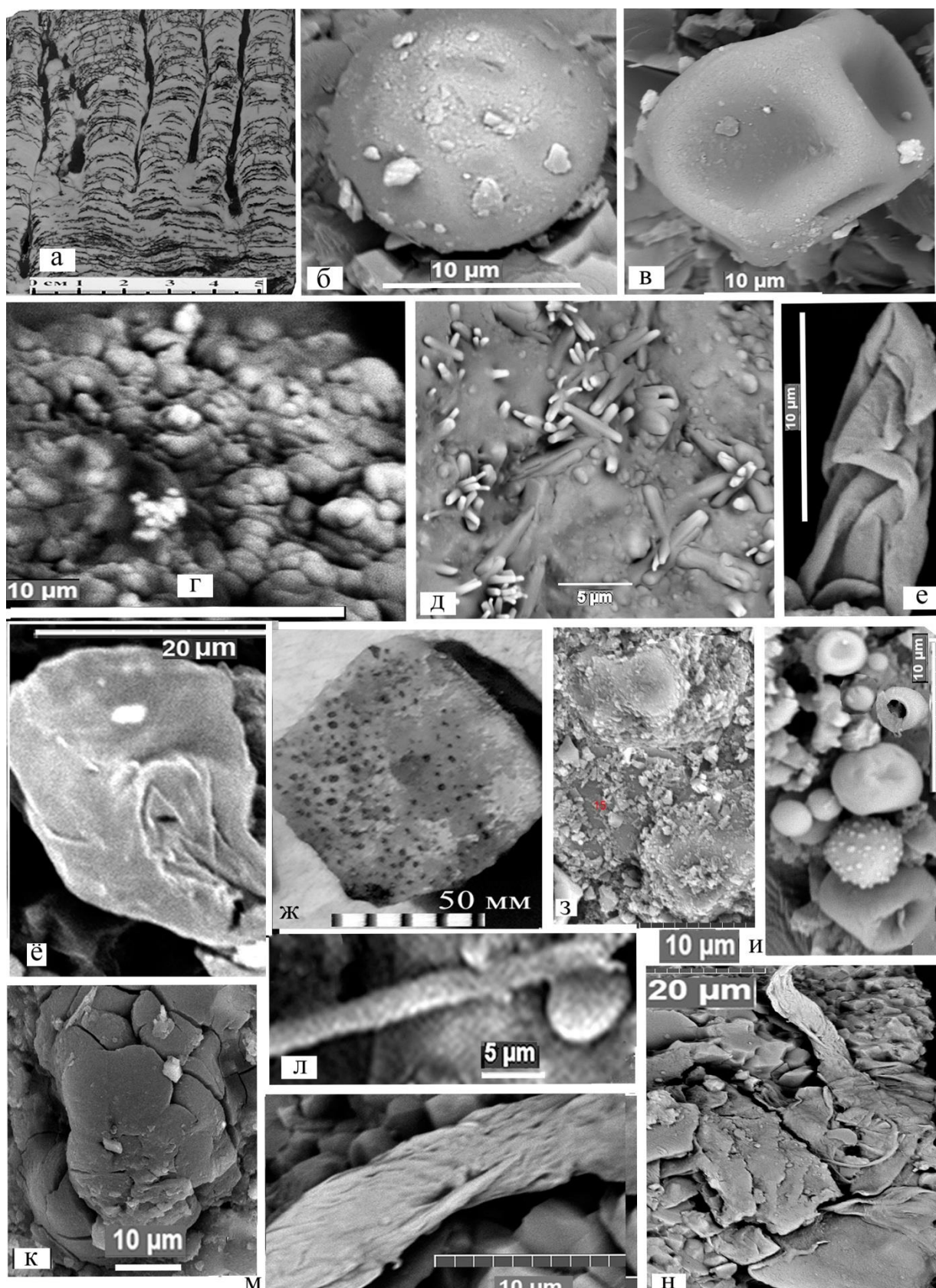


Рис. 1. Миниатюрные строматолиты и микроонколиты, и их создатели.

2. В известняках тиновской свиты выявлены различные по размеру микроонколиты (рис. 1ж, з) размером 250 мкм – 2 мм в диаметре; 1з), существенно отличающиеся друг от друга по строению, форме и расположению в пределах строения:

1) комплексные – произвольно расположенные округло-овальные образования объединены общей многослойной оболочкой, сложенной остатками нитчатых микрофоссилий и гликокаликса; 2) гнездовидные – характеризуются скоплением разнообразных коккоидных клеток (круглых, цилиндрических, с притупленными шипами; рис. 1и); 3) пелитоморфные – сложены аморфным органогенным материалом (рис. 1к); 4) минерально-органогенные – редкие остатки коккоидных и нитчатых микрофоссилий в карбонатном цементе (рис. 1л); 5) органогенные – заполнены пучками нитчатых микрофоссилий и спрессованных бактериальных пленок (рис. 1 м, н). В гнездовидных микроонколитах установлен мицелиальный водный гриб (Литвинова, Колосов, 2023). 6) конструкция из одинаковых тесно соприкасающихся органогенных микроонколитов, изобилующих фоссилизированными шаровидными почками дрожжевых грибов. Отсутствие минерального материала в них (Litvinova, Kolosov, 2024) указывает на длительное нахождение микропостроек во взвешенном состоянии.

На регрессивной стадии существования водоема микрофоссилии мигрировали. В условиях небольших глубин и гидродинамической нестабильности карбонатных бассейнов позднего венда, осадочный материал взмучивался и прилипал к планктону, утяжеляя его. Часть из них оседала в небольшие ямки, оберегающие их от воздействия течений и отливов. В тоже время, в этих углублениях оставалось место для роста постройки, что и определило размер и форму строматолитовых линз. Изменчивость доминантов осуществлялась в разрезе не вертикально, как в обычных рифовых постройках, а горизонтально, то есть, в пределах пленки, вырастающей на каждом осадочном слое. Сообщество микроорганизмов включало в свой состав различные популяции цианобактерий, компенсируя, таким образом, нестабильность условий и ограниченность площади распространения постройки. Гидравлические развязки отделяли скученные видовые популяции микрофоссилий, в тоже время, оберегали сообщество от неблагоприятных природных условий, дублируя роль окружающей их слизи. Продукты распада сообщества в спокойных водах впадин утилизировались паразитирующими дрожжевыми грибами, затем слои последовательно покрывались карбонатным осадком.

Если же коккоидные клетки (Litvinova, Kolosov, 2024), совместно с частицами природного битума бактериально-водорослевого происхождения, рассеивались по дну, они перекачивались, обрастая карбонатным материалом, нитчатыми цианобактериями и слизью. Микроонколиты формировались как из одиночных клеток, так и из их сгруженных остатков, в таком случае возникал комплексный микроонколит. В зависимости от местонахождения, особенностей передвижения и роста формировались разные типы микроонколитов, в которых соотношение биологического и карбонатного материалов определяло их строение. Оболочка микроонколитов могла быть сложена минеральным слоем, либо остатками нитчатых микрофоссилий. Выделяемая кворумом сообщества слизь способна длительное время регулировать водный баланс в окружающей постройку «живом» слое, пока микроонколит вновь, наподобие снежного комка, не покроется биогенным либо хемогенным материалом, в зависимости от особенностей его нахождения и движения.

Таким образом, в результате сложившейся в поздневендских карбонатных бассейнах обстановке, микроорганизмы могли создавать колонии лишь на ограниченных участках дна, недостаточно комфортные условия которых нейтрализовались сообществом путем включения разнообразных таксонов с взаимодополняющими функциями. Это и определило облик (структуру, форму и размер) построек переходного времени, значительно отличающихся по размеру и строению от более ранних и последующих за ними строматолитов и онколитов.

Работа выполнена в рамках госбюджетной темы Геологического института РАН (г. Москва) “Периодизация протерозоя и роль глобальных изменений среды и климата в эволюции докембрийской биосферы” (FMMG-2023- 0004Б).

Литература

Соколов Б. С., Федонкин М. А. Ранние этапы развития жизни на земле. Современная палеонтология. М.: Недра, 1988. Т. 2. С. 118–141.

Журавлева И.Т. Раннекембрийские фациальные комплексы археоциат // Проблемы биостратиграфии и палеонтологии нижнего кембрия Сибири М.: Наука, 1972. С. 31–109.

Колосов П.Н. Грибы уникальной сохранности в венде (эдиокарий) Якутии // Палеонтологический журнал. 2021. № 4. С. 103–110.

Литвинова Т.В., Колосов П.Н. Биотические и абиотические процессы в микроонколитах // Фундаментальные проблемы и вклад в региональное геологическое изучение недр. С.-Петербург: ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2023. 414–419 с.

Kim, Y. K., and McCarter, L. L. ScrG, a GGDEF-EAL Protein, Participates in Regulating Swarming and Sticking in *Vibrio parahaemolyticus* // Bacteriol. 2007. 189. P. 4094–4107

Litvinova T.V., Kolosov P.N. Constructive and Destructive Role of Organisms in the Formation of Microoncolites from the Vendian Tinnov Formation of the Baikal–Patom Uplift in Eastern Siberia // Paleontological Journal. 2024.V. 58. P. 976–985.

МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ПИКРИТ – ПИКРОБАЗАЛЬТОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА: Rb-Sr И ^{147}Sm - ^{143}Nd СИСТЕМАТИКА

И.И. Лиханов^{1,*}, П.С. Козлов^{2,**}, А.Д. Ножкин¹, Ю.Л. Ронкин²

¹ Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, *e-mail: likh@igm.nsc.ru

² Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, **e-mail: kozlov@igg.uran.ru

Реконструкция геологической истории Енисейского кряжа, представляющего собой коллизионно-аккреционный ороген на западной окраине Сибирского кратона, важна не только для понимания тектонической эволюции подвижных поясов, но и для верификации данных палеомагнитного моделирования о конфигурации древнего суперконтинента Нуны (Likhanov, 2019; Reverdatto et al., 2019). Детальный обзор мировых возрастных аналогов рифтогенных и внутриплитных магматических событий в интервалах времени 1380–1350 млн лет, установленных в структурах ряда крупных кратонов суперконтинента Нуны, приведен в работе (Likhanov, Santosh, 2019). Тем не менее, проблемы оценки геохронологических рубежей в истории этого суперконтинента во многом остаются дискуссионными и далеки от окончательного решения. Это связано с дефицитом геохимических данных и возрастных датировок, включающих периоды его становления и распада, что ограничивает возможности временных корреляций глобальных геологических процессов в истории Земли (Kontorovich et al., 1997). Попытка восполнения этого пробела предпринята в настоящем докладе, где обсуждаются особенности происхождения, возрастной рубеж и стратиграфический уровень пикрит-пикробазальтового вулканизма Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса на юго-западе Сибирского кратона. Повышенный металлогенический интерес к древней рифтогенной структуре вызван локализацией в районе исследования Панимбинского золоторудного и Татарского Р–Та–Nb месторождений (Ножкин и др., 2008).

Объект исследования Ишимбинско-Татарская шовная зона, включающая Рыбинско-Панимбинский вулканический пояс (РПВП). Здесь изучены Панимбинский и Михайловский опорные участки, расположенные на севере РПВП Ишимбинско-Татарской шовной зоны. На Панимбинском участке интерес представляет панимбинская толща, сложенная метаморфизованными туффитами и туфами пикробазальтов и метаосадочными породами (Козлов, Лиханов, 2024). Толща метапород Михайловского участка имеет неоднородное строение, в ее составе преобладают актинолитовые, хлорит-актинолитовые

амфиболиты и двуполевошпатовые амфибол-диопсидовые метавулканы. Перекрываются метавулканы черными глиноземистыми слюдисто-графитистыми сланцами с кордиеритом и андалузитом. Метаморфические породы района исследований слагают юго-восточную периферию Тейского метаморфического комплекса (Лиханов и др., 2011).

Результаты термобарометрии показали видимые различия в пределах погрешностей методов (Likhanov et al., 2004) по P - T параметрам формирования толщ разного химического состава: 4.8–4.9 кбар/527–549°C – метатUFFиты пикробазальтов; 5.0–5.8 кбар/543–612°C – метабазиты; 3.5–4.6 кбар/522–636°C – метапелиты.

Результаты изучения Rb–Sr и ^{147}Sm – ^{143}Nd ID-TIMS изотопной систематики выполнены для образцов пород в целом и выделенных из них минералов (диопсиды, амфибол, плагиоклазы), представляющих кординскую свиту и панимбинскую толщу Ишимбинско-Татарской шовной зоны в северной части РПВП, соответственно (табл. 1).

Табл. 1. Rb–Sr и ^{147}Sm – ^{143}Nd ID-TIMS изотопная систематика пород и минералов Ишимбинско-Татарской шовной зоны в северной части Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса.

Образец	Порода, минерал	Свита/толща	Изотопная система	Возраст [млн лет], IR, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	Графическое представление
П-517-5	Метавулканит (Wr), диопсид (Di), амфибол (Amp), плагиоклаз (Pl)	Кординская свита, R ₁	Rb–Sr	827±17 0,72051 ±0,00089	
			^{147}Sm – ^{143}Nd	1363±21, $\epsilon_{\text{Nd}}(1363)=-2,6$	
				$T_{\text{DM}}=2642$, $\epsilon_{\text{Nd}}(827)=-2,6$	
П-514-1	Метаморфизованный туф (туфолава?) пикробазальта (Wr), амфибол (Amp)	Панимбинская толща, R ₃	^{147}Sm – ^{143}Nd	1377±40, $\epsilon_{\text{Nd}}(1377)=-7,0$	
				$T_{\text{DM}}=2502$, $\epsilon_{\text{Nd}}(1377)=-7,0$	

Примечания: R1 – Нижнерифейская система, 1350–1650 млн лет. IR – Initial Ratio. Wr – порода в целом. $T_{\text{DM-1st}}$, $T_{\text{DM-2st}}$ – одностадийный и двухстадийный Nd модельный возраст. CHUR, DM – линии эволюции хондритового и деплетированного модельных резервуаров.

ID-TIMS данные характеризующие изотопный состав Rb–Sr вулканита из основания нижней пачки метавулканогенно-осадочных пород кординской свиты (образец П-517-5) и выделенных из нее минералов двух диопсидов и плагиоклазов, на графике Николайсена удовлетворяет линии регрессии, наклон которой в указанных координатах определяет возраст метаморфической дифференциации регионально-метаморфизованных толщ 827±17 млн лет и величину первичного отношения изотопов стронция 0.72051±0.00089. Параметры

референсной линии на графике $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ для плагиоклаза Pl_1 и амфибола Amr_1 , соответствуют возрасту 1363 ± 21 млн лет, $\epsilon_{\text{Nd}}(1363) = -2,6$. Наконец, ^{147}Sm – ^{143}Nd модельный возраст, соответствующий точке пересечения линий эволюции изотопного состава неодима и деплетированного резервуара (DM) на графике T vs. $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$, имеет величину 2642 млн лет.

На графике в координатах $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ фигуративные точки породы в целом метаморфизованного туфа (образец П-514-1) и выделенного из нее амфибола, удовлетворяют линии согласования, параметры которой диагностируют среднерифейский возраст 1377 ± 40 млн лет, а также наличие определенного вклада корового материала, что подтверждается величиной $\epsilon_{\text{Nd}}(1377) = -7,0$. Вычисленный, в рамках модельных представлений об эволюции деплетированной мантии, неодимовый возраст T_{DM} 2502 млн лет согласуется с рубежом неоархей-палеопротерозой.

Полученные значения возраста внутриплитного вулканизма и связанного с ним рифтогенного метаморфизма в Ишимбинско-Татарской шовной зоне подтверждены Rb–Sr, ^{147}Sm – ^{144}Nd , U–Pb TIMS и SHRIMP-II (циркон) изотопией для границы бурзяния (R_1) и юрматиния на Южном Урале (R_2) (Ronkin et al., 2016). Установленный возраст рифтогенного пикрит-пикробазальтового вулканизма и метаморфизма коррелирует со временем формирования плагиогранитов немтихинского комплекса (Likhanov, 2022) и с Машакским субглобальным плюмовым магматизмом, проявленными в геодинамической обстановке растяжения в период распада суперконтинента Нуна (Puchkov, 2021).

Работа выполнена за счет средств РНФ (проект № 21-77-20018-П).

Литература

Козлов П.С., Лиханов И.И. Геология докембрийских комплексов Северо-Енисейского кряжа. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2024. 328 с.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Вершинин А.Е. Тейский полиметаморфический комплекс в Заангарье Енисейского кряжа – пример совмещенной зональности фациальных серий низких и умеренных давлений // Докл. АН. 2011. Т. 436. № 4. С. 509–514.

Ножкин А.Д., Борисенко А.С., Неволько П.А. Этапы позднепротерозойского магматизма и возрастные рубежи золотого оруденения Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. С. 158–181.

Kontorovich A.E., Khomenko A.V., Burshtein L.M., Likhanov I.I., Pavlov A.L., Staroseltsev V.S., Ten A.A. Intense basic magmatism in the Tunguska petroleum basin, eastern Siberia, Russia // Petroleum Geoscience. 1997. V. 3. P. 359–369.

Likhanov I.I. Mass-transfer and differential element mobility in metapelites during multistage metamorphism of Yenisei Ridge, Siberia // Geological Society of London Special Publications. 2019. V. 478. P. 89–115.

Likhanov I.I. Provenance, Age and Tectonic Settings of Rock Complexes (Transangarian Yenisei Ridge, East Siberia): Geochemical and Geochronological Evidence // Geosciences (Switzerland). 2022. V. 12. No. 11. Art. 402.

Likhanov I.I., Santosh M. A-type granites in the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Precambrian supercontinents Columbia/Nuna and Rodinia // Precambrian Res. 2019. V. 328. P. 128–145.

Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I. Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia // Journal of Metamorphic Geology. 2004. V. 22. № 8. P. 743–762.

Puchkov V.N., Ernst R.E., Ivanov K.S. The importance and difficulties of identifying mantle plumes in orogenic belts: An example based on the fragmented large igneous province (LIP) record in the Ural fold belt // Precambrian Res. 2021. V. 361. 106186. P. 1–24.

Reverdatto V.V., Likhanov I.I., Polyansky O.P., Sheplev V.S., Kolobov V.Y. The Nature and Models of Metamorphism. Cham: Springer, 2019. 330 p.

Ronkin Yu.L., Tichomirowa M., Maslov A.V. The Southern Urals Large Igneous Province with an age of approximately 1380 Ma: Precision U-Pb ID-TIMS constraints // Doklady Earth Sciences. 2016. V. 468. P. 587–592.

РУДОНОСНОСТЬ ГЛУБИННЫХ ЗОН ДОКЕМБРИЙСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО ДАННЫМ КОЛЬСКОЙ СВЕРХГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЫ

**К.В. Лобанов¹, М.В. Чичеров¹, Т.А. Горностаева¹, Д.В. Жиров², А.В. Мохов¹,
П.М. Карташов¹, В.Ю. Прокофьев¹**

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва,
e-mail: lobanov@igem.ru

² Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты

Кольская сверхглубокая скважина (СГ-3) – выдающееся достижение советской науки и техники, пробурена в докембрийских кристаллических породах Кольского полуострова в рамках программы «Изучение недр Земли и сверхглубокое бурение» в Арктической зоне России. Для сверхглубоких скважин были разработаны уникальные технологии и технические средства, позволявшие достичь больших глубин. Скважина была пройдена с полным отбором керна и достигла глубины 12262 м, что позволило изучить глубинное строение земной коры и пересмотреть интерпретацию данных глубинных сейсмических исследований. Получены новые сведения по температурному градиенту, составу и физическим свойствам пород на глубоких горизонтах. В разрезе скважины выявлены зоны тектонических нарушений и несколько типов рудной минерализации (Кольская сверхглубокая..., 1984).

Целью бурения СГ-3 являлось изучение глубинного строения докембрийских структур Балтийского щита, типичных для фундамента древних платформ и оценка их рудоносности. Основными задачами работ были: 1) Изучить глубинное строение никеленосного печенгского комплекса и архейского кристаллического основания Балтийского щита, выяснить особенности проявления на больших глубинах геологических процессов, включая процессы рудообразования; 2) Выяснить геологическую природу сейсмических границ в континентальной земной коре; 3) Получить максимально полную информацию о вещественном составе горных пород и их физическом состоянии, вскрыть и изучить пограничную зону между «гранитным» и «базальтовым» слоями земной коры (Кольская сверхглубокая..., 1998).

Установлено наличие рудной минерализации в древней континентальной земной коре на всем интервале в 12 км (рис. 1). В зависимости от сочетаний рудных элементов, форм их нахождения и минеральных парагенезисов в разрезе выделены восемь основных типов рудной минерализации: 1) сульфидная медно-никелевая и платинометальная, 2) сульфидная железная, 3) оксидная железная, 4) оксидная железо-титановая, 5) сульфидная медно-цинковая, 6) золото-серебряная, 7) палладиевая, 8) кобальтовая (Козловский и др., 1988; Яковлев и др. 1998; Лобанов и др., 2021). Первые четыре типа сопоставимы с оруденением в протерозойской Печенгской структуре и ее архейском обрамлении по минеральному составу, характеру вмещающих пород и генезису. Это связано с повышенной тектонической активностью в глубинных горизонтах земной коры. В зонах циркуляции подземных вод, зафиксированных на больших глубинах, происходило отложение низкотемпературной гидротермальной минерализации (медной, медно-цинковой, никелевой).

Медно-никелевое оруденение приурочено к измененным перидотитам и филлитам и представляет ранее неизвестную зону в средней части продуктивной толщи. Это оруденение сходно с главными промышленными типами сульфидных медно-никелевых руд Печенги, что свидетельствует об их одинаковом генезисе и большой выдержанности по падению. Источником оруденения явились интрузивы ультраосновных пород. Метаморфизм вызвал перекристаллизацию и переотложение рудных минералов, проявившиеся во вкрапленных рудах в перидотитах и брекчиевидных и прожилково-вкрапленных рудах (Яковлев и др. 1998).



Рис. 1. Вертикальная рудная зональность в разрезе СГ-3 (Лобанов и др., 2021).

В архейской кольской серии скважина пересекала железистые кварциты, железо-титановые руды в метабазах и мусковитоносные пегматиты. Одним из важных достижений проходки явилось обнаружение в интервале 6–12 км зон дробления, трещиноватости и регрессивного дислокационного метаморфизма амфиболитов и гнейсов, а также приуроченную к ним гидротермальную сульфидную минерализацию. Тектоническая природа зон регрессивного метаморфизма доказывается морфологическими признаками минерализованных трещин.

Неожиданным результатом изучения стало открытие повышенных содержаний золота в интервале 9500–11000 м, сложенном амфиболитами и гнейсами, метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации при 500–650°C и 3.5–6 кбар. Оно было обнаружено с помощью нейтронно-активационного анализа, и подтверждено результатами минераграфических исследований. Впервые обнаружены природные флюиды с экстремально высокими концентрациями золота. Оценки концентрации золота в минералообразующих флюидах орогенных месторождений составляют 0.5–5 ppm (Козловский и др., 1988; Prokofiev et al., 2020).

Новыми оказались данные о процессах рудообразования в глубинных слоях земной коры. На глубинах 9–12 км встретились высокопористые трещиноватые породы, насыщенные подземными сильно минерализованными водами. Обнаруженные низкотемпературные ассоциации рудных минералов, свидетельствуют о возможности появления на этих глубинах их промышленных скоплений (Лобанов и др., 2021). Минерализация установлена в зонах регрессивного дислокационного метаморфизма в интервале 6.2–12 км протерозойского возраста. Наряду с рассеянной вкрапленностью сульфидов - пирротина, пирита и халькопирита, она представлена хлорит-карбонат-кварцевыми прожилками, в которых наблюдаются сфалерит, галенит, борнит, молибденит, аргентопентландит. Температуры образования этой гидротермальной сульфидной минерализации оценивались по распределению кобальта в сростаниях пирротина и пирита. Значения температур, вычисленные по коэффициенту распределения кобальта в этих сульфидах, в основном в интервале 184–323°C, т.е. они существенно более низкие, чем температуры, характерные для амфиболитовой фации метаморфизма вмещающих пород.

Обнаружение, выявление морфологических особенностей и анализ состава проводились методами аналитической электронной микроскопии на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) “JEOL” JSM-5610 с энергодисперсионным спектрометром (ЭДС) OxfordAZtec. Картины дифракции на отражение были получены в микроскопе FIB-SEM “TESCAN” S9000G. Для FIB-полировки были использованы ионы галлия.

Впервые в образцах на 10 км выявлена палладиевая минерализация (Лобанов и др., 2021). Диагностирован собственный палладиевый минерал – меренскиит. Нахождение палладиевых минералов меренскиита и котульскита свидетельствует о наличии этой минерализации на глубоких горизонтах СГ-3. Высокое содержание висмута в обнаруженном кристалле меренскиита, видимо, связано с низкотемпературными условиями его образования из флюида, резко обогащенного висмутом. Это также подтверждается многочисленными находками сопутствующих висмутовых минералов (самородных и интерметаллидов, сульфидов, теллуридов и сульфотеллуридов). Существование этой минерализации является дополнительным аргументом в пользу формирования аналогичной рудной минерализации в породах массива Горы Генеральской (Лобанов и др., 2021). Был обнаружен новый для пород Кольской сверхглубокой скважины тип рудной минерализации – благороднометалльно (Au-Ag-Pd) - редкоэлементный (Bi-Te).

Впервые в метаморфических породах на глубинных горизонтах (в зоне разлома на глубине 9630 м) СГ-3 обнаружен самородный кобальт. Этот минерал, очевидно, образовался на высокотемпературном этапе, не только до их гидротермальной переработки, но, вероятно, и задолго до образования вулканогенно-осадочного протолита этих пород. Высокоточные методы аналитической электронной микроскопии с использованием дифракции на отражение и методов пробоподготовки с травлением и полировкой препаратов ионными пучками позволили вскрыть частицы кобальта в массиве образца и подтвердили его самородное состояние (Горностаева и др., 2023).

Геолого-геофизическая информация о глубинном строении Балтийского щита была существенно скорректирована, в соответствии с материалами бурения СГ-3. На основании изучения минерально-геохимического состава пород керн и проведения комплекса исследований были получены данные о вещественном составе и физическом состоянии глубинных пород.

Литература

Горностаева Т.А., Мохов А.В., Карташов П.М., Лобанов К.В. Самородный кобальт на глубинных горизонтах Кольской сверхглубокой скважины. Записки российского минералогического общества. 2023. ч. CLII, №1, с. 37–49.

Козловский Е.А., Губерман Д.М., Казанский В.И. Рудоносность глубинных зон древней континентальной земной коры (по материалам Кольской сверхглубокой скважины) // Советская геология. 1988. № 9. С. 3–11.

Кольская сверхглубокая. Исследование глубинной структуры континентальной коры бурением Кольской сверхглубокой скважины. Е.А.Козловский (ред.). М.: Недра, 1984, 490 с.

Кольская сверхглубокая: Научные результаты и опыт исследований. Редакторы Орлов В.П., Лаверов Н.П. М.: МФ «ТЕХНОНЕФТЕГАЗ», 1998. 260 с.

Лобанов К.В., Горностаева Т.А., Карташов П.М., Мохов А.В., Чичеров М.В. Проявление палладиевой минерализации на глубинных горизонтах Кольской сверхглубокой скважины // Докл. РАН 2021. Т. 499. № 2. С. 26–31.

Яковлев Ю.Н., Казанский В.И. Корреляция рудной минерализации в разрезе Кольской сверхглубокой скважины и на поверхности // Геология рудных месторождений. 1998. Т. 40. №. 4. С. 379–392.

Prokofiev V., Banks D., Lobanov K., Selektor S., Milichko V., Borovikov A., Akinfiev N., Lüders V., Chicherov, M. Exceptional Concentrations of Gold Nanoparticles in 1,7 Ga Fluid Inclusions from the Kola Superdeep Borehole, Northwest Russia // Scientific Reports. 2020. 10. 1108.

ДВА ЭТАПА СТАНОВЛЕНИЯ ФАНЕРОЗОЙСКИХ СООБЩЕСТВ НА РУБЕЖЕ ВЕНДА И КЕМБРИЯ

В.В. Марусин^{1,2}

¹ Новосибирский государственный университет, Новосибирск

² Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск,
e-mail: marusinvv@ipgg.sbras.ru

Начало кембрийского периода знаменуется масштабными перестройками в биосфере, связанными с исчезновением загадочной мягкотелой вендской биоты и появлением большинства известных типов животных, а также освоением ими новых экологических ниш. Столь беспрецедентное обогащение ископаемой летописи, наблюдаемое вблизи основания кембрийской системы, теоретически, должно сделать определение этой границы биостратиграфическими методами весьма несложной задачей. Однако выявление и межрегиональная корреляция этого рубежа в разнофациальных разрезах часто весьма дискуссионны.

Согласно актуальному изданию Общей стратиграфической шкалы России (ОСШР; Стратиграфический..., 2019), нижняя граница кембрийской системы соответствует подошве томмотского яруса, стратотипом которого является разрез «Дворцы» на р. Алдан (Розанов и др., 2008). Основание томмотского яруса проводится по появлению зонального комплекса *Nocheroicyathus sunnaginicus*, а его возраст оценивается как 535 млн лет. Эта оценка получена U–Pb датированием трахириолитовых порфиров в низах тюсэрской свиты Хараулахского антиклинория (Bowring et al., 1993). Однако накопленные в последние годы геохронологические, био- и хеомстратиграфические данные позволили переосмыслить возраст и биостратиграфическое обоснование нижней границы томмотского яруса (Grazhdankin et al., 2020). Анализ стратиграфического распространения нижнетоммотских мелких скелетных остатков и археоциат в разрезах по всему миру позволили предложить гастропод *Aldanella attleborensis* в качестве индекс–таксона основания томмотского яруса (Parkhaev et al., 2011). Было показано, что принятая возрастная оценка 535 млн лет на 10 млн лет древнее вмещающих отложений тюсэрской свиты (Прокопьев и др., 2016), которые охарактеризованы мелкими скелетными остатками второй томмотской зоны *Dokidocyathus regularis* (Коровников, Новожилова, 2012). Значительно точнее возраст зонального комплекса *Nocheroicyathus sunnaginicus* оценен в разрезе Оленекского поднятия северо-востока Сибирской платформы, который ранее предлагался Б.С. Соколовым в качестве синстратотипа нижней границы томмотского яруса (Соколов, 1995). Здесь в непрерывной осадочной последовательности без существенного изменения фаций комплекс мелких скелетных остатков, включая и таксон *Aldanella attleborensis*, появляется в средней части маттайской свиты кессюсинской серии несколько ниже по разрезу от прослая туфов с возрастом 529.7 млн лет. К этому же уровню приурочено существенное обогащение состава ихноценозов и увеличение глубины и интенсивности биотурбации (Marusin, 2025). А наблюдаемый во вмещающих отложениях крупный положительный экскурс изотопного состава углерода в карбонатах ($\delta^{13}\text{C}$; до +5‰) позволяет выявлять этот стратиграфический уровень в разрезах, не охарактеризованных палеонтологически (Кочнев и др., 2018). В рассматриваемом объеме томмотский ярус идентичен или очень близок безымянному второму ярусу кембрия Международной хроностратиграфической шкалы (МСШ), возраст основания которого оценивается как 529 млн лет.

Несмотря на комплексное обоснование, нижняя граница томмотского яруса с большим трудом может быть распознана в терригенных осадочных последовательностях. Так, например, в разрезах Восточно-Европейской платформы (ВЕР) в переходном интервале венда и кембрия отсутствуют карбонатные отложения, пригодные для изучения изотопного состава углерода и благоприятные для сохранности мелких скелетных остатков. Здесь для расчленения и корреляции ровенского и лонтоваского горизонтов традиционно используются органостенные микрофоссилии и макроостатки (сабеллидитиды и

платисолениды). В актуальных стратиграфических схемах подошва лонтоваского горизонта сопоставляется с основанием томмотского яруса (Состояние..., 2008). Однако последние данные показывают, что в основании лонтоваского горизонта в комплексах органостенных микрофоссилий не наблюдается существенного изменения таксономического состава (Голубкова и др., 2025). Обосновать нижнюю границу лонтоваского горизонта по макроостаткам также затруднительно: хотя агглютинированные остатки *Platysolenites* преимущественно характерны для лонтоваского горизонта, встречаются они и в ровенском (Vidal et al., 1999). Изучение ихнофоссилий в разрезах ВЕП также пока что не позволяет обосновать положение нижней границы кембрия: ихноценозы лонтоваского горизонта неотличимы от ассоциаций самых верхов венда (540–530 млн лет; Golubkova et al., 2025).

Существенные изменения в составе ориктоценозов наблюдаются на рубеже венда и кембрия ниже основания томмотского яруса. Около 539 млн лет назад в карбонатных и терригенно-карбонатных осадочных последовательностях появляются представительные комплексы мелких скелетных остатков, включающие первых достоверных анабаритид, хиолитов и протоконодонт (биостратиграфическая зона *Anabarites trisulcatus*) (Bowyer et al., 2022). К этому же уровню приурочено появление сабеллитид (Ebbestad et al., 2022) и существенные изменения в составе ихноценозов (Buatois et al., 2020). В интервале 539–530 млн лет в ископаемой летописи появляются скелетные остатки моллюсков, халькиерид и ханцеллорид (зона *Purella antiqua*). На уровне около 539 млн лет в осадочных карбонатах глобально фиксируется высокоамплитудная отрицательная аномалия $\delta^{13}\text{C}$ – экскурс «BACE» до -10‰ (Bowyer et al., 2022). Этот стратиграфический уровень соответствует основанию фортуновского яруса МСШ и немакит-далдынского яруса ОСШР в его узком понимании (Марусин, 2025). В актуальных стратиграфических схемах (Состояние..., 2008) подошва немакит-далдынского яруса одновозрастна основанию ровенского горизонта ВЕП. Именно к этому стратиграфическому уровню приурочены наиболее значительные изменения в составе ассоциаций органостенных микрофоссилий (Голубкова и др., 2025). На этом основании авторами данной работы сделан вывод о кембрийском возрасте ровенского горизонта.

Отсутствие высокоточных геохронологических определений в рассматриваемом интервале в разрезах ВЕП не позволяет достоверно определить возраст ровенского горизонта и сопоставить его с ярусными подразделениями терминального венда и нижнего кембрия ОСШР, типовые разрезы которых располагаются на Сибирской платформе (Хоментовский, Карлова, 2002; Розанов и др., 2008). Не позволяют это сделать и установленные в разрезах Сибирской платформы комплексы органостенных микрофоссилий (Grazhdankin et al., 2020). Основываясь на появлении сабеллитид в ровенском горизонте ВЕП и в немакит-далдынском ярусе, в настоящий момент можно с осторожностью сопоставлять эти два подразделения. Однако в этом случае сделанное авторами (Голубкова и др., 2025) предположение о принадлежности ровенского горизонта к нижнему кембрию входит в противоречие с актуальными критериями и возрастом основания кембрия ОСШР.

Основания и немакит-далдынского (539 млн лет), и томмотского (530 млн лет) ярусов знаменуют важные перестройки в экосистемах, связанные с существенными изменениями таксономического состава сообществ и появлением новых групп организмов и их способов взаимодействия со средой. Оба этих рубежа характеризуются изменениями в геохимических циклах, регистрируемыми в геологической летописи в виде глобально-проявленных высокоамплитудных изотопных аномалий. Учитывая специфику разрезов на территории Восточно-Европейской платформы и предполагая одновозрастность ровенского горизонта и немакит-далдынского яруса, именно этот стратиграфический уровень может стать более предпочтительным вариантом проведения нижней границы кембрия в контексте ее межрегиональной корреляции.

Исследования проведены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 25-17-00040).

Литература

Голубкова Е.Ю., Кушим Е.А., Раевская Е.Г., Бобровский И.М., Зайцева Т.С., Довжикова Е.Г., Титова А.В., Колесников А.В., Гражданкин Д.В. Биостратиграфия переходных отложений венда-кембрия северо-запада европейской части России // Геология и геофизика. 2025. Т. 66. № 7. С. 883–900.

Коровников И.В., Новожилова Н.В. Новые данные по биостратиграфии нижнего и низов среднего кембрия Хараулахских гор (северо-восток Сибирской платформы, Чекуровская антиклиналь) // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 8. С. 1014–1026.

Кочнев Б.Б., Покровский Б.Г., Кузнецов А.Б., Марусин В.В. С- и Sr-изотопная хемотратиграфия карбонатных отложений венда–нижнего кембрия центральных районов Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 6. С. 731–755.

Марусин В.В. Стратиграфическое положение и комплексное обоснование немакит-далдынского яруса верхнего венда // Геология и геофизика. 2025. DOI:10.15372/GiG2025137

Прокопьев А.В., Худoley А.К., Королева О.В., Казакова Г.Г., Лохов Д.К., Малышев С.В., Зайцев А.И., Роев С.П., Сергеев С.А., Бережная Н.Г., Васильев Д.А. Раннекембрийский бимодальный магматизм на северо-востоке Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 199–224.

Розанов А.Ю., Хоментовский В.В., Шабанов Ю.Я., Карлова Г.А., Варламов А.И., Лучинина В.А., Пегель Т.В., Демиденко Ю.Е., Пархаев П.Ю., Коровников И.В., Скорлотова Н.А. К проблеме ярусного расчленения нижнего кембрия // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008. Т. 16. № 1. С. 3–21.

Соколов Б.С. Вендская система и «неопротерозой-III» // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1995. Т. 3, № 6, С. 51–67.

Состояние изученности стратиграфии докембрия и фанерозоя России. Задачи дальнейших исследований. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Выпуск 38. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. 131 с.

Стратиграфический кодекс России. Издание третье, исправленное и дополненное. Ред. А.И. Жамойда. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2019. 96 с.

Хоментовский В.В., Карлова Г.А. Граница немакит-далдынского и томмотского ярусов (венд–кембрий) Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2002. Т. 10. С. 13–34.

Bowring S.A., Grotzinger J.P., Isachsen C.E., Knoll A.H., Pelechaty S.M., Kolosov P. Calibrating rates of Early Cambrian evolution // Science. 1993. V. 261. P. 1293–1298.

Bowyer F.T., Zhuravlev A.Yu., Wood R., Shields G.A., Zhou Y., Curtis A., Poulton S.W., Condon D.H., Yang C., Zhu M. Calibrating the temporal and spatial dynamics of the Ediacaran–Cambrian radiation of animals // Earth-Science Reviews. 2022. V. 225. 103913.

Buatois L.A., Mángano M.G., Minter N.J., Zhou K., Wisshak M., Wilson M.A., Olea R.A. Quantifying ecospace utilization and ecosystem engineering during the early Phanerozoic – The role of bioturbation and bioerosion // Science Advances. 2020. V. 6. eabb0618.

Ebbestad J.O.R., Hybertsen F., Högström A.E.S., Jensen S., Palacios T., Taylor W.L., Agić H., Høyberget M., Meinhold G. (2022). Distribution and correlation of *Sabellidites cambriensis* (Annelida?) in the basal Cambrian on Baltica // Geological Magazine. 2022. V. 159. P. 1262–1283.

Golubkova E.Yu., Marusin V.V., Kushim E.A., Raevskaya E.G., Kuznetsov A.B. The Early Cambrian microfossils and trace fossils from southwestern Belarus (Kobrin-1k borehole) // Doklady Earth Sciences. 2025. V. 524: 7. DOI:10.1134/S1028334X25607655

Grazhdankin D.V., Marusin V.V., Izokh O.P., Karlova G.A., Kochnev B.B., Markov G.E., Nagovitsin K.E., Sarsembaev Z., Peek S., Cui H., Kaufman A.J. Quo vadis, Tommotian? // Geological Magazine. 2020. V. 157. P. 22–34.

Marusin V.V. Terminal Ediacaran–Terreneuvian revolutions in Siberia // Earth-Science Reviews. 2025. V. 261. 105009.

Parkhaev P.Yu., Karlova G.A., Rozanov, A.Y. Taxonomy, stratigraphy and biogeography of *Aldanella attleboroensis* – a possible candidate for defining the base of Cambrian Stage 2, in:

Cambrian Stratigraphy and Paleontology of Northern Arizona and Southern Nevada. Proceedings of the 16th Field Conference of the Cambrian Stage Subdivision Working Group, International Subcommission on Cambrian Stratigraphy. Museum of Northern Arizona Bulletin, Flagstaff, 2011. V. 67. P. 298–300.

Vidal G., Palacios T., Moczyłowska M., Gubanov A. SAge constraints from small shelly fossils on the early Cambrian terminal Cadomian Phase of Iberia // GFF. 1999. V. 121 (2). P. 137–143.

СТРАТОТИП РИФЕЯ. РЕТРОСПЕКТИВА ПУБЛИКАЦИЙ ПО СТРАТИГРАФИИ, ПАЛЕОНТОЛОГИИ И ПАЛЕОМАГНЕТИЗМУ (2010–2024 ГГ.)

А.В. Маслов

Геологический институт РАН, Москва, e-mail: amas2004@mail.ru

Рассматриваемый период времени ознаменовался серьезными, а в ряде случаев – первоклассными, достижениями в области стратиграфии рифея. Хотя общая конструкция стратотипа осталась неизменной, был существенно уточнен возраст маркирующих нижние границы бурзяния и юрматиния вулканогенных комплексов. При этом нижняя граница рифея оказалась удревнена примерно на 100 млн лет. Теперь в привязке к Международной хроностратиграфической шкале рифей охватывает верхи палеопротерозоя, мезопротерозой и почти весь неопротерозой. Получена датировка диагенетических фосфатных конкреций из основания зигазино-комаровской свиты, уточнен возраст карбонатных пород миньярской и укской свит верхнего рифея.

Многолетние исследования аршинской свиты (восточное крыло Башкирского мегантиклинория), привели к переводу ее в ранг серии, выделению ряда новых свит (байнасская, махмутовская, игонинская и шумская) и датированию присутствующих в составе игонинской свиты вулканитов (~732 и ~710 млн лет). Авторы этих работ считают возможным выделить в ОСШ докембрия надкаратауский/довендский стратон (“завершающий/терминальный рифей/аршиний”) с возрастом 760?…600 млн лет. При этом отмечается, что завершающий рифей (аршиний) включает аршинскую серию, образования которой распространены только на восточном крыле Башкирского мегантиклинория в Тирлянкой синклинали (страторегион) и ее аналоги (криволукская свита) в Криволукской синклинали. Сопоставляя и анализируя публикации и классиков геологии рифея Южного Урала и современных авторов, можно прийти к удивительному выводу: до сих пор имеет место различное толкование положения страторегиона рифея. Так, в работе (Козлов, 1982) указано, что Н.С. Шатский, выделивший в 1940-х гг. рифей, считал его стратотипической местностью западную часть Башкирского мегантиклинория. Потом многие авторы (см., например, (Стратотип..., 1983)) стали считать, что стратотипическая местность рифея – это весь Башкирский мегантиклинорий. В недавнем крупном обзоре строения Уральско-Кавказского складчатого пояса К.С. Иванов и В.Н. Пучков (2022) указывают, что стратотипические разрезы рифея находятся в северной зоне мегантиклинория (Тараташский антиклинорий). Если исходить из понимания стратотипической местности Н.С. Шатским, так как это было представлено в упомянутой выше работе В.И. Козловым, то, как нам представляется, “встроить” в стратотип рифея аршиний, по формальным признакам все же нельзя.

Существенное значение имеет вывод, полученный в тяжелый ковидный год, при исследовании (впервые за многие десятилетия) типового разреза тюльменской подсвиты авзянской свиты в бассейне р. Средн. Тюльма. Послойно описавший его в 1980-х гг. В.И. Козлов считал, что в нем наблюдается постепенный переход от среднего (авзянская свита) к верхнему (зильмердакская свита) рифею. С.В. Мичурин с соавторами, напротив, увидели признаки многочисленных послойных срывов, что свидетельствует против непрерывности юрматинско-каратауской последовательности.

К сожалению, все еще под вопросом остается возраст завершающей юрматинскую серию авзянской свиты. По хемотратиграфическим данным, полученным уже достаточно давно западными специалистами, накопление слагающих ее терригенных и карбонатных отложений

имело место не позднее 1270 млн лет назад. Если считать это корректным, то тогда между средним и поздним рифеем в стратотипической местности существует перерыв длительностью почти в 250 млн лет. Однако, базальные уровни верхнего рифея на территории Башкирского мегантиклинория везде залегают на подстилающих образованиях хотя и с размывом, но последний не затрагивает даже верхов реветской подсвиты авзянской свиты, т.е. амплитуда размыва, скорее всего, достаточно невелика. Поэтому датировать авзянский уровень не хемотратиграфическим методом очень важно, хотя, думается, что последнего слова не сказали здесь и специалисты ИГГД РАН под руководством А.Б. Кузнецова.

Более или менее корректно датированы в настоящее время только три верхние свиты каратауской серии (инзерская, миньярская и укская). Возраст катавской и зильмердакской свит фактически не известен. Так как для сопоставлявшейся традиционно с зильмердакской свитой и литологически на нее в существенной мере похожей ишеримской свиты Северного Урала установлен возраст 1150–1080 млн лет (Петров и др., 2015), то возраст зильмердакской свиты может неожиданно оказаться более древним, чем считается в настоящее время. Этому как будто противоречит возраст обломочного циркона из аркозовых песчаников бирьянской подсвиты зильмердакской свиты (Маслов и др., 2018), но есть специалисты, сомневающиеся в стратиграфической привязке как отобранных для датирования циркона песчаников, так и стратиграфического положения аркозов восточной части хр. Зильмердак.

Все еще вызывает вопросы длительность, а иногда и само наличие перерывов между катавской и толпаровской, инзерской и миньярской, миньярской и укской, а также укской и бакеевской свитами. Еще один сугубо стратиграфический вопрос – принадлежность к рифею бакеевской свиты, начинающей разрез ашинской серии. Возраст ее в последние годы определен как 642 ± 9 млн лет (Зайцева и др., 2019), и, при понимании ашинской серии как сугубо вендского стратона (вспомним насколько затертым стало выражение “ашинская серия венда”), это автоматически привело авторов названной датировки к выводу, что нижняя граница венда на Южном Урале имеет возраст ~640 млн лет. Однако, и в последнем издании Стратиграфического кодекса России (2019) она все еще датирована на уровне 600 млн лет. С учетом неизвестной суммарной длительности названных перерывов овеществленное в каратауской серии время может быть существенно меньше, чем теоретическая длительность верхнего рифея (см. ниже).

С указанной выше проблемой тесно связана и проблема “масштаба” свит нижнего рифея. Длительность бурзяния по современным оценкам достигает 350 млн лет. Этот фантастический по длительности интервал представлен в стратотипе всего тремя свитами – айской, саткинской и бакальской. Формально, таким образом, каждая из свит формировалась ~115 млн лет, или, если быть более точным, на долю саткинской свиты, как самой мощной и сложенной почти исключительно карбонатными породами, приходится, возможно, ~2/3 этого времени. Но и тогда айская + бакальская свиты накапливались в течении более чем 110 млн лет. Такой временной масштаб для свит фанерозоя просто немыслим... Более того, некоторые хорошо известные надсерии (Белт-Перселл, Вернеке и др.) докембрия Северной Америки, характеризующиеся заметно большей мощностью и включающие несколько серий и значительное число свит, формировались, как это сейчас понятно, не более чем за 60–75 млн лет.

Характеризуя ситуацию в целом, можно отметить, что за последние десятилетия общий уровень исследований стратотипа рифея так и не приблизился к той “детальной развертке по латерали” строения слагающих его литостратиграфических подразделений, что была сделана в начале 1980-х гг. для сибирского гипостратотипа рифея (Семихатов, Серебряков, 1983). Да, мы видим, что среди опубликованных материалов есть много заметок, в которых приведены послойные описания и зарисовки тех или иных разрезов верхнего рифея. Утверждается, что полученные данные позволяют уточнить особенности формирования верхнерифейского осадочного бассейна на Южном Урале, а также будут полезны для стратиграфической корреляции отложений и реконструкции условий

осадконакопления в различных его частях. Возможно, это и так, если не знать или забыть, что послойные описания подавляющего большинства естественных разрезов рифея Башкирского мегантиклинория уже были опубликованы в 1991 и 2001 гг., а литология и закономерности формирования каратавия подробно освещены в работе (Маслов, 1988) и многократно позднее.

В области палеонтологии рифея Южного Урала за прошедшие 15 лет прорывов не случилось. Сейчас практически ни один из общего крайне небольшого числа специалистов по микрофоссилиям (а это единственная группа организмов, данные по эволюции которой в докембрии считаются валидными для использования в стратиграфии) не занимается сколько-нибудь на постоянной основе исследованием терригенных уровней стратотипа рифея. Можно, конечно, думать, что результатов, когда-то полученных Т.В. Янкаускасом, А.Ф. Вейсом и В.Н. Сергеевым, вполне достаточно, но с тех пор палеонтология докембрия ушла далеко вперед. То, что эти исследования и сейчас дают интересные результаты показывают несколько публикаций А.М. Станевича с соавторами. Но это все, что появилось за полтора десятилетия.

Напротив, палеомагнитные исследования красноцветных уровней рифея, выполненные специалистами ИГ УФИЦ РАН и ГИН РАН с участием зарубежных коллег, дали первоклассные результаты. Выяснено, что в красноцветных глинистых известняках катавской свиты присутствует высокотемпературная первичная компонента естественной остаточной намагниченности. Установлено, что верхняя часть свиты характеризуется частой сменой магнитной полярности. Средняя длительность одной магнитозоны оценена И.В. Головановой с коллегами в 51.5 тыс. лет, что сопоставимо с данными для зиганской свиты верхнего венда, считающейся уникальной по частоте инверсий. Предполагается, что гиперактивное геомагнитное поле в середине каратавия и на границе докембрия и кембрия могло сыграть заметную роль в эволюции докембрийской биоты, а также было триггером других событий.

Есть и другой, довольно неожиданный, аспект палеомагнитных исследований. На основе данных спектрального анализа магнитной восприимчивости пород верхней части катавской свиты оказалось возможным идентифицировать циклы Миланковича и показать, что интервал разреза мощностью ~66 м накопился в течение ~3.2 млн лет (т.е. ~21 м/млн лет). Если предположить, что такая “скорость породообразования” была характерна для всего времени накопления катавской свиты (максимальная мощность ~400 м), а фациальный облик ее осадков принципиально не менялся, то “длительность формирования” свиты может быть оценена в 20 млн лет. Применяв тот же подход к миньярской (800 м) и укской (450 м) свитам, в разрезах которых также велика доля мелководно-морских карбонатных пород, получим “длительность формирования” обеих свит – $40 + 22 = 62$ млн лет. “Скорость породообразования” для терригенных мелководно-морских толщ, как известно, больше, чем толщ карбонатных, но используя и для них данные, полученные для катавской свиты, мы увидим следующее. Суммарная мощность зильмердакской свиты составляет ~3000 м, инзерской – 800(1000) м (это оценки В.И. Козлова). “Длительность породообразования” для первой из названных свит равна $3000 \text{ м} / (21 \text{ м/млн лет}) = 143$ млн лет (что, скорее всего, завышено), для второй – $1000 \text{ м} / (21 \text{ м/млн лет}) = 48$ млн лет. Итого суммарное время накопления всех пяти свит каратауской серии составляет по приведенным, крайне грубым, расчетам ~270 млн лет или менее, тогда как длительность позднего рифея равна $1030 - 600 = 430$ млн лет. “Пропавшее, т.е. лишенное своего вещественного выражения” время при таких подсчетах достигает 160 млн лет. Спрятано ли оно в перерывах?

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ОБЛОМОЧНОГО ЦИРКОНА ИЗ ПЕСЧАНИКОВ УРЮКСКОЙ СВИТЫ ЮЖНОГО УРАЛА

А.В. Маслов¹, А.В. Колесников^{1,2,*}, А.В. Рязанцев¹, А.А. Разумовский¹, И.А. Новиков³,
В.А. Панькова¹, В.Н. Паньков¹, Н.А. Каныгина¹, Ю.В. Яшунский¹, А.С. Дубенский¹,
К.Г. Ерофеева¹

¹ Геологический институт РАН, г. Москва, *e-mail: kolesnikov@ginras.ru

² Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа

³ Институт общей физики им. А.М. Прохорова РАН, г. Москва

Верхнедокембрийская последовательность Южного Урала (Башкирский мегантиклинорий, БМА) объединяет интра- и перикратонные (?) терригенные, вулканогенно- и карбонатно-терригенные осадочные комплексы бурзянской, юрматинской, каратауской и ашинской серий. Состав и строение их хорошо известны, и мы на ней не останавливаемся. В настоящее время возраст популяций ОЦ в терригенных породах рифея и венда БМА установлен немногим более чем в 10 образцах, при этом аркозовые песчаники (породы, сложенные существенной долей материала первого седиментационного цикла) были обойдены вниманием. Так, для липовских аркозов айской свиты данных о возрастах ОЦ до сих пор нет. Для аналогичных по составу песчаников бирьянской подсвиты зильмердакской свиты такие данные получены только в 2018 г. Нет в литературе и данных о возрасте ОЦ в аркозах урюкской свиты. Для восполнения этого пробела нами исследован ОЦ из образцов, отобранных в окрестностях Усть-Катава, Толпарово, Байназарово и Мурадымово.

Выделение ОЦ и его аналитические исследования выполнены в ГИН РАН (г. Москва). Всего в составе популяции ОЦ из первого образца датировано 120 зерен, из которых 2 имели $D > 10\%$. На полученной в результате кривой относительной вероятности возрастов (ОВВ) наблюдаются следующие максимумы ($n \geq 3$): 656, 1152, 1211, 1498, 1549, 1603, 1774, 1824, 1851, 1909, 1946, 1995, 2040, 2352, 2542, 2638, 2688, 2718, 2776, 2837, 2917, 3048 и 3078 млн лет. Как видно из приведенных данных в размыв при формировании урюкской свиты вовлекались как породы протерозоя, так и верхнего архея. При этом пик с возрастом 1498 млн лет образован 24 зернами (!!). В песчаниках урюкской свиты в окрестностях д. Толпарово на кривой ОВВ (проба р210) присутствуют пики 1935, 1988 (12 зерен), 2500, 2729 (18 зерен), 2880, 3119 и 3335 млн лет. Из указанного образца было получено 78 близких к конкордантным зерен ОЦ, а с $D \leq 10\%$ – 45 зерен. Из песчаников юго-восточных районов БМА, в одной пробе (р242) было выделено 81 зерно ОЦ с близкими конкордантным значениями возраста, из них 27 кристаллов с $D \leq 10\%$. В этой пробе присутствуют яркие максимумы со значениями 1160, 1407, 1492, 1786, 1932 (16 зерен), 2010 (12 зерен), 2558, 2707 (15 зерен), 2859 и 3030 млн лет. В другой пробе (SU2013A) выделено 96, близких к конкордантным зерен ОЦ (85 из них с $D \leq 10\%$). В этой пробе на кривой ОВВ проявлены максимумы 1919, 1978 (15 зерен), 2093, 2534, 2708 (25 зерен), 2895 и 3080 млн лет.

Как соотносятся эти материалы с уже имеющимися данными для верхнего докембрия Южного Урала? Для ОЦ из песчаников и конгломератов айской свиты, начинающей разрез рифея, характерны следующие максимумы возрастов на кривой ОВВ – 2055, 2063, 2070, 2129, 2476, 2705, 2760 и 2942 млн лет. Источниками ОЦ являлись, по всей видимости, породы Волго-Сарматского и других орогенов палеопротерозоя, реликты которых известны на Восточно-Европейской платформе (ВЕП) (Романюк и др., 2014). В песчаниках бакальской и зигальгинской свит ряд из перечисленных максимумов также присутствует, но вместе с ними есть и пики с возрастaми 2547, 1923 и 1787 млн лет, фиксирующие, как представляется, появление на палеоводосборах новых протоисточников циркона.

ОЦ из песчаников бирьянской подсвиты зильмердакской свиты демонстрирует на кривой ОВВ максимумы 1054, 1170, 1237, 1252, 1338, 1388, 1474, 1502, 1538, 1589, 1654, 1741, 1787, 1834, 1987, 2038, 2090 и 2814 млн лет (Маслов и др., 2018). Песчаники лемезинской подсвиты этой же свиты содержат ОЦ с возрастaми от 3070 до 1817 млн лет; источником его являлась, вероятно, Волго-Уральская часть ВЕП (Романюк и др., 2013). На

кривой ОБВ ОЦ, выделенный из оолитовых известняков нижней подсвиты укской свиты, имеет максимумы ~1.14, 1.37, 1.50, 1.78, 1.83, 1.88, 1.92, 2.01, 2.41, 2.70 и 2.74 млрд лет (Зайцева и др., 2022). Наиболее вероятным источником ОЦ с архейскими и раннепротерозойскими возрастами авторы указанной работы рассматривают кристаллические породы тараташского комплекса. Источниками ОЦ с возрастом 1.62–1.13 млрд лет в пределах Балтики считаются ими граниты рапакиви Фенноскандии и породы Свеко-Норвежского орогена, либо какой-то континентальный блок, аккрецированный к Балтике в гренвильскую эпоху (Kuznetsov et al., 2014).

В песчаниках толпаровской свиты, начинающей разрез ашинской серии в бассейне р. Зилим у д. Толпарово, зафиксированы следующие возрастные максимумы обломочного циркона – 942, 1037, 1219, 1419, 1574, 1803, 2052 и 2868 млн лет (Кузнецов и др., 2021). Обломочный циркон из басинской свиты той же серии характеризуется максимумами 1213, 1501, 1907, 2000, 2710 и 2869 млн лет, а в песчаниках перекрывающей ее кукараукской свиты установлены максимумы с возрастными 1195, 1465, 1987, 2695 и 2815 млн лет (Кузнецов и др., 2021). Авторы последней работы указали (с. 131–132), что «Сопоставление провенанс-сигналов из разных уровней [...] здесь и далее квадратными скобками показаны места некоторого изъятия авторского теста...» ашинской серии показывает высокую степень их сходства и значительное количество мезопротерозойских [обломочных цирконов]. Это однозначно доказывает, что в конце венда и в кембрии в [область седиментации] поступали продукты эрозии мезопротерозойских кристаллических комплексов. Такие комплексы на ВЕП известны сейчас лишь на ее северо-западе [...], т.е. на удалении более чем 2000 км от [...], поэтому нет серьезных оснований рассматривать их как доминирующий/основной источник кластики для песчаников ашинской серии. [...] Сравнение [...] распределений возрастов [обломочного циркона], характеризующих толщ рифея и ашинской серии [...], указывает на существенную палеогеографическую перестройку [...] на этапе, непосредственно предшествовавшем накоплению ашинской серии [...]. Эта перестройка [...] была выражена в изменении источников детрита».

Работа, из которой приведена данная цитата, увидела свет до публикации данных о возрастах ОЦ в известняках укской свиты. Сейчас же, суммируя известные данные о возрасте популяций ОЦ в породах бирьянской подсвиты зильмердакской свиты, укской, толпаровской и урюкской свит, можно сделать достаточно обоснованный вывод о том, что первый стратиграфический уровень в верхнедокембрийском разрезе Южного Урала, в породах которого удастся увидеть существенную долю кристаллов ОЦ с ранне-среднерифейскими/мезопротерозойскими возрастами, это бирьянская подсвита. В дальнейшем практически на всем протяжении времени формирования каратауской и ашинской серий (за исключением лемезинского времени) существенных трансформаций/обновлений спектра распределения ОЦ рифейского возраста по имеющимся у нас данным не наблюдается. Все сказанное подтверждает вывод об усложнении с течением времени общей схемы минерального питания бассейнов седиментации рифея и вовлечении в размыв все более гетерогенных по составу слагающих их пород областей. Наиболее яркое обновление протоисточников ОЦ пришлось на начало каратавия (Маслов и др., 2018; Маслов, 2025).

Сходство древних (дорифейских) максимумов возрастов ОЦ в песчаниках урюкской свиты всех трех районов БМА (1946, 1935 и 1932; 1995 и 1988; 2542, 2500 и 2558; 2718, 2707, 2729; 2837 и 2859; 3048 и 3030) с максимумами возрастов циркона в магматических и метаморфических породах тараташского комплекса (1.92, 2.45, 2.57, 2.75, 2.81 (Краснобаев и др., 2019)) и палеопротерозойских орогенов Восточно-Европейской платформы, позволяет считать, что источниками указанных кристаллов были такого рода образования. Присутствие их в песчаниках всех трех районов предполагает достаточно равномерное распределение подобной кластики по всему седиментационному бассейну урюкского времени. Напротив, ОЦ с возрастными пиками на кривой ОБВ моложе 1.7 млрд лет присутствует только в образцах, отобранных в окрестностях г. Усть-Катав и на юго-востоке

БМА; в песчаниках урюкской свиты у д. Толпарово его нет. Возможно, это специфика транспортировки такого рода кластики в область седиментации – поток ОЦ с рифейскими возрастами шел в основном с севера и северо-запада (в современных координатах) и не затрагивал западные районы БМА. Примечательно, что примерно таким он становится на рассматриваемой территории с начала каратавия.

Исследования проведены в рамках государственного задания ГИН РАН и ИГ УФИЦ РАН (темы FMMG-2023-0004, FMMG-2023-0009 и FMRS-2025-0016).

Литература

Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Сергеева Н.Д. и др. U–Th–Pb-возраст детритового циркона из оолитовых известняков укской свиты: следы гренвилльских источников сноса в позднем рифее Южного Урала // Докл. РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 503. № 2. С. 90–96.

Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В. Источники цирконов в обломочных породах рифейских толщ Урала // Докл. АН. 2019. Т. 488. № 4. С. 413–419.

Кузнецов Н.Б., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. и др. U–Pb возраст зерен детритового циркона из обломочных пород бакеевской свиты (нижний стратиграфический элемент сводного разреза ашинской серии) Башкирского поднятия (Южный Урал) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 19. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2021. С. 130–133.

Маслов А.В. Рециклинг кластики и обломочного циркона при формировании осадочных последовательностей стратотипа рифея // Литология и полез. ископаемые. 2025. № 2. С. 133–154.

Маслов А.В., Ерохин Ю.В., Гердес А. и др. Первые результаты U–Pb LA-ICP-MS-изотопного датирования обломочных цирконов из аркозовых песчаников бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея (Южный Урал) // Докл. АН. 2018. Т. 482. № 5. С. 558–561.

Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Маслов А.В. и др. Геохимическая и Lu/Hf-изотопная (LA-ICP-MS) систематика детритных цирконов из песчаников базальных уровней стратотипа рифея // Докл. АН. 2014. Т. 459. № 3. С. 340–344.

Романюк Т.В., Маслов А.В., Кузнецов Н.Б. и др. Первые результаты U/Pb LA-ICP-MS датирования детритных цирконов из верхнерифейских песчаников Башкирского антиклинория (Южный Урал) // Докл. АН. 2013. Т. 452. № 6. С. 642–645.

Kuznetsov N.B., Meert J.G., Romanyuk T.V. Ages of detrital zircons (U/Pb, LA-ICP-MS) from the Latest Neoproterozoic–Middle Cambrian(?) Asha Group and Early Devonian Takaty Formation, the Southwestern Urals: A test of an Australia-Baltica connection within Rodinia // Precambrian Res. 2014. V. 244. P. 288–305.

СТРУКТУРНЫЕ КАРТЫ ПОВЕРХНОСТИ КРОВЛИ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО ВЕНДА ШКАПОВО-ШИХАНСКОЙ ВПАДИНЫ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ГИС ТЕХНОЛОГИЙ (ВОЛГО-УРАЛЬСКАЯ ОБЛАСТЬ)

М.М. Михненко^{1,2}, С.А. Дьякова¹, Н.Д. Сергеева¹

¹ Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа, e-mail: riphey@ufaras.ru

² Институт природы и человека, Уфимский университет науки и технологий, Уфа

На территории Волго-Уральской области (ВУО) вендские отложения развиты в двух крупных краевых впадинах: Верхнекамской и Шкапово-Шиханской, разделенных Сарапульско-Яныбаевской седловиной. В вендских отложениях Верхнекамской впадины обнаружены небольшие нефтяные залежи, а в Шкапово-Шиханской впадине зафиксированы многочисленные нефтегазопроявления, позволяющие положительно оценить нефтегазоносность вендских отложений ВУО (Башкова, Карасева, 2023 и ссылки в этой работе). Не менее важен вопрос фундаментального исследования истории региона и взаимоотношения Урала и Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Наиболее

представительные разрезы венда вскрыты глубокими скважинами в Шкапово-Шиханской впадине, в пределах которой для выявления наиболее интересных структур и оценки перспектив нефтегазоносности слагающих их вендских толщ проведено построение карт поверхностей кровли и мощностей старопетровской, салиховской и карлинской свит верхнего венда. Материал для исследования – опубликованные и фондовые данные о составе и строении указанных свит в разрезах 114 параметрических скважин на территории Башкортостана и Татарстана (Сергеева и др., 2021 и ссылки в этой работе). Интерполяция данных глубин залегания, мощности свит и построение карт структур и мощностей осуществлены с помощью программного обеспечения (ПО) Surfer методом Kriging.

Старопетровская свита развита наиболее широко и практически определяет площадь развития отложений венда в Шкапово-Шиханской впадине. На структурной карте кровли (рис. 1а) видно, что старопетровская свита заметно погружается с северо-запада на юго-восток, наибольшее погружение характерно в восточной части ее распространения, в зоне Предуральского краевого прогиба (диапазон абсолютных глубин залегания кровли от -2500 до -3000) м). В районе Южно-Тавтимановской разведочной площади можно отметить значительную впадину (самая большая абсолютная глубина залегания кровли отмечается в скв. 188 Южно-Тавтимановской – -3021 м). Наименьшие глубины залегания старопетровской свиты (от -2000 до -1600 м по кровле) приурочены к склонам Сарапульско-Яныбаевской седловины на севере и Татарского свода на западе. Наибольшую мощность отложения старопетровской свиты имеют в пределах Предуральского краевого прогиба (в скв. Красноусольской мощность свиты составляет 487 м, в 6 Ахмеровской – 464 м). Здесь в районах Красноусольской и Ахмеровской разведочных площадей выделены зоны наибольшего погружения. Уменьшение мощности наблюдается в северной и западной части Шкапово-Шиханской впадины: на склонах Сарапульско-Яныбаевской седловины и Татарского свода.

Таким образом, накопление старопетровских отложений происходило в общем субмеридионально протяженном бассейне, который интенсивнее всего погружался на юго-востоке Шкапово-Шиханской впадины.

Салиховская свита имеет меньшую площадь распространения, чем старопетровская, и частично наследует рельеф поверхности кровли подстилающей старопетровской свиты (рис. 1б). Отложения свиты погружаются с северо-запада на юго-восток, наименьшие абсолютные глубины залегания приурочены к склонам Сарапульско-Яныбаевской седловины и Татарского свода (от -1600 до -2000 м по кровле), а наибольшие – представлены на юго-востоке впадины (от -2500 до -2700 м по кровле). Выделяются две отрицательные структуры: первая в районе Кабаковской разведочной площади (абсолютная глубина кровли в скв. 62 Кабаковская – -2729.3 м), вторая южнее в районе Ишимбайской разведочной площади (абсолютная глубина кровли в скв. 300 Ишимбайская – -3392 м). С западного фланга к южной структуре примыкает антиформа, вскрытая скв. 6 Ахмеровская (глубина кровли – -1918.8 м). По направлению с северо-запада на юго-восток мощность свиты постепенно увеличивается. В южной и восточной частях исследуемой территории наблюдаются довольно обширные зоны погружения. Наименьшие мощности салиховской свиты приурочены к склонам Сарапульско-Яныбаевской седловины и Татарского свода (40–100 м).

Таким образом, во время накопления осадков салиховской свиты максимальное погружение дна бассейна происходило в двух относительно изолированных участках. Большая же часть площади бассейна испытывала меньшее погружение, чем это было свойственно осадочному бассейну старопетровской свиты. (рис. 1а и б).

Площади распространения отложений *карлинской свиты* и подстилающей салиховской близки, отличаются лишь структурными планами (рис. 1в). Наименьшие абсолютные глубины залегания кровли карлинских отложений, аналогично подстилающим образованиям салиховской и старопетровской свит, представлены на склонах Сарапульско-Яныбаевской седловины и Татарского свода, а также в южной части изученной территории (от -1500 до -1900 м по кровле). Небольшое поднятие отмечается в районе скв. Красноусольской

(абсолютная глубина кровли в скв. Красноусольская – -1710 м), а значительные глубины погружения характерны для центральной и юго-восточной части Шкапово-Шиханской впадины (от -2150 до -2600 м по кровле). Мощность карлинской свиты также увеличивается с северо-запада на юго-восток. Наибольшие мощности карлинской свиты отмечается в скв. Красноусольской (650 м), Шиханской (615 м) и Ишимбайской (610 м), а наименьшие (40–100 м) приурочены к склонам Сарапульско-Яныбаевской седловины и Татарского свода (Козлов и др., 2009). Для карлинского бассейна, в сравнении с салиховским, зона наибольшего погружения сместилась на юго-восток Шкапово-Шиханской впадины и приурочена к восточному краю Предуральяского краевого прогиба.

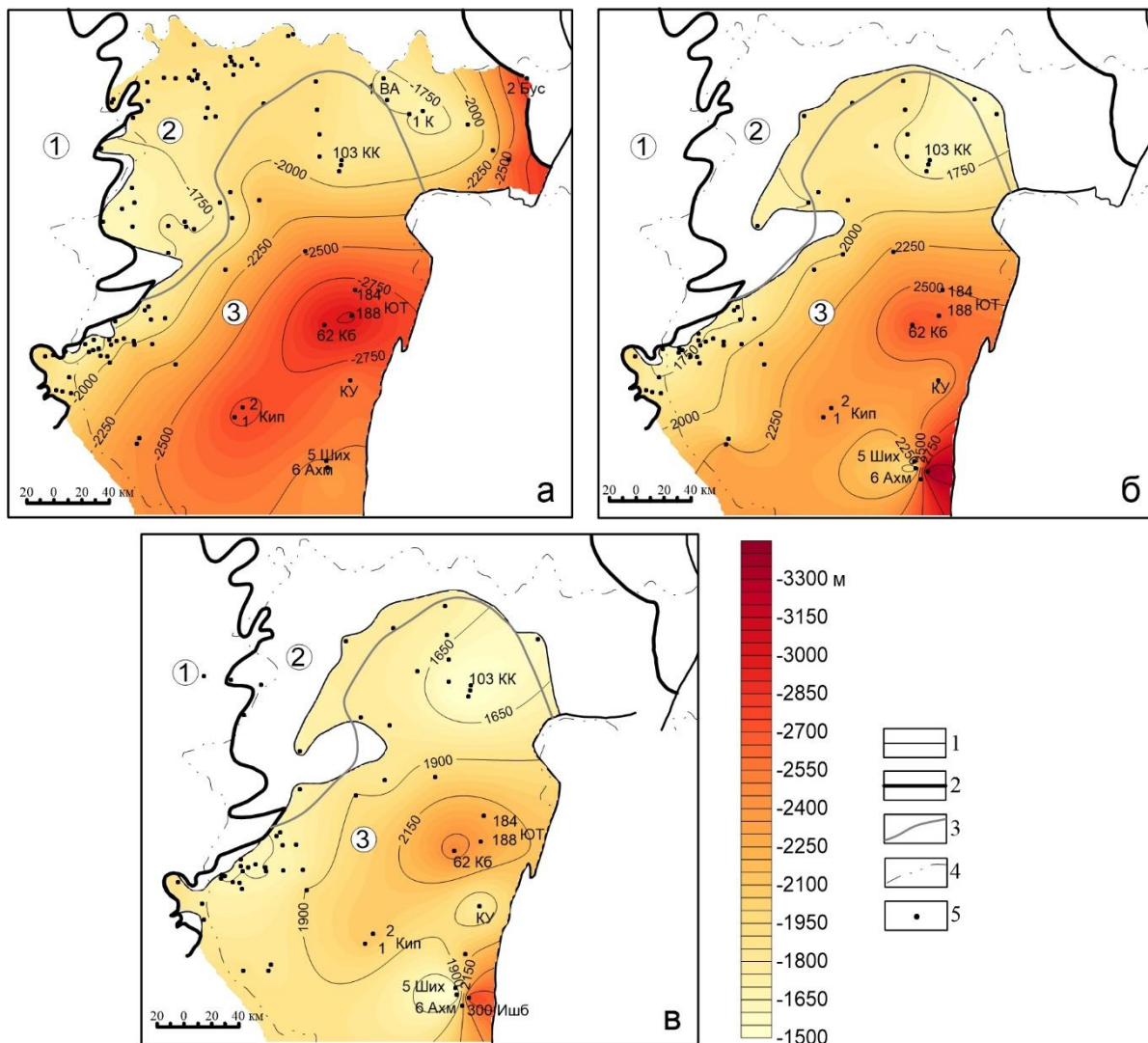


Рис. 1. Структурные карты кровли старопетровской (а), салиховской (б) и карлинской (в) свит верхнего венда в Шкапово-Шиханской впадине, составлено с использованием материалов (Сергеева и др., 2021, Башкова, Карасева 2023). Условные обозначения: 1 – границы распространения свиты, 2 – границы распространения вендских отложения, 3 – границы тектонических структур венда, 4 – административные границы, 5 – расположение скважин; цифры в кружочках: 1 – Татарский свод, 2 – Сарапульско-Яныбаевская седловина, 3 – Шкапово-Шиханская впадина.

Таким образом, для осадочных бассейнов поздневендского этапа развития Шкапово-Шиханской впадины ВЕП выделены области минимального и максимального погружения. Наибольшие погружения характерны для юго-востока территории вблизи сочленения платформы и складчатого сооружения Урала. Более устойчивыми были Сарапульско-Яныбаевская седловина и Татарский свод, на их склонах погружение было минимальным.

В качестве перспективной для дальнейшего изучения верхневендских отложений Шкапово-Шиханской впадины можно выделить юго-восточную часть ее территории. К

сожалению, в юго-восточной части впадины недостаточный объем бурения, хотя ее изучение – ключ к пониманию развития единого бассейна осадконакопления Урала и ВЕП. Своеобразные структуры (сочетание антиформ и синформ), отмеченные для Ахмеровской и Ишимбайской разведочных площадей, могут быть интересны для дальнейшего изучения вопросов нефтегазоносности отложений венда платформ.

Литература

Башкова С.Е., Карасева Т.В. Прогноз нефтегазоносности рифей-вендских отложений Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. Пермский государственный национальный исследовательский университет. Пермь, 2023. 190 с.

Козлов В. И., Масагутов Р. Х., Ахметшин И. Н., Пучков В.Н., Иванова Т.В., Сергеева Н.Д. Верхний докембрий южного обрамления Красноуфимского выступа кристаллического фундамента. СПб.: Недра, 2009. 336 с.

Сергеева Н.Д., Пучков В.Н., Карасева Т.В. Верхний протерозой (рифей и венд) Волго-Уральской области в параметрических и глубоких скважинах. Уфа: Книга-Принт, 2021. 196 с.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ «СЛАНЦЕВ ПЕРЕМЫВА» В БАКАЛЬСКОМ РУДНОМ ПОЛЕ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

С.В. Мичурин¹, В.М. Горожанин¹, М.Т. Крупенин²

¹ Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа, e-mail: s_michurin@mail.ru, gorozhanin@ufaras.ru

² Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, e-mail: krupenin@igg.uran.ru

В западной части Башкирского мегантиклинория нижняя граница среднерифейской юрматинской серии определяется подошвой зигальгинской, в восточной – машакской свит, несогласно перекрывающих нижнерифейские отложения. Машакская свита субмеридионально протягивается на ~270 км и представлена вулканогенными и осадочными породами (базальты, риолиты, их туфы и туфобрекчии, конгломераты, песчаники, глинистые сланцы) (Парначев и др., 1986; Савельев и др., 2009). Основные вулканы развиты в ее нижней и средней подсвитах, а кислые с возрастом 1383 ± 3 млн лет (Краснобаев и др., 2013) – в нижней.

Зигальгинская свита, сложенная кварцитовидными песчаниками с редкими прослоями темно-серых сланцев, в северо-западной части Башкирского мегантиклинория в Бакальском рудном поле залегает на так называемых (Сергеев, 1963) пестроцветных «сланцах перемыва», изменчивой мощности и дискуссионного генезиса. В разрезах, где их мощность возрастает до 50 м, они трудно отличаются от образований коры выветривания по терригенным породам подстилающей бакальской свиты нижнего рифея бурзянской серии.

В основании «сланцев перемыва» присутствуют маломощные (10–30 см) линзы полимиктовых конгло-брекчий с обилием пиритовых желваков и конкреций, кварцевыми гальками, полу- и неокатанными обломками сланцев, реже предполагаемыми реликтами тефры и гидротермально-измененных кислых эффузивов (Михайлов, 1995). Ряд исследователей предполагает тефрогенную природу описываемых сланцев и их образование во время машакского вулканизма, однако достаточной аргументации для этого не приводится (Парначев и др., 1986; Михайлов, 1995). В настоящем сообщении обсуждаются новые данные (Горожанин и др., 2025), подтверждающие эту точку зрения.

«Сланцы перемыва» представляют собой глинистые алевролиты с песчано-алевритовой примесью неокатанного кварца и большим количеством сульфидов. Присутствуют замещенные серицитом кристаллокласты полевых шпатов в виде крестообразных сростков предположительно туфово-лапиллиевой природы (Горожанин и др., 2025), которые отсутствуют в зигальгинских сланцах. «Сланцы перемыва» сложены мусковитом двух генераций (Ms-1 и Ms-2) с большой примесью пирита. Ms-1 представлен крупными «чешуйками» до 300 мкм и отличается от тонкозернистого Ms-2 размером

кристаллитов <5 мкм и содержаниями (в мас. %) MgO (0.89–2.58 против 0.70–1.31), BaO (0–3.41 против 0–0.78), присутствием TiO₂ до 1.88–3.12 и Sn до 0.83. По содержанию K₂O обе генерации мусковита близки между собой (9.95–10.90 и 9.50–10.57 мас. %), но несколько обеднены против мусковита теоретического состава с содержанием оксида калия ~11.8 мас. %. Присутствуют кварц, рутил, гипс, Sr-содержащий барит, флоренсит-(Ce). В «сланцах перемыва» в Петлинском карьере встречаются брекчиевидные прожилки мощностью 0.1–0.4 мм, в которых в тонкодисперсной массе Ms-2 отмечаются зерна пирита, кварца, плагиоклаза, пироксена, амфибола, хромшпинелида, эпидота, минералов подгруппы серпентина.

В породах Бакальского рудного поля при концентрациях пирита до 5–7% его наибольшие (ураганные) содержания до 25% приурочены именно к «сланцам перемыва» (Горожанин и др., 2025). В пиритах устанавливается отношение Co/Ni до 1.5, гораздо большее, чем в пиритах осадочно-диагенетического происхождения (<0.1), а содержания Co (до 0.22 мас. %) и Ni (до 0.52 мас. %) выше, чем в пиритах из габбродолеритов магнетитовых месторождений Южного Урала (Крупенин, Мичурин, 2011). Вулканическим пеплам присущ избыток реакционно-способного железа, что приводит к связыванию серы в пирит (Юдович, Кетрис, 2015). В современной вулканической тефре среднего-кислого состава в большом количестве обнаруживаются оксиды и сульфиды железа, как хорошо ограненные кристаллы кубического пирита размером ~60 мкм, так и тонкодисперсный пирит (Карпов, Мохов, 2010), содержится примесь полевых шпатов, кварца, магнетита, рутила, пирита, Sr-содержащего барита, La–Ce–Nd монацита (Силаев и др., 2020). Всего из нескольких граммов пеплов извлекается несколько зерен самородных металлов и сопутствующих им оксидов и сульфидов железа, что говорит о значительном поступлении минералов вулканического происхождения в зону седиментации при эксплозивных извержениях. По нашему мнению, ассоциация пироксенов, плагиоклазов, амфибола, хромшпинелида, в «сланцах перемыва» генетически связана с пирокластикой основного состава, которые отражают импульсные эксплозии машакских вулканов на фоне их более-менее постоянной эруптивной деятельности, поставляющей продукты кислого вулканизма с вероятным существенным участием в них калиевого полевого шпата.

По химическому составу «сланцы перемыва» отличаются от сланцев бакальской и зигальгинской свит меньшими концентрациями SiO₂ (28.05–46.57 против 59.05–59.72), гораздо более высокими содержаниями K₂O (6.13–6.60 против 2.94–4.23), Fe₂O₃ (до 15.50 против 8.14–8.57) и, особенно S (3.09–7.23). Отношение K₂O/Na₂O в них имеет максимальные значения до 13–50 против 3–9 для сланцев из других свит, что может говорить о воздействии кислого вулканизма при их формировании.

Описываемые сланцы имеют значительные концентрации Cr (до 962 г/т), Ba (до 3000 г/т), Sb (до 6.3 г/т), Ni (до 199 г/т), которые мы связываем с влиянием машакской пирокластики. Некоторые потоки базальтов и риолит-порфиров одноименной свиты сильно обогащены сидерофилами в 41–52 раза по сравнению с кларком – Cr (до 440 г/т) и Ni (до 330 г/т) (Савельев и др., 2009). Увеличение содержаний Ba также может отражать рост вулканогенной примеси в осадочных породах (Юдович, Кетрис, 2015).

«Сланцы перемыва» характеризуются индикаторной величиной Фемического модуля $(\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}} + \text{MnO} + \text{MgO})/\text{SiO}_2$ 0.20–0.60, указывающей на присутствие в них пирокластических продуктов (Юдович, Кетрис, 2015), имеют значения Железного модуля $(\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}} + \text{MnO})/(\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3)$ до 0.71, щелочности 6.60–7.80 мас. %, коэффициентов Страхова $(\text{Fe} + \text{Mn})/\text{Ti}$ (Страхов, 1976) 12–19 и Бострёма $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$ (Bostrom, 1973) 0.51–0.67, приближающихся к осадочным породам с вулканогенной примесью.

В Бакальском рудном поле габбродолериты и «листвениты» на их контакте характеризуются нормированным на хондрит одинаковым слабонаклонным распределением редкоземельных элементов, когда легкие лантаноиды несколько преобладают по сравнению с тяжелыми. Такие спектры лантаноидов имеют большинство машакских вулканогенных пород, в которых Eu-аномалия отрицательная или отсутствует

(Савельев и др., 2009). Однако по данным указанной работы в машакской свите довольно значительная часть базальтов, а также один из риолит-порфиров характеризуются специфическим W-образным спектром редкоземельных элементов, обусловленным значительной положительной Eu-аномалией. Примечательно, что из всех проанализированных вулканогенных пород свиты только они значительно обогащены Ст (Савельев и др., 2009). В «сланцах перебива» фиксируется аналогичное W-образное распределение редкоземельных элементов, резко отличающееся от поведения лантаноидов в сланцах бакальской и машакской свит. Это свидетельствует в пользу присутствия в «сланцах перебива» машакских вулканических продуктов.

В целом результаты исследования хорошо подтверждают предположение о присутствии в составе «сланцев перебива» тефрогенного материала. Они сформировались при существенном участии продуктов пирокластического вулканизма. Рассматриваемые сланцы стратиграфически соответствуют отложениям машакской свиты, что требует некоторого пересмотра представлений о геологическом строении северо-западной части Башкирского мегантиклинория.

Исследование выполнено в рамках Государственных заданий ИГ УФИЦ РАН №№ FMRS-2025-0016, FMRS-2025-0017 и ИГГ УрО РАН № 123011800013-6.

Литература

Горожанин В.М., Мичурин С.В., Крупенин М.Т., член-корреспондент РАН Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В. «Сланцы перебива» Бакальского рудного поля (Южный Урал) – признаки машакского вулканизма // Докл. АН. 2025. Т. 522. № 2. С. 32–42.

Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Бушарина С.В., Сергеева Н.Д., Падерин И.П. Цирконовая геохронология машакских вулканитов и проблема возраста границы нижний-средний рифей (Южный Урал) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013. Т. 21. №5. С. 1–18.

Крупенин М.Т., Мичурин С.В. Изотопно-геохимические характеристики сульфидов из магнезитовых месторождений Южно-Уральской провинции // Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ. 2011. № 16. С. 64–80.

Савельев Д.Е., Пучков В.Н., Ардисламов Ф.Р., Сначев В.И. Вулканогенные породы машакской свиты среднего рифея: геология и петрогеохимия // Литосфера. 2009. №4. С. 3–26.

Сергеев О.П. Стратиграфия бакальской свиты Уральского протерозоя / Материалы по региональной стратиграфии СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 45–54.

Парначев В.П., Ротарь А.Ф., Ротарь З.М. Среднерифейская вулканогенно-осадочная ассоциация Башкирского мегантиклинория (Южный Урал). Свердловск: УНЦ СССР, 1986. 104 с.

Михайлов Б.М. Особенности континентального перерыва R₁-R₂ на железорудных месторождениях Бакала (Южный Урал) // Литология и полезные ископаемые. 1995. № 6. С. 632–642.

Юдович Я.З., Кетрис М.П. Геохимические и минералогические индикаторы вулканогенных продуктов в осадочных толщах. М.-Берлин: Директ-Медиа, 2015. 724 с.

Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.

Силаев В.И., Карпов Г.А., Филиппов В.Н., Макеев Б.А., Шанина С.Н., Хазов А.Ф., Тарасов К.В. Минералого-геохимические свойства прикратерной тефры вулкана Эребус (Антарктида) из материалов извержения 2000 г. // Вулканология и сейсмология. 2020. № 4. С. 40–56.

Карпов Г.А., Мохов А.В. Микрочастицы самородных металлов, сульфидов и оксидов в андезитовых пеплах Карымского вулкана // Вулканология и сейсмология. 2010. № 3. С. 19–35.

Bostrom K. The origin and fate of ferromanganoan active ridge sediments // Stockholm Contrib. in Geol., 1973. V. 27. №. 2. P. 148–243.

СТРАТИГРАФИЯ КЕЙВСКОЙ СТРУКТУРЫ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА С ПОЗИЦИИ НОВЫХ ДАННЫХ О ЛАТЕРАЛЬНОЙ РАСПРОСТРАНЕННОСТИ, ВОЗРАСТЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ ПОРОД

Т.А. Мыскова

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, *e-mail: tmyskova@gmail.com

Кейвский синклиний, локализованный в центральной части Кольского полуострова, сложен уникальными геологическими образованиями, природа и возраст которых остаются предметом споров нескольких поколений геологов. К числу спорных относятся и вопросы стратиграфии, касающиеся природы и возраста сланцев кейвской серии, залегающих на кислых метавулканитах лебяжинской свиты (представленных в настоящее время биотитовыми, иногда с гранатом, гнейсами). Одни исследователи относят кейвские сланцы к стратифицированным образованиям, считая их архейскими (Бельков, 1963 и др.) или протерозойскими (Белолипецкий и др., 1980 и др.) и расчленяя на ряд свит: червуртскую (существенно кианитовые сланцы) и выхчуртскую (кианит-ставролитовые сланцы и мусковитовые кварцито-сланцы), объединяемых в кейвскую серию, и золотореченскую (двуслюдяные биотит-мусковитовые сланцы). Другие (Бушмин и др. 2011 и др.) рассматривают Кейвскую структуру как коллаж тектонических пластин, и относят значительную часть кианитовых сланцев к кислотным метасоматитам. С более подробным обзором стратиграфических представлений можно ознакомиться в работе С.В. Мудрука (2022).

Детальное изучение латерального распространения гнейсов лебяжинской свиты и кейвских сланцев привело к необходимости внесения некоторых корректив в имеющиеся стратиграфические схемы. В западной части Кейвского синклинория, в области развития комплекса щелочных гранитов массива Западные Кейвы, наличие пород лебяжинской свиты представляется неоднозначным. Здесь распространены серые тонкозернистые биотитовые (иногда с гранатом) гнейсы неясной первичной природы, занимающие довольно обширные поля. По внешнему облику они сходны с одной из групп щелочных гранитов – тонкозернистыми гнейсо-метасоматитами приконтактных областей. Предшествующие исследователи в отношении этих пород поступали не последовательно: в одних случаях относят их к комплексу гранитов (как апикальных частей массива), в других – к стратифицированным образованиям, в частности, к гнейсам лебяжинской свиты, развивающимся по кислым вулканитам. Кроме того, здесь же, на западном фланге структуры не подтверждается концепция о выдержанной стратиграфической последовательности кейвских сланцев. Приведенные на геологических картах предшественников маломощные горизонты кианитовых сланцев червуртской свиты, вытянутые на большие расстояния (в десятки километров), в пределах изученных детальных участков отсутствуют. Разрезы сложены преимущественно мусковитовыми кварцито-сланцами (относимыми к выхчуртской свите), среди которых в подчиненных количествах присутствуют линзы и горизонты двуслюдяных биотит-мусковитовых сланцев золотореченской свиты (ранее здесь не выделяемых).

Сторонники стратифицированной природы кейвских образований интерпретировали кианитовые сланцы и мусковитовые кварцито-сланцы червуртской и выхчуртской свит соответственно, как терригенные высоко дифференцированные метаосадки, образовавшиеся в спокойном осадочном бассейне в условиях протоплатформенного режима (Бельков, 1963), являющиеся метаморфизованными продуктами переотложенных кор выветривания (Мирская, 1976; Белолипецкий и др., 1980 и др.).

Недавно полученные значения возраста (U–Pb по циркону) из секущих даек габбро-диоритов (Мыскова и др., 2025) свидетельствуют в пользу архейского возраста кейвских сланцев, что уменьшает их шансы на возможность образования путем переотложения

терригенного материала кор выветривания, поскольку для реализации такого сценария потребовался бы более продолжительный период геологического времени.

Основываясь на вышеперечисленных особенностях латерального распространения сланцев кейвской серии и гнейсов лебяжинской свиты, и учитывая геохимические особенности пород, наиболее вероятной представляется следующая интерпретация природы кейвских сланцев.

Кианитовые сланцы червуртской свиты, вероятнее всего, являются продуктами коры выветривания по вулканитам лебяжинской свиты, но не переотложенной, как предполагали предшественники, а оставшейся на месте образования в своей изначальной структуре и составе. В пользу этого свидетельствует их геологическая позиция: сланцы пространственно тяготеют к областям развития гнейсов лебяжинской свиты, находясь в непосредственном контакте с ними, сосредотачиваясь в центральных частях Кейвской структуры, и отсутствуют на западном фланге в пределах массивов щелочных гранитов. Внутри разрезов червуртской свиты часто наблюдаются участки, сохраняющие реликтовые порфириовидные структуры выветрелых гнейсов лебяжинской свиты. Интерпретация природы сланцев в качестве непереотложенной коры выветривания подтверждается и геохимическими особенностями пород: сланцы характеризуются высокими концентрациями Al_2O_3 (21–38 мас. %), обладают совместно с лебяжинскими гнейсами (являющимися для сланцев протолитом) идентичными линиями распределения РЗЭ с глубокими европиевыми минимумами, имеют высокие значения алюмокремниевого модуля $AM=Al_2O_3/SiO_2$ (0.41–0.68), свойственные гидролизатным породам, связанным с корами выветривания (Интерпретация..., 2001) и характеризуются значениями титанового модуля $TM=TiO_2/Al_2O_3$, совпадающими с таковыми в лебяжинских гнейсах и выше (0.032–0.068), свидетельствующими об отсутствии процесса переотложения терригенного материала (Интерпретация..., 2001).

Мусковитовые и двуслюдяные сланцы vychуртской и золотореченской свит соответственно, скорее всего, сформированы в процессе кислотного выщелачивания щелочных гранитов массива Западные Кейвы. Наблюдается их пространственная связь с полями развития гранитов и обнаруживаются особенности геохимии, свойственные метасоматическим породам. Так, биотит-мусковитовые сланцы в сравнении с гранитами обедняются Na_2O , K_2O , $Fe_2O_{3общ.}$, Y, Zr, Nb и всеми редкоземельными элементами с утратой Eu минимумов (характерных для гранитов) и обогащаются SiO_2 . Эта тенденция еще в большей степени проявлена в мусковитовых кварцито-сланцах, в спектрах распределения редкоземельных элементов которых появляются положительные европиевые аномалии, характерные в случае кислотного выщелачивания (Вау, 1991).

Таким образом, существует вероятность того, что в качестве стратифицированных образований в пределах Кейвской структуры могут рассматриваться только гнейсы лебяжинской свиты (метаморфизованные кислые вулканиты). Кианитовые сланцы червуртской свиты, вероятно, представляют собой продукты площадной коры выветривания по гнейсам лебяжинской свиты, а мусковитовые кварцито-сланцы и двуслюдяные сланцы vychуртской и золотореченской свит соответственно, скорее всего, имеют метасоматическое происхождение и являются продуктами кислотного выщелачивания щелочных гранитов.

Литература

- Белолипецкий А.П. и др. Геология и геохимия метаморфических комплексов раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980. 238 с.
- Бельков И.В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. М.–Л.: изд. АН СССР, 1963. 322 с.
- Бушмин С. А., Глебовицкий В. А., Пресняков С. Л. и др. Новые данные о возрасте (SHRIMP II) протолита и палеопротерозойских преобразований архейского Кейвского террейна (Кольский полуостров) // Докл. АН. 2011. Т. 438. № 2. С. 237–241.
- Интерпретация геохимических данных. М: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.

Мирская Д.Д. Древнейшие вулканогенные толщи восточной части Кольского полуострова и возможность их палеовулканонологических реконструкций // Вулканизм докембрия. Петрозаводск. Изд-во: Карелия. 1976. С. 73–81.

Мудрук С.В. Стратиграфия Кейвского террейна: обзор // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2022. №19. С. 253–259.

Мыскова Т.А., Филиппов Н.Б., Львов П.А. Первые U–Pb по циркону данные о возрасте габбро-диоритовых даек Кейвского домена Фенноскандинавского щита // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2025. 22. С. 4–13.

Bau M. Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium. Chemical geology. 1991. V. 93. I. 3-4. P. 219-230.

ОРГАНОСТЕННЫЕ МИКРОБИОТЫ НА ГРАНИЦЕ ВЕНДА И КЕМБРИЯ: СВИДЕТЕЛЬСТВА С СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

К.Е. Наговицин

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, e-mail: nagovicinke@ipgg.sbras.ru

Разрез венда–кембрия Оленекского поднятия Сибирской платформы благодаря смешанному терригенно-карбонатному составу имеет разнообразную палеонтологическую характеристику, включающую мелкую и крупную скелетную фауну, отпечатки мягкотелых организмов, следы передвижения и питания организмов и органостенные остатки. Присутствие карбонатных отложений в разрезе позволяет использовать и хеомстратиграфические данные для уточнения положения границы венда – кембрия. Биостратиграфические границы, принятые по SSF и следам жизнедеятельности, представляют достаточно надежный стратиграфический каркас для сопоставления с биостратиграфическими подразделениями по микрофоссилиям.

Следует отметить, что изучение органостенных микрофоссилий района началось еще в 70-е годы прошлого века (Огурцова, 1975; Рудаевская, Васильева, 1984, 1985; Кирьянов, 1987; Vidal et al., 1995), однако детализация разреза венд–кембрийских отложений Оленекского поднятия, дополнительное изучение ископаемых остатков из них и описание новых богатых органостенных биот из расположенных в регионе скважин позволит выявить основные рубежи в перестройке сообществ ископаемых организмов на границе венда (эдиакария) и кембрия.

В качестве стратиграфической основы предлагается комплексно обоснованный опорный разрез Оленекского поднятия, коррелируемые с ним разрезы скважин Лено-Анабарского прогиба и Мунского свода, а также раннекембрийский разрез Хараулахского поднятия.

Кессюсинская серия включает в себя три свиты (снизу вверх): сыаргалахскую, маттайскую, чускунскую (Nagovitsin et al., 2015). В песчаниках верхней части маттайской свиты по уровню первого появления томмотских моллюсков *Aldanella attleborensis* Shaler et Foerste проводится нижняя граница томмотского яруса (Grazhdankin et al 2020a). Чускунская свита перекрывается еркекетской свитой, нижняя часть которой (до 11 м) относится к томмотскому ярусу, а вышележащая характеризуется находками трилобитов атдабанского яруса (*Profallotaspis jakutensis* Repina) (Коровников, 2002). Содержащая органостенную биоту оппокунская свита Лено-Анабарского прогиба (Скважина Хастахская-930, инт. 2600–2310 м) коррелируется с сыаргалахской свитой низов кессюсинской серии Оленекского поднятия на основании находок мелкой скелетной фауны *Cambrotubulus decurvatus* и *Anabarites korobovi* (Nagovitsin et. al., 2015). Она залегает на карбонатных отложениях туркутской свиты (также содержащей SSF *Cambrotubulus decurvatus*) и перекрывается терригенными отложениями, отнесенными к маттайской свите (Nagovitsin et al., 2015).

Существенно менее определенная ситуация с возрастом и корреляцией пограничных отложений Мунского поднятия, расположенного в 400 км южнее Оленекского поднятия. Здесь Амакинской геологоразведочной экспедицией был проведен комплекс буровых работ

с целью изучения мезозойских толщ, при которых также изучались и подстилающие кембрийские отложения. Две самые древние толщи были отнесены к кессюсинской (глинистые известняки с фоссилиеносным пластом зеленых аргиллитов в кровле, вскрыто до 63 м) и эмяксинской (известняки 86 м) свитам. Согласно принятой Региональной стратиграфической схемы кембрийских отложений Сибирской платформы (Сухов и др., 2021) в наиболее близком (200 км западнее) к изучаемому району Муно-Оленекской фациальной области в скв. 203 эмяксинская свита залегает на манькайской свите, и нижняя часть эмяксинской свиты отнесена по комплексу SSF к зоне *Purella antiqua* немакит-далдынского яруса позднего венда (Сухов и др., 2016). Таким образом, по имеющимся биостратиграфическим данным возраст фоссилиеносного пласта верхней части кессюсинской свиты Мунского поднятия оценивается в диапазоне от зоны *Purella antiqua* немакит-далдынского яруса позднего венда до томмотского яруса нижнего кембрия.

Наиболее древним комплексом органостенных микрофоссилий является обнаруженная в нижней части оппокунской свиты Лено-Анабарского прогиба доушаньто-пертататакская ассоциация эдиакария (венда) в скв. Хастахская–930 дожившая до первых скелетных SSF родов *Cambrotubulus* и *Anabarites*. Она содержит достаточно богатую ассоциацию крупных акантоморфных акритарх, в том числе и несколько таксонов, которым придавалось значение зональных видов. В первой публикации был определен предварительный состав оппокунской ассоциации, который включал: *Appendisphaera setosa*, *Appendisphaera clava*, *Cavaspina acuminata*, *Ceratosphaeridium glaberosum*, *Eotylotopalla strobilata*, *Eotylotopalla delicata*, *Hocosphaeridium scaberfacium*, *Knollisphaeridium maximum*, *Mengeosphaera angusta*, *Mengeosphaera minima*, *Multifronsphaeridium* sp., *Tanarium conoideum*, *Urasphaera* sp (Grazhdankin et al 2020b). В настоящее время идет работа по расширению и уточнению таксономического состава этой ископаемой биоты.

Оппокунская свита коррелируется с сыаргалахской свитой низов кессюсинской серии Оленекского поднятия (Nagovitsin et al., 2015). Однако в самой сыаргалахской свите обнаружена крайне бедная ассоциация органостенных микрофоссилий, содержащая только мелкие сферические формы *Leiosphaeridia minutissima*, *L. crassa*, *Granomarginata prima*, и единичные проблематичные конусообразные склериты. Причины столь существенных различий в составе этих биот могут быть как фациально-экологическими, так и эволюционными, учитывая предкессюсинский перерыв Оленекском поднятии, характеризующийся карстообразованием в туркутской свите и вероятно непрерывный разрез в дистальной части Лено-Анабарского бассейна. А учитывая наличие достаточно богатого комплекса SSF и следов жизнедеятельности (включая *Treptichnus pedum*) в сыаргалахской свите вариант с корреляцией ее только с верхней частью оппокунской свиты выглядит более вероятным.

Ассоциация органостенных микрофоссилий из маттайской свиты Оленекского поднятия происходит из нижней тонкотерригенной ее части, относимой к зоне *Purella antiqua* немакит-далдынского яруса (Nagovitsin et al., 2015). Таксономический состав ассоциации также небогат и включает достоверные конусообразные склериты *Ceratophyton vernicosum*, и акритархи *Granomarginata squamacea*, *Leiosphaeridia crassa*, *L. minutissima*, *Leiovalia tenera*.

Чускунская ассоциация включает достаточно разнообразный комплекс остатков животного происхождения и существенно менее разнообразный комплекс растительных остатков, которые, тем не менее могут иметь биостратиграфическое значение. Здесь обнаружены: *Asteridium tornatum*, *Comasphaeridium agglutinatum*, *C. molliculum*, *Granomarginata squamacea*, *G. prima*, *Heliosphaeridium dissimulare*, *Leiosphaeridia minutissima*, *L. crassa*, *Leiovalia tenera*, *Tasmanites* sp. Акантоморфные формы достаточно редки.

Ассоциация кессюсинской свиты Мунского поднятия (Серкинская площадь, скважины S-VII, глубина 106.8 м, S-VIII, глубина 182 м) включает: *Comasphaeridium agglutinatum*, *Granomarginata prima*, *Heliosphaeridium dissimulare*, *Leiosphaeridia minutissima*, *L. crassa*. Акантоморфные акритархи обильны в одном образце. Серкинский комплекс акритарх близок по таксономическому составу к чускунскому.

Органостенная биота тюсерской свиты Хараулахского поднятия происходит из отложений, относимых к зоне *Dokidocyathus regularis* (Рудаевская, Васильева, 1984; Vidal et al., 1995) и содержит весьма богатую ассоциацию акритарх: *Asteridium tornaturn*, *A. lanatum*, *Cymatiosphaera* sp., *Comasphaeridium* sp., *Comasphaeridium mackenzianum*, *Fimbriaglomerella membranacea*, *Granomarginata squamacea*, *Heliosphaeridium dissimulare*, *Leiosphaeridia* sp., *Pterospermella* sp., *Skiagia orbiculare*, *S. ornata*, *S. scottica*, *S. ciliosa*, *Tasmanites tenellus*.

Таким образом, смена вендского (Доушаньто-Пертататакского) комплекса акритарх на кембрийский (маргинатные, пористые и мелкие акантоморфные, формы, склериты животного происхождения) происходит в немакит-далдыньское время после появления первых SSF родов *Cambrotubulus* и *Anabarites*. Таксономический состав акритарх весьма беден в отложениях немакит-далдыньского возраста и существенно обогащается в томмотское время.

Исследования проведены при финансовой поддержке проекта РНФ № 23-17-00202.

Литература

Кириянов В.В. Последовательность комплексов акритарх в пограничных отложениях докембрия-кембрия Восточно-Европейской и Сибирской платформ. III Всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия. Тезисы докладов (Петрозаводск, 11–14 мая 1987 г.). Петрозаводск: Карельский филиал АН СССР, 1987. 116 с.

Коровников И.В. 2002. Новые данные по биостратиграфии нижнего и среднего кембрия Северо-Востока Сибирской платформы (разрез р. Хорбосуояса, Оленекское поднятие) // Геология и геофизика. Т. 43. С. 826–836.

Огурцова Р.Н. Находки лонтоваских акритарх в отложениях томмотского яруса Оленекского поднятия // Изв. АН СССР, сер. геол. 1975. № 11. С. 84–89.

Рудаевская В.А., Васильева Н.И. Первые находки люкатиских акритарх в нижнем кембрии Чекуровского разреза Восточной Сибири // Докл. АН. 1984. Т. 279. № 6. С. 1454–1456.

Рудаевская В.А., Васильева Н.И. Акритархи и скелетная проблематика на границах венда, томмотского и атдабанского ярусов // Стратиграфия докембрия и раннего палеозоя Сибирской платформы. Л.: ВНИГРИ. 1985. С. 51–57.

Сухов С.С., Пегель Т.В., Шабанова Ю.Я. Региональная стратиграфическая схема кембрийских отложений Сибирской платформы. Объяснительная записка: Решения Всероссийского стратиграфического совещания по разработке региональных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Сибири (Новосибирск, 2012) (Кембрий Сибирской платформы). Новосибирск: СНИИГГиМС, 2021. 60 с.

Сухов С.С., Шабанова Ю.Я., Пегель Т.В. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Кембрий Сибирской платформы. В 2 т. Том 1. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2016. 497 с.

Grazhdankin D.V., Marusin V.V., Izokh O.P., Karlova G.A., Kochnev B.B., Markov G.E., Nagovitsin K.E., Sarsembaev Z., Peek S., Cui H., Kaufman A.J. Quo vadis, Tommotian? // Geological Magazine. 2020b. V. 157. № 1. Special Issue: Commemorating the 155th anniversary of Geological Magazine. P. 22–34.

Grazhdankin D.V., Nagovitsin K.E., Golubkova E.Yu., Karlova G.A., Kochnev B.B., Rogov V.I., Marusin V.V. Doushantuo-Pertatataka-type acanthomorphs and stability of Ediacaran ecosystems. Geology. 2020a. V.48. № 7. P. 708–712.

Nagovitsin K.E., Rogov V.I., Marusin V.V., Karlova G.A., Kolesnikov A.V., Bykova N.V., Grazhdankin D.V. Revised Neoproterozoic and Terreneuvian stratigraphy of the Lena-Anabar Basin and north-western slope of the Olenek Uplift, Siberian Platform // Precambrian Res. 2015. V. 270. P. 226–45.

Vidal G., Moczydłowska M., Rudavskaya V. R. Constraints on the early Cambrian radiation and correlation of the Tommotian and Nemakit-Daldynian regional stages of eastern Siberia // Journal of the Geological Society. 1995. V. 152. P. 499–510.

Н.С. Нестерова*, А.И. Слабунов

Стратиграфическое положение и возраст гимольской серии, в том числе в Гимольском зеленокаменном поясе (ГЗП), расположенном в центральной части Карельского кратона Фенноскандинавского щита (рис. 1а), остается дискуссионным (Богданов и др., 2025; Егорова и др., 2025). Исторически в строении гимольской серии выделялись: суккозерская, костомукшская, межезерская и кадиозерская свиты (Чернов и др., 1970 и др.), но их геологические соотношения и геохронологические характеристики были изучены слабо. Исследования, проведенные в 2022–2024 годах (Слабунов и др., 2024), позволяют предложить новую модель строения зеленокаменного комплекса и выделить в стратотектоническом разрезе ГЗП следующие стратотектонические ассоциации (СТА) или свиты: гимолоозерскую, межезерскую и суккозерскую.

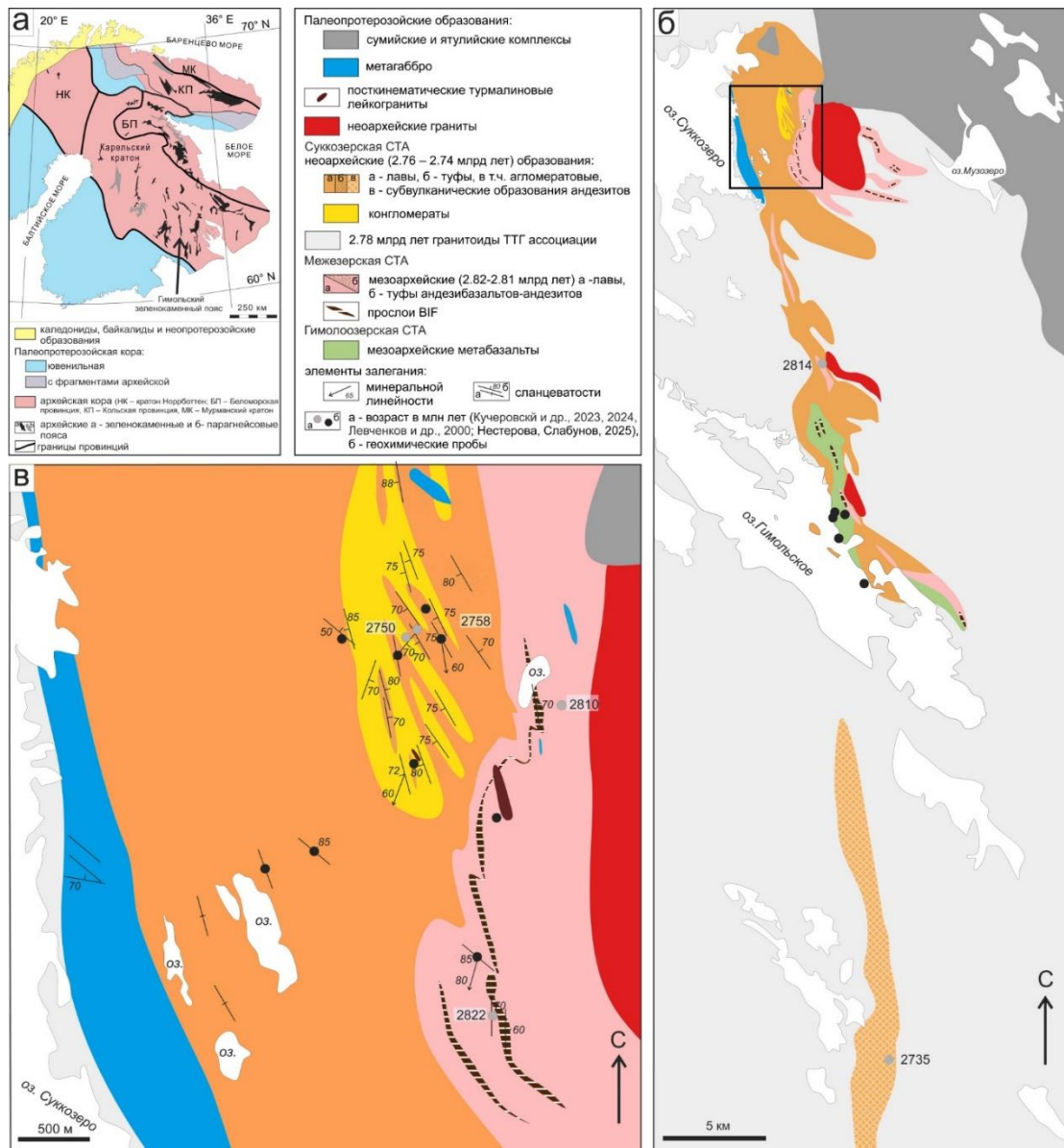


Рис. 1. (а) Гимольский зеленокаменный пояс в структуре Фенноскандинавского щита (Слабунов и др., 2024 и ссылки там). Схемы геологического строения (б) Гимольского зеленокаменного пояса и (в) Суккозерской структуры. Составлены авторами с использованием оригинальных и литературных (Иванов и др., 1954; Чернов и др., 1970; Тищенко, 1988; Егорова и др., 2025; Нестерова, Слабунов, 2025) данных.

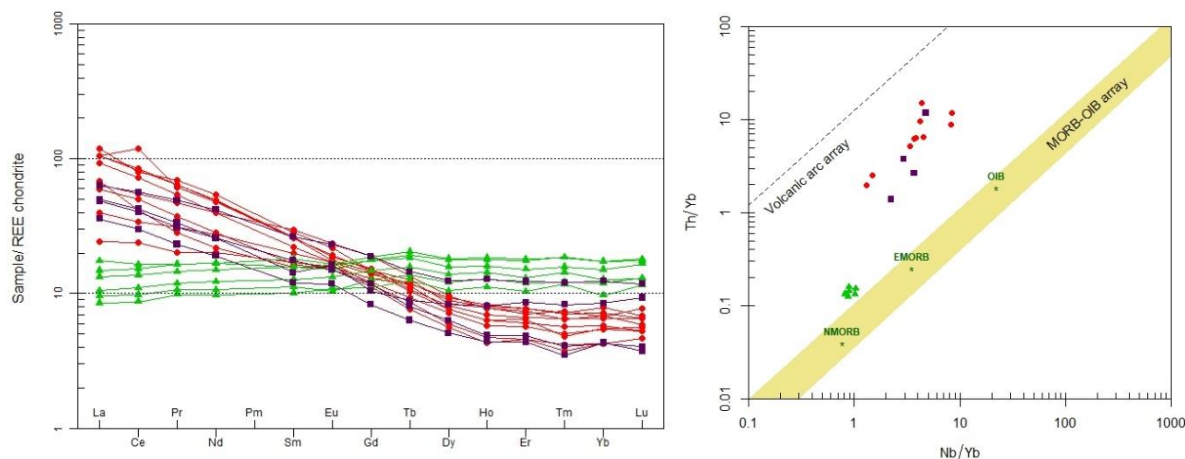


Рис. 2. Геохимические характеристики вулканитов ГЗП: (а) нормированные по хондриту содержания РЗЭ; (б) диаграмма Nd/Yb – Th/Yb (Pearce, 2008). Базальты – зеленые треугольники, кислые вулканиты и туфы: 2.82 млрд лет – фиолетовые квадраты, 2.75 млрд лет – красные круги.

Гимолоозерская СТА представлена метабазальтами, которые слагают западный борт ГЗП (рис. 1б). По особенностям химического (рис. 2а, б) и изотопного состава $\epsilon\text{Nd}(2800)$ (от +1.6 до +3) эти метабазальты аналогичны основным породам коматиит-базальтовой толщи контоксской серии Костомукшского зеленокаменного пояса. Возможно, она является и возрастным аналогом пород ниемиярвинской-рувинваарской свит последнего.

Межезерская СТА представлена метаморфизованными лавами и туфами андезитов, с которыми переслаиваются полосчатые железистые кварциты и углеродистые сланцы. Эти породы слагают восточный борт ГЗП. Метавулканиты представлены амфибол-биотитовыми сланцами. По геохимическим особенностям – это известково-щелочные средние вулканиты, слегка обогащенные легкими РЗЭ, без Eu-аномалии (рис. 2а), с хорошо выраженной отрицательной Nb-аномалией. Такие характеристики (рис. 2б) могут указывать на их островодужную природу. Изотопный (по циркону) возраст андезитов оценивается как мезоархейский 2824 ± 3 млн лет (Нестерова, Слабунов, 2025). Цирконы близкого возраста (~2815 млн лет) описаны (Кучеровский и др., 2024) в вулканогенно-осадочных породах в центральной части пояса.

Наиболее широко в ГЗП развиты породы суккозерской СТА (рис. 1б), представленные лавами и туфами (в т.ч. агломератовыми) андезибазальтов-андезитов, среди которых залегают линзовидные тела гранитных конгломератов (широко известных в литературе как суккозерские базальные). Метавулканиты представлены амфибол-биотитовыми сланцами. Туфы – ритмично-слоистыми амфиболовыми и биотит-амфиболовыми сланцами. Метавулканиты и туфы суккозерской и межезерской СТА малоотличимы по химическому составу (рис. 2а, б), но разительно отличаются по возрасту: U-Pb возраст циркона из метавулканитов суккозерской СТА оценивается в 2752 ± 2.4 млн лет (Нестерова, Слабунов, 2025), 2749 ± 5 млн лет (Левченков и др., 2000) и 2736 ± 2 млн лет (Егорова и др., 2025). Близкий возраст имеют цирконы из матрикса конгломератов 2.75 млрд лет (Кучеровский и др., 2023).

Таким образом, Гимольский зеленокаменный пояс состоит из трех СТА: гимолоозерской, межезерской и суккозерской. Гимолоозерская (базальтовая) СТА коррелируется с мезоархейскими коматиит-базальтами контоксской СТА Костомукшского пояса и, вероятно, по аналогии формировалась в условиях океанического плато. Межезерская СТА (2.82–2.81 млрд лет) представлена андезитами, ассоциирующими с BIF и углеродистыми сланцами, хорошо коррелируется с вулканитами и осадками шурловаарской свитой контоксской СТА, и также имеет островодужную природу. Суккозерская СТА (2.76–2.74 млрд лет) сложена вулканитами (андезибазальтами-андезитами), ассоциирующими с конгломератами, сопоставима по возрасту с породами гимольской СТА Костомукшского пояса и также формировалась, вероятно, в условиях островной дуги.

Финансовое обеспечение исследований осуществлялось из средств федерального бюджета на выполнение государственного задания КарНЦ РАН (№ FMEN-2023-0009).

Литература

Богданов Ю.Б., Бережная Н.Г., Анисимова С.А., Никонова А.С., Родионов Н.В.. Проблемы стратиграфии образований гимольского надгоризонта (верхний лопий) Карельского региона // Региональная геология и металлогения. 2025. Т. 32. № 1. С.28–50.

Егорова Ю.С., Чекулаев В.П., Кучеровский Г.А., Иванова А.А., Сальникова Е.Б., Плоткина Ю.В., Арестова Н.А. Неоархейские Ba-Sr метадациты Карельской провинции Фенноскандинавского щита: U-Pb геохронология, состав, Sm-Nd систематика, эффузивные аналоги санукитоидов // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2025. Т. 33. № 3. С. 3–25.

Иванов А.Н., Бреслер С.М., Михеичев А.С. Отчет о геолого-разведочных работах, проведенных на Межозерском железорудном месторождении (Петровский район К-ФССР) 1951–1954 г.г. Петрозаводск, 1954ф.

Кучеровский Г.А., Егорова Ю.С., Адамская Е.В., Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Плоткина Ю.В. U-Pb (SIMS, LA-ICP-MS) возраст циркона из двуслюдяного кварцито-гнейса кадиозерской свиты «гимольской серии» Гимольско-Суккозерской структуры (Карельская провинция, Фенноскандинавский щит) / Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2024. 21. С. 165–175.

Кучеровский Г.А., Чекулаев В.П., Кузнецов А.Б., Егорова Ю.С., Арестова Н.А., Зайцева Т.С., Адамская Е.В., Плоткина Ю.В. U-Pb возраст детритового циркона из матрикса раннедокембрийских полимиктовых конгломератов Центрально-Карельского домена Карельской провинции Фенноскандинавского щита // Докл. АН. 2023. Т. 509. № 2. С. 24–35.

Левченков О.А., Богданов Ю.Б., Матреничев В.А., Саватенков В.М., Яковлева С.З., Макеев А.Ф. Новые данные о возрасте вулканитов лопия Карелии / Материалы 3-го Всероссийского совещания «Общие вопросы расчленения докембрия». Апатиты, 2000. С. 143–145.

Нестерова Н.С., Слабунов А.И. Мезо- и неоархейские кислые вулканиты Гимольского зеленокаменного пояса Карельского кратона Фенноскандинавского щита / Докембрийский саммит-2025. Материалы конференции. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2025. С.161–165.

Слабунов А.И., Медведев П.В., Нестерова Н.С., Мудрук С.В., Максимов О.А., Кервинен А.В., Исаченко А.А. Отчет Российского научного фонда Геодинамические обстановки ранней Земли и архейские полосчатые железистые кварциты (итоговый) № 22-17-00026. Петрозаводск, 2024.

Тищенко А.С. Отчет о результатах поисковых работ в Гимольском рудном поле (Муезерский район Карельской АССР) за 1987–1988 г.г. Ленинград., 1988ф.

Чернов В.М., Инина К.А., Горьковец В.Я., Раевская М.Б. Вулканогенные железисто-кремниевые формации Карелии (литология, геохимия, корреляция, палеотектоника). Петрозаводск, 1970. 285 с.

Pearce, J.A. Geochemical Fingerprinting of Oceanic Basalts with Applications to Ophiolite Classification and the Search for Archean Oceanic Crust. Lithos, 2008. 100, 14–48.

ВОЗРАСТ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕРИФЕЙСКОЙ МАДАХИНСКОЙ СВИТЫ (ПОЛУОСТРОВ КАНИН)

Н.Ю. Никулова^{1,*}, А.А. Соболева^{1,2}, А.Е. Цыбульская¹

¹ Институт Карпинского, Санкт-Петербург, *e-mail: Nataliya_Nikulova@karpinskyinstitute.ru

² ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Горное сооружение Тимана протягивается в северо-западном направлении от Полудова Камня до мыса Канин Нос полуострова Канин. Палеозойские отложения Тимана

за более чем 200-летнюю историю его освоения изучены достаточно полно. Метатерригенные толщи докембрийского фундамента в связи со сложностью блокового строения, близостью состава, отсутствием органических остатков и плохой обнаженностью, изучены менее подробно и датируются разными исследователями по-разному. Существуют публикации о возрасте на основании результатов датирования зерен детритового циркона рифейских образований Тимана (Андреичев и др., 2014, 2017; Брусницына и др., 2021; Гракова и др., 2024; Кузнецов и др., 2010; Соболева и др., 2019; Удоратина и др., 2017) и полуострова Канин (Соболева и др., 2022). На полуострове Канин рифейские отложения расчленены на микулкинскую, тархановскую и табуевскую серии, различающиеся по литологическому составу и степени метаморфических преобразований. Отложения микулкинской и тархановской серий считаются верхнерифейскими, а табуевской – верхнерифейскими–нижневендскими (?) (Оловянишников, 1998). Результаты определения возраста детритового циркона из терригенных пород тархановской и табуевской серий позволяют утверждать, что накопление обломочного материала происходило не ранее позднего рифея (Соболева и др., 2022). Породы табуевской серии разделены на три свиты – мадахинскую, подлейскую и горелорецкую.

Мадахинская свита (R_{3md}) несогласно залегает на породах тархановской серии и сопоставляется с лунвожской свитой Вымской гряды и аныюгской свитой поднятия Четласский Камень на Среднем Тимане (Верхний..., 1986). Мадахинская свита, мощностью около 3700 м, представлена толщей переслаивания кварцитопесчаников, алевролитов и сланцев. В основании разреза преобладают кварцитопесчаники с прослоями сланцево-алевролитовых пород. Вверх по разрезу они сменяются кварцитовидными алевролитами и сланцами. Верхняя часть свиты представлена сланцами с редкими пачками алевролитов и известняков.

Материал пробы на датирование отобран из коренного выхода гранат-биотит-мусковит-кварцевых сланцаев мадахинской свиты в среднем течении р. Бол. Бугряница. Сланцы тонкополосчатые с волнистой слоистостью, подчеркнутой мусковитом и биотитом. Азимут падения 5° , угол падения 60° . В породе чередуются кварцевые и слюдистые слои, сложенные субпараллельно ориентированными чешуйками мусковита. Пороодообразующие минералы представлены (об. %) кварцем (50), мусковитом (30), биотитом (10), гранатом (10). В аксессуарных количествах присутствуют циркон и рудный минерал. Минеральный состав сланцев свидетельствует о том, что породы были метаморфизованы в условиях гранатовой субфации зеленосланцевой фации. Анализ содержаний пороодообразующих оксидов позволил охарактеризовать первичную породу как глинистый сланец, образованный за счет накопления выветрелого химически зрелого обломочного материала разрушавшихся в условиях теплого климата средних магматических пород (Herron, 1988; Nesbitt, Young, 1982; Harnois, 1988; Cox, Lowe, 1995). Сланцы содержат 99 г/т $\Sigma REE+Y$. В спектре распределения REE четко проявлен европиевый минимум ($Eu/Eu^* 0.8$), отношение La_N/Yb_N (10.0) близко к значению, характерному для раннепротерозойской коры (Condie, 1993), отношение Ce/Ce^* (0.95) соответствует окраинно-континентальной обстановке (Murray et., 1991).

Циркон представлен зернами различной степени окатанности – от хорошо окатанных до субидиоморфных бипирамидально-призматических, имеющими размер 40–100 мкм (единичные зерна до 120 мкм). На катодоллюминесцентных изображениях видны яркие незональные зерна, зерна с яркими оболочками и более темным, вероятно обломочным, ядром, а также цирконы с проявленной в разной степени осцилляционной зональностью, нередко нарушенной.

Проанализировано 56 зерен циркона. Их возраст оценивался по отношению $^{207}Pb/^{206}Pb$, поскольку 54 из 56 датировок ($^{206}Pb/^{238}U$) превышает 1000 млн лет. Анализ с дискордантностью $> 10\%$ (24 шт.) исключены из дальнейшего рассмотрения. $^{207}Pb/^{206}Pb$ возрасты оставшихся 32 зерен образуют временной интервал 2622–1024 млн лет. В породе преобладают (41%) зерна циркона раннепротерозойского возраста (МПВ – 1660, 1810 млн

лет), реже (28%) встречаются зерна со среднерифейскими датировками (МПВ – 1058, 1296 млн лет). Цирконы раннерифейского возраста составляют 22 % (МПВ – 1492 млн лет). В выборке присутствуют два зерна (6 %) позднеархейского возраста и одно зерно (3 %) позднеархейского возраста. Средневзвешенный возраст четырех наиболее молодых зерен циркона составляет 1056 ± 57 млн лет (95 %, СКВО = 0.087), что соответствует концу среднего рифея.

Сопоставление возрастных спектров детритовых цирконов из пород мадахинской свиты п-ова Канин и лунвожской свиты Среднего Тимана (Соболева и др., 2019) показало их значительное сходство. Подавляющее большинство датировок сосредоточено в интервале 1–2 млрд лет. Наибольшее распространение в обоих свитах имеют цирконы раннепротерозойского и среднерифейского возраста. Отмечается также сходство полученных датировок с датировками детритовых цирконов из апопсаммитовых кварцитов горелорецкой свиты – верхней части табуевской серии полуострова Канин (Соболева и др., 2022).

Можно предположить, что детритовые цирконы, характерные для метатерригенных пород мадахинской свиты п-ова Канин (по аналогии с одновозрастными терригенными породами Тимана) поступали преимущественно из разрушавшихся магматических и метаморфических комплексов Фенноскандии и Среднерусского орогена, возможно, вовлеченных в более поздние тектонические процессы. Присутствие в породах зерен детритовых цирконов с возрастными 1.0–1.2 млрд лет может свидетельствовать о том, что в осадконакоплении могли участвовать продукты разрушения коллизионных магматических и метаморфических пород Свеконорвежского (Гренвилльского) орогена. Сходство возрастных спектров детритовых цирконов из низов и верхов табуевской серии позволяет предположить, что формирование мощной терригенной толщи на Тиманской пассивной окраине Балтики в позднем рифее происходило за счет близких по возрасту и составу комплексов пород.

Работа выполнена в рамках тем Всероссийского научно-исследовательского геологического института имени А.П. Карпинского (государственное задание Федерального агентства по недропользованию № 049-00009-18-00) и ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (№ 122040600012-2).

Литература

Андреичев В.Л., Соболева А.А., Герелс Дж. U-Pb возраст и источники сноса обломочных цирконов из верхнедокембрийских отложений Северного Тимана // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22, № 2. С. 32–45.

Андреичев В.Л., Соболева А.А., Хоуриган Дж.К. Результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования детритовых цирконов из терригенных отложений верхней части докембрийского фундамента Северного Тимана // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2017. Т. 92. № 1. С. 10–20.

Брусницына Е.А., Ершова В.Б., Худолей А.К., Андерсон Т., Маслов А.В. Возраст и источники сноса пород четласской серии Среднего Тимана по результатам U-Th-Pb (LA-ICP-MS) датирования обломочных цирконов // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2021. Т. 29. № 6. С. 1–23.

Верхний докембрий Европейского севера СССР: Объяснительная записка к схеме стратиграфии Сыктывкар, 1986. 40 с.

Гракова О.В., Никулова Н.Ю., Хубанов В.Б. U/Pb-возраст и источники сноса обломочного циркона из верхнерифейских песчаников Немской возвышенности (Южный Тиман) // Известия Коми научного центра УрО РАН. 2024. № 3 (69). С. 76–86.

Кузнецов Н.Б., Натапов Л.М., Белоусова Е.А., Гриффин У.Л., О'Рейли С., Куликова К.В., Соболева А.А., Удоратина О.В. Первые результаты U/Pb датирования и изотопно-геохимического изучения детритных цирконов из позднедокембрийских песчаников Южного Тимана (увал Джежим-Парма) // Докл. АН. 2010. Т. 435. № 6. С. 798–805.

Оловянишников В.Г. Верхний докембрий Тимана и полуострова Канин. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 164 с.

Соболева А.А., Андреичев В.Л., Бурцев И.Н., Никулова Н.Ю., Хубанов В.Б., Соболев И.Д. Детритовые цирконы из верхнедокембрийских пород вымской серии Среднего Тимана: U-Pb возраст и источники сноса // Бюллетень МОИП. Отд. геол. 2019. Т. 94. № 1. С. 3-16.

Соболева А.А., Андреичев В.Л., Хубанов В.Б., Зархидзе Д.В. U-Pb (LA-ICP-MS) возраст детритовых цирконов из верхнедокембрийских отложений полуострова Канин // Возраст и корреляция магматических, метаморфических, осадочных и рудообразующих процессов. Мат-лы VIII Росс. конф. по изотопной геохронологии. СПб: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2022. С. 145–147.

Удуратина О.В., Бурцев И.Н., Никулова Н.Ю., Хубанов В.Б. Возраст метапесчаников верхнедокембрийской четласской серии Среднего Тимана на основании U-Pb датирования детритных цирконов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2017. Т. 92. № 5. С. 15–32.

Condie K.C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface and shales. Chem. Geol. 1993. V. 104. P. 1–37.

Cox R., Lowe D.R. Controls of sediment composition on a regional scale: a conceptual review. J. Sed. Res. 1995. V. 65. P. 1–12.

Harnois L. The CIW Index: A New Chemical Index of Weathering. Sedimentary Geology. 1988. V. 55. No 3/4. P. 319–322.

Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // J. Sed. Petrol. 1988. V. 58. P. 820–829.

Murray R.W., Buchholtz Ten Brink M.R., Gerlach D.C. et al. Rare earth, major and trace elements in chert from the Franciscan Complex and Monterey Group, California: assessing REE sources to fine-grained marine sediment. Geochim. Cosmochim. Acta. 1991. V. 55. P. 1875–1895.

Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. V. 299. P. 715–717.

СВИДЕТЕЛЬСТВА ТЕКТОНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ГРЕНВИЛЬСКОГО ВОЗРАСТА НА ПРИМЕРЕ ГРАНИТОИДОВ РЯЗАНОВСКОГО МАССИВА ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

А.Д. Ножкин^{1,*}, И.И. Лиханов¹, О.М. Туркина¹, Ю.Л. Ронкин^{2,**}

¹Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, *e-mail: nozhkin@igm.nsc.ru

²Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, **e-mail: y-ronkin@mail.ru

На основании имеющихся в литературе представлений о низкой эндогенной активности в геологической эволюции Земли в интервале между 1.8 и 0.75 млрд лет, известных как скучный миллиард, в ряде работ был сделан вывод об отсутствии на Енисейском кряже (ЕК) коллизионных событий гренвильского возраста, заключительные стадии деформации которого имели возраст 1.2–0.9 млрд лет. Это привело к противоречивой трактовке вопросов геологической эволюции региона. Очевидно, что это связано с дефицитом геохимических данных и возрастных датировок, ограничивающих возможности временных корреляций глобальных геологических процессов в истории Земли. Попытка восполнения этого пробела предпринята в настоящем докладе, где обсуждаются особенности происхождения пород Рязановского массива и геохронологические свидетельства ранненеопротерозойских событий в эволюции ЕК.

По своему петрохимическому составу этот массив, расположенный в нижнем течении р. Кия (правый приток р. Енисей), имеет все признаки натрий-калиевых геохимически дифференцированных гранитных массивов, состав которых эволюционирует от гранитов до субщелочных гранитов и лейкогранитов. Обогащение гранитов высокочarged элементами и Th сближает их с гранитами А-типа, что могло произойти в результате плавления корового кварц-полевошпатового источника при высокой температуре с полным растворением

аксессуарных элементов в магмообразующем субстрате. При последующей дифференциации расплава вероятно также происходило накопление некогерентных редких элементов.

Графическая интерпретация U–Pb LA-ICP-MS конкордантных данных для 12 кристаллов циркона, отобранных из субщелочного лейкогранита, (1011.4 ± 7.9 млн лет); результаты вычисления средневзвешенных значений конкордантных U–Pb возрастов с помощью четырех алгоритмов (по более статистически представленному количеству кристаллов $n=18$), показывают U–Pb возраст 1013.0 ± 9.9 млн лет, который может быть принят в качестве оценки времени формирования гранитов Рязановского массива (рис. 1).

Рассмотрение Rb–Sr ID-TIMS изотопной сигнатуры этих образцов на графике Николайсена в координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ выявляет эволюционную зависимость, с наклоном $= \exp(\lambda_{87} \cdot t) - 1 = 0.01562$, где $\lambda_{87} = 1.42 \cdot 10^{-11} \text{ лет}^{-1}$ постоянная распада ^{87}Rb , соответствующим возрасту 1091 ± 55 млн лет. На этом же графике представлена линия согласования с U–Pb LA-ICP-MS возрастом $t = 1013$ млн лет и наклоном $= \exp(\lambda_{87} \cdot t) - 1 = 0.01449$. Относительно высокое значение первичного изотопного отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7124 \pm 0.0036$ свидетельствует о существенной роли корового компонента в формировании расплава, что находит свое подтверждение и в величинах $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$, равных -5.0 – -4.8 для гранитов исследуемых образцов, соответственно.

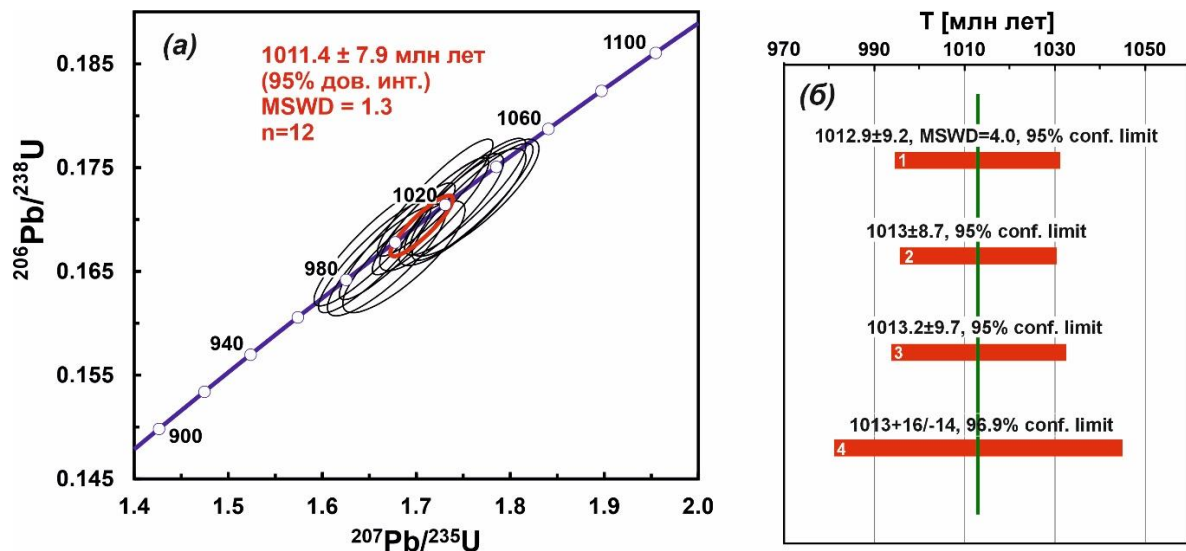


Рис. 1. Графическая интерпретация U–Pb LA ICP MS данных для циркона из гранитов Рязановского массива (обр. А-314-83). а) U–Pb график с конкордией, без учета неопределенностей константы распада ($n=12$); б) U–Pb конкордантный возраст 1013.0 ± 9.9 [0.97%] 95% conf. lim., MSWD = 0.00017).

Концентрации Sm и Nd в исследованных образцах гранитов ограничены интервалом 5.3–6.8 г/т, 31–40 г/т, при этом вариации величин $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ и $^{147}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ составляют всего лишь 1.6% и 0.003%, что в конечном итоге определяет близость T_{DM} 1902, 1910 млн лет, соответственно. Вычисленные, с учетом $t_{\text{U-Pb}}$ (1013 млн лет) двухстадийные оценки модельного возраста, также практически совпадают (2069, 2057 млн лет) (рис. 2). Поскольку, U–Pb возраст гранитов Рязановского массива значительно меньше Nd модельных датировок, последние следует интерпретировать «усредненным» смешанным источником, имеющим как минимум, раннепротерозойский возраст.

Становление гранитоидов Рязановского массива на рубеже мезо- и неопротерозоя (1013 ± 9.9 млн лет) отвечает раннему этапу орогенеза гренвильского возраста на юго-западе Сибирского кратона. В пределах ЕК в качестве возрастных аналогов процессов гренвильской складчатости также рассматриваются гранитогнейсовые купола, гранитоиды Гаревского комплекса, метапелиты низких/умеренных давлений и тектониты Северо- и Южно-Енисейского кряжа, а также метабазиты Рыбинско-Панибинского вулканического пояса (Лиханов, 2023; Лиханов и др., 2011, 2014, 2021; Kontorovich et al., 1997; Likhanov, 2019, 2022; Reverdatto et al., 2019).

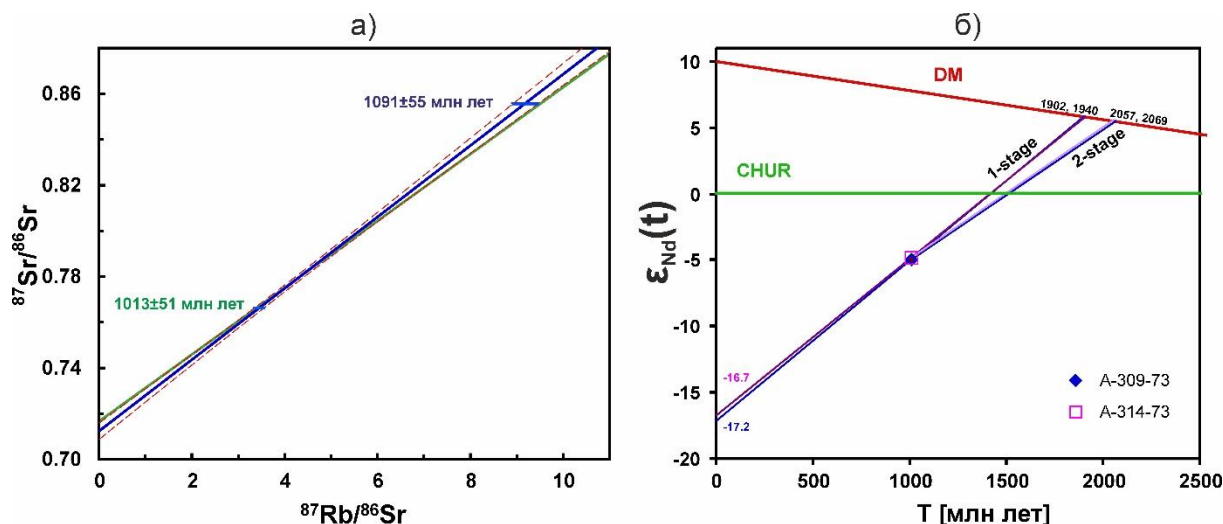


Рис. 2. (а) Rb-Sr эволюционная диаграмма (синим цветом) и (б) эволюция ^{147}Sm - ^{143}Nd изотопной системы для гранитов А-309-73 и А-314-73 Рязановского массива. 1-stage, 2-stage, 1902, 1940, 2057, 2069 — линии эволюции по одностадийной и двухстадийной Nd модели и соответствующие возраста (в млн лет).

Геодинамическая история региона сопоставляется с синхронной последовательностью и схожим стилем тектоно-термальных событий по периферии крупных докембрийских кратонов Лаврентии и Балтики, что подтверждает палеоконтинентальные реконструкции о вхождении Сибирского кратона в состав ядра суперконтинента Родинии (Torsvik, 2003). Представленные свидетельства позволяют разрешить ряд противоречий в трактовке ключевых вопросов геологии региона, например, ранние предположения об отсутствии на ЕК орогенных событий гренвильского возраста.

Работа выполнена за счет средств РНФ (проект № 21-77-20018-П).

Литература

Лиханов И.И. Свидетельства гренвильских и вальгальских тектонических событий на западной окраине Сибирского кратона (Гаревский метаморфический комплекс, Енисейский край) // Петрология. 2023. Т. 31(1). С. 49–80.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Вершинин А.Е. Тейский полиметаморфический комплекс в Заангарье Енисейского края – пример совмещенной зональности фациальных серий низких и умеренных давлений // Докл. АН. 2011. Т. 436 (4). С. 509–514.

Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Козлов П.С. Гренвильские тектонические события и эволюция Енисейского края, западная окраина Сибирского кратона // Геотектоника. 2014. Т. 48(5). С. 32–53.

Лиханов И.И., Зиновьев С.В., Козлов П.С. Бластомилонитовые комплексы западной части Енисейского края (Восточная Сибирь, Россия): геологическая позиция, эволюция метаморфизма и геодинамические модели // Геотектоника. 2021. Т. 55. № 1. С. 41–65.

Kontorovich A.E., Khomenko A.V., Burshtein L.M., Likhanov I.I., Pavlov A.L., Staroseltsev V.S., Ten A.A. Intense basic magmatism in the Tunguska petroleum basin, eastern

Likhanov I.I. Mass-transfer and differential element mobility in metapelites during multistage metamorphism of Yenisei Ridge, Siberia // Geological Society of London Special Publications. 2019. V. 478. P. 89–115.

Likhanov I.I. Provenance, Age and Tectonic Settings of Rock Complexes (Transangarian Yenisei Ridge, East Siberia): Geochemical and Geochronological Evidence // Geosciences (Switzerland). 2022. V. 12. No. 11. Art. 402.

Reverdatto V.V., Likhanov I.I., Polyansky O.P., Sheplev V.S., Kolobov V.Y. The Nature and Models of Metamorphism. Cham: Springer, 2019. 330 p.

Torsvik T.H. The Rodinia Jigsaw Puzzle // Science. 2003. V. 300. P. 1379–1381.

ЛИТОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВИЗИНГСКОЙ И УСТЬ-ПАЛЕГСКОЙ СВИТ СРЕДНЕГО ТИМАНА (ПОДНЯТИЕ ЧЕТЛАССКИЙ КАМЕНЬ)

В.Н. Паньков^{1,*}, А.В. Колесников¹, И.В. Латышева¹, А.В. Шацилло^{1,2}, В.А. Панькова¹

¹ Геологический институт РАН, Москва, *e-mail: pankov@ginras.ru

² Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, Москва

Поднятие Четласский камень расположено на границе республики Коми и Архангельской области и является самым высоким поднятием Среднего Тимана. Здесь в бассейне реки Мезенская Пижма и ее притоков обнажены многочисленные выходы позднедокембрийских комплексов терригенных пород. Наиболее древние части разреза представлены средне-позднерифейскими осадочно-метаморфическими образованиями, слагающими четласскую серию, которую несогласно перекрывают верхнерифейские комплексы быстринской серии. В сводном разрезе четласской серии выделяют светлинскую, новобобровскую и визингскую свиты, а быстринская представлена аныюгской (усть-палегской, джежимской), ворыквинской, павьюгской и паунской свитами. Протерозойские комплексы с размывом перекрыты девонскими терригенными и вулканогенно-обломочными образованиями, которые сменяют каменноугольные карбонатные и терригенно-карбонатные комплексы.

Нами были изучены выходы четласской и быстринской серий в естественных обнажениях по берегам реки Мезенская Пижма, а также ее притоков – рек Четлас и Березовая. *Визингская свита* залегает согласно или с локальным размывом на нижележащей новобобровской свите и представлена ритмичным переслаиванием алевролитов с включениями пирита и глауконита, кварцито-песчаников и кварц-хлорит-серицитовых сланцев. Суммарная мощность визингской свиты ~ 1800 м. Наиболее полный разрез свиты обнажен по берегу реки Визинга на поднятии Четласский Камень.

По составу отложений визингская свита расчленена на нижнюю, среднюю и верхнюю подсвиты (Опаренкова, Иванов, 1999). *Нижняя подсвита* представлена переслаиванием темно-серых без видимой слоистости алевролитов и мелко-среднезернистых светло-серых с видимой косою слоистостью песчаников. Мощность слоев алевролитов 30–100 см, песчаников – 30–80 см. В слоях алевролитов присутствуют тонкие прослои (0.5–7 см) темно-серых и черных аргиллитов. Далее наблюдается мелкое чередование алевролитов, аналогичных предыдущим, и светло-коричневых косослоистых песчаников. Мощность прослоев 1–5 см, суммарная мощность подсвиты составляет 720 м (Оловянишников, 1998). *Средняя подсвита* сложена преимущественно глинистыми сланцами с редкими прослоями темно-серых алевролитов и кварцито-песчаников. Аналогично предыдущей подсвите в слоях алевролитов присутствуют тонкие прослои (1–5 см) черных и темно-серых аргиллитов. Полная мощность подсвиты, вскрытой на реке Визинга, составляет 370 м (Опаренкова, Иванов, 1999). *Верхняя подсвита* характеризуется более грубозернистыми толщами, сложенными темно-серыми алевропесчаниками, средне-крупнозернистыми песчаниками и гравелитами с кварцевой и полевошпатовой галькой.

Усть-палегская (аныюгская) свита с размывом залегает на отложениях визингской свиты. В основании залегают прослои (до 3.5 м) гравелитов и конгломератов, состоящих из кварцевых, кварцитовых, полевошпатовых и гранитных галек. На них залегают мощные ритмичные слои кварцито-песчаников, глинистых сланцев, алевролитов и аргиллитов. Эти отложения с размывом перекрыты песчаниками среднего девона. Суммарная мощность усть-палегской свиты по данным В.Г. Оловянишникова (1998) составляет не менее 1000 м. В ходе лабораторных работ были изготовлены прозрачные шлифы из отобранных образцов алевролитов и песчаников визингской и усть-палегской свит для изучения петрографического состава. Содержания редкоземельных элементов (РЗЭ) определялись методом ICP MS. Интерпретация результатов химических анализов проводилась с использованием индикаторных соотношений и коэффициентов, применяющихся для

уточнения условий и обстановок осадконакопления. Графики были построены при помощи программы Iqpet (igneous petrology software), позволяющей использовать графические процедуры для обнаружения и интерпретации закономерностей геохимических изменений.

Песчаники усть-палегской свиты представлены мелкозернистыми кварц-полевошпатовыми разностями с обломочной структурой, сложенные зернами кварца, полевого шпата, глинистыми минералами и слюдой. Зерна минералов имеют разную степень окатанности, что говорит об изменении условий переноса и переотложения обломочного материала из источников сноса. Алевролиты визингской и усть-палегской свит сложены преимущественно зернами кварца разной степени окатанности, глинистыми минералами, чешуйками слюды и полевых шпатов. Текстура алевролитов, как правило, слоистая и обусловлена чередованием зерен минералов и прослоев глинистого материала. По распределению РЗЭ в терригенных породах усть-палегской и визингской свит выражено схожее распределение. Породы обогащены легкими РЗЭ и обладают хорошо выраженной Eu-ой аномалией. Интервал значений Eu/Eu^* , нормированных по хондриту, для пород усть-палегской свиты составляет $Eu/Eu^*=0,54-0,61$, для пород визингской свиты – $Eu/Eu^*=0,56-0,61$, что близко к средним значениям этого коэффициента в осадочных породах фанерозоя, образованных за счет разрушения кислых магматических пород. Эти характеристики соответствуют риолитам активных континентальных окраин. Нормированные на хондрит спектры распределения РЗЭ аналогичны спектрам NACS и PAAS, которые, как считается, отражают средний состав континентальных областей источника.

Опираясь на особенности строения разрезов, минеральный состав, а также участие в источниках сноса как рециклированного осадочного материала, так и кислых магматических комплексов, можно предположить, что накопление усть-палегской и визингской свит происходило в пределах активной или пассивной континентальной окраины. Кроме того, в ходе исследования терригенных отложений визингской и усть-палегской свит был обнаружен комплекс остатков представителей организмов эдиакарского типа, а также многочисленных макропроблематик биологической природы, приуроченных к условиям крайнего мелководья. Среди них можно выделить многочисленные арумбериеморфные микробиально-индуцированные осадочные текстуры (MISS), а также представителей эдиакарского индекс-таксона *Palaeopascichnus*. Новые находки мягкотелых организмов на Среднем Тимане помогут существенно уточнить и палеонтологически обосновать возраст четласской и быстринской серий.

Исследование проведено при финансовой поддержке гранта РФФИ № 24-77-10030.

Литература

Оловянишников В.Г. Верхний докембрий Тимана и полуострова Канин. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 164 с.

Опаренкова Л.И., Иванов Н.Ф. Легенда Тиманской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200000 (издание второе) / Ред. В.Г. Колокольников, 1999. Ухта.

НОВЫЕ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ ИСКОПАЕМЫХ ОСТАТКОВ ЭДИАКАРСКОГО ТИПА НА СРЕДНЕМ УРАЛЕ

В.Н. Паньков*, В.А. Панькова, А.В. Колесников

Геологический институт РАН, Москва, *e-mail: pankov@ginras.ru

В настоящем сообщении приведены первые результаты изучения новых, ранее неизвестных, местонахождений палеонтологических остатков мягкотелых организмов эдиакарского типа из верхнего венда западного склона Среднего Урала. Полевые исследования были проведены в августе–сентябре 2024 г. и в августе 2025 г. в среднем течении р. Косьва в районе Широковского водохранилища в Губахинском и Кизеловском

муниципальных районах Пермского края. В стратиграфическом смысле местонахождения приурочены к чернокаменной свите сыльвицкой серии.

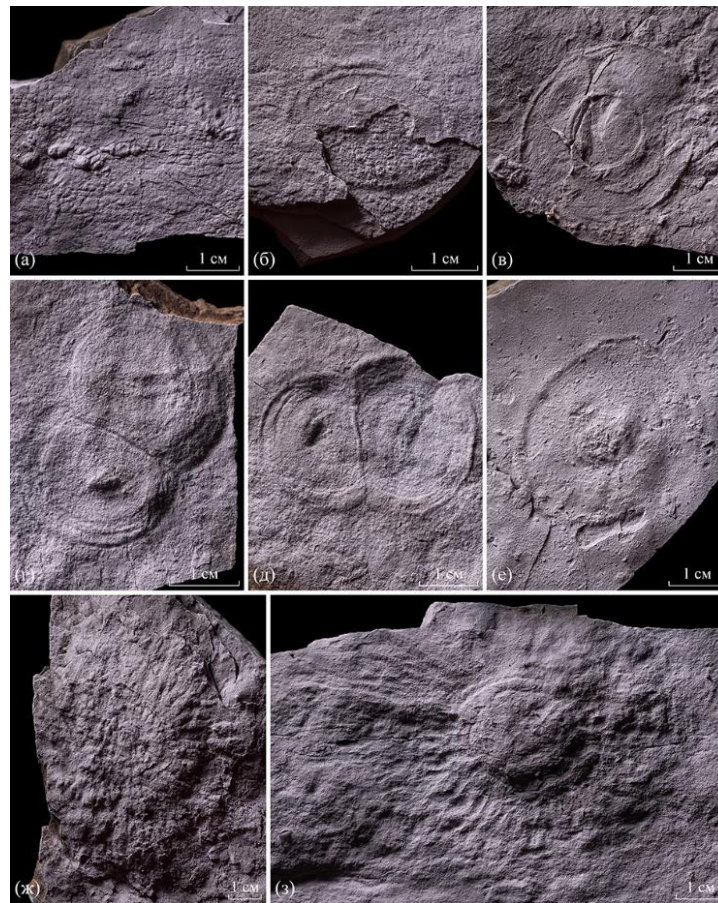


Рис.1. Остатки эдиакарского типа из местонахождения г. Лысая, Кизеловский муниципальный район Пермского края: (а) – палеопасцихниды, (б) – чуариоморфы, (в–е) – аспиделломорфы, (ж, з) – мавзонитоморфы.

Местонахождение, обнаруженное в 2024 г., расположено на правом берегу р. Косьвы в северной части Широковского водохранилища на южном склоне г. Лысая. Здесь обнажена средняя часть чернокаменной свиты, сложенная мощными пачками переслаивающихся аргиллитов, алевролитов и песчаников (рис. 1). Палеонтологические остатки представлены объемными слепками и отпечатками на подошвах алевролитов и мелкозернистых песчаников. Среди них выявлены представители палеопасцихнид (*Palaeopascichnus linearis*), чуариоморф (*Beltanelliformis kononovoi*), мавзонитоморф (*Mawsonites* sp.), аспиделломорф (*Aspidella* sp.), фронтиморф (*Charniodiscus* sp.) и рангеоморф (*Charnia* sp.). Второе местонахождение, обнаруженное в 2025 г., расположено в среднем течении р. Косьвы, на левом берегу Широковского водохранилища в заливе р. Прикашерка (урочище Тундрино) (рис. 2). В ходе полевых работ было установлено, что палеонтологические остатки приурочены к мощным выходам пачек переслаивающихся алевролитов и песчаников с тонкими прослоями аргиллитов верхней части чернокаменной свиты. Среди палеонтологических остатков выявлены представители палеопасцихнид (*Palaeopascichnus linearis*, *P. delicatus*, *P. gracilis*), аспиделломорф (*Aspidella* sp.) и вертикальных норок зарывания (*Bergaueria* sp.).

Таким образом, можно сделать предварительные выводы, что обнаружение большого количества остатков мягкотелых организмов эдиакарского типа с высокой степенью сохранности в новых местонахождениях в Пермском крае существенно расширяет представления как об их частоте встречаемости, так и плотности палеогеографического расселения. Кроме того, становится очевидно, что таксономическое разнообразие мира

мягкотелых организмов венда, как и палеонтологический потенциал всего Среднего Урала были раскрыты далеко не полностью.

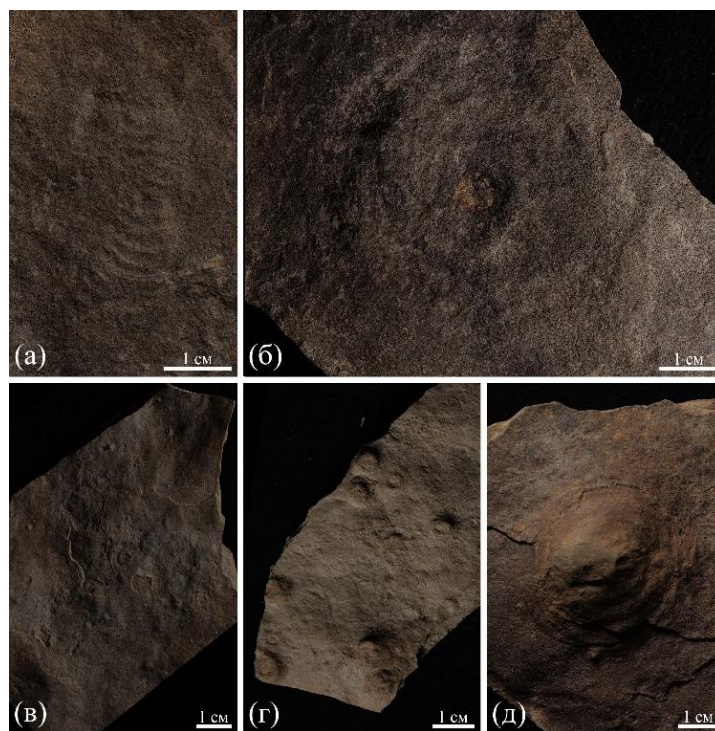


Рис. 2. Остатки эдиакарского типа из местонахождения р. Прикашерка, Губахинский муниципальный район Пермского края: (а) – *Palaeopascichnus delicatus*, (б, д) – *Aspidella* sp., (в, г) – *Bergaueria* sp.

Исследования проведены при финансовой поддержке гранта РНФ № 24-77-10030.

РАЗРЕЗ УСТЬ-СЫЛВИЦКОЙ СВИТЫ СЫЛВИЦКОЙ СЕРИИ ВЕРХНЕГО ВЕНДА СРЕДНЕГО УРАЛА НА ШИРОКОВСКОМ ВОДОХРАНИЛИЩЕ (ПЕРМСКИЙ КРАЙ)

**В.А. Панькова^{1,*}, В.Н. Паньков¹, А.В. Колесников¹, Н.Б. Кузнецов¹, А.В. Шацилло^{1,2},
И.В. Латышева¹, Т.В. Романюк²**

¹ Геологический институт РАН, Москва, *e-mail: pankova@ginras.ru

² Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва

В данном сообщении приведены результаты исследования разреза усть-сылвицкой свиты сылвицкой серии верхнего венда в обнажениях по берегам Широковского водохранилища в бассейне среднего течения р. Косьвы (Пермский край), а также по обочине трассы «Северный широтный коридор» №57К-0001 примерно в 300 м от кругового движения в сторону г. Губаха.

Изначально стратотип усть-сылвицкой свиты был установлен Б.Д. Аблизиним с соавторами (1982) на правом берегу р. Чусовой ниже по течению от устья р. Сылвицы. Авторы отмечали, что свита сложена красновато-бурыми, сиренево-коричневыми и зеленовато-серыми мелко- и среднезернистыми полимиктовыми песчаниками с горизонтальной, косой слоистостью и без видимой слоистости с прослоями алевролитов и аргиллитов. С нижележащей чернокаменной свитой усть-сылвицкая свита имела постепенный переход, а контакт с вышележащими отложениями (песчаники такатинской свиты нижнего девона) отвечал поверхности размыва. По данным Б.Д. Аблизина с соавторами (1982), мощность усть-сылвицкой свиты в стратотипической местности составляла 350 м. Позже, Ю.Р. Беккер (1988) сообщил, что в стратотипе представлена только ее нижняя часть, а наиболее полный разрез можно наблюдать в левом борту долины

р. Усьвы в обнажении Красная Гора. Однако, Д.В. Гражданкин с соавторами (2010) по результатам своих исследований сделали вывод, что разрез усть-сылвицкой свиты лучше обнажен в стратотипической местности, а среднезернистые светло-серые песчаники, выходящие на поверхность в долине р. Усьвы ниже по течению от о-ва Черемухового, которые Ю.Р. Беккер (1988) считал принадлежащими усть-сылвицкой свите, должны быть отнесены к чернокаменной свите. Указанные песчаники выделены Д.В. Гражданкиным с соавторами в черемуховскую подсвиту, а пестроцветные отложения в скале Красная Гора – в крутихинскую подсвиту чернокаменной свиты. С другой стороны, авторы осторожно предположили, что одновозрастность усть-сылвицкой свиты и, также выделенной ими, кобылоостровской подсвиты чернокаменной свиты не исключена, и такая корреляция требует дополнительных исследований (Гражданкин и др., 2010). Стоит также отметить, что какие-либо палеонтологические остатки в усть-сылвицкой свите предыдущими исследователями не были обнаружены.

В 2024 г. нами были проведены исследования усть-сылвицкой свиты в ее стратотипической местности в бассейне р. Чусовой в районе устья р. Сылвицы, а также севернее – по берегам Широковского водохранилища (среднее течение р. Косьва) и недалеко от г. Чусовой в Пермском крае. В результате установлено, что разрез усть-сылвицкой свиты в районе Широковского водохранилища является наиболее полным и представительным. Мощность свиты в нем достигает 650 м.

Выходы усть-сылвицкой свиты представлены разнообразными литотипами пород: алевропесчаниками, алевролитами, мелкозернистыми и среднезернистыми песчаниками и аргиллитами. Породы сложены кварцем, полевыми шпатами и различными обломками пород в разных соотношениях с присутствием второстепенных и аксессуарных минералов таких, как хлорит, слюда (мусковит и измененный биотит), циркон, глауконит. Цемент, в основном, глинистый неразделенный и хорошо различимый хлоритовый, встречается карбонатный (кальцитовый) цемент. Текстура пород также разнообразная: однородная без видимой слоистости, слабо косослоистая, крупно косослоистая, ровно горизонтально-, волнистослоистая. Слоистость обусловлена различиями в размере зерен и составе. Косые серии встречены от мелкомасштабных до крупных мульдобразных и многоэтажных. На кровле песчаников и алевролитов присутствуют знаки крупной волновой ряби, а на подошве – многочисленные слепки эрозионных текстур размыва (flute casts). В породах встречается мелкая аргиллитовая галька шоколадного цвета, расположенная преимущественно параллельно слоистости.

В ходе полевых исследований разрезов сылвицкой серии в центральной части Кваркушско-Каменногорского антиклинория было установлено, что в усть-сылвицкой свите по определенным характеристикам может быть выделено три подсвиты: нижняя, средняя и верхняя. Нижняя подсвита усть-сылвицкой свиты охарактеризована наличием буроватых, серых, серо-зеленых песчаников с крупной мульдобразной многоэтажной косой слоистостью, горизонтальной, а также волнистой слоистостью. Слоистость часто подчеркнута скоплениями плоских аргиллитовых галек шоколадного цвета. В качестве еще одного характерного признака выступают тонкие прослои мелкозернистых песчаников коричневого цвета. На верхних поверхностях напластования песчаников широко распространены знаки волновой ряби, в то время как на подошвах часто расположены слепки эрозионных текстур размыва (flute casts). Мощность нижней подсвиты усть-сылвицкой свиты оценена нами примерно в 540 м.

Для средней подсвиты характерно отсутствие видимой слоистости, серо-зеленый цвет пород, преобладание зерен песчаной размерности (песчаники тонко- и мелкозернистые), наличие слоя апопелловых глин белого цвета мощностью 20 см (Кузнецов и др., 2017), и расположенного под ними слоя тонкозернистых песчаников с ярко-рыжими горизонтально ориентированными зернами калиевых полевых шпатов. Мощность средней подсвиты оценена нами в 30 м. Строение верхней подсвиты имеет более разнообразный цвет и состав пород, появляются маломощные прослои алевролитов и аргиллитов между слоями

коричневых, зеленых, светло-зеленых, бурых средне-, тонко- и мелкозернистых песчаников без видимой слоистости, с косой и волнистой слоистостью. В отдельных слоях можно встретить чередование песчаников разной зернистости: от тонко- до среднезернистых. В этой части разреза на поверхностях напластования алевролитов и аргиллитов встречены многочисленные микробиальные текстуры типа *Arumberia*, характерные для крайне мелководных обстановок осадконакопления (Kolesnikov et al., 2017; McMahon et al., 2022). В нижней и средней подсвитах усть-сылвицкой свиты такие текстуры не обнаружены. Мощность верхней подсвиты по нашим оценкам достигает 80 м.

Общая мощность нижней подсвиты в районе Широковского водохранилища составляет 540 м, что существенно больше мощности (до 350 м) в стратотипе свиты по р. Чусовой ниже устья р. Сылвицы (Аблизин и др., 1982; Гражданкин и др., 2010). В этих разобренных (90–100 км) разрезах состав и строение нижней подсвиты усть-сылвицкой свиты однотипны: подсвита представлена преимущественно мощными слоями буроватых, серых до серо-зеленых среднезернистых песчаников с крупной мульдобразной многоэтажной разнонаправленной косой слоистостью, часто подчеркнутой скоплениями плоских аргиллитовых галек шоколадно-коричневого цвета. По всей видимости, в стратотипической местности обнажена только нижняя часть усть-сылвицкой свиты.

Таким образом, изученные нами выходы усть-сылвицкой свиты в районе Широковского водохранилища и у г. Чусовой в сравнении со стратотипом, установленным в бассейне р. Чусовая у устья р. Сылвица, существенно более полные, хорошо обнаженные и легкодоступные, и могут быть предложены в качестве составного гипостратотипа.

Исследования проведены при финансовой поддержке гранта РНФ № 24-77-10030.

Литература

Аблизин Б.Д., Ключина М.Д., Курбацкая Ф.А., Курбацкий А.М. Верхний рифей и венд западного склона Среднего Урала. М.: Наука, 1982. 140 с.

Беккер Ю.Р. Молассы докембрия. Л.: Недра, 1988. 288 с.

Гражданкин Д.В., Маслов А.В., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л. Осадочные системы сылвицкой серии (верхний венд Среднего Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 2010. 280 с.

Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Крупенин М.Т., Романюк Т.В., Маслов А.В. Результаты геохронологического и изотопно-геохимического изучения циркона из туфов сылвицкой серии (западный склон Среднего Урала): к происхождению пепловых прослоев в вендских толщах Восточно-Европейской платформы // Докл. АН. 2017. Т. 473. № 3. С. 341–345.

Kolesnikov A.V., Danelian T., Gommeaux M., Maslov A.V., Grazhdankin D.V. *Arumberiamorph* structure in modern microbial mats: implications for Ediacaran palaeobiology // Bull. Soc. géol. Fr. 2017. V. 188. № 5. P. 57–66.

McMahon W.J., Davies N.S., Liu A.G., Went D.J. Enigma variations: characteristics and likely origin of the problematic surface texture *Arumberia*, as recognized from an exceptional bedding plane exposure and the global record // Geological Magazine. 2022. V. 159. № 1. P. 1–20.

ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ ТАСЕЕВСКОЙ СЕРИИ ПО МАТЕРИАЛАМ БУРЕНИЯ ПОИСКОВО-ОЦЕНОЧНОЙ СКВАЖИНЫ ЧУНСКАЯ-1

В.С. Парасына^{1*}, А.Ю. Петухов², О.В. Гутина¹, Н.В. Прицан¹, В.Г. Худорожков³

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт, Москва, Россия,

* e-mail: Victorparasyna@mail.ru

² ПАО «Газпром», Санкт-Петербург, Россия

³ Независимый эксперт, г. Красноярск, Россия.

Скважина Чунская-1 пробурена в пределах Богучано-Манзинского выступа, осложняющего Присяно-Енисейскую синеклизу, площадь, которой более 300 000 км². Это самая юго-западная надпорядковая структура Сибирской платформы, расположенная в

пределах Красноярского края и достаточно близко от промышленных центров, с развитой инфраструктурой, с проходящим в непосредственной близости нефтепроводом Куюмба – Тайшет.

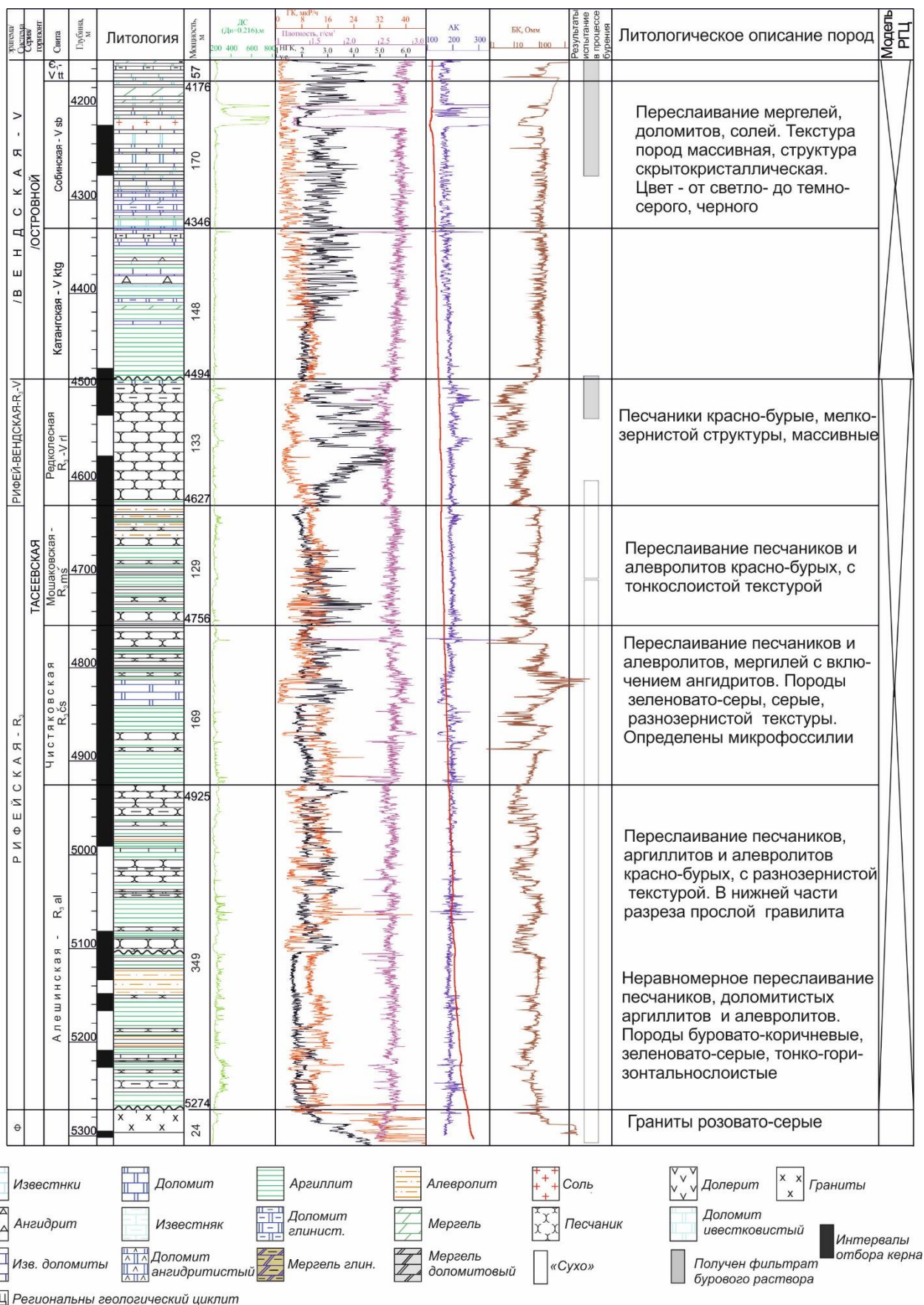


Рис. 1. Опорный геолого-геофизический разрез рифейских и вендских отложений в скважине Чунская-1

Фактическая глубина скважины составила 5355.7 м. Скважиной вскрыты отложения от нижнего протерозоя до четвертичных отложений включительно. Кристаллические образования фундаменты, представлены биотитовыми гранитами с возрастом 1896 ± 18 – 1883 ± 30 млн. лет. Они датируются как нижнепротерозойские. Впервые в пределах Присяно-Енисейской синеклизы вскрыты на полную мощность (выход керна 99 %) карбонатно-глинисто-терригенные отложения тасеевской серии (алешинская, чистяковская, мошакская свиты) верхнего рифея и редколесная свита верхнего рифея–венда, общей мощностью 780 м, которые с глубоким стратиграфическим несогласием залегают на образованиях кристаллического фундамента (рис. 1).

По результатам бурения скважины Чунская-1 выполнено детальное описание кернового материала по отложениям тасеевской серии, проведена стратификация вскрытого разреза, составлен опорный геолого-геофизический разрез (рис. 1). Изучены условия формирования пород тасеевской серии, уточнена схема фациального районирования верхнерифейских–вендских отложений (Парасына, 2018). В отложениях чистяковской свиты, обнаружены и определены микрофоссилии (Парасына и др. 2018).

Осадки тасеевского времени формировались в прибрежно-морских обстановках мелководного моря, в период завершающейся позднепротерозойской стадии развития геосинклиналей. Они отнесены к молассовым отложениям, которые откладывались на выровненную поверхность, вблизи областей сноса. Присутствие в отложениях серии грубозернистых разностей и глауконита свидетельствует о тектонической активности в области сноса (алешинское время) и увеличении глубины бассейна осадконакопления (чистяковское время). Существенные изменения мощностей тасеевской серии отражают унаследованное развитие по отношению к структурам геосинклинального периода. Все эти факторы, наряду с геохронологическими данными по абсолютному возрасту (Rb-Sr метод) пород тасеевской серии, значения которого изменяются от 617 до 740 млн. лет, позволяют утверждать о ее верхнерифейском возрасте (Гутина, Сидорас, 2001; Решение..., 2001).

Проблема стратификации разреза тасеевской серии остается актуальной до настоящего времени. Она датируется как вендом (Решение..., 1989), так и верхним рифеем (Решение..., 2001).

Разрез тасеевской серии, вскрытый скважиной Чунская-1, может быть взят как опорный для Нижнеангарского фациального района, Тасеевской фациальной зоны. В этой связи необходимо провести геохронологическое датирование тасеевского разреза, в скважине Чунская-1, различными имеющимися геохронологическими методами, с целью определения абсолютного возраста этих пород.

Литература

Гутина О.В., Сидорас С.Д. Результаты геохронологических исследований отложений венда и протерозоя юго-западной части Сибирской платформы. / Стратиграфия и нефтегазоносность венда–верхнего рифея юго-западной части Сибирской платформы. Красноярск: КНИИГиМС, 2001, с. 83–100.

В.С. Парасына, В.В. Рыбальченко, Гутина О.В. Тасеевская серия Восточной Сибири (Стратиграфия, литология, условия формирования, нефтегазоносность). Москва: Изд-во ФГБУ «ВНИГНИ», 2018. 327 с.

Решения рабочего совещания СибРМСК «Стратиграфия и нефтегазоносность венда–верхнего рифея юго-западной части Сибирской платформы». Красноярск: КНИИГиМС, 2001, с. 100–101.

Решения четвертого межведомственного стратиграфического совещания по уточнению и дополнению стратиграфических схем венда и кембрия внутренних районов Сибирской платформы. Новосибирск, 1989, 64 с.

СТРАТИФИКАЦИЯ КЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА, МОЛЕКУЛЯРНЫЕ СЛЕДЫ БИОТЫ

Т.М. Парфенова

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, e-mail: parfenovatm@ipgg.sbras.ru

В Хараулахских горах Северного Верхоянья наблюдаются естественные выходы отложений верхнего протерозоя и фанерозоя (Виноградов, 1962 и др.). На обнажениях левого берега р. Лена вблизи поселка Чекуровка сотрудниками ИНГГ СО РАН проводилось изучение разрезов верхнего протерозоя и палеозоя. Автором выполнялись полевые наблюдения, отбор проб из хараютэхской (венд), тюсэрской, сэктэнской, маяктахской и огоньорской (кембрий) свит для изучения геохимии минерального и органического вещества (ОВ). Новые результаты анализа этих пород и ОВ публикуются с 2016 г. (Парфенова и др., 2016а, 2016б; Мельник, Парфенова, 2025 и др.). Настоящее исследование направлено на выявление геохимических признаков стратификации, особенностей состава и распределения ОВ в кембрийских отложениях, критериев реконструкции изменения обстановок седиментации и биологических сообществ морских бассейнов. Ниже представлены основные результаты и выводы.

1. *Граница венда и кембрия.* Тюсэрская свита нижнего кембрия залегает на хараютэхских отложениях. Песчаники в основании свиты темно-серые, черные, насыщены битумом. Ранее выполненные исследования (Виноградов, 1962 и др.) позволили сделать вывод, что породы кембрия залегают на вендских со стратиграфическим и угловым несогласием. Однако, в устье ручья Бискеебит в кровле хараютэхской свиты показаны линзы песчаников (мощностью до 1–2 см, длиной до 10–15 см). Их внешний облик близок песчаникам из основания тюсэрской свиты (Мельник, Парфенова, 2025). Линзы расположены в известняках параллельно напластованию, что указывает на отсутствие существенного перерыва в осадконакоплении.

2. *Краткая литолого-геохимическая характеристика пород и ОВ.*

В битуминозных песчаниках основания тюсэрской свиты нижнего кембрия содержание в породах нерастворимого остатка (НО) равно 74–94%, органического углерода ($C_{орг}$) – 0,07–0,61%, хлороформенного битумоида ($b_{хл}$) – 0,008–0,03%. Содержание в битумоидах фракций метано-нафтеновой (Me) и нафено-ароматической (Ar) изменяются в пределах 8–31% и 4–45%, соответственно. Среди УВ в низких содержаниях присутствуют 12- и 13-монометилалканы, происхождение которых связывают с рифейской биотой (Петров, 1984; Peters et al., 2005 и др.). Соотношение стеранов C_{29}/C_{27} изменяется от 0,9 до 1,3, отношение (стераны+прегнаны)/терпаны – от 0,2 до 0,4. Выше по разрезу наблюдается силл долерита. На нем залегают зеленовато-красноватые, серые и темно-серые известняки. Содержание НО равно 6–14%, $C_{орг}$ – 0,03–0,14%, аллохтонного (мигрировавшего) $b_{хл}$ – 0,002–0,04%. В породах общее содержание серы ($S_{общ}$) изменяется в интервале 0,01–0,14%, оксидов железа ($Fe_2O_{3общ}$) – 0,24–0,55%. Отношение пиритного $Fe_{пир}$ к $C_{орг}$ ($Fe_{пир}/C_{орг}$) по (Страхов, Залманзон, 1955) варьируют от 0,06 до 3,9. В аллохтонных битумоидах содержание Me – 31–68%, Ar – 3–7%. На хроматограммах УВ видны аномально высокие пики 12- и 13-монометилалканов. Значения C_{29}/C_{27} лежат в пределах 0,9–2,6, (стераны+прегнаны)/терпаны – 0,04–0,4. Горизонтальное залегание слоев известняков нарушают кальцитовые жилы, заполненные битумом. В них концентрации $C_{орг}$ – 0,08–1,38%, $b_{хл}$ – 0,002–0,23%. Содержание Me – 59–65%, Ar – 7–9%. Отмечены высокие содержания 12- и 13-монометилалканов. Соотношение C_{29}/C_{27} варьирует от 1,3 до 1,9, отношение (стераны+прегнаны)/терпаны – от 0,1 до 0,4.

В сэктэнской свите нижнего и среднего кембрия выделено пять пачек (Парфенова и др., 2016а и др.). Пачка I сложена чередующимися серыми, толстоплитчатыми иногда комковатыми известняками, глинистыми и доломитистыми известняками. Пачка II –

преимущественно известняки. В ней зафиксированы 2 прослоя обогащенных ОВ глинисто-кремневых пород и силицитов мощностью 0.05–0.07 и 0.3 м. Пачка III сложена тонкослоистыми и тонкоплитчатыми обогащенными ОВ глинисто-кремневыми породами и глинисто-кремневыми известняками. В основании пачки IV залегает слой плитчатых, от серых до черных глинисто-кремневых пород. Вверх по разрезу наблюдаются слои серых плитчатых глинистых известняков. Пачка V сложена тонкоплитчатыми углеродистыми кремневыми и глинистыми известняками. Породы пачек II–V, в которых концентрации НО лежат в интервале 28–92 %, $S_{\text{общ}}$ в породах – 0.12–0.38 %, $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$ – 0.2–2.11%, содержат $C_{\text{орг}}$ от 1.1 до 4,7 %. Максимальные количества $C_{\text{орг}}$ и железа характеризуют прослои глинисто-кремневых пород и силицитов пачки II. Значения $\text{Fe}_{\text{пир}}/C_{\text{орг}}$ изменяются от 0.03 до 0.27. Концентрации $b_{\text{хл}}$ равны 0.016–0.061 %. В них Me составляют 17.2–37.5 %, Ar – 3.1–8.5%. Среди УВ на хроматограммах видны низкие пики 12- и 13-монометилалканов. В карбонатных породах пачек I, II и IV концентрация НО изменяется от 3.1 до 13.4 %, $C_{\text{орг}}$ – от 0.01 до 0.27 %. В силиците пачки IV НО составляет 89 %, $C_{\text{орг}}$ – 0.36 %. В этих породах содержание $S_{\text{общ}}$ – 0,06–0,16 %, $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$ – 0,08–0,61%, $b_{\text{хл}}$ – 0,002–0,048 %. Отношение $\text{Fe}_{\text{пир}}/C_{\text{орг}}$ изменяется от 0.40 до 8.40. Содержание Me и Ar фракций подобно битумоидам обогащенных ОВ пород. На диаграмме зависимости отношения (стераны+прегнаны)/терпаны от стеранов C_{29}/C_{27} группируются в одну область. Значения C_{29}/C_{27} изменяются от 0.8 до 1.8, (стераны+прегнаны)/терпаны – от 0.3 до 0.6. В битумах жил, секущих сэктэнскую свиту, и битумоидах известняков отмечены высокие содержания 12- и 13-монометилалканов.

На обогащенных ОВ породах сэктэнской свиты согласно залегают массивные светло-серые глинистые и доломитовые известняки маяктахской свиты среднего кембрия. В них содержание НО изменяется от 4 до 17 %, $C_{\text{орг}}$ – от 0.03 до 0.19 %, $S_{\text{общ}}$ – от следов до 0.05–0.36 %, $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$ – 0.26–0.45%, аллохтонного $b_{\text{хл}}$ – 0.002–0.031 %, отношение $\text{Fe}_{\text{пир}}/C_{\text{орг}}$ – 0.60–10.08. Фракция Me составляет 31–63%, Ar – 3–4%. Среди УВ часто видны высокие пики 12- и 13-монометилалканов. Наблюдается широкий разброс значений C_{29}/C_{27} (1.0–3.0) и (стераны+прегнаны)/терпаны (0.1 до 0.4).

Огоньорская свита среднего и верхнего кембрия согласно залегает на породах маяктахской свиты. Она представляет собой серию чередующихся ритмичных слоев глинисто-кремнисто-карбонатного состава, слагающих флишеидную толщу. С несогласием ее перекрывают песчаники, алевролиты и аргиллиты пермских отложений (Парфенова и др., 2016б и др.). Содержание НО изменяется от 4.0 до 71 %, $C_{\text{орг}}$ – от 0.04 до 6.0 %, $S_{\text{общ}}$ – от 0.05 до 1.17 %, $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$ – 0.24–3.48%, $b_{\text{хл}}$ – от 0.004 до 0.3%, отношение $\text{Fe}_{\text{пир}}/C_{\text{орг}}$ – 0.11–2.94. Содержание Me – 28–60%, Ar – 5–18%. В следовых количествах присутствуют 12- и 13-монометилалканы. Выявлено два типа распределения стеранов, для одного характерны приблизительно равные содержания гомологов C_{27} и C_{29} , для второго доминирование C_{29} . С увеличением значений C_{29}/C_{27} от 0.8 до 2.0 отношение (стераны+прегнаны)/терпаны растет в интервале 0.3–1.1.

Стратификация кембрийского разреза, кроме смены литологии пород, отражается в резком изменении содержания, состава компонентов минерального вещества и органического, в распределении мигрировавших аллохтонных битумоидов.

4. *Реконструкция солёности вод.* Известно, что в пресноводных субокислительных обстановках соотношение $\text{Fe}_{\text{пир}}/C_{\text{орг}}$ меньше 0.03–0.06, в морских восстановительных и субвосстановительных больше 0.1–0.2 (Страхов, Залманзон, 1955). Изменение значений $\text{Fe}_{\text{пир}}/C_{\text{орг}}$ свидетельствует, что в основном солёность вод морей кембрия была нормально-морской. Неустойчивая солёность, вероятно, была при накоплении осадков тюсэрских и сэктэнских отложений. Максимальное опреснение вод, по-видимому, происходило при формировании тонких слоев обогащенных ОВ пород пачки II сэктэнской свиты, для которых $\text{Fe}_{\text{пир}}/C_{\text{орг}}$ равно 0.03.

5. *Следы изменений водорослево-бактериальных сообществ.* Состав и распределение биомаркеров используют для реконструкции биологических источников ОВ, условий

седиментации (аэрация, соленость бассейна и др.), оценки диагенеза, катагенеза и гипергенеза ОВ (Петров, 1984; Peters et al., 2005 и мн. др.). Установленная аномальная высокая зрелость ОВ вендских и кембрийских отложений (Мельник, Парфенова, 2025, Парфенова и др., 2016а, 2016б и др.) ограничивает возможность интерпретировать молекулярные индикаторы для достоверной диагностики обстановок накопления и низкотемпературного преобразования обогащенных и обедненных ОВ пород. Несмотря на это, представленные выше особенности состава алканов, стеранов и терпанов ОВ свит кембрия одного разреза мощностью ~ 500 м, переживших одинаковую геологическую историю, позволяют утверждать следующее. Аллохтонные битумоиды карбонатных пород и битумы кальцитовых жил тусэрской, маяктахской, сэктэнской и огоньорской свит по высокому содержанию 12- и 13-монометилалканов (Петров, 1984), повышенным ($>1,3$) значениям C_{29}/C_{27} и пониженным ($<0,4$) величинам (стераны+прегнаны)/терпаны характеризуют следы верхнепротерозойской биоты. Они, вероятно, были генерированы или докембрийскими углеродистыми породами северо-восточного обрамления Сибирской платформы, которые еще предстоит выявить в разрезе, или мигрировали из нефтяной залежи, связанной с протерозойским источником. Состав и распределение биомаркеров битумоидов сэктэнской и огоньорской свит показало: 1) микробиота кембрия отличалась от верхнепротерозойской; 2) в огоньорском морском бассейне обитали, чередуясь во времени, разные водорослево-бактериальные сообщества, одно из которых имеет черты сходства с биотой сэктэнских морей.

Работа выполнена в рамках проекта НИР № FWZZ-2022-0011.

Литература

Виноградов В.А. Стратиграфия синийских и кембрийских отложений Северного Хараулаха / Сб. статей по палеонтологии и стратиграфии. Л.: НИИГА, 1962. С. 5–22.

Мельник Д.С., Парфенова Т.М. Органическая геохимия пород средней подсвиты хараутэхской свиты венда (Чекуровская антиклиналь, северо-восточное обрамление Сибирской платформы) // Геология и геофизика. 2025. № 3. С. 378–394.

Парфенова Т.М., Меленевский В.Н., Коровников И.В. Геохимия органического вещества углеродистых пород сэктэнской свиты нижнего и среднего кембрия (Чекуровская антиклиналь, северо-восток Сибирской платформы) // Геология нефти и газа. 2016а. № 6. С. 97–106.

Парфенова Т.М., Меленевский В.Н., Коровников И.В. Оценка потенциально нефтегазопроизводивших пород огоньорской свиты среднего и верхнего кембрия (северо-восток Сибирской платформы) // Нефтегазовая геология. Теория и практика: электрон. науч. журнал. 2016б. Т. 11. № 4. http://www.ngtp.ru/rub/1/40_2016.pdf

Петров А.А. Углеводороды нефти. М.: Наука, 1984. 263 с.

Страхов Н.М., Залманзон Э.С. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии // Известия академии наук СССР: серия геологическая. 1955. № 1. С. 34–51.

Peters K.E., Walters C.C., Moldowan J.M. The biomarker guide. 2nd ed. New York: Cambridge University Press, 2005. 1155 p. doi: 10.1017/CBO9780511524868

ПРИМЕНЕНИЕ ПАЛЕОМАГНИТНОГО МЕТОДА ДЛЯ УТОЧНЕНИЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО ПОЛОЖЕНИЯ РАЗРЕЗА «ШАНХАЙ» (ВЕРХНИЙ ВЕНД, ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Н.П. Парфирьев¹, К.Н. Данукалов¹, И.В. Голованова¹, Р.Ю. Валиева¹

¹ Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук, г. Уфа,

*e-mail: parfirjev.nikita@yandex.ru

Разрез «Шанхай» расположен в районе г. Усть-Катав (Челябинская область). Разрез представлен преимущественно красноцветными тонкоплитчатыми алевролитами с

подчиненным содержанием буроватых песчаников в верхней его части. Средняя часть обнажения перекрыта осыпью видимой мощностью несколько десятков метров, разделяющей нижнюю (в которой найден туфовый прослой) и верхнюю части обнажения. Сверху вендские отложения перекрыты с небольшим угловым несогласием песчаниками такатинской свиты нижнего девона.

Породы разреза относятся к верхнему венду, но его точное стратиграфическое положение вызывает вопросы. Для разреза получены две разные возрастные датировки, по одной из которых разрез относят к зиганской свите (Гражданкин и др. 2011), по другой к басинской свите (Рязанцев и др. 2023). Обе эти свиты имеют сходный литологический состав и в отсутствие разделяющей их куккараукской свиты, трудно различимы. Для уточнения стратиграфического положения разреза был применен палеомагнитный метод.

Басинская и риганская свиты имеют характерные, отличающиеся друг от друга палеомагнитные направления (Levashova et al., 2013, 2015). Получение среднего палеомагнитного вектора для разреза «Шанхай» позволит сравнить его с уже известными и отнести к одной из свит. Подобная работа, в рамках которой был охарактеризован «немой» разрез верхнего венда вдоль автодороги Уфа – Инзер – Белорецк, была проведена в 2022 году. По результатам работы разрез был отнесен к басинской свите венда (Golovanova et al., 2022).

Для проведения палеомагнитных исследований на разрезе «Шанхай» была составлена коллекция из более чем 70 ориентированных образцов (в том числе более 40 из нижней части разреза). Магнитометрические измерения для большинства образцов проводились на криогенном магнитометре в ИФЗ РАН, г. Москва. Ранее для некоторой части образцов измерения были выполнены в Мюнхене (В.Э. Павловым). По результатам магнитной чистки в преобладающем большинстве образцов из нижней части разреза выделяется только одна высокотемпературная компонента (ВТК) намагниченности, совпадающая по направлению с ВТК намагниченности в породах басинской свиты. Этот факт хорошо согласуется с датировкой Рязанцева и др. (2023) и может служить дополнительным основанием для отнесения пород разреза «Шанхай» к басинской свите.

Работа выполнена в рамках Государственного задания ИГ УФИЦ РАН № FMRS-2025–0016.

Литература

Гражданкин Д. В., Марусин В. В., Дж. Меерт, Крупенин М. Т., Маслов А. В. Котлинский горизонт на Южном Урале // Докл. АН. 2011. Т. 440. № 2. С. 201–206.

Рязанцев А.В., Разумовский А.А., Новиков И.А., Куртукова А.И., Каныгина Н.А., Яшунский Ю.В., Дубенский А.С., Шешуков В.С. Возраст вулканических туфов в разрезах басинской и зиганской свит ашинской серии венда (эдиакария) на Южном Урале: результаты U–Th–Pb (SIMS и La–ICP–MS) датирования акцессорного циркона // Докл. АН. 2023. Т. 508. № 1. С. 68–78.

Golovanova I. V., Danukalov K. N., Parfirjev N. P., Sal'manova R. Yu., Sergeeva N. D. Section of the Asha Series (Southern Urals) – Basu or Zigan Formation? // Problems of Geocosmos–2022, Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. P. 57–65.

Levashova, N.M., Bazhenov, M.L., Meert, J.G., Kuznetsov, N.B., Golovanova, I.V., Danukalov, K.N., Fedorova, N.M.: Paleogeography of Baltica in the Ediacaran: Paleomagnetic and geochronological data from the clastic Zigan Formation, South Urals // Precambrian Research. 2013. № 236. P. 16–30.

Levashova, N.M., Bazhenov, M.L., Meert, J.G., Danukalov, K.N., Golovanova, I.V., Kuznetsov, N.B., Fedorova, N.M.: Paleomagnetism of upper Ediacaran clastics from the South Urals: Implications to paleogeography of Baltica and the opening of the Iapetus Ocean // Gondwana Research. 2015. V 28. № 1. P. 191–208.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ С И О НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ И НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ КАРБОНАТОВ В РАЗРЕЗЕ СКВАЖИНЫ СЕВЕРО-КЕТСКАЯ 1

А.Л. Петров*, М.А. Невестенко

Филиал «Апрелевское отделение ВНИГНИ» Федеральное Государственное бюджетное учреждение «Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт», Москва,

*e-mail: a.petrov@vnigni.ru

В работе представлен анализ неопротерозойских и нижнекембрийских отложений, вскрытых параметрической скважиной Северо-Кетская 1 (рис. 1), основанный на интеграции данных изотопного состава углерода и кислорода, содержания органического и карбонатного углерода, а также рентгенофлуоресцентного анализа (РФЛА) макро- и микроэлементов.

Цель исследования – реконструировать эволюцию климата и биосферы в позднем докембрии на основе хемотратиграфических данных, оценить сохранность первичных изотопных сигналов с учетом современных критериев и установить стратиграфические маркеры для корреляции с другими разрезами. Особое внимание уделено интерпретации данных в свете последних исследований Б.Г. Покровского и соавторов (Покровский и др., 2006, 2012, 2020) и Б.Б. Кочнева и др. (Кочнев и др., 2018, 2023), которые внесли существенные корректировки в методологию оценки первичности изотопных сигналов.

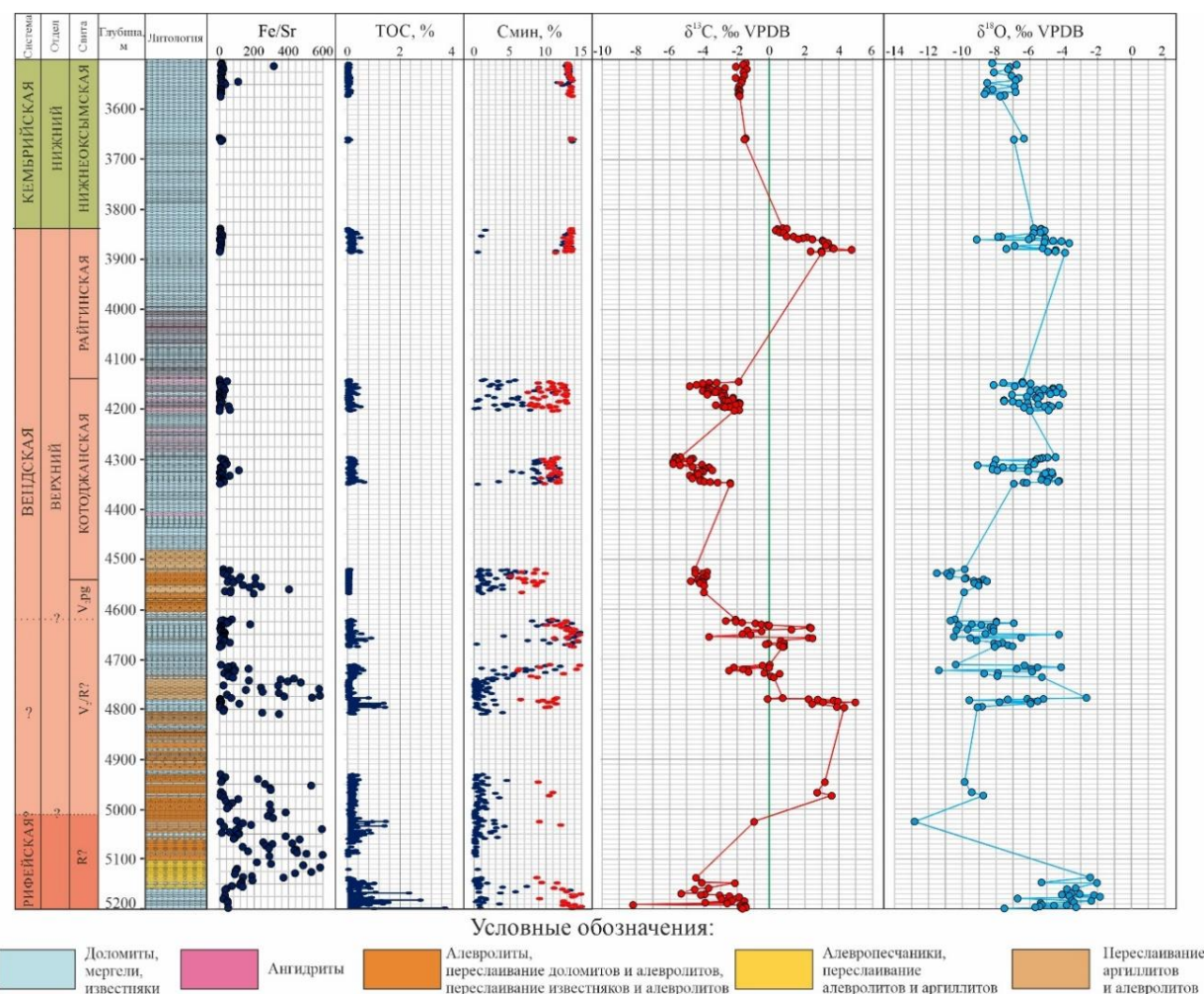


Рис. 1. Литолого-геохимический разрез скважины Северо-Кетская 1.

По мнению Б.Г. Покровского (Покровский и др., 2006), "природа карбонатов с ультранизкими и ультравысокими значениями $\delta^{13}\text{C}$ " требует особого внимания при оценке первичности сигналов. Как отмечают авторы (Покровский и др., 2020), "широко используемые в хемотратиграфии в качестве 'критериев сохранности' отношения Mn/Sr и Fe/Sr дают противоречивые результаты вследствие того, что постседиментационная модификация химического состава карбонатных пород накладывается на синседиментационные вариации". Это подтверждается нашими данными РФЛА, где высокое содержание железа в интервале оледенения Марино ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{CaO} = 0.26$ на глубине 4520 м) не связано с постседиментационными изменениями, а отражает первичную особенность аноксидных условий осаждения.

Согласно данным (Чумаков, 2011), временные рамки основных неопротерозойских оледенений уточняются следующим образом:

- Стертское оледенение (Sturtian): >663 и ~650 млн лет назад
- оледенение Марино (Marinoan): <657 и 635 млн лет назад
- оледенение Гаскье (Gaskiers): <584 и 582 млн лет назад
- оледенение Байконур: <549 и ~542 (возможно 533) млн лет назад

Анализ данных по глубинным интервалам

Стертское оледенение (Sturtian glaciation), 5200–5135 м

Реперные слои: 5191.59 м ($\delta^{13}\text{C} = -8.17\text{‰}$), 5199.18 м ($\delta^{13}\text{C} = -1.69\text{‰}$).

Изученный интервал характеризуется резко отрицательными значениями $\delta^{13}\text{C}$ (до -8.17 ‰), соответствующими характерным для Стертского оледенения аномалиям (до -10 ‰) (Чумаков, 2011), высокими значениями $\delta^{18}\text{O}$ ($-4.91 \pm 0.31\text{‰ VPDB}$), не дающими оснований связывать изотопные сигналы с постседиментационными процессами (Покровский и др., 2020), низким соотношением MgO/CaO (0.09) и умеренным содержанием Fe_2O_3 ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{CaO} = 0.03$), не связанным с постседиментационными изменениями (Покровский и др., 2012), что свидетельствует о минимальной доломитизации.

Период между Стертским и Марино оледенениями, 5135–4500 м

Реперные слои: 4672.17 м ($\delta^{13}\text{C} = +0.50\text{‰}$), 4786.37 м ($\delta^{13}\text{C} = +4.98\text{‰}$).

Межледниковый интервал (~650–635 млн лет назад) характеризуется резким ростом $\delta^{13}\text{C}$ до +4.98 ‰ на глубине 4786.37 м, что связано с восстановлением биосферы после таяния ледников и накоплением тяжелого углерода. Изотопный состав кислорода $\delta^{18}\text{O}$ ($-7.29 \div -9.86\text{‰}$) указывает на теплый климат и активное испарение воды в постледниковый период (Hoffman, Schrag, 2002). Пик $\delta^{13}\text{C}$ на глубине 4786.37 м (+4.98 ‰) соответствует "положительной С-изотопной аномалии, характерной для межледникового периода" (Кочнев и др., 2023). Согласно (Покровский и др., 2006), резкое изменение содержания Fe и Mn в этом интервале может иметь первичную природу и связано с изменением условий осаждения, а не с постседиментационными процессами.

Оледенение Марино (Marinoan glaciation), 4500–4330 м

Реперные слои: 4330.75 м ($\delta^{13}\text{C} = -4.30\text{‰}$), 4520.40 м ($\delta^{13}\text{C} = -4.50\text{‰}$).

Интервал с отрицательными значениями $\delta^{13}\text{C}$ ($-4.30 \div -4.50\text{‰}$), умеренным содержанием карбонатного (8,67–11,96%) и низким органического углерода (0,04–0,06 %), высоким содержанием Fe_2O_3 ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{CaO} = 0.26$) и умеренным соотношением MgO/CaO (1,04) соответствует оледенению Марино, завершившемуся 635 млн лет назад (Чумаков, 2011), при этом аномалии $\delta^{13}\text{C}$ менее выражены, чем в Стертском периоде. Согласно (Кочнев и др., 2023), высокое содержание железа в этом интервале может иметь первичную природу, связанную с аноксидными условиями осаждения, а не с постседиментационными изменениями, что подтверждается нашими данными об отсутствии корреляции между $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ и соответствует колебаниям температуры и состава воды в переходном климате.

Эдиакарий (после оледенения Марино), 4330–3838 м

Реперные слои: 3880.95 м ($\delta^{13}\text{C} = +4.76\text{‰}$), 4145.23 м ($\delta^{13}\text{C} = -1.91\text{‰}$).

Интервал с постепенным ростом $\delta^{13}\text{C}$ от -4.30 до $+4.76$ ‰, высоким содержанием карбонатного углерода (11.35–13.73%) и умеренным содержанием органического углерода (0.01–0.48%) соответствует эдиакарию (635–541 млн. лет назад) и связан с активным развитием эдиакарийской биоты. Согласно (Покровский и др., 2006), резкое снижение содержания Fe и Mn на границе эдиакария–кембрия может иметь первичную природу и служит стратиграфическим маркером, что подтверждается стабилизацией климата и формированием теплых морских условий, отраженных в изотопном составе кислорода $\delta^{18}\text{O}$ ($-3.67 \div -7.88$ ‰).

Кембрий (переход от эдиакария к кембрию), 3838–3507 м

Реперные слои: 3507,35 м ($\delta^{13}\text{C} = -1.49$ ‰), 3838,10 м ($\delta^{13}\text{C} = +0.69$ ‰).

Стабилизация $\delta^{13}\text{C}$ на уровне $-1.50 \div -2.10$ ‰ сигнализирует о переходе к устойчивому углеродному циклу после периода колебаний в эдиакарии. Это соответствует периоду кембрийского взрыва, характеризующегося массовым разнообразием форм жизни.

Полученные нами данные согласуются с моделью "Снежного Земного Шара", объясняющей глобальное оледенение в неопротерозое (Hoffman et al., 1998). Важно отметить, что в разрезе отсутствуют признаки Гаскье (~582 млн. лет назад), что согласуется с данными (Чумаков, 2011) который отмечает, что это оледенение представлено не во всех регионах. Вместо этого, верхняя часть разреза (3838–3507 м) может содержать признаки Байконурского оледенения (~542 млн. лет назад), что соответствует переходу эдиакария к кембрию.

Литература

Кочнев Б.Б., Покровский Б.Г., Кузнецов А.Б., Марусин В.В. С- и Sr-изотопная хемотратиграфия карбонатных отложений венда – нижнего кембрия центральных районов Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 6. С. 731–755.

Кочнев Б.Б., Покровский Б.Г., Кузнецов А.Б., Марусин В.В., Каурова О.К., Быкова Н.В., Иванова Н.А. Ранневендская положительная С-изотопная аномалия в известняках чернореченской свиты игарского поднятия (северо-запад Сибирской платформы) // Литология и полезные ископаемые. 2023. № 3. С. 274–298.

Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И. Изотопный состав С, О, Sr и S в позднедокембрийских отложениях патомского комплекса, центральная Сибирь. Сообщение 1. Результаты, изотопная стратиграфия и проблемы датирования // Литология и полезные ископаемые. 2006. № 5. С. 1–26.

Покровский Б.Г., Буякайте М.И., Кокин О.В. Геохимия изотопов С, О, Sr и хемотратиграфия неопротерозойских отложений севера Енисейского кряжа // Литология и полезные ископаемые. 2012. № 2. С. 197–220.

Покровский Б.Г., Буякайте М.И., Петров О.Л., Колесникова А.А. С-, О-, Sr-изотопная хемотратиграфия переходных толщ от венда (эдиакария) к кембрию, р. Олекма, западный склон Алданского щита // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. – Т. 28. № 5. С. 26–40.

Чумаков Н.М. Африканская ледниковая эра позднего протерозоя // Стратиграфия. Геол. Корреляция. 2011. Т. 19. № 1. С. 3–23.

Hoffman P.F., Kaufman A.J., Halverson G.P., Schrag D.P. A Neoproterozoic Snowball Earth // Science. 1998. V. 281. № 5381. P. 1342–1346.

Hoffman P.F., Schrag D.P. The snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change // Terra Nova. 2002. V. 14. № 3. P. 129–155.

РАЗЛИЧНЫЕ ГИПОТЕЗЫ О ПРИРОДЕ СТРОМАТОЛИТОВЫХ ПОСТРОЕК *LINELLA UKKA* УКСКОЙ СВИТЫ (ВЕРХНИЙ РИФЕЙ ЮЖНОГО УРАЛА): НИЗКОРОСЛЫЕ ЛУГА ИЛИ БАРЬЕРНЫЙ РИФ?

Г.Ф. Поливкин^{1,2,*}, С.А. Дуб³, Д.В. Гражданкин¹

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск

² Новосибирский государственный университет, Новосибирск, *e-mail: g.polivkin@g.nsu.ru

³ Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург

В результате стратиграфического, фациально-генетического, микрофациального анализа верхней карбонатной подсвиты укской свиты верхнего рифея в стратотипе, расположенном в правом обрывистом берегу р. Юрюзань на окраине г. Усть-Катав Челябинской области, уточнена фациальная изменчивость стратона. Описаны строматолитовые постройки (баундстоуны), ассоциирующие с ними интракластовые агрегатнозернистые (преимущественно пакстоуны) и микрозернистые (мадстоуны до вакстоунов) известняки, а также перекрывающая их циклически построенная пачка пород (включающая интракластовые рудстоуны, грейнстоуны, пакстоуны и мадстоуны, однако условия и обстановки осадконакопления остаются предметом дискуссий. Согласно одной гипотезе, микрофациальная ассоциация строматолитовых баундстоунов отвечает «строматолитовым лугам», формировавшимся ниже глубины проникновения обычных волн, при этом агрегатнозернистые пакстоуны считаются осадочным выполнением каналов разрывных (компенсационных) штормовых течений, а ритмичное чередование рудстоунов с эрозионной нижней границей, грейнстоунов (местами с однонаправленной косой слоистостью), пакстоунов и мадстоунов интерпретируется как внутренний карбонатный рамп. Такая модель предполагает, что строматолитовые постройки в составе укской свиты не выделялись в палеорельефе (не являлись рифами). Такая модель объясняет отсутствие в разрезах карбонатных брекчий и широкое распространение строматолитовой толщи по латерали.

Согласно второй гипотезе, ритмично построенная толща отвечает обстановкам нижнего берегового склона фронтальной зоны рифовой постройки ниже глубины взмучивания осадка обычными волнами, но в пределах досягаемости штормовых волн; микрофациальная ассоциация строматолитовых баундстоунов слагает рифовый комплекс; микрофациальная ассоциация агрегатнозернистых пакстоунов характеризует обстановки зарифовых лагун. Такая модель предполагает, что постройка возвышалась в палеорельефе берегового склона, не позволяя штормовым волнам проникать в зарифовые обстановки, где в спокойных условиях накапливались агрегатнозернистые пакстоуны. Рифовый комплекс захоронен относительно глубоководными штормовыми отложениями, накопившимися в пределах нижнего берегового склона в результате трансгрессии. В изученных разрезах наблюдаются хаотические комплексы, происхождение которых связывается с обрушением постройки под действием штормов.

В строматолитовых биогермах *Linella ukka* Krylov тонкие (от <100 до 500 мкм) слойки светло-серого тонкослоистого либо без видимой слоистости микропарита, относительно выдержанные в пределах столбика, чередуются с равными им по мощности, невыдержанными в пределах столбика темно-серыми слойками микрита, в которых различимы пелоиды. Слойки микропарита в целом демонстрируют высокую наследуемость, в то время как слойки микрита обычно линзообразные, сужающиеся и утолщающиеся. Пелоиды размером от 100 до 500 мкм, сферические или вытянутые, без какой-либо сортировки, сгружены или «плавают» в карбонатном иле. Верхняя граница слойков микрита неровная, мелкобугристая. Микритовые пелоиды имеют автохтонную природу и формировались в результате биохимического осаждения, инициированного микробной активностью в насыщенном бактериями полисахаридном матриксе (такой средой могут служить плотные микробные маты либо ткани губок). Местами между слойками микрита наблюдаются вытянутые вдоль напластования фенестры, приуроченные к крутым и нависающим субвертикальным поверхностям горизонтально растущих

столбиков строматолитов. В фенестрах могут присутствовать отдельные зерна (пелоиды). Происхождение фенестр можно объяснить локальной деформацией (сползанием) либо быстрым ростом некоторых слоев микрита и их отделением (отслаиванием) при формировании строматолитовых столбиков. Межстолбиковый материал представлен флотстоунами с удлиненными фрагментами пелоидального микробиалита (отслоившимися строматолитовыми слоями) и пелоидами, залегающими в микроспаритовом матриксе; обломки часто покрыты корочкой. Мелкие каверны в биогермах заполнены тонкослоистыми мадстоунами. В местах зарождения биогермов слои в столбиках сохраняют признаки роста как вверх, так и вширь; однако, по мере нарастания столбиков, слои на их верхушках становятся тоньше, демонстрируя ярко выраженную латеральную аккрецию, что указывает на ограничение роста вверх. В результате биогерм становится асимметричным.

Если в результате дальнейших исследований подтвердится гипотеза «барьерного рифа», это заставит нас пересмотреть стратиграфические построения, предложенные для укской свиты предыдущими исследователями, а также уточнить имеющиеся палеобиологические реконструкции строматолитов *Linella ukka* и составить корректную сиквенс-стратиграфическую модель.

Исследования выполнены за счет гранта РНФ № 23-17-00202.

МАКРОСКОПИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ ОСТАТКИ УДОКАНСКОЙ СЕРИИ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ

Н.В. Попов^{1,*}, А.А. Терлеев¹, В.Ф. Тимофеев^{2,**}, Г.Ф. Поливкин¹

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия,

*e-mail: PopovNV@ipgg.sbras.ru

² Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, Россия,

**e-mail: vfedortimo@gmail.com

В западной части Алдано-Станового щита метаосадочные породы раннепротерозойского возраста удоканской, ханинской и угуйской серий выполняют Кодаро-Удоканский прогиб, Нижнеханинскую, Олдонгсинскую и Угуйскую грабен-синклинали и со стратиграфическим и структурным несогласием перекрывают разнородные архейские образования. Удоканская серия лучше всего изучена в хребте Удокан (рис. 1). Она является парастратотипом палеопротерозоя, представляет особый интерес для исследования раннепротерозойской истории развития Забайкалья и может служить своеобразным репером раннепротерозойского развития Земли. Немаловажное значение связано с наличием в ней крупных залежей медных руд. Кроме того, в отложениях серии обнаружен разнообразный комплекс органических остатков – (удоканская биота).

Карбонатно-терригенная удоканская серия расположена на юго-западе Алдано-Станового щита в пределах Кодаро-Удоканской структурно-фациальной зоны Байкало-Вилуйского прогиба и достигает мощности 13 км (Салоп, 1964, 1967; Лейтес, 1965; Федоровский, 1972; Томбасов, Сеница, 1990). Общепринята трехчленная схема деления серии, выделяются (снизу–вверх) кодарская, чинейская и кеменская подсерии. Определения минимального возраста удоканской серии составили 1867 ± 3 млн. лет по прорывающим габброидам Чинейского массива (Попов и др., 2009), а определение изотопного возраста магматических цирконов из метатифов читкандинской свиты показало возраст 2180 ± 50 млн. лет (Бережная и др., 1988).

В целом удоканский комплекс, сложенный мощной толщей метаосадочных пород, считавшихся ранее «немыми», но в последнее время описаны следы жизнедеятельности микрофоссилий (Терлеев и др., 2006). Однако наиболее интересными и дискуссионными объектами в этом плане являются макрофоссилии – так называемые удокании, обнаруженные в карбонатных прослоях бутунской свиты - верхней части чинейской

подсерии (Лейтес, 1965; Вильмова, 1990; Саютина, Вильмова, 1990; Бурмистров, 1991; Burmistrov, 1993; Сеница и др., 2003; Розанов, 2004; Терлеев и др., 2016).

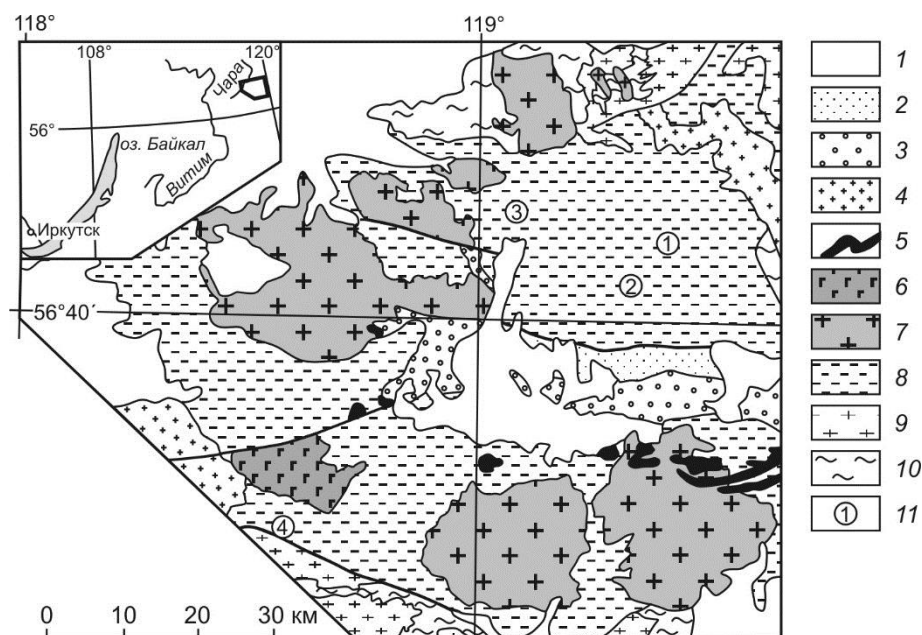


Рис.1. Геологическая схема Удоканского прогиба (упрощенный фрагмент по В.С. Федоровскому (1972).

1 – четвертичные отложения; 2 – мезозойские угленосные отложения; 3 – вендские и кембро-ордовикские толщи; 4 – палеозойские гранитоиды; 5 – габброиды доросского комплекса; 6 – габброиды Чинейского массива; 7 – гранитоиды кодарского комплекса; 8 – неоднородно метаморфизованные отложения удоканской серии; 9 – гнейсограниты и гнейсовидные гранитоиды куандинского комплекса; 10 – метаморфические толщи и гранитоиды архейского возраста; 11 – районы находок удоканий (арабская цифра на карте): 1 – Бутунский, 2 – Талаканский, 3 – Икабийский, 4 – Ингамакитский.

Трубчатые образования удоканий, прекрасно отпрепарированные на выветрелой поверхности (рис. 2а), а также хорошо видимые на срезе (рис. 2б) палеопротерозойских кальцит-доломитовых мраморов бутунской свиты из местонахождения Ингамакит, имеют такой вид благодаря своему минеральному составу.



Рис.2. Типичная морфология удоканий на поверхности выветривания (а) и на срезе (б).

Внутреннее выполнение трубчатых образований сложено разноориентированными зернами магнезиального оливина и карбоната, интерстиции которых выполнены хлоритом (Попов и др., 2016). Оливины представлены практически чистой разновидностью – форстеритом с незначительной примесью FeO, от 2.7 до 5.5 %, также весьма низкие содержания (или вообще ниже предела чувствительности определения микрозонда) Ti, Cr, Ca и Ni – типичных компонентов-примесей магматических оливинов. Железистость хлоритов изменяется от 1.2 до 3.1%, что характерно для магнезиальных разностей, а глиноземистость варьирует в более широких пределах от 7 до 16 % Al_2O_3 .

Оболочки этих образований – «стенки» более разнообразны по набору слагающих их минералов. Здесь, кроме карбонатов присутствует тонкозернистый агрегат зерен шпинели, ильменита, магнетита, пирита (Бутун); или магнетита, брусита и магнезита (ингамакит). Содержание FeO в шпинели в ассоциации с магнетитом и ильменитом 2.4 %, а в безмагнетитовом парагенезисе возрастает до 11.6 %.

В работах С.М. Синицы, Т.А. Саютиной, Г.С. Вильмовой, В.И. Бурмистрова, Ю.А. Розанова доказывается биогенная природа этих образований. Эти данные сводятся к следующему: установлено ветвление трубок, обнаружены розетковидные и однорядовые скопления трубок, на поверхности трубок установлена продольная и поперечная гофрировка, по поперечным перегородкам («днищам») удоканий происходило растрескивание и смещение отдельных фрагментов, захоронение которых осуществлялось на месте, стенки пронизаны перпендикулярными порами.

На представленных фотографиях видны морфологические особенности этих минеральных образований, подтверждающие их интерпретацию как остатки живых организмов. За органогенное происхождение свидетельствуют приуроченность к определенным интервалам слоистости пород (особенно левая часть фото, напоминающая «могильник»), разно ориентированное положение (рис. 2а), а также «ветвление» (или «слияние») (рис. 2б) отдельных индивидов. Подобные морфологические соотношения и минеральный состав описанных объектов без участия «каркаса» органических остатков трудно согласуется с природой чисто метаморфических (метасоматических) условий образования. Вместе с тем образование форстерита при метаморфизме в карбонатных породах возможно по двум реакциям: $\text{тремолит} + \text{доломит} \rightarrow \text{форстерит} + \text{кальцит} + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$; $\text{доломит} + \text{SiO}_2 \rightarrow \text{форстерит} + \text{кальцит} + \text{CO}_2$ (Кицул, 1963). Так как в изученных ассоциациях отсутствует тремолит, в том числе реликтовый, скорее всего, имеет место вторая реакция, характерная для амфиболитовой фации метаморфизма.

Немаловажным свидетельством биогенной природы удоканий является их приуроченность к строматолитовым постройкам. В распознавании многоклеточных организмов в раннепротерозойских отложениях значительную роль играет обоснование наличия питательных веществ. Таковыми и являлись придонные микробиальные сообщества, формирующие строматолиты.

В связи с этим необходимо объяснить удивительную сохранность удоканий. Вероятно, внутреннее наполнение «трубок» удоканий содержало какое-то количество кремнезема, или он попал туда при замещении органического вещества во время диагенеза, что впоследствии при метаморфизме способствовало реакции с доломитом и образованию форстерита. «Стенки» удоканий имели несколько иной состав, что, по-видимому, связано с бактериями, их инкрустирующими различными минералами, а не только карбонатом, как это наблюдается у большинства фанерозойских организмов. Вторичные же изменения привели к искомому составу стенок, возможно в этом процессе принимало участие «очищение» внутренних частей «трубок» при формировании биминеральной ассоциации карбонат+форстерит с «отгонкой» избыточных компонентов. Таким способом в процессе литификации и на начальных стадиях метаморфизма сформировались относительно жесткие конструкции, способные сохраниться при метаморфизме.

Принятие биогенной природы удоканий, позволяет сделать заключение о раннепротерозойском появлении не только многоклеточных животных, но и биологически контролируемой минерализации.

Литература

Бережная Н.Г., Бибикова Е.В., Сочава А.В. и др. Изотопный возраст чинейской подсерии удоканской серии Кодаро-Удоканского прогиба // Докл. АН. 1988. Т 302. № 5. С. 1209–1212.

Бурмистров В.И. О новых находках Udokania в удоканском комплексе Восточной Сибири // Геология и геофизика. 1991 № 2. С. 85–89.

Бурмистров В.И., Апольский О.П., Четчин В.С. К вопросу о внутреннем строении и расчленении удоканского комплекса (Кодаро-Удоканская структурно-формационная зона) // Докл. АН. 1986. Т. 291. № 6. С. 1432–1436.

Вильмова Е.С. Возможная реконструкция колоний удоканий из докембрийских отложений Южного Забайкалья // Актуальные проблемы наук о Земле. Чита, Читинский Политехнический институт. 1990. С. 33–38.

Кицул В.И. Петрология карбонатных пород ладожской формации. М.: АН СССР, 1963. 172 с.

Лейтес А.М. Нижний протерозой северо-востока Олёкмо-Витимской горной страны. Труды ГИН АН СССР, вып. 122. М.: Наука, 1965. 184 с.

Попов Н.В., Котов А.Б., Постников А.А. и др. Возраст и тектоническое положение Чинейского расслоенного массива (Алданский щит) // Докл. АН. 2009. Т. 424. № 4. С. 517–521.

Попов Н.В., Терлеев А.А., Тимофеев В.Ф. Минеральный состав удоканской биоты // Материалы Всероссийской конференции с международным участием «Эволюция биосферы и техногенез». Чита, 2016. С. 66–69.

Розанов А.Ю. Бактериальная палеонтология, седиментогенез и ранние стадии эволюции биосферы // Современные проблемы геологии / Тр. Геол. ин-та РАН. Вып. 565. М.: Наука. 2004. С. 448–462.

Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. М: Недра, том 1, 1964. 515 с.

Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. М: Недра, том 2, 1967. 700 с.

Саютина Т.А., Вильмова Е.С. Проблематичные ископаемые *Udokania Leites* из протерозойских отложений Забайкалья // Палеонтологический журнал. 1990. № 3. С. 100–104.

Терлеев А.А., Попов Н.В., Постников А.А., Тимофеев В.Ф., Сеница С.М. Следы раннепротерозойской биологической системы западной части Алданского щита (Удоканская биота) // Материалы Всероссийской конференции с международным участием «Эволюция биосферы и техногенез». Чита, 2016. С. 73–76

Терлеев А.А., Постников А.А., Кочнев Б.Б. и др. Раннепротерозойская биота из удоканской серии западной части Алданского щита (Россия) // Эволюция биосферы и биоразнообразие. М: Т-во научных изданий КМК, 2006. С. 271–282.

Томбасов И.А., Сеница С.М. Стратиграфия удоканского комплекса Икабья-Читкандинского района // Стратиграфия нижнего докембрия Дальнего Востока. Владивосток, ДВО АН СССР, 1990. С. 56–61.

Федоровский В.С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. М.: Наука, 1972. 130 с.

Burmistrov V.N. Complex organisms from the Udokan Complex of Eastern Siberia with implication for its age // Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology. 1993. 104. P. 3–12.

ТАКСОНОМИЧЕСКОЕ РАЗНООБРАЗИЕ САМОГО МОЛОДОГО КОМПЛЕКСА МИКРОФОССИЛИЙ ДОУШАНЬТО-ПЕРТАТАТАКСКОГО ТИПА (ОППОКУНСКАЯ СВИТА, ЛЕНО-АНАБАРСКИЙ ПРОГИБ)

А.М. Прокурова^{1,*}, К.Е. Наговицин^{1,2}

¹ Новосибирский государственный университет, Новосибирск, *e-mail: a.prokurova@g.nsu.ru

² Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск

Акантоморфные акритархи доушаньто-пертататакского типа являются перспективной группой для биостратиграфических исследований эдиакария. Данная группа весьма разнообразна, особенно в отложениях нижнего эдиакария, однако находки доушаньто-пертататакских акритарх (ДПА) известны и из более молодых отложений (Голубкова и др., 2015; Ouyang et al., 2017; Anderson et al. 2019; Grazhdankin et al., 2020b). Самая молодая биота данного типа была извлечена из отложений оппокунской (аналог сыаргалахской) свиты кессюсинской серии венда севера Сибирской платформы, из скважин Хастахская-930 (инт. 2412.6–2480.6 м) и Чарчыкская-1 (инт. 2693–2712.3 м).

Микрофоссилии обнаружены выше отложений, содержащих остатки мелкораконинной фауны *Cambrotubulus decurvatus*, (подстилающая туркутская свита) и совместно с *Anabarites korobovi*, *Cambrotubulus* sp. (оппокунская свита). Возраст изученной биоты определяется за счет корреляции отложений оппокунской свиты с близкими по составу породами сыаргалахской свиты. Возраст последней оценивается в пределах 544–530 млн. лет (Grazhdankin et al., 2020b): нижняя возрастная граница установлена по U–Pb датировке циркона, полученной из трубок взрыва, пронизывающих сыаргалахскую свиту – 543.9 ± 0.3 млн. лет (Bowring et al., 1993), а верхняя граница – по U–Pb возрасту кристаллов циркона из вулканических туфов вышележащей маттайской свиты – 529.7 ± 0.3 млн. лет (Grazhdankin et al., 2020a).

Отличительной особенностью эдиакарских акантоморфных акритарх, обнаруженных в оппокунской свите, помимо значительно более молодого возраста отложений, является их высокое родовое и видовое биоразнообразие, нехарактерное для верхнеэдиакарских ассоциаций ДПА. В скважине Хастахская-930 обнаружены акритархи, принадлежащие к 24 видам и 13 родам: *Appendisphaera clava*, *A. grandis*, *A. setosa*, *A. tabifica*, *Asseserium fusulentum*, *Cavaspina acuminata*, *Ceratosphaeridium glaberosum*, *Eotylotopalla delicata*, *E. strobilata*, *Germinosphaera bispinosa*, *Gyalosphaeridium pulchrum*, *Hocosphaeridium anozos*, *H. crispum*, *H. scaberfacium*, *Knollisphaeridium longilatum*, *K. maximum*, *K. aff. obtusum*, *Mengeosphaera angusta*, *M. minima*, *Multifronsphaeridium* sp., *Tanarium aff. conoideum*, *T. cuspidatum*, *T. irregulare*, *Urasphaera* sp. В скважине Чарчкская-1 обнаружены акритархи, принадлежащие к шести видам четырех родов: *Cavaspina acuminata*, *Germinosphaera bispinosa*, *Tanarium digitiforme*, *T. irregulare*, *T. tuberosum*, *Tuberculum aff. proteum*, а также цианобактерии *Talakania obscura*. Виды *Cavaspina acuminata*, *Germinosphaera bispinosa*, и *Tanarium irregulare* встречаются в обеих скважинах, также как и сфероморфные акритархи рода *Leiosphaeridia*. Видовое разнообразие комплекса показано на рисунке 1.

Таксономическое разнообразие и состав комплекса довольно сильно различаются на разных стратиграфических уровнях. В скв. Хастахская-930 максимальное разнообразие микрофоссилий приурочено к интервалам 2478.1–2480.6 м, 2430.5 м, 2428.2 м. Менее разнообразная ассоциация обнаружена на глубинах 2412.6–2427.2 м, 2429.5 м, 2431.7–2432.7 м. Отложения из скв. Чарчкская-1 содержат бедную по таксономическому составу ассоциацию микрофоссилий.

Распределение позднепротерозойских микрофоссилий как в стратиграфической последовательности пород, так и по латерали обычно носит весьма сложный характер. В некоторых публикациях (Вейс, Петров, 1994; Burzin, 1996; Наговицин, Кочнев, 2015) приводятся палеоэкологические модели. В этих моделях фиксируется увеличение биоразнообразия ассоциаций микроорганизмов при переходе от проксимальных прибрежных обстановок к более открыто морским дистальным. Возможно подобную зависимость мы видим и на примере изученных биот, где более проксимальная чарчкская ассоциация в целом беднее более дистальной хастахской. Однако чередование по разрезу скв. Хастахская-930 богатых и обедненных ассоциаций говорит о наложении дополнительных локальных условий. Большую роль в разнообразии морских сообществ играет химический состав вод, окислительно-восстановительные обстановки и привнос органических веществ с других уровней бассейна. Возможными источниками химических аномалий состава воды, позволившим достигнуть столь высоких уровней биоразнообразия, могла быть изоляция бассейна (что по палеогеографическим реконструкциям является маловероятным), а также влияние привноса микронутриентов в результате вулканической деятельности (например, распространенного на Оленекском поднятии Тас-Юряхского вулканического комплекса). В целом мы склоняемся к эколого-тафономическим, а не эволюционным причинам наблюдаемых вариаций в составе изученной биоты.

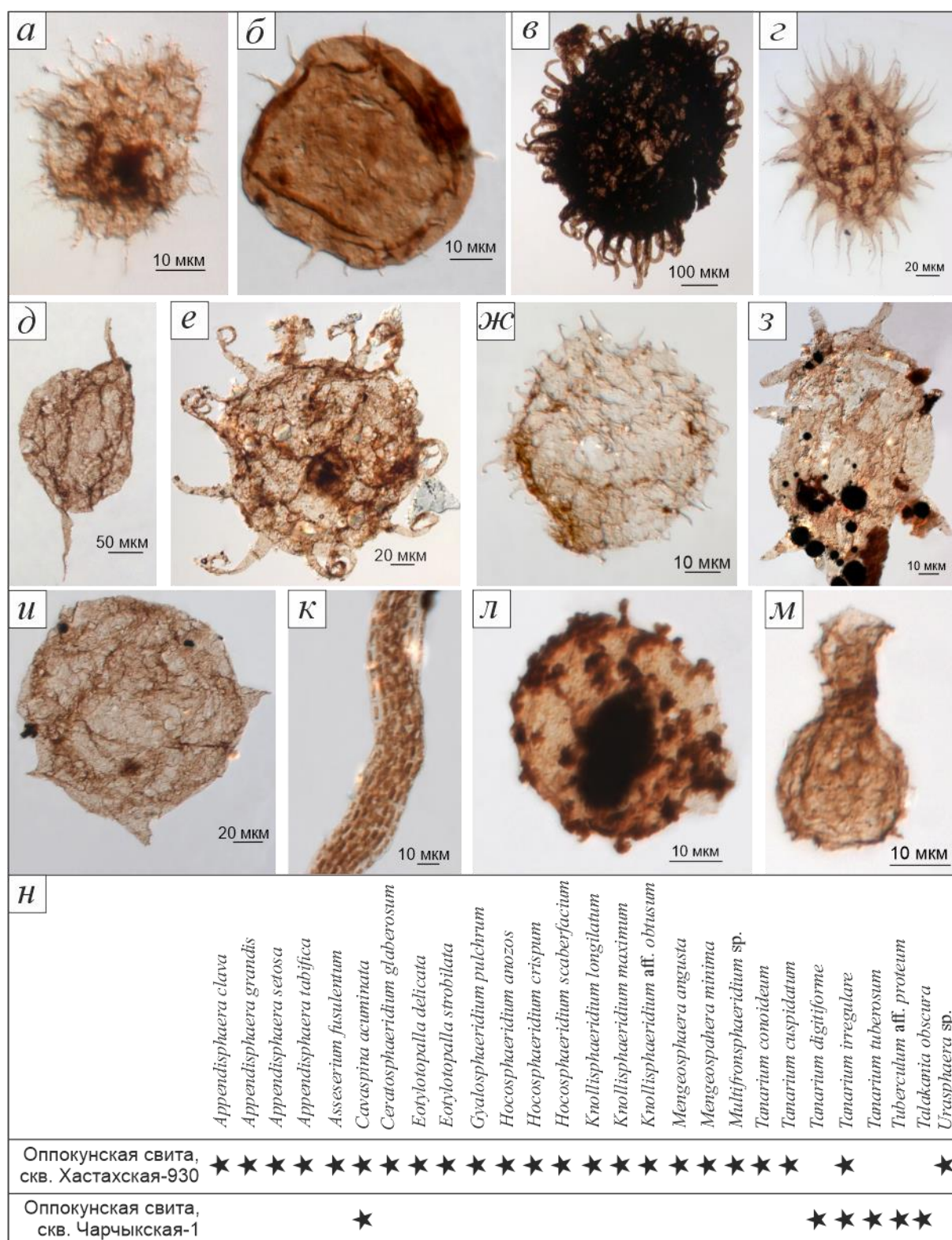


Рис. 1. ДПА оппокусской свиты: а – *Appendisphaera grandis*, б – *Cavaspina acuminata*, в – *Hocosphaeridium crispum*, г – *Tanarium cuspidatum*, д – *Asseserium fusulentum*, е – *Hocosphaeridium scaberfacium*, ж – *Mengeosphaera minima*, з – *Tanarium digitiforme*, и – *Tanarium tuberosum*, к – *Talakania obscura*, л – *Incertae sedis* Форма 1, м – *Incertae sedis* Форма 2, н – видовой состав комплексов.

Авторы благодарны Голубковой Е.Ю. за предоставленную коллекцию органостенных микрофоссилий из скв. Чарчыкская-1 (коллекция хранится в ИГГД РАН). Коллекция органостенных микрофоссилий из скв. Хастахская-930 находится в ИНГГ СО РАН.

Литература

- Вейс А.Ф., Петров П.Ю. Главные особенности фациально-экологического распределения микрофоссилий в рифейских бассейнах Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. С. 97–129.
- Голубкова Е.Ю., Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Довжикова Е.Г., Маслов А.В. Микрофоссилии и Rb-Sr возраст глауконитов в опорном разрезе верхнего протерозоя северо-востока Русской плиты (скв. Кельтменская-1) // Докл. АН. 2015. Т. 462. № 4. С. 444–448.
- Наговицин К.Е., Кочнев Б.Б. Микрофоссилии и биофации вендской ископаемой биоты юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. С. 748–760.
- Anderson R.P., McMahon S., Macdonald F.A., Jones D.S., Briggs D.E.G. Palaeobiology of latest Ediacaran phosphorites from the upper Khesen Formation, Khuvsgul Group, northern Mongolia // Journal of Systematic Palaeontology. 2019. V. 17. P. 501–32.
- Bowring S.A., Grotzinger J.P., Isachsen C.E., Knoll A.H., Pelechaty S.M., Kolosov P. Calibrating rates of Early Cambrian evolution // Science. 1993. V. 261. P. 1293–1298.
- Burzin M.B. Late Vendian (Neoproterozoic III) microbial and algal communities on the Russian Platform: model of facies-dependent distribution, evolution and reflection of basin development // Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia. 1996. V. 102. P. 307–316.
- Grazhdankin D.V., Marusin V.V., Izokh O.P., Karlova G.A., Kochnev B.B., Markov G.E., Nagovitsin K.E., Sarsembaev Z., Peek S., Cui H., Kaufman A.J. Quo vadis, Tommotian? // Geological Magazine. 2020a. V. 157. P. 22–34.
- Grazhdankin D., Nagovitsin K., Golubkova E., Karlova G., Kochnev B., Rogov V., Marusin V. Doushantuo-Pertatataka-type acanthomorphs and Ediacaran ecosystem stability // Geology. 2020b. V. 48. P. 708–712.
- Ouyang Q., Guan C., Zhou C., Xiao S. Acanthomorphic acritarchs of the Doushantuo Formation from an upper slope section in northwestern Hunan Province, South China, its implications for early–middle Ediacaran biostratigraphy // Precambrian Res. 2017. V. 298. P. 512–529.

**ВОЗРАСТНЫЕ ОГРАНИЧЕНИЯ ПУЙВИНСКОЙ СВИТЫ –
БАЗАЛЬНОГО СТРАТОНА ВЕРХНЕДОКЕМБРИЙСКОГО РАЗРЕЗА
ЛЯПИНСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)**

А.М. Пыстин*, Ю.И. Пыстина, О.В. Гракова

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, *e-mail: pystin.48@mail.ru

В Ляпинском мегантиклинории вскрывается наиболее полный для северной части Урала и всего Тимано-Североуральского региона разрез докембрия. В соответствии с актуализированной стратиграфической схемой этого района (Пыстин, Пыстина, 2019, 2021) в основании докембрийского разреза залегают метаморфизованные породы няртинского (николайшорского) комплекса и щокуринской свиты нижнего протерозоя. Выше с глубоким размывом, структурным и метаморфическим несогласием залегает пуйвинская свита, которая вверх по разрезу наращивается последовательно хобеинской, мороинской, саблегорской и лаптопайской свитами. Базальная пуйвинская свита сложена серыми и зеленовато-серыми слюдисто-альбит-кварцевыми сланцами с прослоями аповулканогенных зеленых ортосланцев, извесковистых сланцев и кварцитов. До недавнего времени свита относилась к среднему рифею (Государственная..., 2007, 2013 и др.). Первые изотопные U–Pb (LA-ICP-MS) определения возраста детритовых зерен циркона показали принадлежность пород к верхнему рифею (Пыстин и др., 2019). Максимально возможное время формирования свиты, судя по рассчитанному средневзвешенному U–Pb (LA-ICP-MS) возрасту трех наиболее молодых зерен детритового циркона, – 883 ± 71 млн лет. Оценка верхнего возрастного рубежа этого стратона до последнего времени базировалась на находках строматолитов в вышезалегающей мороинской свите, большинство форм которых, по мнению М.Е. Раабен, характерны для миньярской свиты Башкирского мегантиклинория (Белякова, 1972). Однако такое мнение о возрасте мороинской свиты не

является бесспорным. Некоторые исследователи на основании находок микрофитолитов, которые по заключению В.Е. Забродина характерны для пограничных слоев венда (Пыстина, 1997), допускают вендский возраст свиты, по крайней мере, ее верхней части. Такая неопределенность в оценке возраста мороинской свиты предопределяет неоднозначную трактовку верхнего возрастного рубежа пуйвинской свиты и возрастных ограничений всех других верхнедокембрийских стратонав Ляпинского мегантиклинория.

Определенную полезную информацию для оценки верхнего возрастного рубежа пуйвинской свиты можно получить, опираясь на возрастные данные по кислым метавулканитам. Они встречаются среди пуйвинских сланцев в виде маломощных (от нескольких десятков сантиметров до 2-х метров) согласных тел метапорфиров риолитового и дацитового состава. Породы выдержаны по мощности и прослеживаются в коренных обнажениях на десятки метров. Согласно залеганию метапорфиров и наличие близких по геологическим условиям залегания, минеральному и химическому составу пород афировой мелкозернистой структуры, которые по петрохимическим характеристикам интерпретируются как метатиффиты (Юдович и др., 1996) является свидетельством принадлежности кислых вулканитов (метапорфиров и метауффилов) к пуйвинской свите.

Для геохронологических исследований была отобрана проба метапорфира из коренного обнажения на левом берегу р. Кожим (проба К-21/1), в 1.4 км ниже устья ее левого притока – руч. Хасаварка ($67^{\circ}15'57.3''$ с.ш., $66^{\circ}13'58.8''$ в.д.). Здесь прослой метапорфиров мощностью 1.0–1.2 м с раздувами в ядрах складок до 2.0 м залегает среди зеленовато-серых и темно-серых гранатсодержащих хлорит-мусковит-альбит-кварцевых сланцев. Породы имеют светло-серую окраску, массивные или в различной степени рассланцованные. Порфировые выделения размером 1–2.5 мм, иногда до 5 мм, представлены альбитом. В шлифах на фоне мелкозернистой основной массы выявляется реликтовая фельзитовая структура. Основная масса породы сложена альбитом, кварцем, мусковитом, эпидотом и кальцитом. Акцессорные минералы представлены цирконом и титанитом.

Изотопное датирование циркона выполнено U–Pb (LA-ICP-MS)-методом, реализованным на базе одноколлекторного магнитно-секторного масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой Element XR и установки для лазерной абляции UP-213 в ЦКП «Геоспектр» Геологического института Сибирского отделения РАН (Улан-Удэ). Получено 23 конкордантных определения, которые образуют две возрастные популяции в изотопной системе $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (674–641 и 547–507 млн лет). Ранняя возрастная популяция циркона, очевидно, указывает на время кристаллизации пород; конкордантный возраст, рассчитанный по 18-ти локальным датировкам циркона, составляет 647 ± 3 млн лет. Образование зерен циркона с возрастными значениями 547–507 млн лет (пять определений) может быть связано с более поздним термальным воздействием при становлении гранитоидов сальнеро-маньхамбовского комплекса на коллизионном и постколлизионном этапах формирования тиманид-протоуралид (Удоратина и др., 2022).

Таким образом, результаты определения изотопного U–Pb (LA-ICP-MS) возраста зерен циркона из кислых вулканитов, согласно залегающих в разрезе базальных толщ верхнего докембрия Приполярного Урала, представленных пуйвинской свитой, указывают на то, что возраст вмещающих вулканитов пород около 650 млн лет. Как было отмечено выше, U–Pb (LA-ICP-MS) средневзвешенный возраст детритовых зерен циркона из металевролитов нижней части названной свиты 883 ± 71 млн лет. Следовательно, время формирования пуйвинской свиты по геохронологическим данным ограничивается довольно большим интервалом – около 880–650 млн лет назад. Учитывая, что датировки детритовых зерен циркона определяют только нижний возрастной предел осадочных образований, а их истинный возраст может быть сколь угодно моложе, не исключено, что реальный нижний возрастной рубеж пуйвинской свиты существенно меньше 880 млн лет. В связи с этим показательно, что на Полярном Урале в допалеозойском разрезе Харбейско-Марункеуского мегантиклинория возраст базального стратона верхнего докембрия (няровейской серии) по данным U–Pb (LA-ICP-MS) датирования циркона в той же

лаборатории (ЦКП «Геоспектр» Геологического института Сибирского отделения РАН) определяется интервалом 750–650 млн лет (Пыстин и др., 2024). При этом, как и в случае с пуйвинской свитой, верхняя возрастная граница няровейской серии также ограничивается изотопным U–Pb (LA-ICP-MS) возрастом циркона из кислых метавулканитов.

Эти данные дают основание предполагать, что начало формирования верхнедокембрийских толщ на Приполярном Урале, как и на Полярном Урале, может относиться ко второй половине позднего рифея, возможно, тоже к началу аршинского времени (около 750 млн лет назад).

В связи с этим отметим, что в пределах Канино-Тиманской гряды (северо-западной части Тимано-Североуральского региона) имеющиеся уже довольно многочисленные изотопные U–Pb датировки детритовых зерен циркона из верхнедокембрийских толщ определяют их нижний возрастной уровень значением около 1.1–0.9 млрд лет. При этом предполагается, что нижние не вскрытые части рифейского разреза могут иметь среднерифейский возраст. Учитывая вероятность формирования верхнедокембрийских отложений Приполярного Урала, Среднего и Северного Тимана, а также п-ва Канин в пределах одной континентальной окраины (Пыстин и др., 2022, 2023) представляется правомерным вопрос: Не могло ли формирование верхнедокембрийских толщ и в пределах Канино-Тиманской гряды также начаться позже, чем это принято в настоящее время?

Приведенные данные и высказанные предположения определяют необходимость проведения дополнительных исследований для уточнения нижней возрастной границы верхнедокембрийских отложений в различных районах Тимано-Североуральского региона, что напрямую связано с установлением времени заложения Тиманской пассивной окраины и актуализаций представлений о тектоническом развитии северо-восточной окраины Восточно-Европейской платформы в позднем докембрии и начале раннего палеозоя.

Литература

Белякова Л.Т. Геосинклинальный рифей севера Урала. Автореф. канд. дис. М., 1972. 26 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 200 000. Серия Северо-Уральская. Лист Q-41-XXV. Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2007. 252 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Серия Северо-Уральская. Лист Q-41-XXV. Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013. 252 с.

Пыстин А.М., Гракова О.В., Пыстина Ю.И., Кушманова Е.В., Попвасев К.С., Потапов И.Л., Хубанов В.Б. U–Pb (LA-SF-ICP-MS) возраст и вероятные источники сноса детритовых цирконов» из терригенных отложений верхнего докембрия Приполярного Урала // Литосфера. 2022. № 6. С. 741–760.

Пыстин А.М., Гракова О.В., Пыстина Ю.И., Кушманова Е.В., Попвасев К.С., Хубанов В.Б. Возрастные ограничения и возможные источники сноса базальных отложений рифея Приполярного Урала // Вестник ВГУ. Геология. 2023. № 4. С. 4–17.

Пыстин А.М., Гракова О.В., Пыстина Ю.И., Хубанов В.Л., Попвасев К.С., Кушманова Е.В., Потапов И.Л. Возрастные ограничения базальных образований верхнедокембрийского разреза Полярного Урала по результатам U–Pb (LA-ICP-MS)-датирования циркона // Докл. АН. 2024. Т. 514. № 1. С. 5–10.

Пыстин А.М., Пыстина Ю.И., Хубанов В.Б. Первые результаты U–Pb-датирования детритовых цирконов из базальных отложений верхнего докембрия Приполярного Урала // Докл. АН. 2019. Т. 488. № 2. С. 172–175.

Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. Докембрий Приполярного Урала: хроностратиграфический аспект // Труды Карельского НЦ РАН. Геология докембрия, 2019. № 2. С. 34–52.

Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. Актуализированная схема стратиграфии верхнего докембрия Приполярного Урала // Материалы VII Российской конференции по проблемам геологии докембрия. Санкт-Петербург: Свое издательство, 2021. С. 159–162.

Пыстина Ю.И. Минералогическая стратиграфия метаморфических образований Приполярного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 124 с.

Удоратина О. В., Куликова К. В., Шуйский А. С., Соболева А.А., Андреичев В.Л., Голубева И.И., Капитанова В.А. Гранитоиды севера Урала: геохронология, эволюция, источники. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2022. 120 с.

Юдович Я.Э., Мерц А.В., Кетрис М.А. Петрохимическая диагностика метааркозов и метариолитов в древних толщах Приполярного Урала // Докл. АН. 1996. Т. 351, № 3. С. 383–386.

МОРФО-ВИДЫ И ВИДЫ–ИНДЕКСЫ АКРИТАРХ В ЗОНАЛЬНЫХ ШКАЛАХ КЕМБРИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Е.Г. Раевская^{1*}, Е.Ю. Голубкова², Е.А. Кушим², О.Ф. Кузьменкова³,
Т.В. Воскобойникова³

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия, *e-mail: Elena.Raevskaya@karpinskyinstitute.ru

² Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

³ Государственное предприятие «НПЦ по геологии», Филиал «Институт геологии», Минск, Беларусь

Данная работа является частью комплексных исследований по уточнению положения границы венда–кембрия и обновлению биостратиграфической основы выделения горизонтов в переходных венд–кембрийских отложениях Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Региональная стратиграфическая схема кембрия Русской платформы, разработанная в 70–80-ые годы прошлого столетия до сих пор остается единственной валидной, утвержденной Межведомственным стратиграфическим комитетом (МСК), региональной основой (Решение..., 1986), которая, однако, уже не соответствует современной степени изученности региона и новым палеонтологическим данным. Основными критериями выделения горизонтов нижнего кембрия северо-запада ВЕП являются комплексы органических остатков, среди которых акритархи в силу повсеместной встречаемости в терригенных толщах являются одной из приоритетных групп ископаемых организмов, позволяющих коррелировать удаленные разрезы. Вместе с тем, все еще слабо разработанная таксономия кембрийских акритарх сказывается на эффективности использования предлагаемых разными авторами «зональных» шкал (Волкова и др., 1979; Махнач и др., 2005; Moczyłowska, 1991; Jankauskas, 2002; Jachowicz-Zdanowska, 2013 и др.). Специалисты по-разному трактуют морфо-виды акритарх, в связи с чем для биостратонов приводятся разные наименования видов–индексов, включающих как устаревшие, так и новые названия, по сути, одних и тех же морфотипов. При этом стратиграфическая последовательность направленной смены комплексов акритарх в разных районах обширного региона сохраняется. Небольшое смещение границ биостратонов и отличающаяся детальность биостратиграфических построений обусловлены сменой палеообстановок. Разрезы более глубоководной западной части палеобассейна характеризуются более высоким исходным разнообразием микрофитопланктона и лучшей сохранностью ископаемых палиноморф.

Полифилетическая и до конца неясная природа акритарх, определившая их искусственную классификацию, должна учитываться при разработке биостратиграфических шкал. Описанные в литературе на основе морфологических признаков, многочисленные морфо-виды в последние годы подвергаются переосмыслению. Так, разные морфотипы рода *Skiagia* Downie, выделенные на первых этапах изучения группы как самостоятельные виды, были позднее признаны отдельными стадиями развития в жизненном цикле водорослей (Moczyłowska, 2010). Проведенные

позднее многомерные морфометрические исследования наиболее часто встречаемых видов рода *Skiagia* (*S. ciliosa* (Volkova) Downie, *S. compressa* (Volkova) Downie, *S. orbiculare* (Volkova) Downie, *S. ornata* (Volkova) Downie, *S. scottica* Downie) показали непрерывный спектр морфологий в широко перекрывающихся диапазонах измеряемых параметров без обособления каких-либо конкретных группировок (Wallet et al., 2022). Этот факт противоречит концепции последовательного появления в ископаемой летописи видов рода *Skiagia* (*ciliosa*, *compressa*, *ornata*), использованных в качестве маркеров доминопольского и вергальского горизонтов. Отдельно пока рассматривается вид *S. insigne* (Fridrichsone) Downie, не укладывающийся в непрерывный ряд изменчивости перечисленных таксонов из-за ощутимо более коротких и редких выростов, с явным воронкообразным расширением вершин. Его присутствие приурочено к вергальскому горизонту (Волкова и др., 1979; Moczyłowska, 1991; Jankauskas, 2002), тогда как первое появление других представителей рода *Skiagia* фиксируется ниже – в основании доминопольского горизонта.

К подобным выводам привели исследования и другой группы маргинатных акритарх, описанных под разными родовыми и видовыми названиями – *Leiomarginata simplex* Naumova, *Granomarginata prima* Naumova, *G. squamacea* Volkova (= *Annulum squamaceum* (Volkova) Martin et Dean). Анализ обширной популяции этих форм (тысячи экземпляров) из типового местонахождения в лонтоваской свите нижнего кембрия Эстонии, позволил выявить однозначный градиент *simplex*–*prima*–*squamacea* через непрерывный ряд промежуточных морфотипов. На основе этих наблюдений был сделан вывод о том, что изученные морфологические разновидности представляют собой различные стадии развития одного организма *G. prima* (Раевская, 2007), который использовался многими специалистами в качестве индекса лонтоваского горизонта. При этом массовое появление данного вида в подошве лонтоваского горизонта Эстонии имеет вероятно не столько эволюционную, сколько фациальную природу, вызванную экологической перестройкой бассейна на границе ровенского и лонтоваского горизонтов. С этими же причинами, возможно, связано и появление крупных перфорированных оболочек рода *Tasmanites* Newton, те или иные виды которого рассматривались разными авторами в качестве «зональных» (*T. volkovae* Kirjanov, *T. tennelus* Volkova). Вместе с тем, видовые отличия, основанные на толщине стенки, количестве и величине пор, на практике не являются устойчивыми признаками. При более или менее обильном материале из одного местонахождения, включающем формы разной степени сохранности, провести видовые разграничения в непрерывном ряду морфологической изменчивости практически невозможно.

Таксономия простых мелкоразмерных акантоморфных акритарх нижнего кембрия (*Micrhystridium* Deflandre emend. Sarjeant et Stancliffe, *Asteridium* Moczyłowska, *Heliosphaeridium* Moczyłowska) слабо разработана, хотя попытки ее совершенствования уже предпринимались (Moczyłowska, 1991). Мелкие размеры оболочек (10–20 мкм), небольшой набор диагностических признаков, а также их нестабильность вызывают объективные трудности в распознавании отдельных видов и даже родов при рутинных микроскопических исследованиях. Традиционно такие мелкие шиповатые субсферические оболочки с диаметром до 15 мкм относят к роду *Micrhystridium*, который можно считать стратиграфическим долгожителем–рекордсменом, известным на протяжении практически всего фанерозоя. Выведенные из его состава отдельные роды *Asteridium* и *Heliosphaeridium* для классификации раннекембрийских мелкоразмерных шиповатых акритарх (Moczyłowska, 1991) не всеми специалистами однозначно приняты (Paškevičius, 1997; Jankauskas, 2002). Выделение множества видов в этой группе акритарх не имеет большого смысла в контексте биостратиграфического использования. Однако в схеме расчленения отложений нижнего кембрия северо-запада ВЕП некоторые из устойчивых таксонов могут быть вполне применимы, как, например, *Asteridium tornatum* (Volkova) Moczyłowska и *Heliosphaeridium dissimulare* (Volkova) Moczyłowska.

Учитывая то, что акритархи используются при выделении региональных горизонтов ВЕП, вопрос их таксономии и выбора одинаково понимаемых видов–индексов для

зональных подразделений системы имеет большое значение. Исследования, направленные на ревизию, монографическое и биостратиграфическое переизучение ключевых для кембрия микрофоссилий активно ведутся в последние годы, но для принципиального обновления схемы расчленения кембрия северо-запада Восточно-Европейской платформы имеющихся данных пока недостаточно. Важной задачей является унификация представлений о таксономическом составе и стратиграфическом распространении комплексов акритарх, а также ископаемых биот в целом, для использования в региональных схемах нового поколения.

Исследования выполнены при поддержке гранта Российского научного фонда (проект № 24-17-00142, <https://rscf.ru/project/24-17-00142/>) с использованием оборудования ЦКП “АИРИЗ” (ИГТД РАН).

Литература

Волкова Н.А., Гниловская М.Б., Палий В.В., Линдзен К., Кирьянов В.В., Палий В.М., Пашквичене Л.Т., Пискун Л.В., Пости Э., Розанов А.Ю., Урбанек А., Федонкин М.А., Янкаускас Т.В. Палеонтология верхнедокембрийских и кембрийских отложений Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1979. 212 с.

Махнач А.С., Зиновенко Г.В., Абраменко В.И., Пискун Л.В. Стратиграфическая схема кембрийских отложений Беларуси // Літасфера. 2005. № 1 (22). С. 44–52.

Раевская Е.Г. Новый взгляд на природу и систематику маргинатных акритарх позднего докембрия – раннего кембрия // Палеонтология, палеобиогеография и палеоэкология. Материалы LIII сессии Палеонтологического общества при РАН. Санкт-Петербург, 2007. С. 107–108.

Решение Межведомственного регионального стратиграфического совещания по кембрийским отложениям Русской платформы (Вильнюс, 1983) с унифицированной стратиграфической схемой. Л.: ВСЕГЕИ, 1986. 49 с.

Jachowicz-Zdanowska M. Cambrian phytoplankton of the Brunovistulicum – taxonomy and biostratigraphy // Polish Geological Institute. Special Papers. Warszawa. 2013. №. 28. P. 1–150.

Jankauskas T. Cambrian stratigraphy of Lithuania. Vilnius: Institute of Geology of Lithuania, 2002. 256 p.

Moczyłowska M. Acritarch biostratigraphy of the Lower Cambrian and the Precambrian – Cambrian boundary in southeastern Poland // Fossils and strata. Oslo. 1991. No. 29. P. 1–27.

Moczyłowska, M. Life cycle of early Cambrian microalgae from the Skiagia-plexus acritarchs // Journal of Paleontology. 2010. V. 84. P. 216–230.

Paškevičius J. The geology of the Baltic Republics / Vilnius University, Geological Survey of Lithuania. Vilnius, 1997. 387 p.

Wallet E., Willman S., Slater B.J. Morphometric analysis of Skiagia-plexus acritarchs from the Early Cambrian of North Greenland: toward a meaningful evaluation of phenotypic plasticity // Paleobiology. 2022. V. 48. № 4. P. 1–25.

ПОЗНЕДОКЕМБРИЙСКИЕ ДАТИРОВКИ ЦИРКОНА ИЗ ХАСАУТСКОГО И КАМСАКСКОГО КОМПЛЕКСОВ: ПЕРИ-ГОНДВАНСКИЕ БЛОКИ В СТРОЕНИИ ПАЛЕОЗОИД БОЛЬШОГО КАВКАЗА И ЮЖНОГО УРАЛА

Т.В. Романюк^{1,*}, Н.Б. Кузнецов², Б.Г. Голионко², А.А. Разумовский², И.В. Латышева²,
А.В. Шацилло¹, И.В. Федюкин¹, К.И. Данцова², А.С. Новикова²

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия, *e-mail: tromanyuk@mail.ru

² Геологический институт РАН, Москва, Россия

В южном и восточном обрамлении Восточно-Европейской платформы представлены реликты двух герцинских складчатых систем, слагающих фундамент эпигерцинских структур с платформенным стилем строения, – Скифской и Урало-Западносибирской молодых платформ. Их фундамент выведен на дневную поверхность: (1) в современном

Проведенные в окрестностях сел Корсунский и Домбаровка (Домбаровский район Оренбургской области), в бассейне р. Камсак (нижний левый приток р. Орь, впадающей слева в р. Урал в г. Орск) полевые исследования 2004 и 2024 г. подтвердили наличие здесь обширного ареала – Камсакского блока, по (Казанцеву и др., 1994) развития метаморфитов. В строении **КМК** участвуют лейкократовые высокоглиноземистые породы – гнейсы иногда мигматизированные, а также высококальциевые (кальциево-магниевого) меланократовые породы – амфиболиты различных структурно-текстурных и вещественных типов. Породы **КМК** в обилии интродуцированы телами гранитоидов в виде разноразмерных (в т.ч. тончайших жил, маломощных дайкообразных тел), неправильных тел и крупных штоков. Непосредственных взаимоотношений **КМК** с окружающими породами наблюдать не удалось. Однако в непосредственной близости от восточного контакта блока нами описаны каменноугольные неметаморфизованные разнообломочные седиментационные брекчии. Это указывает на докаменноугольный возраст **КМК**. Из лейкократовых высокоглиноземистых гнейсов, вскрытых небольшим карьером (N50°48'28.4", E59°14'2.5")

на вершине холма, расположенного в 2.15 км к северо-западу от северо-западного края пос. Архангельский была отобрана проба G24-13.

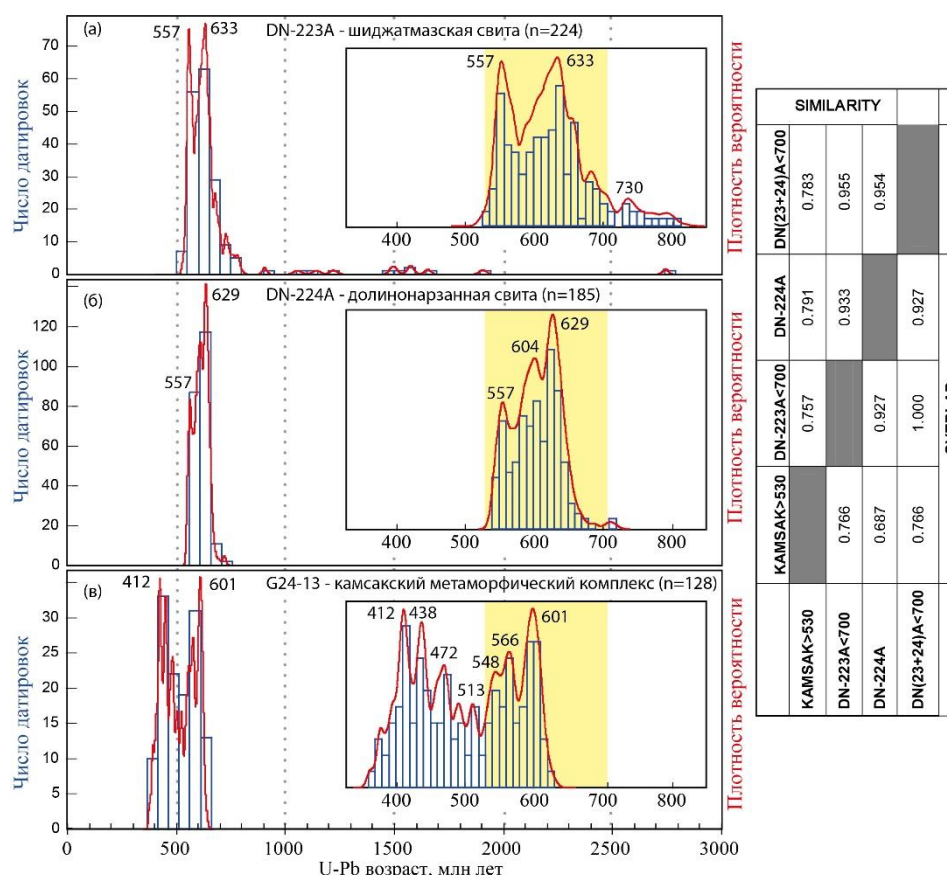


Рис.1. Сопоставление гистограмм и КПВ, иллюстрирующих характер распределения U–Pb датировок циркона из метатупопесчаников долинонарзанной (а) и шиджатмазской (б) свит и гнейсов **КМК** (в). На врезках – увеличенные фрагменты КПВ. Желтый фон маркирует возрастной интервал сопоставления датировок. Слева – матрица показателей сходства и перекрытия наборов датировок циркона из пород хасаутской серии и **КМК**.

По 120 зерен/кристаллов циркона, выделенных из проб DN-223A, DN-224A и G24-13, проанализированы в ЦКП ЛХАИ ГИН РАН. Датировки ядер большого количества зерен/кристаллов циркона имеют позднедокембрийский возраст. Мы интерпретируем их как реликты зерен/кристаллов позднедокембрийской туфогенно-осадочной породы (туфопесчаника). Более молодые датировки, отражают возраста периферических частей зерен/кристаллов циркона, испытавших изотопное омоложение, которое мы связываем с метаморфизмом, проявленным в теле среднепалеозойской Магнитогорской островной дуги, в ходе выплавления надсубдукционных магм из ее позднедокембрийского сиалического(!) фундамента.

Сопоставление характера распределения позднедокембрийских датировок циркона из пород хасаутской серии и **КМК** показало высокое сходство. Это подтверждает высказанные ранее предположения о том, что «... пояс Пери-Гондванских террейнов, известный в северных Аппалачах, ... Европе, Ближнем Востоке, Северной Африке и Аравии, протягивается в северное Причерноморье, Предкавказье и Прикаспий, слагая фундамент Скифской и Туранской эпипалеозойских платформ, и прослеживается далее на восток, до южного Зауралья, принимая участие в строении палеозой южной части Урала» (Кузнецов, Романюк, 2021).

Исследования проведены по научной программе гранта РФФИ № 25-17-00301.

Литература

Большой Кавказ в альпийскую эпоху. (Ред. Леонов Ю.Г.). М.: ГЕОС, 2007. 368 с.

Голионко Б.Г., Кузнецов Н.Б., Страшко А.С. и др. К вопросу о палеотектонической принадлежности протолита суванянского метаморфического комплекса (Южный Урал) по результатам U-Th-Pb датирования зерен детритового циркона // Геодинамика и тектонофизика. 2023. Т. 14. №2. Статья 0693.

Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А. Строение восточного крыла Магнитогорского синклинория в Орском Зауралье. Уфа. ИГ АНРБ. 1994. 30 с.

Камзолкин В.А., Латышев А.В., Видяпин Ю.П. и др. Поздневендские комплексы в структуре метаморфического основания Передового хребта Большого Кавказа // Геотектоника. 2018. №3. С.42–57.

Кузнецов Н.Б., Павленко Т.И. Эпикадомские террейны в структуре Уральского (Азиатского) обрамления палеоконтинента Балтия // Строение и история развития платформ и подвижных поясов Евразии. М.: МГГА, 2000. С.25–27.

Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В. Пери-Гондванские блоки в структуре южного и юго-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 2021. №4. С. 3–40.

Кузнецов Н.Б., Разумовский А.А., Латышева И.В. и др. Возраст урлешской свиты (базальный уровень палеозойского разреза северного склона Большого Кавказа) и источники слагающего ее обломочного материала // Доклады РАН. Науки о Земле. 2025. Т. 521. № 2. С. 167–177.

Письменный А.Н., Пичужков А.Н., Зарубина М.А. и др. Гос. геол. карта РФ м-ба 1:200000. Издание второе. Серия Кавказская. Лист К-38-I, VII (Кисловодск). М.: МФ ВСЕГЕИ. 2004. 365 с.

Kuznetsov N.B. Epi-Gondwanian terrains in the structure of the Southern Urals frame of Baltica: new date // IGCP 497: The Rheic ocean – its origin, evolution and correlatives. University of Portsmouth, 2005. P.43–44.

Somin M.L. Pre-Jurassic Basement of the Greater Caucasus: Brief overview // Turkish Journal of Earth Sciences. 2011. V.20. P.545–610.

ВОЗРАСТ СРЕДНЕСИБИРСКОГО ГЛЯЦИОГОРИЗОНТА

С.В. Рудько^{1,*}, С.В. Малышев^{1,2}, А.В. Драздова¹

¹ Геологический институт РАН, Москва, *e-mail: svrudko@gmail.com

² Институт наук о Земле, Санкт-Петербург

Корреляция пород позднего докембрия зависит от комплексирования хемо-, био- и климатостратиграфических данных и их геохронологической привязки. В этой связи особое значение имеет разрез венда Уринского поднятия (УП) на северной оконечности Патомского нагорья, предложенный в качестве опорного для Сибирской платформы (Чумаков и др., 2013). Этот разрез наиболее полно охарактеризован био- и хемотратиграфическими данными благодаря наличию в нем в почти равной пропорции терригенных пород, сохранивших остатки органостенных микрофоссилий и макрофауны, а также карбонатных пород с хорошей сохранностью первичных изотопных систем C и Sr (Рудько и др., 2017, 2020).

Нижняя граница венда в разрезе УП проведена по подошве большепатомской свиты, входящей наряду с ее коррелянтами на Патомском нагорье (ничатской и джемкуканской свитами) в Среднесибирский гляциогоризонт (СГ) (Чумаков и др., 2011). СГ изначально был скоррелирован с ледниковыми отложениями формаций Нунтау в Китае, Фик в Омане и Смалфьорд в Норвегии (Чумаков и др., 2013), относимыми к гляциопериоду Марино, возраст которого на текущий момент определен в интервале 635–639 млн лет (Hoffman et al., 2004; Prave et al., 2016; Zhou et al., 2019). Над каждой из упомянутых ледниковых формаций было отмечено наличие маломощного легко узнаваемого слоя «венчающих» доломитов, ассоциированного со специфическими климатическими условиями, возникшими в момент завершения оледенения Марино, что стало важным аргументом для

их прямого сопоставления. В постгляциальных карбонатных последовательностях в Китае, Омане и в Сибири отмечалась положительная аномалия изотопного состава С и близкий изотопный состав Sr.

Вместе с тем тиллиты формации Смалфьорд входят в состав регионального Лапландского гляциогоризонта в основании стратотипа венда на ВЕП, и их возраст на основании региональной корреляции с ледниковыми отложениями Среднего Урала был определен моложе 600 млн лет (Гражданкин, Маслов, 2015). Так венчающие доломиты над формацией Смалфьорд и некоторые другие венчающие доломиты оказались атрибутированы к ледниковым горизонтам, которые к гляциопериоду Марино не относятся. Детализация кривых изменения изотопного состава С в разрезах позднего докембрия Канады и Китая привела к тому, что единая положительная аномалия изотопного состава С нижнего эдиакария распалась на несколько аномалий, разделенных малоамплитудными отрицательными экскурсами, оставляя теперь место для неоднозначной трактовки стратиграфического положения слоев, в которых прослеживается лишь одна положительная С-изотопная аномалия. Все это привело к дискуссии о принадлежности ледниковых отложений большепатомской свиты либо к оледенению Марино, либо к одному из оледенений эдиакария в интервале от 600 до 580 млн лет, что потенциально сокращало стратиграфический объем венда УП более чем в два раза (Рудько и др., 2017; Гражданкин и др., 2023), и привело к острой необходимости получения геохронологических ограничений на возраст СГ.

О наличии туфового прослоя, который можно было бы попытаться датировать, в составе диамиктитов большепатомской свиты некогда было упомянуто в работе (Чжан Бу-Чунь, 1960), однако долгое время этот прослой не удавалось повторно обнаружить. В результате целенаправленного поиска нам все же удалось это сделать. Опробованный слой расположен в 150 м от подошвы большепатомской свиты на северном крыле Жедайской антиклинали на левом берегу р. Большой Патом представляет собой светло-серую, голубоватую мелкообломочную породу, которую при наблюдении в обнажении от осадочного алевролита отличает лишь наличие микроскопических черных включений. Мощность этого слоя составляет 1 м, ниже и выше по разрезу залегают диамиктиты с аргиллитовым матриксом и относительно редкими крупными кластами.

В шлифе опробованная порода представляет собой мелкозернистый вулканокластитовый и витрокластитовый туф. Витрокласты имеют отчетливую рогульчатую форму, частично замещены хлоритом. Вулканокласты представлены эффузивом средне-основного состава, частично замещены серицитом и хлоритом. Кристаллокласты представлены альбитом и соссюритом, присутствие кварца незначительно. По химическому составу туф соответствует андезибазальту.

Из пробы 21-36 удалось выделить и поместить в шашку для датирования 35 цирконов. Цирконы имели вид гетерогенной фракции – включали окатанные, неокатанные призматические кристаллы, часть зерен оказалась раздроблена, и их габитус не поддавался диагностике. Размер зерен циркона варьировал от 20 до 50 мкм. В изученной пробе №21-36 возраст 17 цирконов с дискордантностью менее 5 % варьирует в диапазоне от 625 до 2278 млн лет (рис. 1). На графике плотности вероятности распределения возрастов цирконов половина составляет молодой кластер около 630 млн лет, а вторая половина рассеяна в диапазоне от 1500 до 2278 млн лет. При расчете средневзвешенного возраста молодого кластера использована группа из 5 наиболее когерентных возрастов, а 4 наиболее молодых возраста интерпретированы как нарушенные в результате потери радиогенного Pb. Таким образом, расчет средневзвешенного возраста по системе $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ составил 633 ± 7 млн лет.

Полученная датировка соответствует времени накопления тиллитов большепатомской свиты и в пределах погрешности совпадает с оледенением Марино, к которому отнесены ледниковые породы в основании последовательностей эдиакария. При отнесении СГ к оледенению Марино оказывается, что постгляциальная часть

дальнетайгинской серии в разрезе венда УП охватывает неожиданно большой временной интервал. Имеющиеся датировки дальнетайгинской серии заставляют предполагать разительную неравномерность скорости накопления большепатомских тиллитов (5 млн лет) и постгляциальных баракунской (>38 млн лет) и валюхтинской свит (≤ 25 млн лет), представленных в похожих фациях и сопоставимых мощностях (около 1–1.5 км каждая) (Rud'ko et al., 2021). Обозначенные противоречия могут быть сняты, если в нижней части баракунской свиты присутствует крупный перерыв осадконакопления. Местом для стратиграфического несогласия может служить необнаженная на УП верхняя граница пачки тонкослоистых известковистых алевролитов и песчаников, залегающих непосредственно над венчающим доломитом. Потенциальной причиной стратиграфического несогласия в кровле песчаной пачки в основании баракунской свиты могла быть гляциоизостазия.

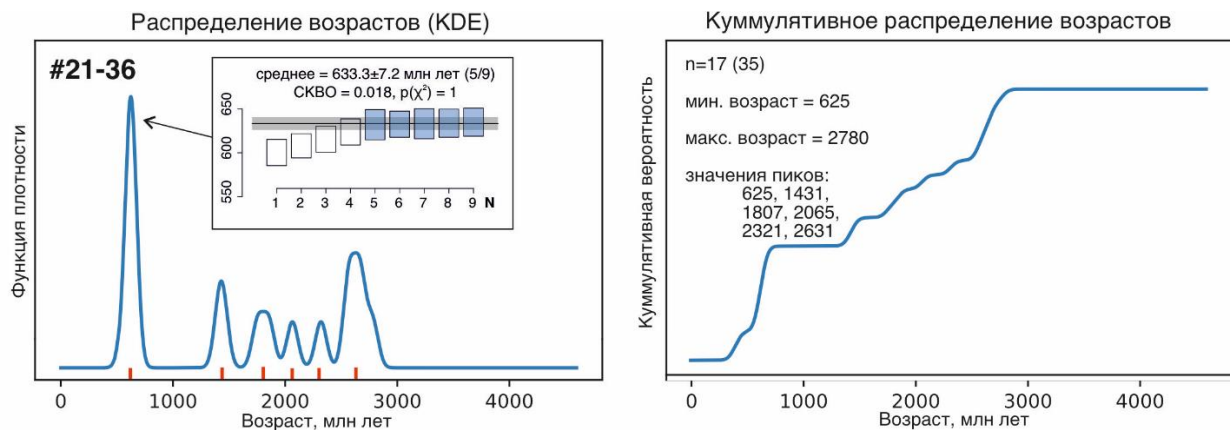


Рис. 1. График ядерной оценки плотности (KDE, слева) и график куммулятивного распределения возрастов (CAD) обломочных цирконов пробы 21-36. На врезке: расчет средневзвешенного значения по 5 зернам. 4 зерна не учтены в расчете из-за потенциальной потери свинца.

Поиск признаков наличия или отсутствия стратиграфического несогласия внутри баракунской свиты на Патомском нагорье и прилегающей части Сибирской платформы в дальнейшем позволит протестировать предложенную модель эволюции Патомского бассейна, включающую гляциоизостатическое поднятие. Эти исследования могут иметь значение для глобальной корреляции постгляциальных карбонатных последовательностей раннего эдиакария, называемых кэпкарбонатными секвенциями в рамках модели «Земля – снежок». Кэпкарбонатные секвенции несмотря на конформизм хеомстратиграфических признаков могут оказаться резко диахронными образованиями в связи с различным временем начала прогибания бассейнов после гляциоизостатического поднятия континентальных окраин. Конденсация времени также отмечается для нижних частей разрезов эдиакария на окраинах Гондваны и в Китае (Cantine et al., 2024).

Исследование выполнено при поддержке гранта РНФ № 25-27-00248.

Литература

Гражданкин Д.В., Александров Д.О., Максименко В.О., Рогов В.И. На пути к ярусному расчленению венда // Геология и геофизика. 2023. Т. 64. № 11. С. 1517–1536. DOI: 10.15372/GiG2023192.

Гражданкин Д. В., Маслов А. В. Место венда в международной стратиграфической шкале // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 4. С. 703–717. DOI: 10.15372/GiG20150406.

Рудько С.В., Кузнецов А.Б., Петров П.Ю. Изотопный состав Sr в известняках дальнетайгинской серии Патомского бассейна: опорный разрез венда Сибири // Литология и полезные ископаемые. 2020. №. 3. С. 243–256. DOI: 10.31857/S0024497X20030052.

Рудько С. В., Петров П. Ю., Кузнецов А. Б. др. Уточненный тренд $\delta^{13}\text{C}$ в дальнотайгинской серии уринского поднятия (венд, юг средней сибери) // Докл. АН. 2017. Т. 477. №. 5. С. 590–594. DOI: 10.7868/S0869565217350183.

Чжан Бу-Чунь Стратиграфия и тектоника Уринского поднятия: диссертация ... кандидата геолого-минералогических наук. Москва, 1960. 272 с.

Чумаков Н. М., Линнеманн У., Хофманн М., Покровский Б. Г. Неопротерозойские ледни-ковые покровы Сибирской платформы: U-Pb-LA-ICP-MS датировка обломочных цирконов большепатовской свиты и геотектоническое положение источников сноса // Стратиграфия. Геоло. корреляция. 2011. Т. 19. № 6. С. 105–112.

Чумаков Н. М., Семихатов М. А., Сергеев В. Н. Опорный разрез вендских отложений юга Средней Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2013. Т. 21. №. 4. С. 26–51. DOI: 10.7868/S0869592X13040029.

Cantine M.D., Rooney A.D., Knoll A.H. et al. Chronology of Ediacaran sedimentary and biogeochemical shifts along eastern Gondwanan margins // Communications Earth & Environment. 2024. Vol. 5, 520. DOI: 10.1038/s43247-024-01630-1.

Hoffmann K. H., Condon D. J., Bowring S. A., J. A. Crowley. U-Pb zircon date from the Neo-proterozoic Ghaub Formation, Namibia: constraints on Marinoan glaciation // Geology. 2004. Vol. 32. Iss. 9. P. 817–820. DOI: 10.1130/G20519.1.

Prave A. R., Condon D. J., Hoffmann K. H. et al. Duration and nature of the end-Cryogenian (Marinoan) glaciation // Geology. 2016. Vol. 44. Iss. 8. P. 631–634. DOI: 10.31223/osc.io/xgwa3.

Rud'ko S. V., Kuznetsov A. B., Petrov P. Y. et al. Pb-Pb dating of the Dal'nyaya Taiga Group in the Ura uplift of southern Siberia: Implications for correlation of C-isotopic and biotic events in the Ediacaran // Precambrian Res. 2021. Vol. 362. 106285. DOI: 10.1016/j.precamres.2021.106285.

Zhou C., Huyskens M., Langet X. et al. Calibrating the terminations of Cryogenian global glaciations // Geology. 2019. Vol. 47. Iss. 3. P. 251–254. DOI: 10.1130/G45719.1.

ПЕРВАЯ ОЦЕНКА ВОЗРАСТА РАКОВИН *OVOLUS* (САБЛИНСКАЯ СВИТА, ЛЕНИНГРАДСКАЯ ОБЛАСТЬ) U–Pb ИЗОТОПНЫМ МЕТОДОМ

В.М. Саватенков, И.М. Васильева

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, *e-mail: v.m.savatenkov@ipgg.ru

Определение абсолютного возраста отсадочных пород является как достаточно актуальной, так и сложной проблемой. Применение изотопных методов для решения этой задачи ограничено отсутствием в составе аутигенной ассоциации осадков (минеральных фаз, образованных в ходе диагенеза) минералов с сильными селективными свойствами к накоплению радиоактивных элементов, как это имеет мест в случае магматических и метаморфических пород (U–Pb – циркон, монацит; K–Ar, Rb–Sr – биотит, КППШ). Наиболее традиционным методом для прямого определения возраста карбонатных пород является Pb–Pb метод ступенчатого выщелачивания (Горохов и др., 2022). Не смотря на его широкое применение, эффективность такого подхода ограничивается его не высокой, в большинстве случаев, разрешающей способностью. Современной альтернативой Pb–Pb методу для оценки возраста карбонатных пород является Re–Os метод определения возраста пород, содержащих свободный углерод (черные сланцы, углистые прослои в карбонатах) (Yin et al., 2023), которые дает более высокое разрешение при оценке возраста. Вместе с тем этот метод имеет существенное ограничение, связанное со сложностью аналитического выполнения Re–Os изотопного анализа осадочных пород и соответственно наличием аналитических лабораторий, способных его выполнять. Определение возраста терригенных осадочных пород изотопными методами традиционно строится либо на прямой, либо на косвенной оценке. Для прямой оценки времени осадконакопления используются K–Ar и Rb–Sr изотопные системы в таких аутигенных минеральных фазах, как глауконит. Такой подход позволяет получить оценки возраста с достаточно высоким разрешением.

Основным ограничением этих методов является низкая устойчивость K–Ar и Rb–Sr изотопных систем к наложенным воздействиям, поэтому такой подход при оценке возраст используется для достаточно молодых (фанерозойских) и неметаморфизованных пород. Косвенный метод («метод вилки») строится на оценке возраста U–Pb либо детритовых цирконов, либо цирконов из магматических тел, находящихся в определенных структурных отношениях (подстилающие или секущие) с осадочными толщами. Этот метод используется для оценки осадочных толщ, имеющих различную степень метаморфического преобразования, но отличается низкой точностью.

В настоящей работе рассмотрена возможность использования U–Pb системы в фосфатных образованиях биогенного происхождения для прямой оценки возраста осадков. Биогенные фосфаты (фрагменты раковин, ископаемых рыб) в последнее время достаточно часто используются в качестве объектов для оценки возраста U–Pb методом (Barreto et al., 2022; Qi, et al., 2024). Это обусловлено тем, что фосфаты образуют более устойчивые соединения с U, чем с Pb. Кроме того, как биогенные, так и хемотропные фосфаты захватывают химические компоненты в ходе своего формирования преимущественно из морской воды. При этом водные комплексы U являются более устойчивыми, чем комплексы Pb, соответственно морская вода в значительной мере обогащена U по сравнению с Pb. Все это в совокупности обуславливает высокое отношение U/Pb в ископаемых остатках, отвечающих по своему химическому составу фосфатам. В качестве объекта исследования выбраны фрагменты брахиопод – оболусов (*Obolus*) из слабо литифицированных песчаников саблинской свиты. Слабая литификация предполагает малую степень диагенетических преобразований. Был проанализирован изотопный состав Pb, а также содержания Pb и U в трех крупных фрагментах раковин (вес фрагментов составлял 5–12 мг), одной монофракции мелких обломков раковин и апатитового стяжения (галька песчаника с апатитовым цементом) выделенных из оболового песчаника Саблинской свиты. Фрагменты раковин предварительно подвергались ультразвуковой обработке в дистиллированной воде с целью удаления примеси гидроокисла железа, которая может содержать обычный и привнесенный Pb.

Образцы после выщелачивания демонстрируют высокое содержание U и высокие отношения U/Pb, что делает их потенциально пригодными для оценки возраста осадконакопления U–Pb методом. Для расчета возраста был использован метод построения конкордии в координатах $^{238}\text{U}/^{208}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (метод Тера-Вассербурга) (рис. 1). Как видно из диаграммы, изотопные данные для крупных фрагментов раковин образуют хорошую регрессию, точка пересечения которой с конкордией отвечает возрасту 403 ± 2 млн. лет. При этом точки, отвечающие монофракции мелких фрагментов раковин и апатитовому стяжению существенно отклоняются от указанной регрессии, что можно объяснить результатом поздних преобразований U–Pb изотопной системы в мелких фрагментах раковин и/или более поздним образованием апатитового цемента в стяжениях.

Полученные результаты, с одной стороны, показывают высокий потенциал раковин *Obolus* и других ископаемых остатков живых форм фосфатного состава для прямой оценки времени накопления морских осадков. С другой стороны, полученная цифра возраста существенно расходится с имеющимися представлениями о возрасте саблинской свиты – верхний–средний кембрий (Хазанович и др., 1984). Ранее отмечалось, что фосфат оболусов представляет собой продукт замещения карбонатного детритового материала раковин фосфором (Вялов и др., 2013). Поэтому полученную цифру возраста можно рассматривать, как время вещественного преобразования оболовых песчаников. С другой стороны, хорошее соответствие отдельных фрагментов различных раковин общей линейной регрессии противоречит поздним преобразованиям U–Pb системы в раковинах, либо это преобразование происходило после небольшого промежутка времени. Для ответа на вопрос о геологическом смысле полученного возраста необходимо дальнейшее и более комплексное изучение фрагментов *Obolus*, включающее, наряду с U–Pb изотопным исследованием, изучение морфологических особенностей, изучение химического состава,

а также изотопных характеристик Sr. Такое комплексное изучение позволит охарактеризовать степень вторичных изменений раковин и связь этих изменений с полученными оценками возраста.

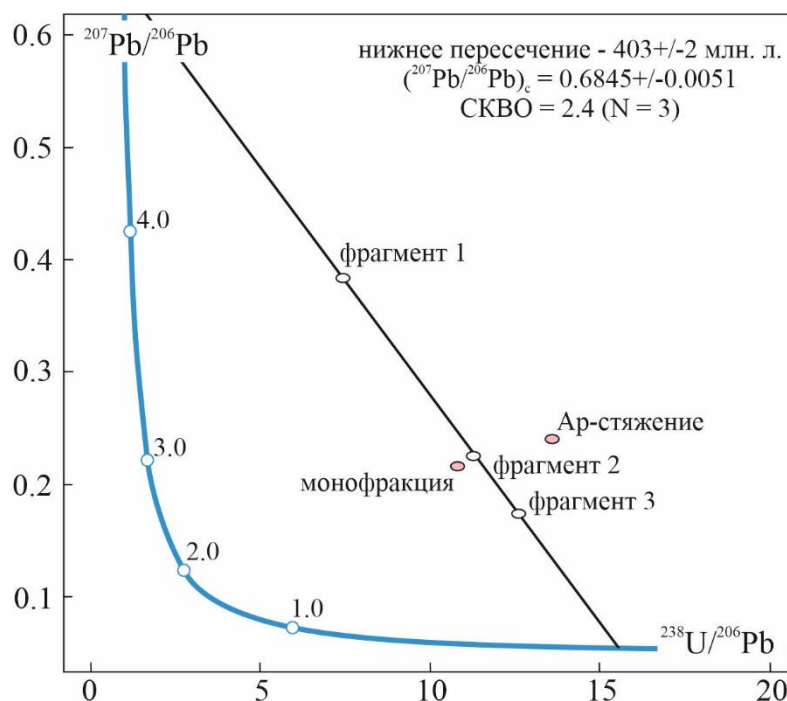


Рис. 1. Диаграмма в координатах $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ с конкордией Тера-Вассербурга и с данными U–Pb изотопного изучения фрагментов раковин *Obolus* Саблинской свиты. Цифры напротив точек на конкордии приведены в млрд. лет.

Литература

Вялов В. И., Ларичев А. И., Балахонова А. С. Рудогенез диктионемовых сланцев и оболочковых песчаников Прибалтийского бассейна // Региональная геология и металлогения. 2013. № 55. С. 87–98.

Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Васильева И.М., Константинова Г.В., Дубинина Е.О., Липенков Г.В., Ризванова Н.Г. (2022) Изотопные составы Sr и Pb в доломитах нижнерифейской билляхской серии Анабарского поднятия: метод ступенчатого растворения в хемотратиграфии и геохронологии. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 30(4). С. 22–51.

Хазанович К. К., Попов Л. Е., Мельникова Л. М. Беззамковые брахиоподы, остракоды (брадорииды) и хиолительминты Саблинской свиты Ленинградской области // Палеонтологический журнал. 1984. №4. С. 33 – 47.

Barreto A., Bertotti A.L., Paul J. Sylvester P.J., do Prado L.A.C. et al. U/Pb geochronology of fossil fish dentine from Romualdo Formation, Araripe Basin, northeast of Brazil // Journal of South American Earth Sciences. 2022. 116. 103774.

Qi, L., Hou M., Jacob A. Mulder J.A., Cawood P.A. et al., 2024, In situ U–Pb dating of Jurassic dinosaur bones from Sichuan Basin, South China // Geology. 2024. <https://doi.org/10.1130/G51872.1>

Yin L., Zhao P., Liu J., Li J. Re–Os isotope system in organic-rich samples for dating and tracing: Methodology, principle, and application // Earth-Science Reviews. 2023. 238. 104317.

ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ КУРБАКИНСКОЙ СВИТЫ КУРСКОГО БЛОКА САРМАТИИ

К.А. Савко^{1,2,*}, В.С. Цыбуляев², Е.Х. Кориш², Н.С. Базиков²

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва,
*e-mail: ksavko@geol.vsu.ru

² Воронежский университет, Воронеж

Из-за отсутствия надежных биостратиграфических маркеров и редкости пород с сингенетичными минералами-геохронометрами (например, кислых и средних туфов с цирконами для U–Pb-датирования) многие палеопротерозойские формации на Земле не имеют достоверных возрастных ограничений, как, например, продемонстрировано для глобальных Ятулий-Ломагунди или Великого кислородного событий (Hodgskiss, Sperling, 2021). Не является исключением и раннедокембрийский кратон Сарматия, где наряду с наметившимся прогрессом в изучении магматизма и метаморфизма, важнейшей проблемой палеопротерозойской геологии остается почти полное отсутствие возрастных рейперов накопления мощных осадочных толщ в интервале 2.5–2.0 млрд. лет, не позволяющих достоверно реконструировать коровую эволюцию. Одной из таких стратиграфических единиц Курского блока является курбакинская свита, сложенная вулканогенно-терригенной толщей мощностью более 1000 м. Считается, что ее накопление связано с континентальным рифтогенезом, что послужило основанием для корреляции с вулканогенно-осадочными породами тимской свиты в Тимской структуре с возрастом 2.1–2.07 млрд. лет (Холин, 2001).

Начиная с 2.6 млрд лет в Михайловском и Курско-Криворожском бассейнах Сарматии на архейской платформе накапливались мощные осадочные толщи в обстановке пассивной окраины, в том числе гигантские ЖКФ (Savko et al., 2021). Они имели площадное распространение, но сохранились от размыва в узких синформах, самыми крупными из которых являются Михайловская и Тимская. Отложения курбакинской свиты залегают в ядре Михайловской синформы и со стратиграфическим несогласием перекрывают породы ЖКФ курской серии. В разрезе курбакинской свиты выделяются две подсвиты. В основании нижней подсвиты имеется невыдержанный по простиранию базальный горизонт продуктов размыва и переотложения ЖКФ, сложенный железистыми конгломерато-брекчиями мощностью до 60 м. На конгломерато-брекчиях, а при их отсутствии на ЖКФ курской серии залегает толща метагравелитов, полимиктовых метапесчаников с прослоями кварц-серицитовых сланцев, метаалевролитов, эруптивных метабрекчий и метатуфов. Выше по разрезу в виде линз и пластов залегают метадациты, метариолиты и метабазалты. Отмечается чередование вулканических потоков метариолитов и метабазалтов. Мощность потоков метариолитов до 50–60 м, метабазалтов 10–50 м. Завершается разрез нижней подсвиты аркозовыми метапесчаниками, метатуфопесчаниками с прослоями метагравелитов и сланцев. Породы в различной степени рассланцованы и метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев.

Породы верхней подсвиты развиты ограниченно к юго-востоку от Михайловского железорудного месторождения, где протягиваются в виде изогнутой полосы шириной 0.5–1.5 км и длиной около 5.5 км. Они залегают на размытой поверхности нижней подсвиты, иногда на ЖКФ и представлены неизмененными и слабо измененными кислыми эффузивами, их туфами и туффитами, которые переслаиваются со слюдистыми и кварц-слюдистыми сланцами и песчаниками.

Конкордантный возраст циркона из метариолитов нижней подсвиты составляет 2065 ± 7 млн. лет ($N = 14$, $СКВО = 0.38$), из метадацитов 2047 ± 8 млн. лет ($N = 12$, $СКВО = 0.79$). Метавулканиды имеют низкорadioгенный изотопный состав Nd: $\epsilon Nd_{(2060)} = (-4.8 \text{ до } -7.1)$ в метабазалтах и $\epsilon Nd_{(2067)} = (-6.5) - (-6.7)$ в метариолитах и метадацитах.

Метабазиты имеют низкие концентрации TiO_2 , высокие Sr и Ba, низкие значения Cr/Ni отношения и отрицательную Nb* аномалию. Такие особенности предполагают, что

источник отличался от N-MORB, дифференциация протекала при резко подчиненной роли плагиоклаза и преобладанием пироксенов над оливином в кумулюсной ассоциации. Невысокие концентрации $\text{TiO}_2 < 1,4$ мас.%, отношение $\text{Ti/Y} < 500$ и $(\text{Gd/Yb})_n < 2$ предполагают образование исходных расплавов на малых глубинах области устойчивости шпинелевого перидотита.

Кислые вулканиты имеют высокие содержания щелочей, HFSE, REE и отрицательные аномалии Eu, Sr, Ti, Ba и относятся к постколлизийному A2-типу гранитоидов. Образование кислых вулканитов за счет кристаллизационной дифференциации имеет много противоречий. Отсутствие андезитового члена БАДР серии противоречит модели дифференциации. Достижение составов ультракислых риолитов курбакинской свиты ($\text{SiO}_2 > 74$ мас. %) требует глубокой (60 %) дифференциации базальтового расплава. Однако, начиная с риодацитов на ликвидусе расплавов появляется кварц, фракционирование которого ограничивает рост кремнекислотности остаточных магм. Поэтому более предпочтительным кажется механизм малоглубинного, частичного плавления пород коры при подъеме базальтовых магм и горячих флюидов из древнего мантийного литосферного источника. Такая модель подтверждается пространственной сопряженностью кислых и основных вулканитов при чередовании их потоков, геохимией метадацитов и метариолитов, предполагающим, что основным источником были архейские ТТГ, возможно, с небольшой добавкой субстратов внутриплитного магматизма с возрастом $\approx 2,6$ млрд. лет (Савко и др., 2019; Savko et al., 2019).

Геодинамическая позиция вулканитов. Недавно был предложен геодинамический сценарий образования крупной кислой изверженной провинции Сарматии с возрастом около 2.07 млрд. лет и образования Тимского задугового бассейна (Савко и др., 2024). В его основу положен механизм пологой субдукции ювенильной океанической плиты под древнюю архейскую кору Курского блока. Около 2.1 млрд лет назад Восточная Сарматия на протяжении более 300 км подстилалась океанической плитой. Завершающий эпизод субдукционных процессов в Восточной Сарматии фиксируется в Тимском террейне и выражен вулканогенно-осадочными комплексами задугового бассейна, образовавшегося около 2.1–2.07 млрд лет назад при отрыве погружающейся плиты (Цыбуляев и др., 2021; Савко и др., 2024). Осадки и вулканиты БАДР серии в Тимском задуговом бассейне были метаморфизованы в результате коллизии континент – островная дуга около 2.07 млрд. лет в условиях эпидот-амфиболитовой фации.

В Михайловский бассейн, который находится восточнее Тимского на большем удалении от субдукционного шва, магматизм древнее 2.07 млрд. лет отсутствует. Возраст потоков кислых вулканитов позволяет ограничить возраст осадконакопления отложений курбакинской свиты 2.07–2.05 млрд. лет. Таким образом, Михайловский бассейн начал формироваться после Тимского и после метаморфического события 2.07 млрд. лет. Такая задержка, по-видимому, связано с продвижением пологой плиты вглубь континента и ее последовательным обрушением. На начальных стадиях погружения пологого слэба происходит прогибание перекрывающей плиты и появление мелководных морских бассейнов во внутренних регионах (Navarrete et al., 2024). С такого прогибания началось формирование Михайловского задугового бассейна, выполненного на нижних горизонтах грубыми терригенными породами (брекчии, гравелиты, крупнозернистые песчаники). Около 2.07 млрд. лет назад нижняя океаническая плита начала разрушаться. Этот переход от внутриконтинентального орогена к растяжению литосферы, вероятно, был связан с усилением гравитационного притяжения океанической плиты, поскольку метаморфические фазовые изменения при эклогитизации сделали ее более плотной. Обрушение погруженной плиты привело к мафическому андерплэйтингу и внедрению базитовых расплавов в верхней части литосферной мантии. Значительное увеличение теплового потока вызвало внутрикоровое плавление в верхней плите, состоящей, главным образом, из архейских ТТГ (Савко и др., 2019) и образование малоглубинных очагов высокотемпературных кислых магм, излияния которые впоследствии образовали потоки дацитов и риолитов в интервале

2.07–2.05 млрд. лет. Положение метабазальтов в разрезе, ограниченное сверху и снизу кислыми вулканитами свидетельствует об их излиянии в период растяжения.

В отличие от остальных палеопротерозойских постколлизийных магматических комплексов Восточной Сарматии с возрастом 2040–2070 млн. лет, вулканиты и осадки Михайловского бассейна подверглись метаморфизму. Его интенсивность возрастает в северо-западном направлении от зеленосланцевой фации в Михайловской структуре до гранулитовой в направлении к Брянскому блоку, где и установлен возраст метаморфизма ~2036 млн лет (Савко и др., 2010). Таким образом, формирование пород курбакинской подсветы происходило в интервале 2.07–2.05 млрд. лет в Михайловском задуговом бассейне, после чего они были метаморфизованы и рассланцованы в результате коллизийных процессов на рубеже 2036 млн. лет.

Литература

Савко К.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возраст метаморфизма гранулитовых комплексов Воронежского кристаллического массива: результаты U–Pb геохронологических исследований монацита // Докл. АН. 2010. Т. 435. № 5. С. 647–652.

Савко К.А., Самсонов А.В., Сальникова Е.Б. и др. Мезоархейские тоналит-трондьемит-гранодиоритовые ассоциации Восточной Сарматии: возраст и геологическое положение // Стратиграфия и геол. корреляция. 2019. Т. 27. №5. с. 4–18.

Савко К.А., Самсонов А.В., Кориш Е.Х. и др. Гранитоидные интрузии на краю Курского блока как часть палеопротерозойской кислой крупной изверженной провинции восточной Сарматии // Петрология. 2024. Т. 32. № 6. С. 647–678.

Холин В.М. Геология, геодинамика и металлогеническая оценка раннепротерозойских структур КМА. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Воронеж, 2001.

Цыбуляев С.В., Савко К.А., Самсонов А.В., Кориш Е.Х. Палеопротерозойские рифтогенные вулканиты OIB- и MORB-типов Курского блока Восточной Сарматии: петрология и геодинамика // Петрология. 2021. Т. 29. № 2. С. 136–171.

Hodgskiss M.S.W., Sperling E.A. 2021. A prolonged, two-step oxygenation of Earth's early atmosphere: support from confidence intervals// Geology. 2021. V. 50(2). P. 158–162.

Navarrete C., Gianni G., Tassara S., et al. Massive Jurassic slab break-off revealed by a multidisciplinary reappraisal of the Chon Aike silicic large igneous province // Earth-Sci. Rev. 2024. V. 249. 104651.

Savko K.A., Samsonov A.V., Kholina N.V., Larionov A.N., Zaitseva M.V., Korish E.H., Bazikov N.S., Terentiev R.A. 2.6 Ga high-Si rhyolites and granites in the Kursk Domain, Eastern Sarmatia: Petrology and application for the Archaean palaeocontinental correlations// Precambrian Res. 2019. V. 322. P. 170–192.

Savko K.A., Samsonov A.V., Santosh M., Ovchinnikova M.Yu. Neoproterozoic Palaeoproterozoic sedimentary basins in the Sarmatian Craton: global correlations and connections// Geological Journal. 2021. V. 56. N9. P. 4479–4498.

РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ВЕРХНЕРИФЕЙСКИХ КАРБОНАТОВ ЮРЮЗАНО-СЫЛВЕНСКОЙ ДЕПРЕССИИ (ПО МАТЕРИАЛАМ СКВАЖИНЫ ЛЕУЗИНСКАЯ-1)

Н.С. Сагдеева*, В.М. Горожанин, С.А. Дьякова, Н.Д. Сергеева

Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа, *e-mail: sag-nyrija@mail.ru

Юрюзано-Сылвенская депрессия (ЮСД), являющаяся структурным элементом Предуралья, сложенная мощной толщей докембрийских отложений, представляющих значительный интерес для изучения эволюции палеобассейна в докембрии (Козлов, 2003). В качестве ключевого объекта исследования выступает скважина Леузинская-1, расположенная в центральной части депрессии и вскрывшая

полный разрез рифейских образований (Козлов, 2003). Стратиграфически выше залегают нерасчлененные отложения среднего–верхнего девона, перекрытые мощной карбонатной толщей каменноугольного возраста. Скважина расположена на западном крыле моноклинали, в непосредственной близости фиксируется серия субпараллельных сбросов. Верхнерифейские отложения вскрыты на глубине от 3700 до 4100 м (Козлов, 2003).

Современное состояние изученности верхнерифейских карбонатных отложений Юрюзано-Сылвенской депрессии характеризуется рядом актуальных научных проблем, требующих комплексного решения. Ключевые нерешенные вопросы включают: отсутствие детализированных фациальных моделей, учитывающих специфику карбонатного седиментогенеза в условиях рифейского палеобассейна; недостаточную изученность влияния синседиментационных тектонических процессов на формирование и эволюцию пустотного пространства; неоднозначную оценку воздействия постседиментационных преобразований (гидротермальной активности, доломитизации, стилолитизации) на сохранность органического вещества.

Исследуемый керновый материал охватывает 500-метровый стратиграфический интервал, включающий полные разрезы шихановской и леузинской свит верхнего рифея. Сохранность первичных седиментационных и раннедиагенетических текстур в изученных образцах позволяет провести детальную реконструкцию палеообстановок карбонатного седиментогенеза в пределах Юрюзано-Сылвенской депрессии.

Фации выделены в соответствии с классификацией микрофаций карбонатного рампа Флюгеля (Flügel, 2010). Последовательность фаций приведена в соответствии с историей развития региона.

Фация RMF 23. Известняк градационно окрашенный, слоистый. Фиксируется градационный переход по цвету (снизу вверх по скважине) от серых разностей к буровато-серым. Наблюдается закономерное увеличение мощности слоев вверх по разрезу. Микритовый, тонкослоистый, пересеченный серией сутуровидных тонких слоев, заполненных темным органическим веществом. Редко отмечаются кальцитизированные реликты фенестр.

Формировались в верхней зоне внутреннего рампа в условиях периодического воздействия высокоэнергетических (штормовых) событий (Tucker, 2001).

Фация RMF 22. Известняк с микробиальной текстурой. Микроскопически параллельно ориентированные и образующие слои микритовые продолговатые образования (вероятно, тромболиты), разделенные прослоями тонкокристаллического светлого кальцита. Чередование серых и светло-бурых разностей, содержащих частую серию сутуровидных стилолитов, заполненных темным органическим веществом. Признаки обстановки цианобактериальных матов.

Фация RMF 24. Серый, мелкозернистый доломит, содержащий субвертикально ориентированные, продолговатые и угловатые интракласты. Микроскопически: доломит тонкокристаллический, беспорядочной текстуры, содержащий интенсивную вкрапленность пирита (5%). Включения кварца регенерационного размером 1.2 мм и кварца обломочного окатанного размером 0.2 мм (примерно 2%).

Эволюционная последовательность верхнерифейских отложений начинается с накопления градационно-слоистых и фенестровых известняков (фация RMF23). Исходно стабильный карбонатный шельф характеризовался ритмичным осадконакоплением микритовых известняков с хорошо выраженной градационной слоистостью и фенестровыми порами, чередующимися с красноцветными прослоями, обогащенными оксидами железа, что свидетельствует о перитидальных аридных условиях осадконакопления. Далее отмечается постепенное углубление бассейна, где меньшее гидродинамическое воздействие способствовало накоплению микробиалитовых известняков (фация RMF22). Начало этапа рифтогенеза привело к резкой смене обстановки осадконакопления – активизация разломов привела к формированию зон тектонического дробления, где в условиях мелководного моря с переменной гидродинамикой

накапливались прямоугольные интракласты (фация RMF24). Тектонические брекчии, субвертикальные трещины, нептуническая дайка – свидетельствуют о действии растягивающих напряжений, характерных для ранних стадий рифтообразования. В этот период терригенная примесь поступала с прилегающих поднятий, формировавшихся по бортам зарождающегося рифта.

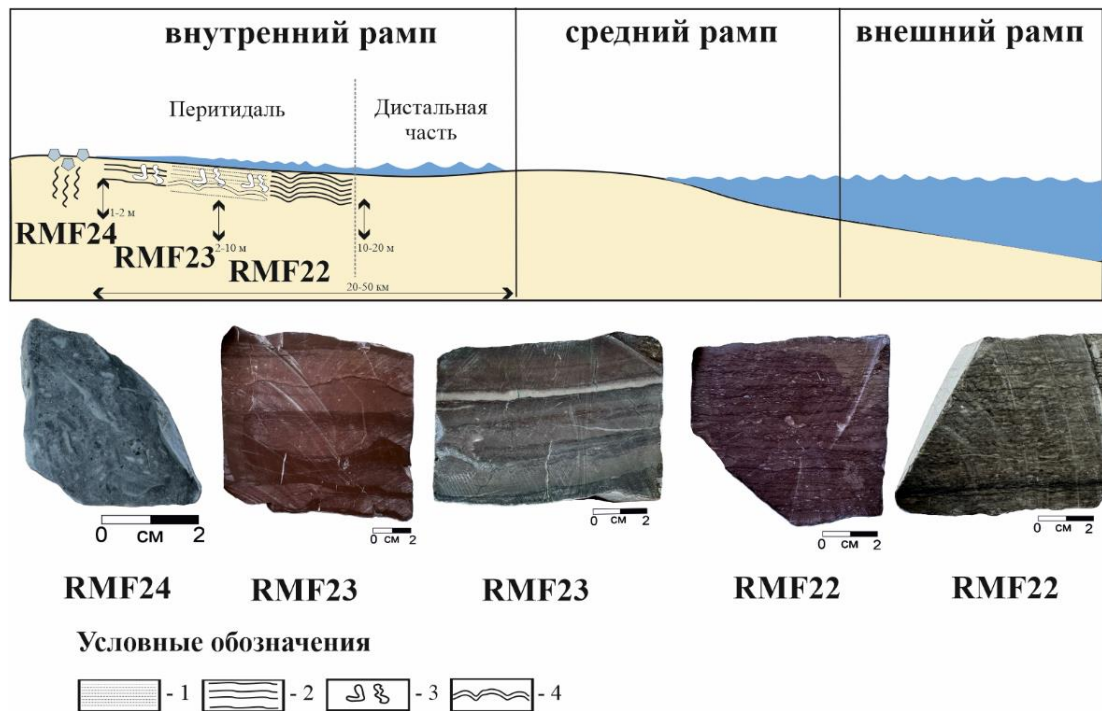


Рис. 1. Реконструкция условий осадконакопления верхнерифейских карбонатов Юрюзано-Сылвенской депрессии

Таким образом, изученный керновый материал скважины Леузинская-1 документирует ключевой этап геодинамической перестройки палеобассейна, отражающий переход от стабильных платформенных условий карбонатного седиментогенеза к активному континентальному рифтингу.

Исследование выполнено за счет средств гранта Российского научного фонда №24-27-00311, <https://rscf.ru/project/24-27-00311/>.

Литература

Козлов В.И., Иванова Т.В., Горохов И.М., Масагутов Р.Х., Сергеева Н.Д., Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Генина Л.А., Михайлов П.Н., Илеменова О.Д. Литолого-петрографическая характеристика и перспективы нефтегазоносности доверхнедевонских отложений, вскрытых скважиной 1 Леузинская (северо-восток платформенного Башкортостана). Препринт. Уфа: УНЦ РАН, ООО "ИК БашНИПИнефть", ИГГД РАН, 2003. 40 с.

Flügel, E. Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application / E. Flügel. 2nd ed. Berlin: Springer, 2010. 984 p. DOI: 10.1007/978-3-642-03796-2.

Tucker, M.E. Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks / M.E. Tucker. 3rd ed. Oxford: Blackwell Science, 2001. 262 p.

ПЕРЕОТЛОЖЕННАЯ ЛАТЕРИТНАЯ КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ НА КАРЕЛЬСКОМ КРАТОНЕ: РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ЯТУЛИЙСКОГО НАДГОРИЗОНТА СЕГОЗЕРСКОЙ СТРУКТУРЫ

А.В. Самсонов^{1,2}, О.М. Силаева^{3,2}, Ю.О. Ларионова^{1,2}, А.В. Степанова², А.А. Фатеева²,
К.Г. Ерофеева^{1,2}, М.А. Суханова^{4,2}, О.А. Максимов²

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва,
e-mail: samsonovigem@mail.ru

² Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, e-mail: stepanov@krc.karelia.ru

³ Геологический институт РАН, Москва, e-mail: om.silaeva@gmail.com

⁴ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, e-mail: sukhanova@ipgg.ru

Строение и состав кор выветривания (КВ) отражают экзогенные условия на разных этапах геологической эволюции Земли. Наименее изученными являются раннедокембрийские КВ, в которых процессы эрозии, метаморфизма и тектоники сократили мощности и исказили первичное строение и состав. Одним из эталонных объектов для изучения древних КВ является Карельский кратон Фенноскандинавского щита. Здесь известны разрозненные фрагменты площадной КВ, которая образовалась при интенсивном химическом выветривании архейских комплексов в начале палеопротерозоя (Мармо, 1992; Alfimova et al., 2022 и ссылки в этих работах). Новая информация о КВ на Карельском кратоне получена при изучении палеопротерозойских терригенных толщ Сегозерской структуры (Силаева и др., 2025). В составе ятулийского надгоризонта здесь выделяется три свиты (снизу вверх): янгозерская – терригенная пачка и перекрывающие субаэральные основные вулканиты (2.22 млрд лет (Степанова и др., 2025)); медвежьегорская – терригенная пачка и перекрывающие субаквальные основные вулканиты; туломозерская – терригенная пачка и перекрывающие карбонатные породы (Геология Карелии, 1987). В докладе будут обсуждаться характеристики терригенных пачек янгозерской и медвежьегорской свит, которые, возможно, формировались при разрушении доятулийской КВ.

Терригенная пачка янгозерской свиты с несогласием перекрывает архейские метавулканиты, гнейсы и гранитоиды с возрастами 2.9–2.7 млрд лет, а также отложения сумия и сариолия с возрастами 2.5–2.3 млрд лет. Пачка сложена грубозернистыми кварцевыми песчаниками и гравелитами с иллитовым цементом, которые имеют высокие концентрации SiO_2 (80 – 90 %), Al_2O_3 , MgO и K_2O и низкие – Na_2O . Маломощные прослои аргиллитов в составе этой пачки сложены иллитом с небольшой примесью кварца, обогащены Al_2O_3 (до 30%), K_2O (до 12%), TiO_2 (до 2.5%), Th, РЗЭ (до 2150 мкг/г), HFSE, W и Ga (до 78 мкг/г) при низких отношениях Al/Ga. Обогащение легкими РЗЭ наблюдается как в песчаниках, так и аргиллитах ($\text{La}_\text{N}/\text{Sm}_\text{N} = 2.2 – 5.1$). Присутствие детритового циркона двух возрастных групп, 2.74 и 2.89 млрд лет, указывает на вклад мезо- и неоархейских гранитоидов в терригенные породы, но Sm–Nd изотопные данные предполагают ведущую роль неоархейского источника сноса при формировании пород янгозерской свиты. Терригенная пачка медвежьегорской свиты с несогласием перекрывает основные вулканиты янгозерской свиты. В основании пачки залегают кварцевые конгломераты с цементом основного состава, разрез сложен кварцевыми и аркозовыми песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов. Песчаники имеют повышенные содержания SiO_2 (70 – 89 %), Na_2O , большой разброс концентраций Nb, Zr, Th и значительные вариации в характере распределения легких РЗЭ ($\text{La}_\text{N}/\text{Sm}_\text{N}$ от 0.75 до 10). По концентрациям Al_2O_3 и K_2O аргиллиты и алевролиты сопоставимы с аналогичными породами янгозерской свиты, но отличаются более высокими содержаниями Fe_2O_3 , низкими концентрациями Ga, Nb, W и РЗЭ, а также разнообразием распределения легких РЗЭ ($\text{La}_\text{N}/\text{Sm}_\text{N}$ от 0.28 до 2.5). Несмотря на преобладающий возраст детритового циркона ~2.7 млрд лет, Sm–Nd изотопные данные указывают на мезо- и палеоархейские возрасты источников терригенного материала. Несмотря на широкие вариации архейских модельных возрастов, в изохронных

координатах все образцы терригенных пород янгозерской и медвежьегорской свит образуют линейные корреляции с оценками возрастов: Sm–Nd – 1714 ± 170 млн лет (СКВО = 57), Rb–Sr – 1829 ± 21 млн лет (СКВО = 5.1).

Литологические, геохимические и изотопные характеристики терригенных пород Сегозерской структуры сложно объяснить, предполагая их образование при разрушении архейских комплексов Карельского кратона. Альтернативная модель предполагает формирование терригенных пачек янгозерской и медвежьегорской свит при разрушении латеритной КВ по архейским гранитоидам. Терригенные породы янгозерской свиты, вероятно, образовались при разрушении верхней части КВ. Исключительно кварцевый состав обломков и иллитовый цемент песчаников этой пачки указывают на химическое разложение полевых шпатов материнской породы. Для аргиллитов нижней пачки, сильно обогащенных легкими РЗЭ, высокозарядными элементами, Th, W и Ga, источником также служила верхняя часть профиля латеритной КВ, где глубокая химическая переработка гранитоидов привела к разложению полевых шпатов и образованию каолинита, который сорбировал освобождавшиеся при разрушении первичных минералов гранитоидов редкие элементы. Напротив, аркозовые песчаники медвежьегорской свиты образовались при разрушении менее выветрелых пород, вероятнее всего, из нижней части профиля КВ. Последнее позволяет объяснить крайне широкие вариации концентраций и степени фракционирования легких РЗЭ, высокая подвижность которых в КВ, образованных по гранитоидам, определяется слабой устойчивостью к химическому выветриванию главных минералов-концентраторов ЛРЗЭ – апатита и монацита (Aubert et al., 2001; Su et al., 2017). Эти минералы разрушаются первыми в самой нижней части сапролитовой зоны КВ, где породообразующие минералы, в том числе полевые шпаты, изменениям еще не подвергаются (Liu et al., 2022), что приводит к высвобождению и выносу инфильтрационными водами легких РЗЭ и формированию слабо выветрелых пород, обедненных легкими РЗЭ (Aubert et al., 2001; Yusoff et al., 2013; Liu et al., 2022). Таким образом, терригенные породы янгозерской и медвежьегорской свит ятулийского надгоризонта Сегозерской структуры могут рассматриваться как «перевернутый разрез» латеритной КВ, образованной по архейским гранитоидам.

Такая модель позволяет объяснить не только литологические и геохимические особенности терригенных пород Сегозерской структуры, но и различия оценок возраста терригенных пород по результатам U–Pb геохронологических исследований детритового циркона и Sm–Nd изотопных исследований валовых проб пород. Подвижность легких РЗЭ в процессе выветривания должна была приводить к нарушению Sm–Nd изотопной системы за счет изменений Sm/Nd отношений в породах КВ, перенесенных в осадочный бассейн. Вынос легких РЗЭ и рост Sm/Nd отношений в нижней части профиля КВ мог приводить к «удревнению» модельного возраста пород источника, в то время как привнос легких РЗЭ и снижение Sm/Nd отношений в породах верхней части КВ обеспечивал «омоложение» модельных возрастов.

Линейные корреляции в Sm–Nd и Rb–Sr изохронных координатах для образцов терригенных пород нижней и средней пачек имеют большие величины СКВО, и полученные по ним оценки возраста 1.7 – 1.8 млрд лет отражают наложение нескольких разновозрастных событий, среди которых определяющую роль, по-видимому, играли постседиментационные гидротермально-метасоматические процессы. В пользу этого свидетельствуют U–Pb изотопно-геохронологические данные по монациту и ксенотиму из аргиллитов янгозерской свиты с возрастaми 1.86 и 1.75 млрд лет соответственно (Суханова и др., 2025). Близкий возраст 1.72 млрд лет установлен также при изучении Rb–Sr изотопной системы метасоматитов в зонах тектонической переработки различных по составу и возрасту пород в разных частях Карельского кратона (Ларионова и др., 2013), рассматривается как результат масштабной тектонической переработки на завершающем этапе эволюции литосферы.

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РНФ № 23-17-00260.

Литература

- Геология Карелии / Ред. В.А. Соколов. Л.: Наука, 1987. 231 с.
- Ларионова Ю.О., Самсонов А.В., Носова А.А., Шатагин К.Н. Изотопно-геохронологические свидетельства палеопротерозойского золотого рудогенеза в архейских зеленокаменных поясах Карельского блока // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55. № 5. С. 374–396
- Силаева О.М., Ерофеева К.Г., Самсонов А.В., Степанова А.В., Ларионова Ю.О., Фатеева А.А., Устинова В.В., Суханова М.А., Бессмертный К.Н., Максимов О.А. Континентальный рифтогенез Карельского кратона в раннем ятулии: данные по терригенным породам Сегозерской структуры // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2025. (в печати)
- Степанова А.В., Сальникова Е.Б., Суханова М.А., Ларионова Ю.О., Устинова В.В., Самсонов А.В., 2.22 млрд лет – верхнее возрастное ограничение для осадочных пород нижнего ятулия на Карельском кратоне: результаты U–Pb ID-TIMS датирования бадделита из базитов Сегозерской структуры // Материалы IX Российской конференции по изотопной геохронологии. 2025. Москва, ИГЕМ РАН. С. 203–205.
- Суханова М.А., Сальникова Е.Б., Степанова А.В., Самсонов А.В., Котов А.Б., Галанкина О.Л., Бессмертный К.Н., Кервинен А.В. U–Pb ID-TIMS геохронология монацита и ксенотима вулканогенно-осадочных пород Сегозерской структуры (Карельский кратон) // Материалы IX Российской конференции по изотопной геохронологии. 2025. Москва, ИГЕМ РАН. С. 207–209.
- Alfimova N.A., Kuznetsov A.B., Klimova E.V., Bekker A. Archean-Proterozoic unconformity on the Fennoscandian Shield: Geochemistry and Sr, C and O isotope composition of Paleoproterozoic carbonate-rich regolith from Segozero Lake (Russian Karelia) // Precambrian. Res. 2022. V. 368. 106459. 10.1016/j.precamres.2021.106459.
- Aubert, D., Stille, P., Probst, A., 2001. REE fractionation during granite weathering and removal by waters and suspended loads: Sr and Nd isotopic evidence. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65, 387–406.
- Liu W., Li Y., Wang X., Cui L., Zhao Z., Liu C., Xu Z. Weathering stage and topographic control on rare earth element (REE) behavior: New constraints from a deeply weathered granite hill // *Chem. Geol.* 2022. V. 610. 121066.
- Marmo, J.S. The lower Proterozoic Hakkalampi paleosol in north Karelia, eastern Finland. In: Schidlowski, M. Golubic, S., Kimberley, M.M., McKirdy, D.M., Trudinger, P.A. (eds), *Early Organic Evolution: Implications for Mineral and Energy Resources*. Springer, Berlin, Heidelberg, 1992. P. 41–66.
- Su, N., Yang S., Guo Y., Yue W., Wang X., Yin P., Huang X. Revisit of rare earth element fractionation during chemical weathering and river sediment transport // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2017. V. 18. P. 935–955.
- Yusoff Z.M. et al. Mobility and fractionation of REEs during deep weathering of geochemically contrasting granites in a tropical setting, Malaysia // *Chem. Geol.* 2013. 349. 71–86.

ВАРИАЦИИ $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ И $\delta^{34}\text{S}$ ПО РАЗРЕЗУ В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ ЯТУЛИЙСКОГО НАДГОРИЗОНТА НА ЮГЕ КАРЕЛИИ**О.М. Силаева^{1,2,*}, А.В. Самсонов³, А.В. Степанова²**¹ Геологический институт РАН, Москва, *e-mail: om.silaeva@gmail.com² Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск³ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва

Внутренняя стратиграфия ятулийского надгоризонта основывается на петрографических и литологических характеристиках пород: нижняя часть является преимущественно терригенной, содержит два уровня базальтов и объединяется в сегозерский горизонт; верхняя часть является существенно карбонатной и объединяется в онежский горизонт (Сацук и др., 1988). Карбонатные породы ятулийского надгоризонта

(2300–2100 млн лет) запечатлели глобальное изотопное событие Ломагунди-Ятулий, выраженное в положительной изотопной аномалии по углероду (Hodgskiss et al., 2023). Данная аномалия зафиксирована в разновозрастных отложениях в разных точках Земли: Канаде, Зимбабве, США и др. В Карелии карбонатные породы ятулия изучались В.А. Мележиным (Melezhik et al., 1999), П.В. Медведевым, В.В. Макарихиным (Макарихин и др., 1994). В докладе будут рассмотрены возможные причины колебаний изотопного состава углерода, кислорода и серы, а также соответствие полученных результатов гипотезам происхождения аномалии Ломагунди-Ятулий.

Авторами были опробованы карбонаты различных уровней онежского горизонта и основания сегозерского горизонта ятулия. Для всех изученных пород отмечается преобладание доломита, стандартное для раннедокембрийских карбонатов. Доломиты перекристаллизованы, однако часто обладают реликтовой строматолитовой структурой, в верхней части разреза ясной строматолитовой структурой. Были произведены измерения содержаний петрогенных, редких и редкоземельных элементов. Анализ содержаний петрогенных, редких и редкоземельных элементов в карбонатных породах ятулия показал стандартные для морских карбонатов содержания Mn, Ba и Sr. Карбонаты из нижней части сегозерского горизонта из коры выветривания, сформировавшейся до ятулийского времени по архейским гранитам, контрастно отличаются от пород онежского горизонта и характеризуются повышенными содержаниями Sr (>200 ppm) и Ba (>200 ppm), что может свидетельствовать об их формировании в континентальных обстановках.

Во всех образцах измерены значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ и $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$. Также в нескольких образцах нижней части разреза измерены значения $\delta^{34}\text{S}_{\text{CAS}}$ из карбонат-ассоциированных сульфатов (КАС) по методике зарубежных коллег (Xiao et al., 2012). В основании сегозерского горизонта $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (относительно стандарта PDB) от 3.7 до 5.2‰, $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ (относительно стандарта PDB) от –18.2 до –17.6‰; в основании онежского горизонта $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ от 9.9 до 13.9‰ (18.8‰ в одном образце), $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ от –15.2 до –10.5‰, $\delta^{34}\text{S}_{\text{CAS}}$ (значения относительно стандарта CDT) от 8.5 до 10.35‰; в средней части онежского горизонта $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ от 14.7 до 16.2‰ (9.8‰ в одном образце), $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ от –14.4 до –6.8‰, $\delta^{34}\text{S}_{\text{CAS}}$ от 6.85 до 13.1‰. Постседиментационные изменения должны были в примерно равной степени повлиять на все изученные карбонаты, таким образом, первичные тренды, вероятно, сохранились.

Вариации изотопного состава углерода по изученным разрезам позволили получить кривую, совпадающую с построенной в этом регионе ранее для изотопной аномалии Ломагунди-Ятулий (Prave et al., 2022). На построенной кривой имеется два максимума, которые могут быть использованы для проведения хемотратиграфических корреляций. Значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ имеют закономерно возрастающий тренд и не коррелируют с $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$. Этот тренд может свидетельствовать, с одной стороны, об интенсивном испарении и образовании эвапоритов, с другой стороны, о глобальном похолодании с образованием ледниковых шапок. Согласно геологическим данным оледенения предшествовали ятулию, а не сопровождали его; при этом эвапориты известны в верхнеятулийских карбонатах (Blättler et al., 2018). Изотопный состав серы варьируется в достаточно узком диапазоне и в целом утяжеляется вверх по разрезу, что может быть вызвано уменьшением вклада речных вод в изотопный состав и указывать на углубление бассейна. Вместе с тем, объем полученных к настоящему времени данных для $\delta^{34}\text{S}_{\text{CAS}}$ (n=11), коэффициент корреляции $\delta^{34}\text{S}_{\text{CAS}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ $R^2 = 0.25$ недостаточен для надежных интерпретаций и требует проведения дополнительных исследований.

Отдельно следует рассматривать результаты изучения изотопного состава карбонатов коры выветривания, подстилающей ятулий. Легкие изотопные составы углерода $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (2.8–3.9‰) и кислорода $\delta^{18}\text{O}$ (от –18.8‰ до –17.2‰), а также геохимические характеристики карбонатов указывают на их континентальное происхождение. Корреляция геохимических, геологических и изотопных характеристик доказывает правомерность использования изотопии углерода и кислорода для столь древних пород.

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РНФ 23-17-00260.

Литература

Макарихин В.В., Медведев П.В., Лавров Б.С., Сацук Ю.И. Палеонтологическая характеристика разреза туломозерской свиты в Онежской структуре по материалам опорного бурения / Вопросы геологии, магматизма и метаморфизма докембрия Карелии. Петрозаводск: ИГ Кар НЦ РАН, 1994. С. 9–14.

Сацук Ю.И., Макарихин В.В., Медведев П.В. Геология ятулия Онего-Сегозерского водораздела. Л.: Наука, 1988. 95 с.

Blättler C.L., Claire M.W., Prave A.R., Kirsimäe K., Higgins J.A., Medvedev P.V., Romashkin A.E., Rychanchik D.V., Zerkle A.L., Paiste K., Kreitsmann T., Millar I.L., Hayles J.A., Bao H., Turchyn A.V., Warke M.R., Lepland A. Two-billion-year-old evaporites capture Earth's great oxidation // *Science* 360. 2018. P. 320–323.

Hodgskiss M.S.W., Crockford P.W., Turchin A.V. Deconstructing the Lomagundi-Jatuli Carbon Isotope Excursion // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2023. P. 301–330.

Melezhik V.A., Fallick A.E., Medvedev P.V., Makarikhin V.V. Extrim ^{13}C carb enrichment in ca. 2.0 Ga magnesite-stromatolite-dolomite-red bed's association in a global environment // *Earth-Sci. Rev.* 1999. № 48. P. 71–120.

Prave A.R., Kirsimäe K., Lepland A., Fallick A.E., Kreitsmann T., Deines Yu.E., Romashkin A.E., Rychanchik D.V., Medvedev P.V., Moussavou M., Bakakas K., Hodgskiss M.S.W. The grandest of them all: the Lomagundi–Jatuli Event and Earth's oxygenation // *J. Geol. Soc. Lond.* 2022. V. 179. № 1. jgs2021-036.

Xiao S., McFadden K.A., Peek S., Kaufman A.J., Zhou C., Jiang G., Hu J. Integrated chemostratigraphy of the Doushantuo Formation at the northern Xiaofenghe section (Yangtze Gorges, South China) and its implication for Ediacaran stratigraphic correlation and ocean redox models // *Precambrian Res.* 2012. 125–141.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЦИРКОНА ПРИ РЕКОНСТРУКЦИИ СКРЫТЫХ ЭНДОГЕННЫХ СОБЫТИЙ

С.Г. Скублов^{1,*}, Н.И. Гусев², Е.Ю. Акимова³, Л.И. Салимгараева¹, К.Е. Васюкевич²

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, *e-mail: skublov@yandex.ru

² Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А.П. Карпинского

³ Санкт-Петербургский государственный университет

Циркон присутствует практически во всех типах горных пород, кроме того, при наложенных процессах он отличается устойчивостью как к химическому выветриванию, так и к физическому разрушению. Содержащиеся в нем примесные элементы и данные по изотопным системам (U–Pb, Hf, O), могут предоставлять исследователям информацию, важную для понимания геологических процессов. Циркон также является заметным резервуаром U, Th, Hf и редкоземельных элементов (REE), которые позволяют реконструировать фундаментальные петрогенетические процессы или являются ключевыми компонентами соответствующих изотопных систем. Изменение амплитуды Ce- и Eu-аномалий в цирконе, наряду с типом фракционирования REE, уровнем содержания индикаторных элементов-примесей (Li, Hf, U, Y и других) и величиной Th/U отношения, являются ключевыми при идентификации последовательных эндогенных событий, каждое из которых может быть запечатлено соответствующей популяцией или доменом циркона, отличающимися друг от друга вышеперечисленными характеристиками. Положительная Eu-аномалия в цирконе является крайне редким явлением и требует специального внимания как с точки зрения объяснения причин ее возникновения, так и в качестве критерия обоснования правомочности выделения отдельных эндогенных событий, связанных с ее проявлением и подтверждаемых датированием U–Pb методом. Ниже в данном контексте

будет рассмотрен циркон из силикатного мрамора, отобранного в гранулитах палеопротерозойской хапчанской серии, Анабарский щит (обр. 822013).

Обр. 822013 представляет собой клинопироксен-форстеритовый силикатный мрамор. Карбонаты составляют примерно 80% от объема породы; форстерит – 15%; клинопироксен – 5%. Широко распространены реакционные структуры: каймы клинопироксена вокруг форстерита, скопления доломита вокруг шпинели. Оливин местами серпентинизирован. Эти признаки свидетельствуют о том, что метакarbonатные породы подверглись метасоматической переработке. Силикатные мраморы имеют первично-осадочную природу, их РТ-параметры (700–900°C и ~8 кбар), отвечают условиям гранулитовой фации метаморфизма (Akimova et al., 2025).

Циркон представлен короткостолбчатыми (к. уд. в основном не превышает 1:2) зернами и их обломками, достигающими в поперечнике 250–300 мкм. Внутреннее строение зерен достаточно сложное. Часть зерен сохраняет следы ростовой осцилляционной зональности в темно-серых тонах в CL. В большинстве зерен присутствуют изометричные участки практически черного оттенка, секущие эту зональность. Самыми последними образуются более светло-серые области перекристаллизации и тонкие секущие прожилки, благодаря которым облик зерен становится пятнистым.

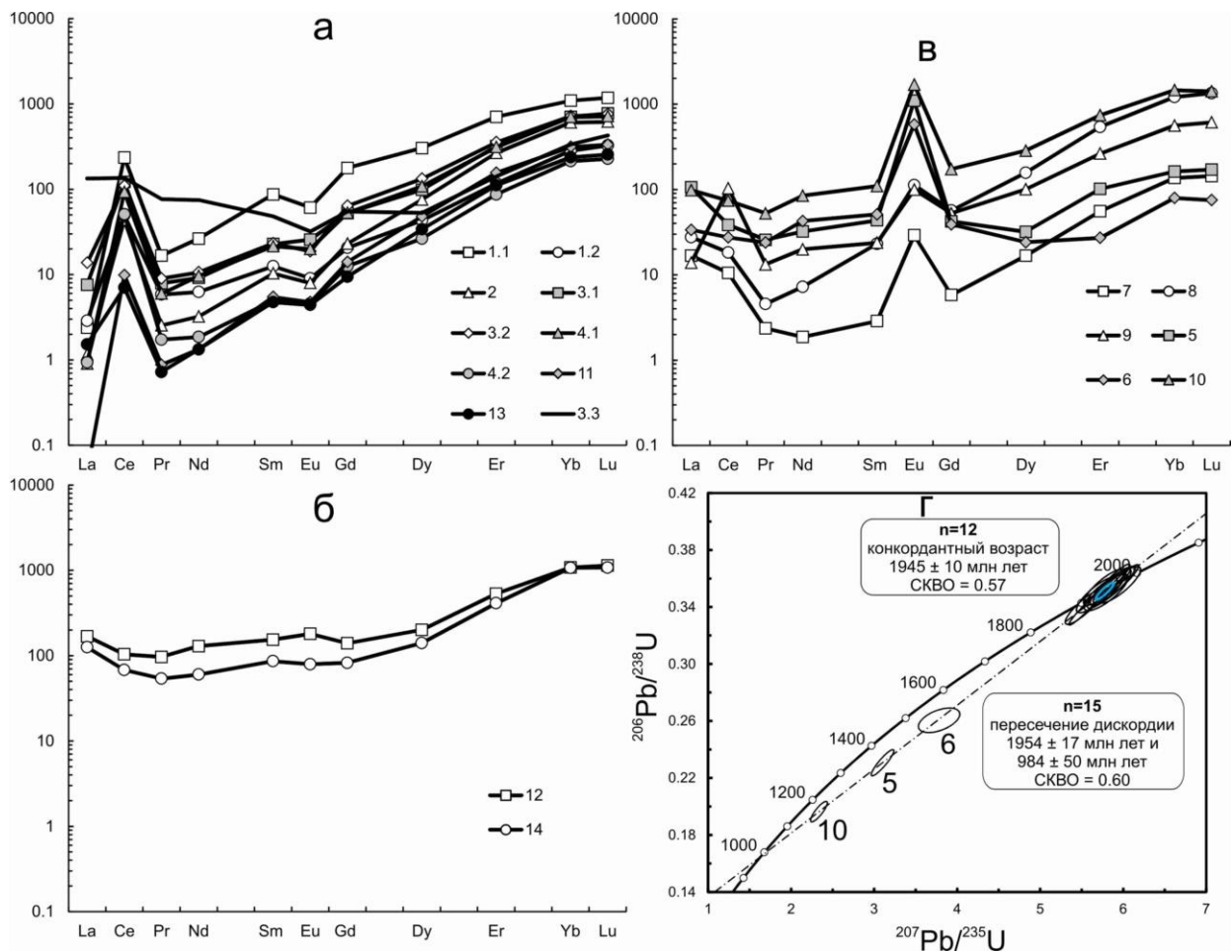


Рис. 1. Спектры распределения REE в цирконе из обр. 822013, нормированные к хондриту CI (а – неизмененный циркон 1 группы, б – измененный циркон 2 группы, в – циркон с положительной Eu-аномалией 3 группы) и диаграмма с конкордией (г).

По характеру распределения REE и других редких элементов циркон можно разделить на три группы. К первой группе относятся 10 точек, соответствующие как участкам с наиболее сохранившейся первичной структурой, так и частично перекристаллизованным доменам. Спектры REE в этой группе (рис. 1а) отличаются сильной дифференциацией с ростом от легких к тяжелым REE (Lu_N/La_N отношение составляет в среднем 1039 (далее

тоже приведены средние), за исключением точки 3.3). Точка 3.3, относящаяся к краевой части зерна, выделяется повышенным содержанием легких REE, из-за чего спектр REE приобретает характерные очертания «крыльев птицы», возникающие по причине воздействия флюидов. В этой точке положительная Ce-аномалия практически отсутствует ($Ce/Ce^* = 1.34$), в остальных она хорошо проявлена ($Ce/Ce^* = 26.1$). Наблюдается выдержанная по величине умеренная отрицательная Eu-аномалия ($Eu/Eu^* = 0.58$). Суммарное содержание REE составляет 239 ppm. Данная группа отличается умеренным содержанием летучих компонентов (ppm): бор – 2.21, фтор – 19.5, хлор – 35.8, вода – 969.

Вторая группа состоит из двух точек (12 и 14), относящихся к черным в CL участкам, секущим первичную структуру циркона. Спектры REE для них субгоризонтальные в области легких и средних REE, и умеренно дифференцированы в области тяжелых REE, с ростом от Dy к Yb (рис. 16). Ce- и Eu-аномалии в этих точках не проявлены. Суммарное содержание REE (502 ppm) выше, чем в первой группе. По содержанию редких элементов точки 12 и 14 выделяются аномально высоким содержанием неформульных элементов (ppm): Ca – 10704, Ti – 2779, Ba – 4280, Sr – 592. Содержание Th и U заметно выше, чем в первой группе, – 518 и 1848 ppm, соответственно. Th/U отношение ниже, чем в первой группе, и равняется 0.28. Точки 12 и 14 также отличаются и повышенным, в 50–100 раз, содержанием летучих компонентов (ppm): бор – 481, фтор – 1959, вода – 52240. Содержание хлора возрастает в 2.5 раза – 84.6.

Третья группа состоит из 6 точек, отвечающих наиболее перекристаллизованным участкам зерен циркона с характерной пятнистостью и серыми в CL прожилками. Главной особенностью этой группы является наличие положительной Eu-аномалии (рис. 1в). В трех точках (5, 6 и 10), с более высоким содержанием Eu, она проявлена сильнее ($Eu/Eu^* = 17.0$), в трех других (7, 8 и 9) – амплитуда аномалии ниже ($Eu/Eu^* = 4.35$). Положительная Ce-аномалия присутствует только в точке 9, в других она отсутствует, либо редуцирована. Во всех точках, кроме точки 9, легкие REE дифференцированы от La к Pr с отрицательным наклоном, что указывает на флюидное воздействие. Суммарное содержание REE варьирует в широком диапазоне, от 53.2 до 716 (в среднем 292) ppm, что также указывает на изменчивые условия образования этих участков циркона. Данная группа также отличается повышенным содержанием неформульных элементов, возрастание которых указывает на флюидное воздействие (ppm): Ca – 3837, Ti – 165, Sr – 244, Ba – 97.3. Максимальное содержание элементов-примесей характерно для точек с наиболее выраженной положительной Eu-аномалией (5, 6 и 10), в трех других оно меньше. По содержанию Ti в точках 7, 8 и 9 возможно рассчитать среднюю температуру образования этой генерации циркона – около 720°C. Содержание Th и U составляет 134 и 2775 ppm, соответственно. Th/U отношение в целом низкое (от 0.01 до 0.14, в среднем 0.06), и соответствует циркону «гидротермально-метасоматического» типа. Содержание Hf повышенное – 12569 ppm, Y – 290 ppm. Все точки характеризуются высоким содержанием Li (26.3 ppm). Содержание летучих компонентов гораздо выше в точках с максимально проявленной положительной Eu-аномалией (5, 6 и 10), чем в точках с меньшей амплитудой аномалии Eu (7, 8 и 9), ppm: бор – 151 и 15.6, соответственно, фтор – 739 и 108, хлор – 446 и 81.9, вода – 15069 и 4924.

Изотопно-геохимическое исследование было проведено для 1 и 3 групп циркона (15 точек). На диаграмме с конкордией (рис. 1г) все точки, кроме 10, 5 и 6 с максимальной положительной Eu-аномалией, образуют конкордантный кластер, для которого рассчитывается конкордантное значение возраста 1945 ± 10 млн лет (СКВО = 0.57). Точки 10, 5 и 6 смещены «вниз» относительно этого кластера. Через все 15 точек возможно провести дискордию со следующими значениями пересечения конкордии: верхнего – 1954 ± 17 млн лет, нижнего – 984 ± 50 млн лет (СКВО = 0.60).

Значение возраста верхнего пересечения дискордии с конкордией около 1950 млн лет, совпадающее в пределах погрешности с конкордантным возрастом этой же генерации циркона из обр. 822013, возможно проинтерпретировать как время гранулитового метаморфизма. Палеопротерозойский гранулитовый метаморфизм в породах Хапчанского

террейна Анабарского щита отличается значительной продолжительностью, охватывающей, как минимум, временной интервал 1930-1900 млн лет (Гусев и др., 2024; Skublov et al., 2024). По всей видимости, возраст метаморфизма силикатных мраморов, около 1950 млн лет, маркирует начало высокотемпературных преобразований пород. Эти выводы согласуются с результатами датирования формирования Биляхской тектонической зоны, возникшей в результате коллизии Далдынского и Хапчанского террейнов 1970-1980 млн лет назад, и последующего через 5-20 лет млн после коллизионных событий метаморфизма (Smelov et al., 2012).

Гораздо сложнее проинтерпретировать возраст нижнего пересечения дискордии, составляющий около 980 млн лет. Эндогенные события такого возраста в Хапчанском террейне неизвестны. Однако следует отметить, что базитовый магматизм с возрастом 700-600 млн лет, достаточно заметно проявленный в пределах Сибирского кратона, связывается исследователями с раскрытием палеоазиатского океана и отделением Сибирского кратона от суперконтинента Родиния (Gladkochub et al., 2016). В связи с этими событиями термальное воздействие, на Анабарский щит (и Сибирский кратон в целом) было обширным и мощным, что, по-видимому, и зафиксировал исследованный циркон из силикатных мраморов в составе хапчанских гранулитов. Установленное по нижнему пересечению дискордии значение возраста около 980 млн лет, вероятно, отвечает началу распада суперконтинента Родиния (Хераскова и др., 2010).

В качестве методического заключения отметим, что при изотопно-геохимическом исследовании циркона нижнее пересечение дискордии, опирающееся на отдельные генерации этого минерала с особыми геохимическими характеристиками (уровень содержания и характер спектров REE, амплитуда и знак Ce- и Eu-аномалии, содержание неформульных элементов-примесей, Th/U отношение), весьма вероятно связано с реальным геологическим событием, а не является аналитическим артефактом.

Работа выполнена в рамках темы государственного задания ИГГД РАН (FMUW-2022-0005).

Литература

Гусев Н., Романова Л., Скублов С. Геохимия и возраст циркона из аккреционной олистостромы хапчанской серии Анабарского щита // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: мат. XIV Межд. науч.-практ. конф., посв. 300-летию РАН и 100-летию золотодоб. пром. РС(Я), 26-29 марта 2024 г. Якутск: Изд. дом АН РС(Я), 2024. С. 307–313.

Хераскова Т.Н., Буш В.А., Диденко А.Н., Самыгин С.Г. Распад Родинии и ранние стадии развития Палеоазиатского океана // Геотектоника. 2010. № 1. С. 5–28.

Akimova E.Y., Gusev N.I., Savelev A.D., Donchenko D.R. Metacarbonate rocks of the Paleoproterozoic Khapchan series (southeastern part of the Anabar Shield): mineral and chemical composition, metamorphic conditions // Journal of Mining Institute. 2025. N 16493. P. 1–18.

Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Ernst R.E., et al. Proterozoic dyke swarms of the Siberian Craton and their geodynamic implications // Acta Geologica Sinica (English Ed.). 2016. V. 90 (supp. 1). P. 6–7.

Skublov S.G., Gusev N.I., Salimgaraeva L.I., Romanova L.Y. Trace element composition of discordant zircon as a reflection of the fluid regime of paleoproterozoic granulite metamorphism (Khapchan terrane, Anabar shield) // Geochemistry International. 2024. V. 62. № 8. P. 793–804.

Smelov A.P., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., et al. Age and duration of the formation of the Billyakh tectonic melange zone, Anabar Shield // Petrology. 2012. V. 20. № 3. P. 286–300.

НЕОАРХЕЙСКИЙ АККРЕЦИОННЫЙ КОМПЛЕКС КОСТОМУКШКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА: ГЕОХРОНОЛОГИЯ ОСАДКОВ ГИМОЛЬСКОЙ СЕРИИ И МОДЕЛЬ ЕЕ СТРОЕНИЯ

А.И. Слабунов

Карельский научный центр РАН, Институт геологии, Петрозаводск, e-mail: slabunov@krc.karelia.ru

Костомукшский зеленокаменный пояс (КЗП) – классическая структура этого типа – находится в центральной части Карельского архейского кратона (Куликов и др., 2017), является главной железорудной провинцией региона (Костомукшский..., 2015), а гимольская серия или стратектоническая ассоциация (СТА) принята (Богданов и др., 2025 и ссылки в этой работе) за стратотип неоархея (верхнелопийской эратемы) Карельского региона. Геохронологические исследования показали сложную полиметаморфическую историю формирования пород КЗП: сформировавшись в мезо- и неоархее, они претерпевали метаморфические преобразования 2.73–2.70, 2.66, 2.4, 1.8–1.9, 1.45 млрд лет (Ga) (Слабунов и др., 2025а, 2025б, 2025в; Slabunov et al., 2024). Учитывая эти данные, появляется возможность корректной интерпретации геохронологических материалов по метаморфизованным осадочным породам, составляющим большую часть гимольской СТА КЗП (рис. 1). А это, в свою очередь, позволяет предложить новую модель строения этой важнейшей толщи КЗП.

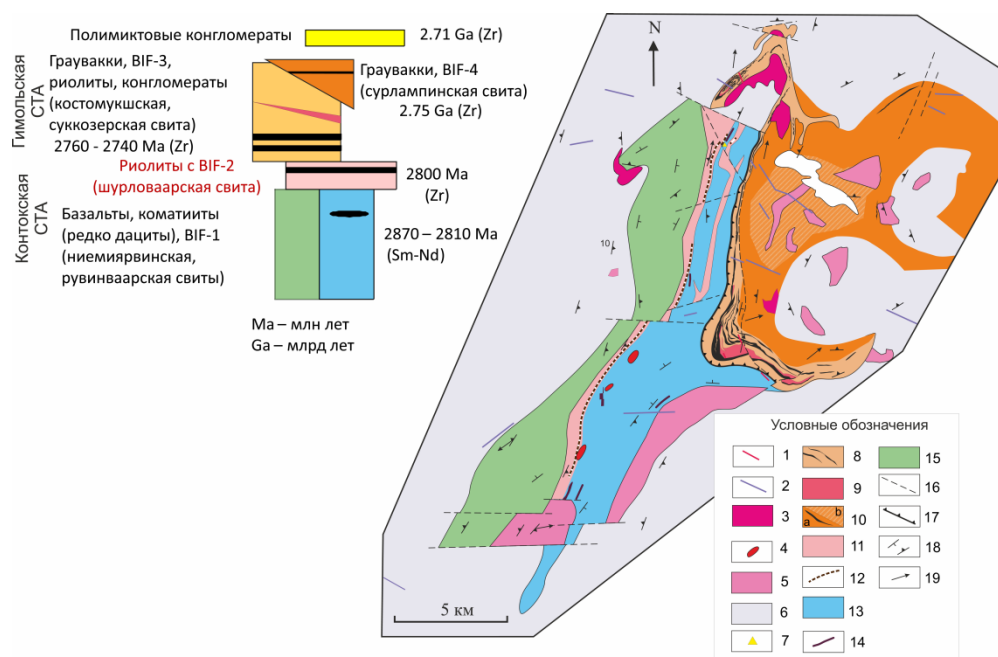


Рис. 1. Схема геологического строения и стратектонический разрез Костомукшского зеленокаменного пояса (Слабунов и др., 2025а, с дополнениями).

1 – неопротерозойские (1.2 млрд лет - Ga) лампроиты и кимберлиты, 2 – палеопротерозойские (2.40 и 2.14 Ga) долериты; 3–6 – неоархейские: 3 – 2.68 Ga граниты; 4 – 2.71 Ga санукитоиды; 5 – 2.72 Ga граниты; 6 – 2.8–2.75 Ga гранитоиды ТТГ ассоциации; 7–15 – Костомукшский архейский зеленокаменный комплекс: 7 – неоархейские (2.71 Ga) конгломераты (пулл-апарт комплекс); 8–10 – породы гимольской СТА: 8 – 2.76–2.74 Ga метаграувакки с прослоями BIF-3; 9 – 2.76–2.74 Ga силлы и дайки метариолитов (геллефлинты); 10 – около 2.75 Ga метаосадки сурлампинской свиты с прослоями BIF-4: а – слабо- и б – сильно- мигматизированные; 11–14 – мезоархейские (2.87–2.78 Ga) породы контоксской СТА: 11 – туфы, туффиты риолитов (шурловаарская свита); 12 – прослои BIF-2; 13 – коматиит-базальтовый с дацитами комплекс (рувинваарская свита); 14 – прослои BIF-1; 15 – базальты и коматииты (ниемиярвинская свита); 16 – разломы; 17 – надвиг; 18–19 – элементы залегания: 18 – полосчатости и гнейсовидности, 19 – минеральной линейности.

Гимольская СТА представляет собой пакет из тектонических пластин, сложенных (гранат)-(амфибол)-биотитовыми сланцами (метаграувакками), полосчатыми железистыми кварцитами (BIF-3), метадацитами-риолитами (геллефлинта) с прослоями конгломератов и

углеродистых сланцев. Возраст осадконакопления метаграуваки костомукшской свиты по цирконам оценивается в 2.75–2.740 Ga (Слабунов и др. 2021). Эти породы интерпретируются (Милькевич, Мыскова, 1998) как метаморфизованные песчано-глинистые осадки флишевого типа, сформировавшиеся в островодужной системе за счет разрушения кислых и основных вулканитов. Среди детритовых цирконов в осадках костомукшской свиты резко преобладают зерна сопоставимые по морфологии и химическому составу с цирконами из кислых вулканитов (гелефлинты), но установлены и единичные мезоархейские зерна (Слабунов и др., 2021). Формирование BIF-3 (Савко и др., 2024) происходило в бескислородной атмосфере за счет окисления бактериями гидротермального железа и осаждения кремнезема, кроме того, этот хемотропный осадок загрязнялся разрушающимися в области сноса породами кислого состава. Такой вывод хорошо согласуется с тем, что среди детритовых цирконов в BIF-3 выделяются два кластера: с возрастом 2.91 и 2.753 Ga (Slabunov et al., 2024 и ссылки в этой работе). Возраст ранних метаморфогенных цирконов в BIF-3 – 2.72 Ga. Все эти данные позволяют утверждать, что формирование грауваки, BIF-3 и кислых вулканитов костомукшской свиты происходило в ходе единого неоархейского (2.76–2.74 Ga) цикла развития преддугового осадочного бассейна.

В северо-восточной части КЗП (рис. 1) развиты грауваки с редкими прослоями BIF-4, которые именуются сурлампинской свитой и считаются толщей, наращающей разрез гимольской СТА вслед за костомукшской свитой (Богданов и др., 2025 и ссылки в этой работе). Известно (Милькевич, Мыскова, 1998), что эти грауваки по сравнению с аналогами из костомукшской свиты более глиноземистые и меланократовые, они обладают большей зрелостью, вероятно, меньшей зернистостью. Метаосадки сурлампинской свиты входят в состав ядер гранито-гнейсовых куполов и местами интенсивно мигматизированы. Изотопный возраст (LA-ICP-MS, лаборатория ГИН РАН, Москва) цирконов из лейкосомы этих мигматитов – 2720 ± 20 млн лет – Ма ($n=50$, СКВО – 2.4). Это означает, что возраст осадконакопления сурлампинских осадков заведомо древнее 2.72 Ga. Из палеосомы мигматизированных осадков выделен циркон и в 120 аналитических точках методом лазерной абляции изучена его U–Th–Pb система. Анализ полученных изотопных возрастов показал, что резко преобладает (92 аналитических определения из 120) популяция цирконов, U–Pb возраст которой – 2754 ± 5 Ма (СКВО – 1.2). Обычны также зерна с Pb–Pb возрастом около 2.8 Ga и отмечаются единичные – 2.9 и 3.0 Ga. Все эти цирконы рассматриваются как детритовые. В этой пробе выделяется и кластер метаморфогенных цирконов с U–Pb возрастом 2709 ± 11 Ма. Таким образом, возраст осадконакопления грауваки сурлампинской свиты можно оценить в интервале 2754–2720 Ма. Главная популяция цирконов в них по возрасту (2754 ± 5 Ма) аналогична таковой в грауваке костомукшской свиты (2753 ± 19 Ма). Это означает, что осадки двух рассматриваемых свит изохронны и формировались за счет одних и тех же источников, но в различных частях единого преддугового бассейна. Закономерной стадией эволюции таких бассейнов является их аккреция (скупивание), т.е. вулканогенные и осадочные толщи, формирующиеся в различных его зонах по мере субдукции океанической плиты деформируются с образованием дуплекс-структур (Сафонова, 2020 и ссылки в этой работе). Таким образом, наблюдаемая в КЗП толща осадков и вулканитов, именуемая гимольская серия или СТА, вероятно, представляет собой элемент неоархейского аккреционного комплекса, сформировавшегося в ходе субдукции.

Работа – вклад в исследования ИГ КарНЦ РАН по теме FMEN-2023-0009.

Литература

Богданов Ю.Б., Бережная Н.Г., Анисимова С.А., Никонова А.С., Родионов Н.В. Проблемы стратиграфии образований гимольского надгоризонта (верхний лопий) Карельского региона // Региональная геология и металлогения. 2025. Т. 32. № 1. С. 28–50.

Костомукшский рудный район (геология, глубинное строение и минералогия). Горьковец В.Я., Шаров Н.В. (Отв. ред.) Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2015. С. 322.

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. Геологическая карта Юго-восточной Фенноскандии масштаба 1 : 750 000: новые подходы к составлению // Труды Карельского научного центра РАН. 2017. №2. С. 3–41.

Милькевич Р.И., Мысцова Т.А. Позднеархейские метатерригенные породы Западной Карелии (литология, геохимия, источники сноса) // Литология и полезные ископаемые. 1998. №2. С. 177–194.

Савко К.А., Гончаров Д.А., Нестерова Н.С., Слабунов А.И. Полосчатые железистые кварциты главной рудной толщи Костомукшского зеленокаменного пояса Карельского кратона: геохимия, петрография и условия формирования // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2024. № 2. С. 50–70.

Сафонова И.Ю. Внутриплитные океанические базальты из аккреционных комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса и западной Пацифики. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск. 2020. 444 с.

Слабунов А.И., Нестерова Н.С., Мудрук С.В., Максимов О.А., Кервинен А.В. Находка неоархейских (2.71 млрд лет) конгломератов в Костомукшском железорудном районе: к вопросу о самой молодой стратотектонической ассоциации архея Карельского кратона // Докл. АН. 2025а. Т. 520. № 1. С. 33–46.

Слабунов А.И., Кервинен А.В., Сальникова Е.Б., Ерофеева К.Г., Дубенский А.С. Новое мезопротерозойское (1546 млн лет) термальное событие в Центрально-Карельском террейне Карельского кратона: по результатам датирования цирконов из неоархейских кислых вулканитов Костомукшского зеленокаменного пояса // Докембрийский саммит. Материалы конференции. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2025б. С. 211–215.

Слабунов А.И., Васильева И.М., Ризванова Н.Г., Кервинен А.В. Геохронология апатита из полосчатых железистых кварцитов Костомукшского зеленокаменного комплекса (первые результаты) // Соотношение времени образования магматических формаций и рудных месторождений в металлогенических провинциях Евразии. М.: ИГЕМ РАН. 2025в. С. 194–196.

Слабунов А.И., Нестерова Н.С., Егоров А.В., Кулешевич Л.В., Кевлич В.И. Геохимия, геохронология цирконов и возраст архейской железорудной толщи Костомукшского зеленокаменного пояса Карельского кратона Фенноскандинавского Щита // Геохимия. 2021. Т. 66. № 4. С. 291–307.

Slabunov A.I., Kervinen A.V., Nesterova N.S., Maksimov O.A., Medvedev P.V. 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. Vol. 66. № 6. P. 1321–1333.

ВЕНД И ЭДИАКАРИЙ: СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ СЕДИМЕНТАЦИИ

Ю.К. Советов*, Л.В. Соловецкая**

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН им. А.А.Трофимука, Новосибирск
Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, Новосибирск
e-mail: *sovetovyk@ipgg.sbras.ru, **solovetskayalv@ipgg.sbras.ru

Седиментологический анализ венда и эдиакария сделан по разрезам оселковой серии в Присянском прогибе (Сибирская платформа) и серии Уильпена в хр. Флиндерс (Австралия). В докладе анализируются основные этапы седиментации по личным наблюдениям авторов и литературным данным.

В Австралии находится глобальный стратотип и точка начала эдиакария в основании пачки «кэп-доломитов» Нуккалина в левом борту ручья Енорама. Начало венда на юго-западе Сибирской платформы установлено на р. Уда (Советов, Комлев, 2005) и уточнено

(Sovetov, Solovetskaya, 2025), что позволило сопоставить начала этих двух систем. Дополнительным аргументом правильности корреляции мы считаем залегание позднекриогенских (ранневендских) ледниковых отложений на двух сходных по генезису литологических комплексах криогения: формации Трезона в хр. Флиндерс и иписитской свиты в Присаянье. Названные стратона сходны друг с другом по тонкозернистому алевритовому эоловому материалу и характеру строения колумнарных и пластовых строматолитов. Принципы обоснования нижних границ этих двух разновозрастных систем различаются: 1) по стратиграфическому несогласию и нижней границе позднекриогенского оледенения (Соколов, 2011, Sovetov, Solovetskaya, 2025), 2) по нижней границе «регионального» таяния позднекриогенских ледников, или, как считается, таяния всех позднекриогенских ледников и всепланетного подъема уровня океана. Верхние границы венда и эдиакария в этих двух регионах проводятся практически одинаково: по несогласному налеганию раннекембрийских терригенных отложений, которые в основании или выше по разрезу содержат ихнофоссилии из семейства *Treptichnidae*, которые считаются раннекембрийскими (Советов, Соловецкая, 2018). Принцип корреляции внутрисистемных отложений и их границ выбран по влиянию на положение границ секвенций климата и, связанной с ним, эвстатики океана.

После таяния ледников позднекриогенского (маринонского) оледенения образовались относительно глубоководные бассейны. На юго-западной окраине Сибирской платформы морены уляха перекрываются кэп-доломитами и черными аргиллитами «озера» Тыгней (Sovetov, Solovetskaya, 2025), на окраине Австралийской платформы – кэп-доломитами Нуккалина и красными аргиллитами формации Брачина (Gehling, Droser, 2012). Оба комплекса в верхней части постепенно сменяются к окраинам платформ массивными гляциофлювиальными и прибрежно-морскими песчаниковыми пачками: красовской (Sovetov, Solovetskaya, 2025) и хребта АВС (Gehling, Droser, 2012). Ледниковый цикл завершается отложением гляциофлювиальных конусов выноса, и постепенность смены осадочных систем от глубоководной озерной депрессии с черными аргиллитами установлена через промежуточную фэн-дельтовую систему нижней части красовской пачки (Sovetov, Solovetskaya, 2025).

После перерыва в осадконакоплении отложения низкого уровня моря сменяются системами резкой трансгрессии и образованием карбонатного шельфа. На юге Австралийской платформы образовались ламинитовые циклически построенные алевролиты формации Буньеру, с слоем импактной брекчии дацитов космического события Акраман, и дропстоунами из айсбергов, которые вверх сменяются доломитами Вееринг. Нижняя граница формации Буньеру рассматривается как граница секвенции (Gehling, Droser, 2012). На юго-западе Сибирской платформы сформировалась прибрежно-морская карбонатная система озеркинской пачки, которая представляет собой карбонатную платформу и отдельную секвенцию - эв-доломиты подъема и высокого стояния уровня моря после маринонского глобального оледенения (Sovetov, Solovetskaya, 2025).

После трансгрессивной стадии – карбонатных отложений формации Вееринг – произошло масштабное падение уровня, образование высокоамплитудной эрозионной поверхности и несогласия и, после перерыва, проградация аллювиальных и прибрежно-морских комплексов. На юге Австралийской платформы (хр. Флиндерс) это событие представлено глубоким каньоном, в котором и на его бортах накопились отложения формации Вонока «известковистых сланцев», алевролитов и тонкозернистых песчаников, а также турбидитов, переходящими вверх в темпеститы (Gehling, Droser, 2012). В Присаянском прогибе этому стратиграфическому уровню соответствуют огнитская и большеайсинская пачки марнинской свиты (Sovetov, 2011). Глубокая эрозия и несогласие между комплексом карбонатной платформы озеркинской пачки и прибрежно-морским песчаным баровым комплексом огнитской пачки установлены в разрезе на р. Уда. В отложениях огнитской и большеайсинской пачек были найдены самые древние остатки

макрофауны (Sovetov, 2011; Советов, Соловецкая, Кречетов, 2012), что свидетельствует о связи ее появления с мировой перестройкой палеогеографии морей и континентов.

Отрицательная изотопная аномалия $\delta^{13}\text{C}$ Шурам-Вонока является мировым маркирующим признаком этого стратиграфического уровня. На Сибирской платформе эта эпоха осадконакопления связана по времени с жуинской аномалией (Покровский и др., 2021) и недавно была установлена на юго-западе платформы в средней части чистяковской свиты на ЮЗ Енисейского кряжа (Кочнев и др., 2020). Пакет ламинитовых известняков и темно-серых алевролитов с аномалией $\delta^{13}\text{C}$ находится в чистяковской свите на границе средней и верхней подсвит (Советов, Благовидов, 2004) и образовался на пике высокого стояния уровня моря, после которого произошло его падение и резкая проградация в морской бассейн аллювиальной системы верхней части чистяковской свиты. В Присаянском прогибе проградация аллювия особенно резко выражена образованием вышележащей нижеудинской аллювиальной пачки удинской свиты (Sovetov, 2011). Удинская сиквенция завершается подъемом уровня моря и накоплением известняков пещернинской пачки с положительными значениями $\delta^{13}\text{C}$ (Kaufman et al. 2011), с которой коррелируются известняки улунтуйской свиты байкальской серии Прибайкалья и доломитовые строматолитовые биогермы, которые находятся в виде линз в самой верхней части чистяковской свиты. Одно из знаковых событий перестройки – появление черных глубоководных иловых отложений и контуритов поразительно сходных на окраинах Сибирского (валюхтинская и никольская свиты) и Австралийского (формация Вонока) палеоконтинентов.

Завершающий этап осадконакопления в эдиакарии и венде происходил под влиянием орогении: Байкальской в Сибири и Петерманн в Австралии. На юго-западе Сибирской платформы образовались передовые прогибы, которые заполнялись литокластитовыми континентальными отложениями моласс айсинской, мошаковской, таёжнинской и качергатской свит, на юге Австралии возник прибрежно-морской (дельтовый) бассейн, в котором накопились ортокварциты и аркозы подсерии Паунд с Эдиакарской пачкой, к которой приурочена с одноименная биота морских животных (Gehling, Droser, 2012). Такая биота отсутствует в отложениях айсинской свиты (аллювий), но слепки рангеоморфных организмов найдены в морской пачке ее стратиграфического аналога качергатской свиты Прибайкалья (Советов, Соловецкая, 2014).

После перерыва в седиментации в сравниваемых регионах образовались терригенные серии, которые отнесены к раннему кембрию. В Австралии в хр. Флиндерс – формации Уратанна и Парачилна, на юго-западе Сибирской платформы – усть-тагульская свита и ее аналоги. В сравниваемых стратиграфических подразделениях известны палеонтологические свидетельства немакит-далдынского яруса раннего кембрия (Gehling, Droser, 2012, Советов, Соловецкая, 2018)

Анализ знаковых этапов осадконакопления на удаленных территориях показал, что две геологические системы – венд и эдиакарий – представляют, в основном, геологические объекты со сходной терригенной седиментацией, и осадконакопление в двух удаленных бассейнах происходило под управлением единого стиля планетарных геодинамических событий.

Литература

Кочнев Б.Б., Прошенкин А.И., Покровский Б.Г., Летникова Е.Ф. Тасеевская серия венда юго-западной окраины Сибирской платформы: изотопно-геохимические и геохронологические данные, возраст и корреляция // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 10. С. 1370–1385.

Покровский Б.Г., Буякайте М.И., Колесникова А.А., Петров О.Л., Хлебников М.С. С- и Sr-изотопная геохимия вендской аномалии Шурам-Вонока и ассоциирующих метаосадочных толщ внутренней части Патомского нагорья (центральная Сибирь) // Литология и полезные ископаемые. 2021. № 5. С. 406–435.

Советов Ю.К., Благовидов В.В. Реконструкция бассейна осадконакопления (на примере вендского передового прогиба – «форландового бассейна» юго-запада Сибирской платформы) // Отв. ред. Ю.Г.Леонов, Ю.А.Волож. Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. М: Научный Мир, 2004. С. 159–210.

Советов Ю.К., Комлев Д.А. Тиллиты в основании оселковой серии Присяня и нижняя граница венда на юго-западе Сибирской платформы. Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. Т.13. №4. С. 3–34.

Советов Ю.К., Соловецкая Л.В., Кречетов Д.В. Стратиграфическое положение остатков вендских мягкотелых многоклеточных организмов в венде Бирюсинского Присяня: сравнительный анализ с обстановками жизнедеятельности эдиакарской биоты в стратотипе эдиакария // Е.В. Складов (ред.). Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научного совещания по Программе фундаментальных исследований ОНЗ РАН (17–20 октября 2012 г., г. Иркутск). Вып.10. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2012. С.87–89.

Советов Ю.К., Соловецкая Л.В. Первая находка рангеоморфных организмов в качергатской свите Прибайкалья и стратиграфическое положение эдиакарской пачки стратотипа эдиакарана на Сибирской платформе // Е.В. Складов (отв. ред.). Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научного совещания по Программе фундаментальных исследований ОНЗ РАН. (15–18 октября 2014 г., ИЗК СО РАН, г. Иркутск). Вып.12. Иркутск: ИЗК СО РАН. 2014. С. 279–280.

Советов Ю.К., Соловецкая Л.В. Граница кембрий – венд и геодинамика: роль седиментологии в глобальной стратиграфии. Новосибирский национальный исследовательский государственный университет (НГУ), Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, 630090, пр. Коптюга 3. // Экзолит – 2018. Литогенез: стадийность, процессы и диагностика. Годичное собрание (научные чтения), посвященное памяти доктора геолого-минералогических наук, профессора Олега Васильевича Япаскурта. Москва, 14–15 мая 2018 г. Сборник научных материалов / Секция осадочных пород МОИП, кафедра нефтегазовой седиментологии и морской геологии МГУ имени М. В. Ломоносов и венд как геоисторическое подразделение неопротерозоя; под ред. Ю. В. Ростовцевой. Москва: МАКС Пресс, 2018. С. 119–122.

Соколов Б.С. Хроностратиграфическое пространство литосферы и венд как геоисторическое подразделение неопротерозоя // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 10. С. 1334–1348.

Gehling J.G., Droser M.L. Ediacaran stratigraphy and the biota of the Adelaide Geosyncline, South Australia. Geology in the Oceania region, Special issue for the 34 IGC, Brisbane, Australia 5–10 August / Episodes. 2012. Vol.35. № 1. P. 236–246.

Kaufman Alan J., Sovetov J.K., Peek S., Sievers N. and Agbebakun K. Carbon, Oxygen, and Strontium isotope stratigraphy of the Oselok group, Sayan Mountains, Siberia. // Sovetov, J.K. Neoproterozoic sedimentary basins: stratigraphy, geodynamics and petroleum potential. Guidebook on the post-conference field trip to the East Sayan Foothills. August 2–14, 2011. Appendix /J.K.Sovetov: Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences. Novosibirsk: IPGG SB RAS, 2011. P. 230–239.

Sovetov J.K. Field Trip to Foothills of East Sayan, August 2-14, 2011, International Conference “Neoproterozoic Sedimentary Basins. Stratigraphy, Geodynamics and Petroleum Potential”. Novosibirsk, IPGG SB RAS, 2011. 229 p.

Sovetov J.K., Solovetskaya L.V. Pre-Vendian Unconformity and Sedimentation during Late Cryogenian Glaciation: Structural Relation of Sedimentation Events in the Southwest of the Siberian Platform // Doklady Earth Sciences, 2025, Vol. 524:11.

ОБ ОКАМЕНЕЛОСТЯХ В ОПОРНЫХ РАЗРЕЗАХ ВЕНДА КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ (ХАКАСИЯ)

О.В. Сосновская

Сибирский федеральный университет, Красноярск, e-mail: sosnov51@yandex.ru

В венде Кузнецкого Алатау выделены три типа разреза: карбонатного, терригенно-карбонатного и вулканогенно-терригенно-карбонатного состава. Разрезы в бассейнах рек Тюрим, Кульбюрстюг (Тюримский участок) и в верхнем течении р. Карыш (Карышский участок) (рис. 1) являются опорными для вулканогенно-терригенно-карбонатного типа. Они представлены сыннигской, тюримской, кульбюрстюгской и таржульской (нижняя часть) свитами. Установленная на их площади последовательность отложений не вызывает сомнений. Разрезы хорошо обнажены и доступны, в них обнаружены разнообразные органические остатки. Оба разреза приведены в Региональной стратиграфической схеме верхнего протерозоя Алтае-Саянской складчатой области (АССО) (Терлеев и др., 2019). Изложенный ниже материал является дополнением к их палеонтологической характеристике. В таблице 1 изображены некоторые окаменелости Тюримского и Карышского участков.

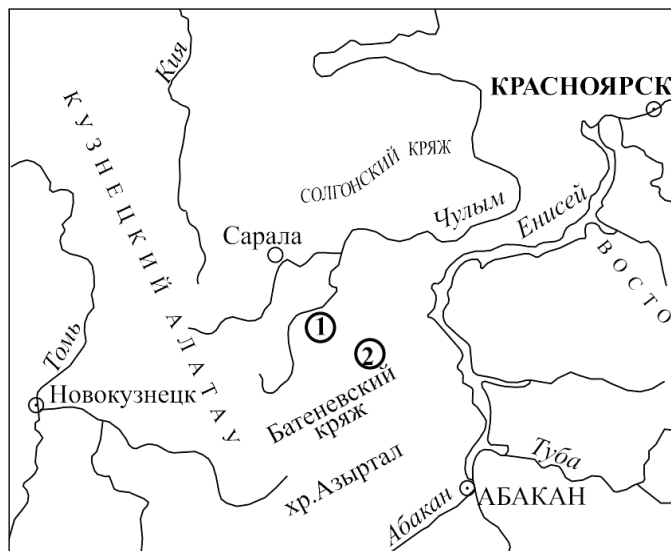


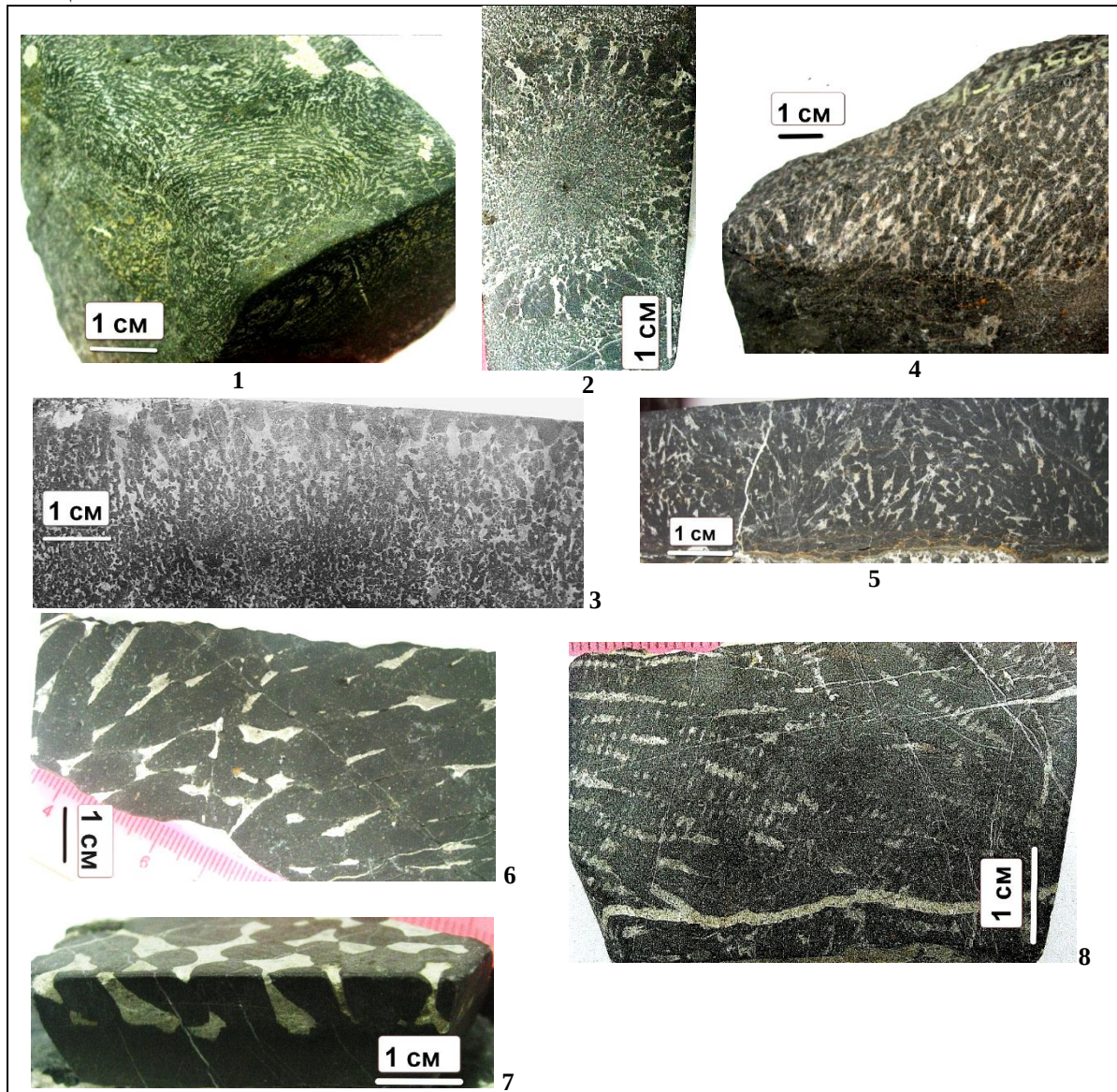
Рис. 1 Местонахождения опорных разрезов: 1 – Тюримский участок, 2 – Карышский участок.

Венд опорных участков начинается с верхней части сыннигской свиты (кремнистые сланцы, известняки, вулканогенно-осадочные породы, кислые вулканыты), в известняках которой известны единичные камазииды (невландиевая биота – НБ).

Выше расположена тюримская свита с арамонской пачкой в ее верхней части. Подарамонская часть разреза свиты (темные, участками послойно запесоченные и часто пахнущие сероводородом известняки) содержит органические остатки чаще во второй (верхней) ее половине. На Тюримском участке окаменелости представлены НБ: пластообразными постройками из скоплений тел концентрического строения – *Ijussia* (табл. 1, фиг. 1), микробиолитами саралинскиидами (постройки из скоплений округлых и иной формы обызвествленных микробных колоний, вероятно, цианобактерий) – *Saralinskia* (табл. 1, фиг. 2) и *Incertadia* (табл. 1, фиг. 3), составляющими основу палеонтологического комплекса свиты, а также камазиидами близкими *Tridia* (пластообразные постройками из ветвящихся элементов с субтреугольными поперечными сечениями элементов ветвей) (табл. 1, фиг. 4). На Карышском участке комплекс НБ этого же стратиграфического уровня иной. Он включает камазииды рода *Camasia* (пластообразные постройками из ветвящихся элементов субконической формы с округлыми поперечными сечениями) (табл. 1, фиг. 5–6), более редкие микробиолиты *Caryschia* (постройки из толстых коротких столбиков комковатого микростроения) (табл. 1, фиг. 7), невландииды *Newlandia* (сложные постройками

из концентрических и радиальных элементов) (табл. 1, фиг. 8). Саралинскииды отсутствуют. В тюримской свите обоих участков известны редкие микрофоссилии.

Таблица 1.



Комплекс НБ подарамонских отложений Тюримского участка или его элементы известен в других местонахождениях Кузнецкого Алатау, а также в Восточном Саяне. Комплекс НБ Карышского участка несколько эндемичен.

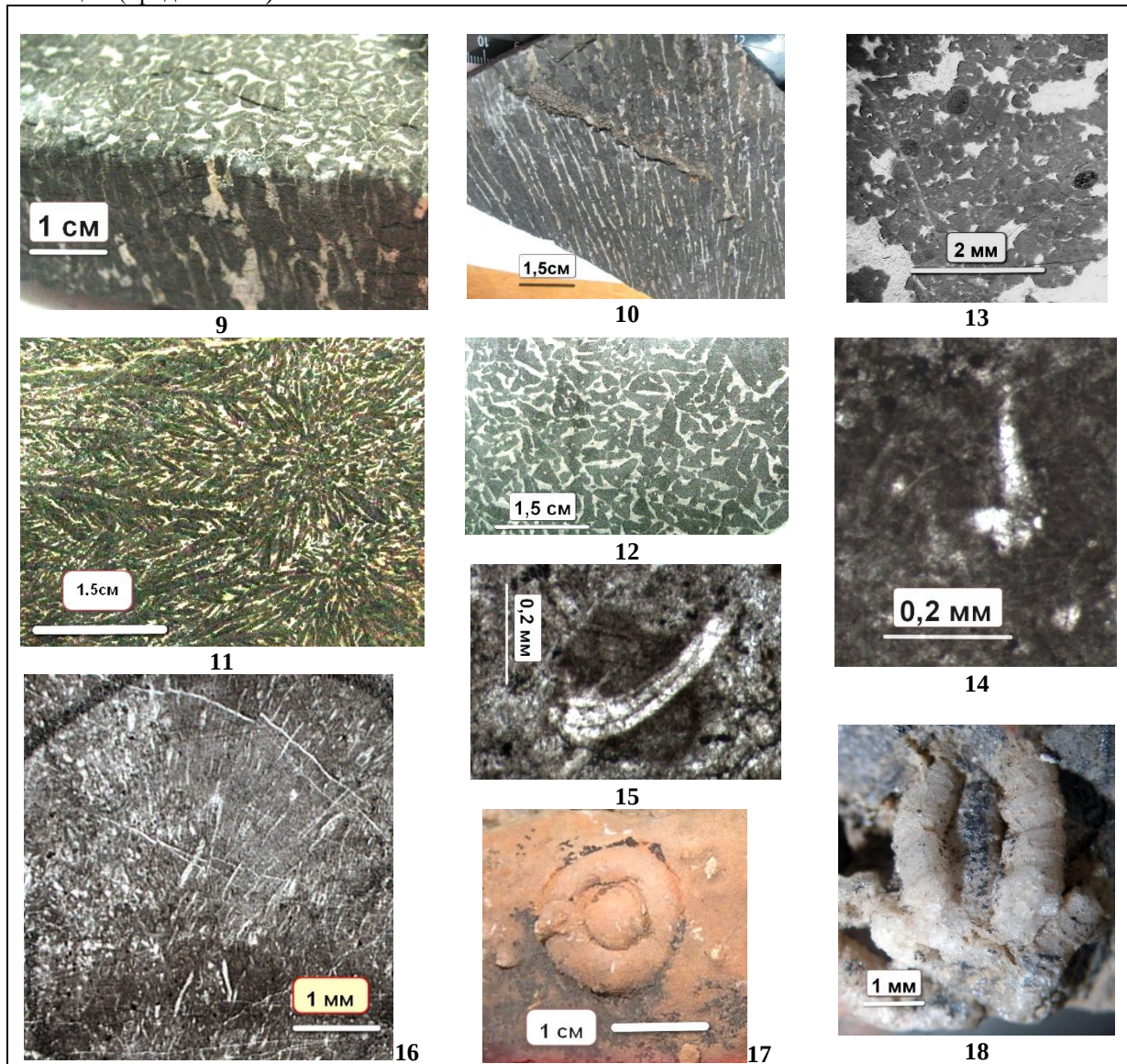
В арамонской пачке (известняки, «мусорные» известняки, кремнистые сланцы) отмечается значительное количество камазиид тридиид, представленных пластообразными и радиально-лучистыми постройками, сложенными ветвящимися элементами, для которых характерна трехлучевая симметрия и присутствие осевых зон: *Tridia* (табл. 1, фиг. 9, 10), *Tricuspidatia* (табл. 1, фиг. 11, 12), *Plumifascicularia*, с которыми часто ассоциируют пластинчатые постройки микробиолитов *Incertadia*. Микрофоссилии редки. Набор окаменелостей пачки на опорных участках одинаков.

В Региональной стратиграфической схеме (Терлеев и др., 2019) тюримская свита с арамонской пачкой включены в кабырзинский региональный горизонт венда.

Кульбюрстюгская свита (эффузивы основного и среднего состава и их туфы, реже известняки и доломиты, терригенные и вулканогенно-осадочные породы) содержит в карбонатах разнообразные остатки. НБ на обоих участках представлена в основном тридидами. Кроме того, в бассейнах рек Тюрим и Кульбюрстюг известны пузырчатые микрофитолиты, проблематика *Vesicamassulatus* (табл. 1, фиг. 13), отпечатки возможно

мягкотелых организмов. На Карышском участке в нижней части свиты обнаружены мелкие обломки скелетов, в том числе спикеры губок (табл. 1, фиг. 14) и протоконоднты (табл. 1, фиг. 15), обильные водоросли *Botomaella* (?) (табл., фиг. 16), редкие микрофоссилии. НБ кроме тридиид представлена микробиолитами *Incertadia sera* Sosn. НБ арамонской пачки и кульбюрстюгской свиты очень похожа, подобный комплекс выявлен на других участках Кузнецкого Алатау и за его пределами (Восточный Саян, Малый Хинган).

Таблица 1 (продолжение).



Таржувская свита (доломиты, известковые доломиты, силицилиты) залегает с перерывом на кульбюрстюгской свите. Ее породы насыщены пластообразными строматолитовыми постройками, содержат микрофитолиты. На Тюримском участке, кроме того, встречаются проблематика *Vesicamassulatus*, единичные водоросли *Gemma* и *Subtiflora*. На Карышском участке в верхней части свиты обнаружены проблематичные образования шарообразной формы концентрического строения (табл. 1, фиг. 17), а в нижней части горизонт с многочисленными трубочками *Cloudina* (табл. 1, фиг. 18).

В Региональной стратиграфической схеме (Терлеев и др. 2019) кульбюрстюгская свита и нижняя часть таржувской свиты включены в западносибирский региональный горизонт, сопоставленный с немакит-далдынским региоарусом верхней части венда.

Комплексы окаменелостей Тюримского и Карышского разрезов существенно дополняют палеонтологическую характеристику региональных горизонтов венда АССО, слабо представленную в их стратотипической местности.

Литература

Терлеев А.А., Постников А.А., Гибшер А.С., Сосновская О.В., Краевский Б.Г., Багмет Г.Н., Токарев Д.А. Региональная стратиграфическая схема верхнепротерозойских отложений Алтае-Саянской складчатой области // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2019. № 8. С. 33–68.

**СОСТАВ, ВОЗРАСТ И КОРРЕЛЯЦИИ БАЗИТОВ СЕГОЗЕРСКОЙ СТРУКТУРЫ
КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА: ОСНОВА ДЛЯ ХРОНОСТРАТИГРАФИЧЕСКОГО
РАСЧЛЕНЕНИЯ ЯТУЛИЯ**

**А.В. Степанова¹, А.В. Самсонов^{1,3}, Е.Б. Сальникова^{1,2}, В.В. Устинова¹,
М.А. Суханова^{1,2}, Ю.О. Ларионова^{1,3}, О.М. Силаева^{1,4}, О.А. Максимов¹**

¹ Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, e-mail: stepanov@krc.karelia.ru

² Институт геологии, геохимии, минералогии и петрографии рудных месторождений РАН, Москва,
e-mail: samsonovigem@mail.ru

³ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, e-mail: katesalnikova@yandex.ru

⁴ Геологический институт РАН, Москва, e-mail: om.silaeva@gmail.com

Ятулий (2300–2100 млн лет) – период в истории Земли, на протяжении которого формировался широкий ряд осадочных и вулканогенных пород, среди которых карбонатные породы, обогащенные тяжелым изотопом углерода, относящиеся к событию Ломагунди-Ятулий, проявленному во многих раннедокембрийских областях мира. Ятулийские отложения на Карельском кратоне сохранились в Онежской, Янгозерской, Сегозерской и ряде других крупных структур и являются стратотипическими для других раннедокембрийских областей России (Негруца, 2011).

В составе ятулийского надгоризонта на Карельском кратоне выделяются три свиты (снизу вверх): янгозерская, медвежьегорская и туломозерская (Геология Карелии, 1987). В составе янгозерской и медвежьегорской свит преобладают терригенные осадочные породы и вулканиты, в составе туломозерской – терригенно-карбонатные породы с аномально тяжелым углеродом. Вулканогенные породы, представленные базальтами и их туфами, разделяют терригенные породы трех свит и рассматриваются как маркирующие горизонты. Вопрос о возрасте этих базальтовых горизонтов до сих пор остается открытым. Прямое изотопное датирование базальтов невозможно из-за метаморфических преобразований в условиях зеленосланцевой фации и отсутствия минералов-геохронометров. Вместе с тем хорошая сохранность разрезов в Сегозерской структуре, возможность детальной геохимической и изотопной характеристики базальтов являются основой для их корреляции с субвулканическими ятулийскими базитами на Карельском кратоне – дайками и силлами, возраст которых надежно определен U–Pb методом по бадделеиту и/или циркону (Vuollo, Nuhma, 2005; Stepanova et al., 2022).

Среди ятулийских базитов на Карельском кратоне известны рои даек с возрастными 2.31, 2.13 млрд лет и силлы с возрастом 2.22 млрд лет. Высокожелезистые и высокотитанистые дайки долеритов с возрастом 2.31 млрд лет кристаллизовались из расплавов, образованных в результате малоглубинного плавления мантии и подвергшихся интенсивной фракционной кристаллизации (Stepanova et al., 2015). Этот эпизод проявлен локально в западной части Карельского кратона. Дифференцированные силлы с возрастом 2.22 млрд лет кристаллизовались в нижних частях разреза палеопротерозойских вулканогенно-осадочных структур на Карельском кратоне (Степанова и др., 2018; Vuollo, Nuhma, 2005; Hanski et al., 2010). Базиты этой возрастной группы благодаря специфике состава получили собственное название – «каръялиты» (Vuollo, Nuhma, 2005). Среди даек с возрастом 2.13 млрд лет известны два геохимических типа – высокожелезистые толеиты и толеиты MORB-типа (Самсонов и др., 2023; Stepanova et al., 2014). Базиты этого возраста широко распространены на Карельском кратоне (Самсонов и др., 2023; Vuollo, Nuhma,

2005; Stepanova et al., 2014) и именно они рассматривались ранее как комагматы вулканитов ятулия (Геология Карелии, 1987).

В стратотипическом разрезе ятулийского надгоризонта в Сегозерской структуре базальтовые лавы вскрыты на двух стратиграфических уровнях и рассматриваются в составе янгозерской и медвежьегорской свит (Светов, 1972). Базальты нижнего стратиграфического уровня (базальты I) относятся к верхней подсвите янгозерской свиты, и определяют возраст границы янгозерской и медвежьегорской свит. Базальты верхнего стратиграфического уровня (базальты II) относятся к верхней подсвите медвежьегорской свиты и определяют возраст границы медвежьегорской и туломозерской свит (Геология Карелии, 1987).

Базальты I зафиксированы на нескольких ключевых участках в восточной, северной и западной частях Сегозерской структуры. Мощность потоков достигает 15 м, их центральные части сложены тонкозернистыми однородными массивными слабопорфировыми породами. На контакте с подстилающими терригенными породами развит горизонт туфов основного состава мощностью до 1 м. В кровле потоков развиты миндалекаменные базальты и брекчированные породы с элементами подушечных текстур, в которых межшаровое пространство и трещины заполнены тонкослоистыми кремнистыми породами. По химическому составу нижние базальты характеризуются умеренными содержаниями Mg, Ca, Fe, Ti, главной их особенностью является сильно фракционированный характер распределения тяжелых REE, со значениями $[Gd/Yb]_n > 2$. Базальты I очень слабо варьируют по составу как в пределах одного потока, так и в пределах пачки в разрезе и в пределах структуры в целом.

Силлы базитов, которые рассматриваются как подводящие каналы для базальтов, вскрыты в северной части Сегозерской структуры в районе Орчень-губы (Светов и др., 1972). По химическому составу силлы аналогичны базальтам I, комагматичны им и представляют фрагменты питающей системы. Возраст кристаллизации силла Орчень-губы, определенный по результатам U–Pb (ID-TIMS) геохронологических исследований бадделеита, составляет 2223 ± 5 млн лет (СКВО = 0.41). По химическому составу, в том числе по характеру распределения рассеянных элементов, силлы Орчень-губы и базальты I являются аналогами силлов базитов с возрастом 2.22 млрд лет, которые известны в нижних частях разрезов вулканогенно-осадочных структур палеопротерозоя на Карельском кратоне (Степанова и др., 2018; Vuollo, Huhma, 2005; Hanski et al., 2010,). Находка вулканитов этого этапа магматизма в Сегозерской структуре – первая на Фенноскандинавском щите. Полученная оценка возраста 2223 ± 5 млн лет определяет время формирования базальтов верхней подсвиты янгозерской свиты и возраст границы между янгозерской и медвежьегорской свитами.

Базальты верхнего стратиграфического уровня (базальты II) в Сегозерской структуре формируют потоки массивных, миндалекаменных и подушечных лав общей мощностью до 350 м. С подушечными лавами ассоциируют гиалокластиты, выполняющие межшаровое пространство и туфы основного состава. Базальты II варьируют по составу от высоко-Fe толеитов до толеитов MORB-типа. Характерной особенностью их состава являются низкие содержания несовместимых элементов и практически недифференцированный характер распределения REE. По целому ряду геохимических характеристик и изотопному составу Nd базальты II аналогичны дайкам с возрастом 2.13 млрд лет на Карельском кратоне. Сходство составов даек и базальтов и их близкий относительный возраст предполагают их комагматичность и формирование в составе единой крупной магматической провинции. Оценки возраста кристаллизации даек, 2.13 млрд лет, определяют время формирования базальтов в составе верхней подсвиты медвежьегорской свиты и возраст границы медвежьегорской и туломозерской свит.

Таким образом, анализ геохимических и изотопных характеристик ятулийских базальтов Сегозерской структуры и корреляции их с базитами среднего палеопротерозоя на Карельском кратоне показывают, что аналогов даек с возрастом 2.31 млрд лет не

установлено, базальты I комагматичны силлам с возрастом 2.22 млрд лет, а базальты II – дайкам с возрастом 2.13 млрд лет. Новые данные о составе и возрасте ятулийских базитов в Сегозерской структуре определяют верхнюю возрастную границу накопления осадочных пород янгозерской свиты в 2220 млн лет, медвежьегорской свиты – 2130 млн лет. Эти возрасты могут рассматриваться как возрасты границ янгозерской, медвежьегорской и туломозерской свит ятулийского надгоризонта на Карельском кратоне.

Полученные оценки возраста не противоречат общим представлениям о времени накопления терригенных и карбонатных пород ятулия на Карельском кратоне и полученным ранее для карбонатных пород туломозерской свиты оценкам возраста (2090 ± 70 млн лет, Овчинникова и др., 2007), но позволяют более точно определить возрастные параметры изотопных экскурсий палеопротерозоя.

Исследования поддержаны РФФИ, проект 23-17-00260.

Литература

- Геология Карелии / Ред. В. А. Соколов. Л.: Наука, 1987. 231 с.
- Негрук В.З. Проблемы стратиграфии нижнего докембрия России // Литосфера. 2011. № 1. С. 3–19.
- Овчинникова Г. В., Кузнецов А. Б., Мележик В. А., Горохов И. М., Васильева И. М., Гороховский Б.М. Pb-Pb возраст ятулийских карбонатных пород: туломозерская свита юго-восточной Карелии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 4. № 15. С. 20–33.
- Самсонов А. В., Степанова А. В., Сальникова Е. Б., Ларионова Ю. О., Ларионов А. Н. Геодинамика раскола западной части Карельского кратона: данные по основному магматизму 2.1 млрд лет // Петрология. 2023. Т. 31. № 6. С. 577–601.
- Светов А. П. Палеовулканология ятулия Центральной Карелии, 1972. 119 с.
- Степанова А.В., Ларионов А.Н., Ларионова Ю.О. Силлы 2.2 млрд лет в центральной части Карельского кратона: U-Pb геохронология циркона и геохимия габбро-долеритов района Большозера // Труды Карельского научного центра РАН. 2018. № 11. С. 3–16.
- Hanski E., Huhma H., Vuollo J. SIMS zircon ages and Nd isotope systematics of the 2.2 Ga mafic intrusions in northern and eastern Finland // Bulletin of the Geological Society of Finland. 2010. № 1 (82). P. 31–62.
- Stepanova A.V., Stepanov V.S., Larionov A.N., Salnikova E.B., Samsonov A.V., Azimov P., Egorova S.V., Babarina I.I., Larionova Y.O., Sukhanova M.A., Kervinen A.V., Maksimov O.A. Relicts of Paleoproterozoic LIPs in the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield: barcode reconstruction for a deeply eroded collisional orogen // Large Igneous Provinces and their Plumbing Systems. 2022. P. 101–128.
- Stepanova A.V., Salnikova E.B., Samsonov A.V., Egorova S.V., Larionova Y.O., Stepanov V.S. The 2.31Ga mafic dykes in the karelian craton, eastern fennoscandian shield: U-Pb age, source characteristics and implications for continental break-up processes // Precambrian Research. 2015. V. 259. P. 43–57.
- 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. Palaeoproterozoic continental MORB-type tholeiites in the Karelian Craton: Petrology, geochronology, and tectonic setting // Journal of Petrology. 2014. V.55. Is. 9. P. 1719–1751.
- Vuollo J., Huhma H. Paleoproterozoic mafic dikes in NE Finland // Precambrian Geology of Finland - Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield. 2005. P.195–236.

СТРАТИГРАФИЯ ДОКЕМБРИЯ: НЕИЗВЕСТНЫЕ МЕТОДЫ ДЛЯ НЕРЕШЕННЫХ ПРОБЛЕМ

Д.Л. Сумин^{1,*}, Е.Л. Сумина^{2,*}

¹ САНИПЭБ, 125009, Москва, *e-mail: stromatolit1@mail.ru

² МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва,

Имеющие ключевое практическое значение стратиграфические исследования в настоящее время основываются на применении двух разнокачественных методов – палеонтологического и радиоизотопного.

Успешность их комплексного применения в расчленении и корреляции основана на том, что методы радиоизотопного датирования, которые не могут быть прямо применены к древним осадочным породам, соотносятся с разработанной системой их относительного датирования. Таким образом данные, полученные с помощью установления локальных отношений осадочных и магматических пород, которые датируются непосредственно, благодаря глобальной корреляции по относительному времени могут получать также глобальное распространение.

Однако, это возможно только в течение времени массового распространения ископаемых остатков организмов, за пределами которого и лежит докембрий. Поскольку его относительная шкала, сопоставимая по своей дробности с фанерозойской, по известным причинам не может быть построена, то и результаты применения методов абсолютного датирования остаются локальными и не могут получить достаточно точной стратиграфической привязки.

Это заставляет на новом этапе развития вернуться к методологическим проблемам, лежавшим в основании успешного решения построения геохронологической шкалы фанерозоя.

Исторически первым был разработан и применен биостратиграфический метод расчленения и корреляции отложений. Затем при помощи радиоизотопных методов был установлен абсолютный возраст границ выделенных подразделений. Здесь, как кажется, наблюдается методологическое и практическое противоречие. Применение радиоизотопных методов вполне соответствует принципу независимости измеряющего объекта от измеряемого, поскольку скорость радиоактивного распада не зависит ни от каких геологических событий. Биостратиграфический же метод основывается на изменении организмов вследствие их приспособления к внешним условиям.

Однако, изменение среды является направленным и необратимым только на огромных промежутках времени, в течение же коротких промежутков оно либо незначительно, либо является циклическим. Биостратиграфический же метод основывается на быстром, направленном и необратимом изменении организмов. Кроме того, геохронологическая шкала не содержит собственно геологических событий.

Эти и другие данные свидетельствуют не только о том, что жизнь развивается независимо от внешних условий, но и создает их (Вернадский, 2023; Трофимук, 2000; Sumina, Sumin, 2016). В отличие от господствующей точки зрения на причины развития жизни, из этого вывода следует, что биостратиграфический метод также основан на применении для датирования геологических процессов независимого от них явления.

Таким образом, благодаря практическому единству применения различных по своей природе биостратиграфического и радиоизотопного методов и учету современных данных, удалось показать и их методологическое единство. Эта последовательность характерна для методологии, стремящейся к описанию подходов, фактически используемых на практике. Однако, в дальнейшем такое описание позволяет создавать новые, ранее неизвестные результативные методы.

Из практики следует, что необходимость решения крупных задач приводит к нахождению неизвестных ранее фундаментальных явлений. Вероятнее всего, для успешного решения задачи построения геохронологической шкалы докембрия необходимо

предпринять поиск пока еще неизвестного фундаментального явления – по масштабам сопоставимого с жизнью и радиоактивным распадом, независимого от геологических процессов, но оставляющего следы в толщах горных пород. Разрозненные, но необобщенные проявления таких процессов, вероятно, уже известны, но пока не сопоставлены друг с другом.

Литература

- Вернадский В.И. Начало и вечность жизни. М.: Гаудеамус, 2023. 255 с.
- Трофимук А.А., Молчанов В.И., Параев В.В. Биогенный кислород атмосферы – эквивалент углеводородной оболочки во взаимодействии внешних геосфер // Вестник Отд. наук о Земле РАН. 2000. № 3 (13).
- Sumina E.L., Sumin D.L. About the Properties of Relations Between Living and Nonliving / Biogenic-Abiogenic Interactions in Natural and Anthropogenic Systems. Eds. Panova E., Vlasov D. Lecture Notes in Earth System Sciences, Springer. 2016. P. 1–4.

ЗА ПРЕДЕЛАМИ ФАНЕРОЗОЯ

(история становления курса «Палеонтология докембрия» на кафедре палеонтологии МГУ)

Е.Л. Сумина

МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, e-mail: stromatolit1@mail.ru

Докембрийский этап развития жизни в курсе «Палеонтология докембрия» представлен настолько же разнообразно, насколько разнообразна сама докембрийская биота. Однако в методическом плане он является наименее разработанным и как учебная дисциплина формировался постепенно и неравномерно, что отражает сам характер этого раздела палеонтологии – более молодого по сравнению с изучением фанерозоя, с непредсказуемыми и неожиданными путями развития и даже с неприятием некоторых из них научным сообществом. Можно сказать, что курс формировался одновременно не только с решением проблем, но и с их постановкой.

Начиная с 1943 г., из более, чем 500 выпускников кафедры только 17 выбрали своей специальностью палеонтологию докембрия – «палеонтологию тех времен, когда жизнь была еще большой проблемой» (Крылов, 1976). Среди них А.М. Медведева, А.Л. Рагозина, И.К. Чепикова, А.Д. Сидоров, Е.А. Жегалло, А.Ф. Вейс, М.Б. Бурзин, А.Ю. Журавлев, Л.М. Мудренко, В.Н. Сергеев, М.Ю. Чудецкий, Е.А. Сережникова, Д.В. Гражданкин, М.В. Леонов, Ю.В. Шувалова, М.А. Закревская, Д.А. Горшков (80 лет..., 2019; Палеонтологический институт, 2000).

Однако, поскольку кафедра палеонтологии по традиционно изучаемым на ней группам организмов изначально была «фанерозойской», ведущую роль в становлении докембрийских курсов сыграли выпускники кафедры исторической и региональной геологии МГУ, а также Московского геологоразведочного института (МГРИ), впоследствии – корифеи палеонтологии докембрия в нашей стране академики М.А. Семихатов, М.А. Федонкин, А.Ю. Розанов и доктор г.-м. наук И.Н. Крылов.

Все ведущие этот курс специалисты читали о том, над чем в тот момент сами думали и работали. Вначале сведения о палеонтологии докембрия излагались как отдельные разделы в курсах «Палеоботаника и палинология» и «Микропалеонтология». Одними из первых, в середине 80-х годов, были лекции в рамках дисциплины «Проблемы и задачи палеонтологии», в которой последовательно рассматривались представители всех групп беспозвоночных животных. Эта последовательность начиналась со строматолитов, занятия проводил для студентов старших курсов сотрудник Лаборатории верхнего докембрия Геологического института АН СССР, доктор г.-м. наук И. Н. Крылов (1932–1991).

Распространенным методологическим приемом в науке является так называемый редукционизм, когда познание чего бы то ни было отождествляется с расчленением объекта исследования на все более мелкие элементы, изучив которые объект или явление можно считать полностью познанным (Белоусов, 2005). Осознанно или интуитивно И.Н. Крылов исследовал строматолиты с противоположных позиций, разрабатывая принципы их морфологического описания, классификации, применения в стратиграфии во всей возможной полноте, иногда и за ее пределами, то есть используя сравнения и применяя подходы не только не связанных с палеонтологией, но и далеких от нее областей знания. Методически важным было то, что он применял результаты собственных исследований и работ предшественников не только для решения вопросов, связанных с конкретной группой строматолитов, возрастным интервалом или регионом, но и для осмысления их природы. По этой причине и в силу разносторонних интересов именно И.Н. Крылов стал инициатором биологического направления в изучении строматолитов, начав совместные работы с Институтом микробиологии АН СССР. Отдельные авторские рассуждения–отступления в его публикациях помогают студентам понять разнообразие исследовательских путей в науке.

С 1993 по 1998 г. в курсе «Палеоботаника и палинология» для студентов 4 курса чтение отдельных разделов было продолжено руководителем Лаборатории верхнего докембрия ГИНа, доктором г.-м. наук М.А. Семихатовым (1932–2017). М.А. Семихатов разрабатывал вопросы глобального распространения докембрийских отложений, он является автором первой геохронологической шкалы рифея. Эти этапы становления подходов к изучению докембрийских толщ находили отражение и в лекциях.

В 2000-х годах докембрийская тематика была продолжена в рамках курса для магистрантов «Эволюция биосферы». Чтение курса перешло к доктору биол. наук М.А. Федонкину, заведующему Лабораторией докембрийских организмов ПИН им. А.А. Борисяка РАН. М.А. Федонкин занимался фауной венда и разработкой вопросов ранней эволюции биосферы. В 1977 г. им на Зимнем берегу Белого моря было открыто новое местонахождение древнейших бесскелетных многоклеточных, наиболее крупное и представительное из всех известных в мире. М.А. Федонкин награжден Золотой медалью им. А. П. Карпинского РАН за выдающиеся работы в области стратиграфии и палеонтологии протерозоя, ранней истории биосферы и эволюционной биогеохимии, и медалью Чарльза Уолкотта – научной наградой Национальной академии наук США за выдающиеся достижения в области изучения докембрия и кембрия. Известно, что факты научной биографии преподавателей в немалой степени влияют на усвоение студентами материала и могут вызвать дополнительный интерес к теме.

На занятиях М.А. Федонкин излагал студентам не только фактическую сторону материала, но и демонстрировал направления для осмысления этой исключительной «группы» животных, не имеющих аналогов в современной биоте.

С 2008 г. курс стал самостоятельной учебной дисциплиной и получил современное название – «Палеонтология докембрия». В нем появился новый раздел, который стал читать сотрудник Лаборатории верхнего докембрия ГИН РАН, доктор г.-м. наук В.Н. Сергеев (1959–2019). Он рассказывал об окремненных микрофоссилиях. В период чтения курса В.Н. Сергеев занимался вопросами эукариотизации биосферы докембрия, что нашло отражение и в его лекциях.

Позже М.А. Федонкин передал читаемые им разделы младшим коллегам – сотрудникам его лаборатории А. Ю. Иванцову, Е.А. Сережниковой и М.А. Закревской.

Начиная с 2012 г. А.Ю. Иванцовым и М.А. Закревской читается блок лекционно-практических занятий со следующими разделами и к настоящему времени ставший самым большим в курсе: общая характеристика состояния биосферы в терминальном докембрии; основные местонахождения вендских макрофоссилий; стили и формы сохранности вендских макрофоссилий; природа вендских макроорганизмов, основные гипотезы; состав морских бентосных биоценозов позднего докембрия: вендобионты и организмы

«фанерозойского» облика); «Проартикуляты – древнейшие билатерии» (общая характеристика типа *Proarticulata Fedonkin*, история изучения, план строения, следы питания и движения, прижизненные повреждения и регенерация, онтогенетические преобразования, основные таксоны); вендские макроорганизмы фанерозойского облика (гигантские протисты, губки, стрекающие, билатерии, колониальные цианобактерии, макроорганизмы растительной природы); палеоэкология вендских сообществ и палеогеография позднего венда; методики палеоэкологических исследований применительно к позднему докембрию.

Несколько лет в чтении курса принимал участие канд. г.-м. наук М.Ю. Чудецкий, рассказывая о хемофоссилиях, включая биомаркеры. М.В. Леонов читал небольшой раздел по макроводорослям и цианобактериям позднего венда.

Недавно в курсе появился новый раздел и новый подход – канд. наук Ю.В. Шувалова начала проводить занятия по теме «Биосфера Земли в преддверии неопротерозойской революции». Этот раздел интересен методически важным обобщающим подходом: он позволяет оценить уровни организации докембрийской биоты и биологическое разнообразие данного временного отрезка геологической истории Земли.

Докембрийский этап в рамках учебной дисциплины особенно важен в методологическом отношении. Он, по сравнению с фанерозоем, качественно меньше охарактеризован палеонтологическим материалом, поэтому знакомство и работа с ним требуют наиболее широких биологических и геологических обобщений, что делает необходимым рассмотрение так называемых общих вопросов, дает возможность проведения сравнительного анализа, дающего студентам свободу междисциплинарного мышления.

К чтению курса в разные годы привлекались также сотрудники других организаций. Доктор биол. наук Н. Н. Колотилова освещала тему «Роль микроорганизмов в становлении биосферы», продолжая традиции академика Г.А. Заварзина рассматривать микроорганизмы в природоведческом, биосферном, аспекте (Заварзин, Колотилова, 2001).

Канд. г.-м. наук П. В. Медведев (Ин-т геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск) читает раздел о становлении геохронологической шкалы докембрия – «Совершенствование геохронологической шкалы докембрия: от хронометрии к горным породам».

К сожалению, потери последних лет привели к изъятию из курса некоторых важных разделов. Ушло и совершенно невозполнимое – демонстрация лекторами собственного опыта размышлений и разработки исследовательских подходов.

В настоящее время докембрийский этап как учебная дисциплина представлен двумя курсами. «Палеонтология докембрия» для магистрантов 1-го года обучения со следующими разделами: общая характеристика докембрия и его принципиальные отличия от фанерозоя; строматолиты и современные циано-бактериальные сообщества; биосфера Земли в преддверии неопротерозойской революции; палеонтология и палеоэкология вендских многоклеточных; история становления и особенности стратиграфической шкалы докембрия. Второй, для магистрантов 2-го года обучения – «Бактериальная палеонтология». Его читает академик РАН А.Ю. Розанов. Занятия проходят на базе ПИН им. А.А. Борисяка РАН и включают как лекции, так и практические занятия на сканирующем электронном микроскопе, которые проводит канд. биол. наук Е.А. Жегалло.

Он состоит из следующих разделов: современные бактерии и бактериальные сообщества; эксперименты по фоссилизации; ископаемые микробные сообщества; бактериальное осадкообразование и рудогенез; бактериальная палеонтология и астробиология. Проведение занятий обеспечено первым учебно-методическим пособием по этой теме – «Бактериальная палеонтология» (2002). Благодаря смелым сопоставлениям в курсе демонстрируется, как решаются проблемы, которые не могли быть разрешены только на конкретном материале. Например, применение бактериально-палеонтологических подходов к интерпретации органических остатков, особенно для архейско-протерозойских толщ, позволили применить обратную логику при восстановлении условий на ранних этапах развития Земли: от «условия обитания → уровень организации живого» к «уровень

организации живого → условия обитания». Они могут быть использованы и шире, например, при реконструкции, исходя из оставленных следов, обобщенных черт строения организмов, что позволяет по-иному взглянуть на датировки ключевых биологических событий (Проблемы..., 2009).

Знакомство с неоднозначными бактериоморфными структурами требует нетривиальных исследовательских и преподавательских подходов, готовности к смене трактовок, привлечения большого сравнительного материала из не совсем смежных с палеонтологией областей – почвоведения, генетики, молекулярной биологии, физиологии, астробиологии.

В условиях «переднего края науки» полезно обратить внимание студентов на то, что научная истина – это удаляющийся горизонт (Розанов, 2018). Несмотря на кажущуюся спорность, спорить здесь не с чем, только вызывает сожаление, что студенты слышат об этом в конце своего обучения.

Как представляется, это высказывание особенно применимо к событиям докембрия – самого протяженного по времени, первого на нашей планете, первого палеонтологически охарактеризованного этапа геологического времени, оставившего много нерешенных вопросов. Наличие этих вопросов, трудности и необходимость их разрешения, стимулирующие становление новых научных направлений – все это красной нитью проходит через все темы курса. Именно поэтому одна из глав недавно изданной монографии по бактериальной палеонтологии (2021) так и называется – «Уроки бактериальной палеонтология».

Можно сказать и шире – именно как уроки докембрия и находят события докембрийского этапа геологической истории Земли свое место в учебном направлении работы кафедры палеонтологии.

Литература

80 лет кафедре палеонтологии МГУ. История в лицах / Отв. редактор А.В. Лопатин. Москва: ПИН РАН, 2019. 118 с.

Бактериальная палеонтология. Учебное пособие. М.: ПИН РАН, 2002. 188 с.

Бактериальная палеонтология. Учебное пособие. М.: ПИН РАН, 2021. 122 с.

Белоусов Л.В. Основы общей эмбриологии. М.: изд-во МГУ, 2005. 367 с.

Заварзин Г.А., Колотилова Н.Н. Введение в природоведческую микробиологию. М.: Книжный дом Университет, 2001. 255 с.

Крылов И.Н. Палеонтология тех времен, когда жизнь была еще большой проблемой // Знание-сила. 1976.

Палеонтологический институт 1930–2000. Москва: ПИН РАН, 2000. 144 с.

Проблемы происхождения жизни /Отв. ред. А.Ю. Розанов. Москва: ПИН РАН, 2009. 257 с.

Розанов А.Ю. Научная истина – удаляющийся горизонт (беседа Н. Лесковой) // Наука и жизнь. 2018. № 6. С. 8–17.

ОСОБЕННОСТИ ПРЕДРИФЕЙСКОГО ПЕРЕРЫВА В ОСАДКОНАКОПЛЕНИИ И СТРУКТУРООБРАЗОВАНИИ НА СЕВЕРЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Е.Н. Терехов^{1,2}, Н.Б. Кузнецов¹, Т.В. Романюк², А.Б. Макеев³, С.Г. Скублов⁴,
М.А. Матвеев², А.С. Новикова¹, А.С. Дубенский¹, В.С. Шешуков¹

¹ Геологический институт РАН, Москва, e-mail: terekhoff.zhenya@yandex.ru, kouznikbor@mail.ru

² Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, Москва, e-mail t.romanyuk@mail.ru

³ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, e-mail: abmakeev@mail.ru

⁴ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, e-mail: skublov@yandex.ru

Перерыв, разделяющий этап завершения формирования комплексов и структур фундамента Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и этап начала накопления раннерифейских толщ, слагающих базальные уровни ее чехла, т.е. предрифейский перерыв, маркирует собой кардинальную смену режимов развития платформы. В связи с выявлением на ВЕП месторождений типа «несогласия» (Афанасьев и др., 2014), приуроченных к подошве рифейских стратифицированных образований, значение выявления деталей и особенностей палеогеодинамических и палеогеографических обстановок во время предрифейского перерыва значительно возросли. Однако возможность расшифровки этого эпизода развития ВЕП объективно ограничена тем обстоятельством, что реальные взаимоотношения комплексов фундамента и базальных уровней чехла доступны прямому геологическому изучению лишь в весьма редких случаях. Поэтому геологические условия, предшествующие началу рифейского осадконакопления на ВЕП, до сих пор во многом остаются недоизученными.

В северной части ВЕП известно лишь несколько обнажений, где можно непосредственно наблюдать и изучать контакт раннедокембрийских образований фундамента и основания разреза рифея. Это отдельные обнажения в полосах Варангер фиорд – мыс Святой Нос и между п-вом Турий Мыс и устьем р. Поной. В этих обнажениях во всех случаях в основании рифея с резким угловым несогласием залегает маломощный (от 0.5 до 2-х метров) горизонт сцементированных кварцевых галечников, местами конгломератов. Выше по разрезу встречаются полимиктовые конгломераты, иногда валунные, мощностью в первые десятки метров. Судя по находкам микрофоссилий и результатам изучения детритового циркона (**dZr**) (Кузнецов и др., 2021), рифейские отложения по периферии Кольского полуострова относятся к среднему и верхнему рифею. Хотя для некоторых более глубинных частей рифейских прогибов некоторые исследователи предполагают наличие раннерифейских образований (Журавлев, 2007). Поэтому особое значение приобретает разрез раннего рифея на Внешних островах Финского залива, где обнажаются самые древние образования этого стратиграфического горизонта на севере ВЕП (Терехов и др., 2024).

На основании оценок U–Pb изотопного возраста самых молодых **dZr**, извлеченных из изученной осадочной породы, можно получить нижнее ограничение возраста толщи, в строении разреза которой участвует обломочная порода. Однако не всегда такое ограничение близко реальному возрасту изученной осадочной толщи.

Подобная ситуация характерна для матрикса кварцевых конгломератов хогландской толщи о. Гогланд в Финском заливе. Эти конгломераты перекрыты кремнекислыми вулканитами с возрастом 1638 ± 3.8 млн лет (Богданов и др., 1999), тогда как наиболее молодые возрасты **dZr** в матриксе этих конгломератов дают оценку ~1830 млн лет. В матриксе кварцевых конгломератов о. Гогланд отсутствуют обломки полевых шпатов, а среди крупноразмерных кластов нет галек пород, характерных для подстилающих свекофеннских образований. Из пробы, отобранной из матрикса конгломератов нижней части разреза, U–Pb возрасты **dZr** формируют три группы. Первая группа возрастных оценок (85 датировок) попадает в интервал 1.87–2.22 млрд лет, вторая группа (13

датировок) – в интервал 2.32–2.61 млрд лет и третья (22 датировки) – в интервал 2.67–2.93 млрд лет. На этом основании сделан вывод о том, что хогландская толща была сформирована за счет накопления продуктов разрушения кристаллических комплексов преимущественно палеопротерозойского и, в меньшей степени, архейского возраста. При этом в пределах ближайшего окружения района исследований распространены свекофеннские образования, в которых разными методами и по различным образованиям (пегматоидные жилы и зоны метасоматической переработки с гранатом, ставролитом, биотитом, мусковитом) получены значения изотопных возрастов от 1.80 до 1.63 млрд лет (Левский и др., 2018). Все эти породы образованы на глубинах 3–10 км. К моменту начала накопления хогландских конгломератов они еще не были выведены на эрозионный срез, и поэтому в базальные горизонты рифейского разреза продукты их размыва не могли попасть. Однако в изученных породах о. Гогланд нет и **dZr** с возрастом 1.85–1.80 млрд лет, соответствующих по возрасту широко развитым в Южной Финляндии и Северном Приладожье массивам позднеорогенных калиевых гранитов и мигматитов (Балтыбаев, 2013). Отсутствие в изученных породах хогландской толщи о. Гогланд **dZr** с такими возрастными данными можно объяснить тем, что граниты и мигматиты этого возраста (1.85–1.8 млрд лет), образованные на глубинах от 5 до 10 км, к началу хогландского времени также не были выведены на эрозионный срез, и, следовательно, не могли быть источниками **dZr**.

Зерна циркона с возрастными данными около ~ 1.83 млрд лет не попали в матрикс раннерифейских конгломератов хогландской толщи о. Гогланд. Зерна циркона с таким же возрастом зафиксированы в кварцитах на соседнем о. Бол. Тютерс (пробы ГТ22/2 и ГТ21/5). Это можно объяснить тем, что возрасты около ~ 1.83 млрд лет, зафиксированные в цирконе из кварцитов, обязаны своим появлением эпизоду внедрения гранитов с возрастом 1825 ± 11 млн лет, которые прорвали уже ранее образованные вторичные кварциты (Скублов и др., 2024). Термальное и вещественное воздействие этих гранитов на кварциты происходило на некоторых глубинах, и эти комплексы к началу рифейского осадконакопления еще не вышли на эрозионную поверхность. Это свидетельствует о чрезвычайно низкой скорости тектонического воздымания и эрозии в южной части Балтийского щита в период между окончанием активных магматических событий в свекофеннидах и началом рифейского осадконакопления.

Таким образом, снос обломочного материала при формировании раннерифейских базальных конгломератов хогландской толщи о. Гогланд происходил с обширной площади современного Балтийского щита, но интенсивность эрозии и перемещения обломочного материала были крайне незначительными. Только с середины раннего рифея началась тектоническая активизация, сопровождаемая заложением многочисленных грабенов и усилением эрозионных процессов. При формировании крупных грабенов, таких как Пашский грабен и грабены Беломорской рифтовой системы, на палеоэрозионную поверхность были выведены и попали в область размыва породы, залегавшие в самом начале рифея на глубинах 5–10 км. Так, в среднем рифее на поверхность были выведены ультраглубинные эклогитовые комплексы, продукты разрушения которых надежно зафиксированы в терской свите на берегу Кандалакшского залива Белого моря (Кузнецов и др., 2021).

Существенным источником обломочного материала для изученных конгломератов хогландской толщи на о. Гогланд могли быть кварциты, аналогичные кварцитам о. Бол. Тютерс. Если такое предположение верно, то циркон из этих кварцитов был аккумулярован в основание хогландской серии. Характер распределения возрастов **dZr** из вторичных кварцитов о. Бол. Тютерс в Финском заливе изучен по двум пробам. В пробе ГТ21/5 получен довольно широкий спектр возрастов, которые сгруппированы в два крупных кластера с пиками: 1832 и 1903 млн лет. Такие значения возраста типичны для двух периодов проявления термальных событий, характерных для Свекофеннской складчатой области. Наличие менее выразительных возрастных пиков: 1991, 2056, 3036 млн лет, может указывать на первичную метаосадочную природу протолита вторичных кварцитов, в состав которого могли входить породы ладожской серии или их вещественные аналоги близкого возраста. В распределении возрастов **dZr** из вторичных кварцитов о. Бол. Тютерс,

охарактеризованных пробой ГТ22/2, проявлен один несколько «размытый» возрастной пик – 1890 млн лет. Этот пик по возрасту хорошо соответствует эпохе максимальной магматической активности в Свекофеннской области. Вероятно, что протолитом этих вторичных кварцитов была магматическая порода. U–Pb изотопный возраст циркона 1.88–2.2 млрд лет из вторичных кварцитов о. Бол. Тютерс соответствует возрасту протолита (гнейсам, мигматитам и гранитам) Свекофеннской провинции, а возраст 1.83 млрд лет обусловлен внедрением микроклиновых гранитов на заключительных этапах тектоно-магматического эпизода, проявленного в Южно-Финляндской структурной зоне.

Контраст между породами основания рифея (хогланская серия) и палеопротерозойским фундаментом в южной части Балтийского щита объясним тем, что в предрифейский период существовал плащеобразный поверхностный «слой» существенно кварцевого состава, который в значительной мере был переработан и сохранился только на о. Бол. Тютерс. Отсутствие в породах из базальных горизонтов рифея **dZr** с возрастом 1.87–1.65 млрд лет, указывает на наличие пенеплена и на отсутствие заметных орогенических движений в начале раннего рифея, которые проявились только к середине раннего рифея.

Исследования выполнены в соответствии с планами по темам Гос. заданий ГИН РАН и ИФЗ РАН.

Литература

Афанасьев Г.В., Миронов Ю.Б., Пинский Э.М. Урановые месторождения и провинции типа несогласия // Региональная геология и металлогения. 2014. № 60. С.52–59.

Балтыбаев Ш.К. Свекофеннский ороген Фенноскандинавского щита: вещественно-изотопная зональность и ее тектоническая интерпретация // Геотектоника. 2013. № 6. С. 44–59. DOI: 10.7868/S0016853X13060027.

Богданов Ю.Б., Левченков О.А., Комаров А.Н. Яковлева С.З. О новом типе разреза нижнего рифея на Балтийском щите // Докл. АН. 1999. Т. 366. № 1. С. 76–78.

Журавлев В.А. Структура земной коры Беломорского региона // Разведка и охрана недр. 2007. № 9. С. 22–26.

Кузнецов Н.Б., Балуев А.С., Терехов Е.Н., Романюк Т.В., Колодяжный С.Ю. О времени формирования Кандалакшского и Керецкого грабенов палеорифтовой системы Белого моря в свете новых данных изотопной геохронологии // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12. № 3. С. 570–607.

Левский Л.К., Богомоллов Е.С., Лобиков А.Ф. Изотопное датирование сланцев Северо-Западного Приладожья // Региональная геология и металлогения. 2018. №76. 54–60.

Скублов С.Г., Терехов Е. Н., Кузнецов Н.Б. U–Pb (SHRIMP-II) возраст циркона из гранитов о-ва Большой Тютерс (Финский залив, Россия) и проблема интерпретации нижнего пересечения дискордии // Докл. АН. 2024. Т. 515. № 7. С. 85–98.

Терехов Е.Н., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Макеев А.Б., Матвеев М.А., Новикова А.С., Дубенский А.С. U–Pb возраст циркона из палеопротерозойских вторичных кварцитов о. Большой Тютерс и песчаного матрикса конгломератов раннерифейской хогландской серии о. Гогланд (Финский залив): особенности предрифейского перерыва в осадконакоплении на северо-востоке Восточно-Европейской платформы // Геодинамика и тектонофизика. 2024. Т. 15. № 4. 0766.

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЛЮКАТИСКОЙ И ТИСКРЕСКОЙ СВИТ ДОМИНОПОЛЬСКОГО ГОРИЗОНТА НИЖНЕГО КЕМБРИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДА РОССИИ

А.В. Титова^{1,2,*}, П.В. Федоров^{2,3}

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, *e-mail: titovaav@internet.ru

² Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

³ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А.П. Карпинского, Санкт-Петербург

Доминопольский горизонт включен в унифицированные стратиграфические схемы Европейской части России (Решение..., 1986) и Беларуси (Стратиграфические..., 2010) в качестве второго подразделения нижнего отдела кембрия. В связи с тем, что стратотипические разрезы доминопольского горизонта находятся на территории Украины и Эстонии, особую актуальность приобретают работы, направленные на поиск новых опорных разрезов, способных обеспечить выделение региогоризонта и входящих в него местных стратиграфических подразделений на территории России. В рамках этого направления в 2024 г. нами начаты литологические и палеонтологические исследования отложений нижнего кембрия северо-запада России.

Ранее из люкатиской и тискреской свит Ленинградской области без точной привязки к конкретным разрезам был описан доминопольский комплекс органикостенных акритарх, в составе которого были выделены: *Baltisphaeridium brachyspinosum*, *B. cerinum*, *B. compressum*, *B. dubium*, *B. orbiculare*, *B. ornatum*, *Mircrhystridium pallidum*, *M. tornatum*, *M. villosum*, *Lophosphaeridium tentativum*, *Archaeodiscinia umbonulata*, *Tasmanites bobrowskii*, *T. volkovae* (Решение..., 1986). На примере изучения разреза скв. Тайцы-2 нами была проведена ревизия установленных ранее таксонов, а также обновлена палеонтологическая характеристика доминопольского горизонта (Голубкова и др., 2025). В люкатиской свите скв. Тайцы-2 обнаружен комплекс акритарх с *Archaeodiscinia umbonulata*–*Globosphaeridium cerinum*–*Skiagia orbiculare*, а также неизвестные ранее на территории европейской части России микрофоссилии животного происхождения.

В настоящей работе представлены результаты литологического изучения люкатиской и тискреской свит, вскрытых в серии обнажений на р. Кихтолка в Ленинградской области.

Люкатиская свита несогласно залегает на сиверской свите лонтоваского горизонта нижнего кембрия, граница проводится по появлению алевритистых глин с прослоями кварц-глауконитовых песчаников. Свита сложена голубовато-серыми алевритистыми глинами с присыпками глауконита, содержащими тонкие линзы глинистых алевролитов и прослойки песчаников. Последние представлены тонко- и мелкозернистыми кварцевыми разностями, часто алевритистыми, слабо окатанными, с островным кальцитовым цементом. Характерны намывы чешуек мусковита и глауконита, включения мелкокристаллического рассеянного пирита. Песчаники характеризуются косой мелкой бугорчатой слоистостью и волнистой подошвой, нередко с объемными слепками ходов илоедов. Количество и мощность прослоев песчаников возрастает снизу вверх по разрезу, от первых сантиметров до 20 см. Мощность свиты составляет около 9 м.

Выше несогласно (?) залегает **тискреская свита**, нижняя граница которой может быть проведена по появлению линз конгломерата, содержащего окатанные гальки голубовато-серых глин диаметром до 2–3 см. Свита сложена светло-серыми песчаниками кварцевого состава с редкими зернами полевого шпата (содержание до 4%), мелко-тонкозернистыми, хорошо окатанными, с намывами глауконита и серицита. В разрезе присутствуют линзовидные прослойки голубовато-серых, ближе к кровле красноцветных алевритистых глин с примазками тонкозернистого песчаника. В серых разностях встречается рассеянный мелкокристаллический пирит. Для песчаников характерна косая волнистая и разнонаправленная слоистость. Снизу вверх по разрезу количество и мощность глинистых

прослоев сокращается, степень сортировки песчаного материала повышается до хорошо сортированных тонкозернистых разностей. Мощность свиты составляет около 11 м.

Тискреская свита со стратиграфическим несогласием перекрывается среднезернистыми песчаниками среднего-верхнего кембрия (?) или нижнеордовикскими отложениями тосненской свиты. Вдоль контакта участками развита плотная кварцевая цементация (силкрет).

В стратотипических разрезах на территории Эстонии (Менс, Пиррус, 1977) в подошве люкатиской свиты встречаются линзы конгломерата с гальками фосфатизированного алевролита. Свита сложена чередованием зеленовато-серых алевролитистых глин с присыпками слюд, глауконита и серых алевролитов. Последние слагают прослои и линзы мощностью 2–20 см с объемными следами ходов илюедов на нижней поверхности, реже следами трещин усыхания. Мощность свиты до 20 м. Граница тискреской и люкатиской свит четкая и проводится по основанию «миквициевого конгломерата» – прослою конгломерата с фосфатизированными гальками алевролитов и разноокатанным детритом раковин брахиопод, фрагментами трилобитов. В Эстонии тискреская свита разделяется на нижнюю какумягискую и верхнюю раннамыйзаскую пачки. Какумягиская пачка сложена серыми пелитистыми кварцевыми алевролитами с примесью полевых шпатов, содержит присыпки глауконита, пирит, выклинивающиеся линзы глин. Слоистость линзовидная, образуется невыдержанными волнистыми и выклинивающимися слоями алевролитов. Раннамыйзаская пачка сложена светло-серым крупнозернистым кварцевым алевролитом с мелким рассеянным пиритом и присыпками глауконита, содержит невыдержанные прослои глин. Слоистость горизонтальная, реже косая. Характеризуется большей сортировкой, чем какумягиская пачка. Мощность тискреской свиты до 20 м.

В целом, отложения Ленинградской области и стратотипические разрезы люкатиской и тискреской свит Эстонии имеют близкий литологический состав. Однако на р. Кихтолка мощности обеих свит сокращены, а палеонтологическая характеристика, полученная нашими предшественниками, довольно скудна. Кроме того, в тискреской свите преобладают тонкозернистые песчаники. Тем не менее, разрез на р. Кихтолка и некоторые другие, менее представительные разрезы Ленинградской области имеют большое значение для региональной стратиграфии, так как на территории европейской части России это единственные на сегодняшний день местонахождения, где отложения доминопольского горизонта вскрыты в естественных обнажениях.

Исследования выполнены в рамках госзадания ИГГД РАН (тема FMUW-2021-0003).

Литература

Голубкова Е.Ю., Кушим Е.А., Раевская Е.Г., Бобровский И.М., Зайцева Т.С., Довжикова Е.Г., Титова А.В., Колесников А.В., Гражданкин Д.В. Биостратиграфия переходных отложений венда – кембрия северо-запада европейской части России // Геология и геофизика. 2025. Т. 66. № 7. С. 883–900.

Менс К., Пиррус Э.А. Стратотипические разрезы кембрия Эстонии. Таллин: Валгус, 1977. 70 с.

Решение Межведомственного регионального стратиграфического совещания по кембрийским отложениям Русской платформы (г. Вильнюс, 1983 г.). Л.: ВСЕГЕИ, 1986. 49 с.

Стратиграфические схемы докембрийских и фанерозойских отложений Беларуси. Объяснительная записка. Минск: ГП “БелНИГРИ”, 2010. 282 с.

**ПРЕДПОЛАГАЕМЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПЕСЧАНЫХ РУСЕЛ В
«ЛЯМИНАРИТОВЫХ» ГЛИНАХ ВЕРХНЕВАСИЛЕОСТРОВСКОЙ ПОДСВИТЫ В
С.-ПЕТЕРБУРГЕ И ЛЕНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ, КАК ОСНОВАНИЕ ДЛЯ
РЕВИЗИИ РЕГИОНАЛЬНОЙ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ПОЗДНЕГО ВЕНДА**

П.В. Федоров^{1,2,*}, Е.А. Доброхотова^{2,**}, И.В. Богатырев²

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, *e-mail: p.fedorov@spbu.ru

² Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
**e-mail: E.Dobrokhotova@karpinskyinstitute.ru

Василеостровская свита распространена на северо-западе Русской плиты в пределах Ладожской моноклинали и отвечает котлинскому горизонту верхнего венда, за исключением его терминальной части. Она несогласно (?) залегает на старорусской свите (верхний венд), согласно перекрывается ломоносовской свитой (верхний венд-нижний кембрий) и подразделена на две подсвиты: «нижняя (до 70 м) представлена песчаниками, алевролитами, иногда с гравелитами в основании, чередующимися с плотными глинами, массивными и тонкослоистыми; верхняя (до 160 м) сложена «ляминаритовыми» глинами тонкослоистыми, уплотненными, с тонкими прослойками алевролитов и, реже, песчаников» (Яновский и др., 1999). В глинах обильны линзующиеся битуминозные пленки на поверхностях напластования и микросферолиты сидерита, которые иногда сливаются в желваки и линзы.

В ходе создания Государственной геологической карты масштаба 1:2000000 второго поколения на Южно-Петербургскую площадь (листы О-35-VI и О-36-I) и построения 3-D модели подземного пространства С.-Петербурга нашим коллективом были собраны и проанализированы данные по нескольким тысячам буровых скважин, вскрывших коренные породы венда–кембрия, в том числе отложения василеостровской свиты в С.-Петербурге и его окрестностях.

Среди множества разрезов скважин, представляющих однотипные классические последовательности василеостровской свиты, было обнаружено пятнадцать разрезов аномального строения, в которых отложения нижневасилеостровской подсвиты, а также ляминаритовые глины верхневасилеостровской подсвиты полностью или в значительной части замещены песчаниками. В пределах С.-Петербурга аномальные песчаные разрезы выстраиваются в слегка извилистую цепочку, прослеживаемую с севера на юг (рис. 1, 2). К западу от С.-Петербурга аномальные песчаные разрезы выявлены в городе Кингисепп, поселках Сиса-Палкино, Котлы, Копорье, Калище, Лебяжье, Ильеши, а к востоку – в поселке Колтуши, где они также близко соседствуют с «нормальными» разрезами василеостровской свиты. Песчаные разрезы, расположенные западнее С.-Петербурга, могут быть выстроены в две линии с простиранием, близким к меридиональному: Сиса-Палкино – Котлы – Кингисепп и Калище – Копорье.

Недавно А.В. Маслов и В.Н. Подковыров пришли к выводу, что накопление исходных осадков василеостровской свиты происходило в условиях морского бассейна: «в обстановках циклической миграции фациальных поясов - зона субаэральных и прибрежных морских равнинных отложений–зона слабого волнения и течений–зона застойных депрессий сублиторали в условиях относительно высокого стояния уровня моря» (Маслов, Подковыров, 2024).

Очевидно, что такая трактовка обстановок осадконакопления не может объяснить накопление рассматриваемых разрезов в отложениях верхнего венда.

Наиболее вероятно, что аномальные разрезы приурочены к латерально стабильным, слабо извилистым руслам; песчаные осадки которых накапливались непосредственно в самих руслах и на прирусловых береговых валах на протяжении всего василеостровского времени, параллельно с вмещающими алевро-глинистыми отложениями, в том числе с «ляминаритовыми» глинами (рис. 2).

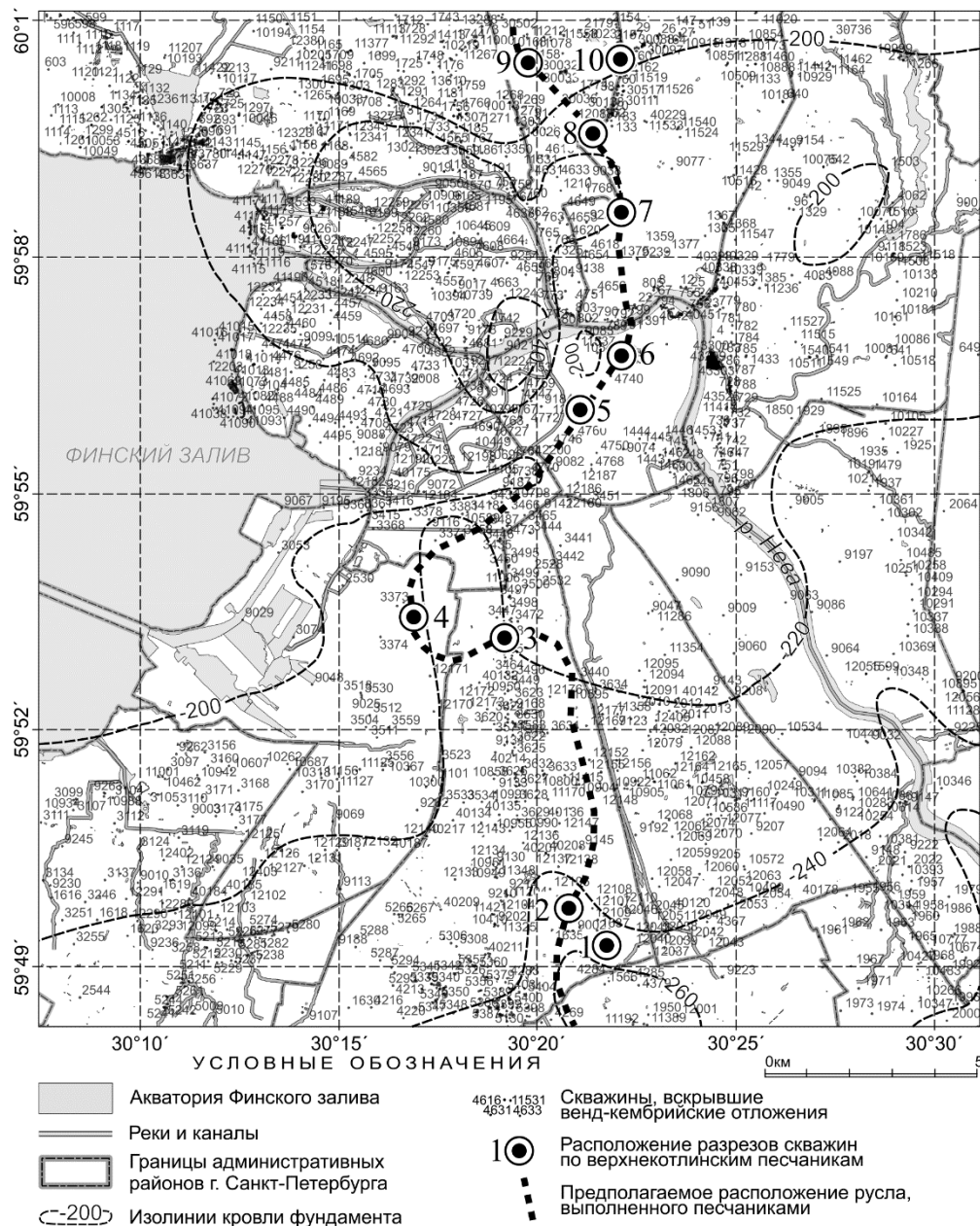


Рис. 1. Распространение песчаных разрезов василеостровской свиты в С.-Петербурге

Расстояния от песчаных до ближайших «нормальных» глинистых разрезов указывают, что ширина русел вряд ли превышала 100 м. Наличие в толще ламинаритовых глин песчаных тел, разобренных глинистыми пачками (рис. 2, разрезы 7, 9), возможно, связано с локальным меандрированием или развитием авульсионных процессов.

Интерпретация аномальных разрезов, как мест пересечения скважинами песчаных русел, при отсутствии каких-либо сведений о дельтах, расположенных южнее, приводит нас к ревизии физико-географических условий накопления ламинаритовых глин. Они осаждались из паводковых вод, на огромной ровной аллювиальной равнине, сезонно затапливаемой общим стоком соседних рек. Мизерные уклоны поверхности, влажный климат и гелеобразный полимерный матрикс расцветавших в ходе паводков примитивных водорослево-бактериальных сообществ, оставивших после себя «ляминаритовые» пленки керогена, благоприятствовали длительному удержанию влаги.

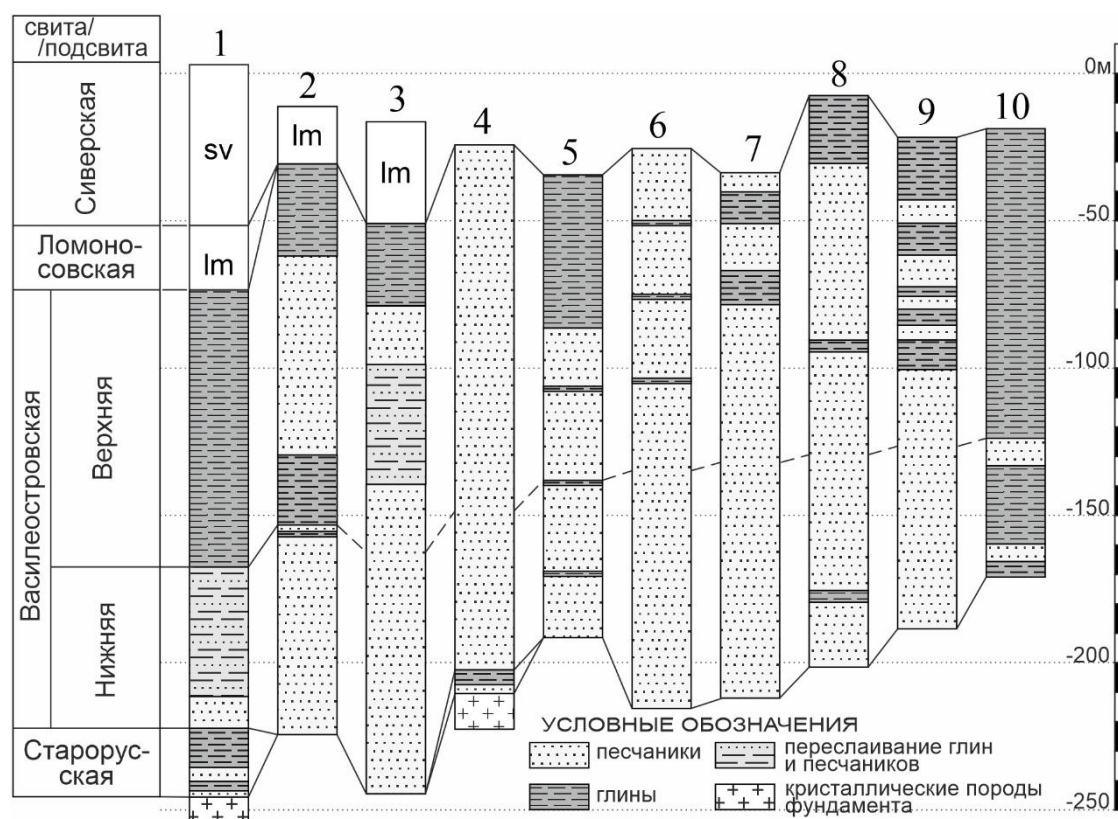


Рис. 2. Корреляция песчаных (2–9) и «нормальных» (1, 10) разрезов верхнего венда в скважинах, показанных на рис. 1

В настоящее время первое появление на Земле аллювиальных водно-болотных систем (в англоязычной литературе «wetlands» – мокрых земель) связывают с распространением наземных растений в начале силура (Greb et al. 2022). Тем не менее, нет никаких оснований отрицать существование низменных, слабо дренированных территорий в докембрии и раннем палеозое, задолго до появления первой наземной растительности. Область распространения верхневасилеостровской подсвиты, возможно, является примером примитивной докембрийской водно-болотной системы, сопоставимой по масштабам с современными болотами Васюганья и долины Амазонки.

Литература

Маслов А.В., Подковыров В.Н. Венд и ранний кембрий юго-запада, запада и северо-запада Восточно-Европейской платформы: категории речных систем, формировавших осадочные последовательности // Стратиграфия и геологическая корреляция. 2024. Т.32. № 5. С.27–51.

Яновский А.С., Ауслендер В.Г., Буслович А.Л., Насонова Л.Д., Саммет Э.Ю., Скибина Л.Б. Легенда Ильменской серии листов государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200000 (издание второе). С.-Петербург, НПС МПР России. 1999. 43 с.

Greb S.F., DiMichele W.A., Gastaldo R.W., Eble C.F., Wing S.L. Prehistoric Wetlands / In: Encyclopedia of Inland Waters (Second Edition). Eds. Mehner T. and Tockner K. 2022.V. 3. P. 23–32.

МИФИЧЕСКАЯ ВОРОНКОВСКАЯ СВИТА (ВЕРХНИЙ ВЕНД СЕВЕРО-ЗАПАДА РОССИИ) ОТ ПОЯВЛЕНИЯ ДО УПРАЗДНЕНИЯ

П.В. Федоров^{1,2,*}, Е.А. Доброхотова^{2,**}

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, *e-mail: p.fedorov@spbu.ru

² Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,

**e-mail: E.Dobrokhotova@karpinskyinstitute.ru

До начала июня 2025 г. среди валидных подразделений верхнего венда СЗ России на территории листов Ильменской серии присутствовала воронковская свита. Ее место в серийной легенде, было определено между василеостровской свитой (V2), на которой воронковская залежала с несогласием и ломоносовской свитой (V2-Є1), залегавшей на воронковской также несогласно (Яновский и др., 1999). Василеостровская свита вместе с воронковской отвечали котлинскому горизонту верхнего венда. В июне 2025 г. на совместном заседании секций РМСК по позднему докембрию и фанерозою было принято решение об упразднении воронковской свиты на основании установления ее одновозрастности и единства ее литологического состава с ломоносовской свитой.

Ниже рассматривается краткая история ломоносовской и воронковской свит.

В 1937 г. Б.П. Асаткин в отчете о научно-исследовательских работах выделил по трем пробуренным в то время в окрестностях С.-Петербурга 200-метровым скважинам толщу, обогащенную песками и песчаниками между ляминаритовыми глинами и «синими» кембрийскими глинами, а в объяснительной записке 1944 г. он назвал эту толщу «надляминаритовыми слоями».

В 1958 г. Р.М. Мянниль предложил для надляминаритовых слоев название «ломоносовская свита» по выходу этих слоев в районе г. Ломоносов. Для «ляминаритовых» глин он использовал предложенное Б.С. Соколовым название «котлинская свита», а для перекрывающих ломоносовскую свиту «синих» глин – «лонтоваская свита» (Мянниль, 1958).

В 1962 г. ломоносовская свита была официально включена в местную стратиграфическую схему. Свита определялась, как толща песчаников и алевролитов с прослоями глин с *Platysolenites antiquissimus* (Решения..., 1965).

В 1971 г. К. Менс и Э. Пиррус в статье, посвященной разрезу переходных отложений на р. Воронке и его сопоставлению с разрезами Прибалтики, предложили упразднить ломоносовскую свиту и выделить вместо нее воронковскую свиту, состоящую из двух пачек: нижней алевро-глинистой, с базальным песчаником в основании, и верхней – песчаной, поскольку авторы считали, что осадочная последовательность на Воронке наилучшим образом характеризует немой песчано-глинистый интервал, вскрытый бурением в восточной и северной Эстонии и в восточной Латвии между вендскими глинами формации Котлин и синими кембрийскими глинами формации Лонтова (Менс, Пиррус, 1971).

В 1990-х гг. авторы легенды Ильменской серии выявили невозможность непосредственного прослеживания воронковской свиты в скважинах восточнее долины р. Воронка. Без должного обоснования все песчано-алевро-глинистые разрезы, заключенные между котлинскими и лонтоваскими глинами к востоку от р. Воронка были отнесены ими к ломоносовской свите, которую авторы поместили на воронковской свите с перерывом в осадконакоплении (Яновский и др., 1999).

В 2001 году решением РМСК по Северо-Западу России, вместо большей нижней части ранее выделявшейся котлинской свиты, отвечавшей котлинскому горизонту, была выделена василеостровская свита. Над ней, на месте верхней части котлинской свиты, члены совета поместили несогласно залегающую воронковскую свиту, которая, по их представлениям, отвечала объему верхней части котлинского горизонта. Решение было закреплено постановлением МСК России (Постановления, 2011).

В 2016 г., при изучении разреза воронковской свиты на р. Воронка О.Я. Гаген-Торн обнаружила в нижней ее пачке пестроокрашенные глины и ярко-желтую глину с

лепидокрокитом на контакте нижней и верхней пачек, Присутствие лепидокрокита было расценено ею, как признак коры выветривания и перерыва (Гаген-Торн, 2016).

В 2021–2023 гг. в ходе геологосъемочных работ авторами был заново изучен разрез на р. Воронка от верхов василеостровской свиты до основания сиверской свиты нижнего кембрия и разрез котлована строящейся ЛАЭС-2 в 2 км севернее. Для сопоставления с разрезами соседних территорий были привлечены фондовые материалы по нескольким сотням скважин, пробуренных предшественниками в пределах листов О-35-VI и О-36-I. Кроме того, было проведено исследование керна верхней части василеостровской, ломоносовской и сиверской свит из скважины ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского, пробуренной в пос. Ульяновка Тосненского р-на. К работе по определению относительного возраста образцов из обнажений и керна подключились палеонтологи из института им. Карпинского и ИГГД РАН.

В результате, совместными усилиями удалось установить следующее:

- При расчистке нижней алевро-глинистой пачки воронковской свиты на р. Воронка нами не было обнаружено пестроцветных пород; здесь присутствуют только поверхностные пестрые примазки. В глубине, под коркой окисления, все породы серые, зеленовато- и голубовато-серые.

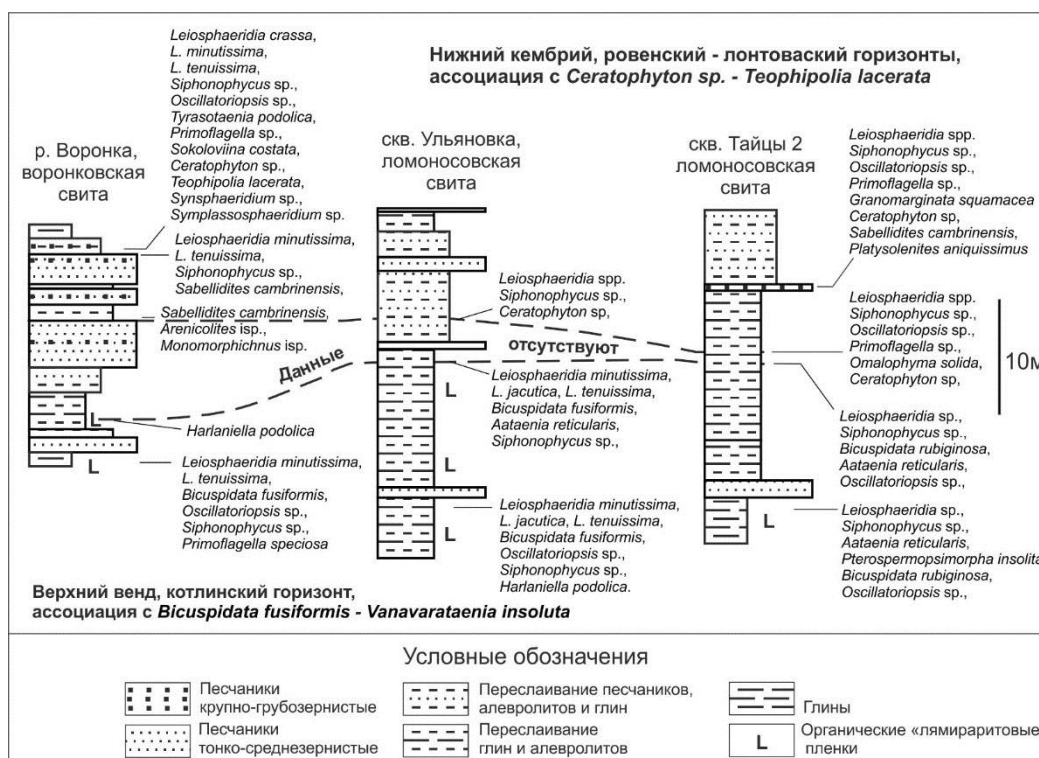


Рис. 1. Комплексы фоссилий разрезов переходного венд-кембрийского интервала, и обосновываемый ими возраст отложений. Определение микро- и макроскопических ископаемых организмов и обоснование возраста отложений по скв. Тайцы-2 дано по (Голубкова и др., 2025); определение микрофоссилий по скв. Ульяновка – Е.Г. Раевской (заключение) и разрезам на р. Воронка – Е.Ю. Голубковой, Е.А. Кушим (устное сообщение); определение макро- и ихнофоссилий на р. Воронка – П.В. Федоровым.

- Яркоокрашенные глины с лепидокрокитом, обнаруженные О.Я. Гаген-Торн в обнажении на р. Воронка, располагаются на контакте алевро-глинистой пачки воронковской свиты с четвертичными галечниками, выполняющими врез погребенной палеодолины. Какие-либо следы коры выветривания в коренных породах отсутствуют.

- Комплекс микрофоссилий, макрофауны и ихнофоссилий позволяет обосновать одновозрастность воронковской свиты на р. Воронка и ломоносовской свиты в разрезах скважин в пос. Ульяновка и Тайцы, расположенных восточнее (рис. 1).

- Корреляция разрезов скважин обогащенных песчаниками отложений переходного венд-кембрийского интервала на исследованной нами территории показывает, что они

весьма не выдержаны по литологии и мощности. В их основании располагается песчаник мощностью от 0,3 до нескольких метров, средняя часть и кровля также содержат слои и пачки песчаников различной мощности. В небольшом количестве разрезов переходный интервал представлен исключительно песчаниками мощностью свыше 20–30 м. Нижние части обычных разрезов, над базальными песчаниками, сложены тонким чередованием глинисто-алевролитовых разностей и содержат органические «ляминаритовые» пленки, что указывает на унаследование общих черт режима осадконакопления предшествующего василеостровского времени. Комплекс микрофоссилий нижних глинисто-алевролитовых интервалов этих разрезов не отличается от комплекса верхних слоев василеостровской свиты. Это означает, что перерыв между василеостровской свитой и переходным интервалом в изученных разрезах не фиксируется ни палеонтологическими ни геологическими методами.

Выполненные исследования показали, что стратотипический разрез воронковской свиты на р. Воронка не характеризует самостоятельное подразделение верхнего венда, но является одним из типов разреза ломоносовской свиты. Поэтому, на заседании РМСК от 06 июня 2025 г. воронковская свита была упразднена (Постановления, 2026).

Литература

Гаген-Торн О.Я. О формировании верхневендских-среднекембрийских глинистых толщ предглинтовой области // Георесурсы. 2016. Т. 18. № 2. С. 120–126.

Голубкова Е. Ю., Кушим Е. А., Раевская Е. Г., Бобровский И. М., Зайцева Т. С., Довжикова Е. Г., Титова А. В., Колесников А. В., Гражданкин Д. В. Биостратиграфия переходных отложений венда – кембрия северо-запада Европейской части России // Геология и геофизика. 2025. Т. 66. № 7. С. 883–900.

Менс К., Пиррус Э. О стратиграфии пограничных слоев венда и кембрия на северо-западе Русской платформы // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1971. № 11. С. 93–103.

Мянниль Р. М. К номенклатуре кембрийских отложений Прибалтики // Известия АН Эстонской ССР. Т. 7. Серия технических и физико-математических наук. 1958. № 4. С. 350–352.

Постановления МСК России и его постоянных комиссий. Вып. 40. СПб. Из-во ВСЕГЕИ. 2011. 40 с.

Постановления МСК России и его постоянных комиссий. Вып. 50. 2026 (в печати).

Решения межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Русской платформы 1962 г. Л.: Типография фабрики № 9 ГУГК. 1965. 79 с.

Яновский А.С., Ауслендер В.Г., Буслович А.Л., Насонова Л.Д., Саммет Э.Ю., Скибина Л.Б. Легенда Ильменской серии листов государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200000 (издание второе). С.-Петербург, НРС МПР России. 1999. 43 с.

ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД БИЛИРСКОЙ СВИТЫ БЕРЕЗОВСКОЙ ВПАДИНЫ ПРЕДПАТОМСКОГО ПРОГИБА (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ)

Цвигун А.О.*, Афонин И.В.**

Национальный исследовательский Томский государственный университет,
e-mail: *alina.cvigun@mail.ru, **heaven05@list.ru

Объектом исследования является разрез билирской свиты усольского горизонта нижнего кембрия, вскрытый в скважинах Средне-Бирюкская и Средне-Ленская в Илимпейском структурно-фациальном районе Березовской впадины Сибирской платформы (Мельников, 2018). В результате литологического и геохимического исследования было проведено изучение кернового материала (50 м), описаны петрографические шлифы (84 образца), а также изучен микроэлементный состав (46 образцов) пород. Для реконструкции условий седиментации был использован ряд

геохимических индикаторов: V/Cr (Eh-режим), Eu/Eu* (геодинамическая обстановка), Sr/Ba (палеосоленость), La/Yb (удаленность от береговой линии), Ce/Ce* (мористость отложений) (Маслов, 2005; Юдович, Кетрис, 2016). Исследования выполнены на оборудовании регионального центра коллективного пользования Национального исследовательского Томского государственного университета. Определение примесных элементов было проведено с помощью масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой (Agilent 7900).

По литологическому составу билирская свита расчленяется на две подсвиты. В составе нижней подсвиты выделено две пачки. Нижняя пачка сложена доломитами глинистыми (глинистого материала 5–25 %) и мергелями (глинистого материала 25–75 %) с прослоями ангидритов доломитистых глинистых (ангидрита 75–95 %). Доломиты темно-серого и темно-коричневого цвета, тонко волнистослоистые, массивные, тонкозернистые, глинистый материал присутствует в роли цемента или тонких прослоев. Мергели бордово-коричневые и зеленовато-серые, со слоистыми текстурами от субгоризонтальной и волнистой до линзовидно-волнистой. Ангидриты серо-голубого цвета, с линзовидными, линзовидно-волнистыми текстурами, участками со следами взмучивания, в шлифах кристаллы ангидрита имеют спутано-волокнистый облик.

Верхняя пачка представлена доломитами зернистыми, доломитами глинистыми (глинистого материала 5–25 %), отмечаются редкие прослои доломитов ангидритистых (ангидрита 5–25 %), пачки известняков, а также небольшие по мощности (до 10 см) постройки строматолитов. Доломиты зернистые светло-бежевого цвета, с редкими тонкими прослоями глиин, волнисто слоистой текстурой, тонкозернистые. Доломиты ангидритистые, светло-бежевого цвета, ангидрит в породах представлен в виде тонких кристаллов пластинчатого облика (размер до 2 см), хаотично ориентированных, расположенных послойно. Известняки светло-серые, с массивной текстурой, трещиноватые, сложенные тонкозернистым кальцитом.

Двучленное строение нижней подсвиты ярко выражено в поведении геохимических показателей. Вариации отношения V/Cr изменяются от 0.05 до 1.50. Значения <1 отмечены в верхней части разреза и указывают на окислительные обстановки осадконакопления, значения >1 отмечены в нижней части разреза и указывают на восстановительные обстановки. Отношение La/Yb (2.11–22.67) имеет выраженную зональность. Высокие показатели характерны для верхней части разреза и указывают на участие в осадконакоплении терригенного источника материала. Тогда как низкие значения, характерные для нижней части разреза, подчеркивая преимущественно хемогенное осадконакопление. Значения Eu/Eu* (от 0.41 и 0.71) и Ce/Ce* (от 0.81 до 1.12) фиксируют морское осадконакопление и окраинно-континентальные обстановки. Sr/Ba (0.28–45.13) указывает на осадконакопление в преимущественно морских условиях с редкими периодами опреснения вод бассейна. Также следует отметить, что периоды опреснения вод синхронизированы с проявлением окислительных обстановок.

Верхняя подсвита сложена переслаивающимися доломитами сгустково-комковатыми, доломитами оолитовыми, доломитами зернистыми и доломитами глинистыми. Доломиты сгустково-комковатые, серо-бежевого цвета, с текстурами волнистослоистыми, размер комочков достигает 2 мм. Доломиты оолитовые бурого, серовато-бурого, реже бежевого с сероватым оттенком породы с массивной текстурой, реже волнисто слоистой. В шлифе оолитовые зерна имеют овальную форму (1–2 мм), сложены тонкозернистым доломитом и окружены мелкозернистым доломитом. Хорошая сохранность оолитовых зерен часто связана с окремнением пород.

Осадконакопление пород происходило в восстановительных обстановках (V/Cr от 0.91 до 4.14, значение <1 характерно для единичного образца из подошвы разреза). Низкие значения отношений La/Yb (5.77–12.84) указывают на преимущественно хемогенный характер осадконакопления. Значения Eu/Eu* (от 0.58 до 0.90) и Ce/Ce* (от 0.86 до 0.97) характерны для морского осадконакопления и окраинно-континентальных обстановок.

Отношение Sr/Ba (0.39–11.38) предполагает преобладание морских условий седиментации с редкими периодами опреснения вод бассейна. Следует отметить, что для пород верхней подсвиты наблюдаются более низкие значения отношений Sr/Ba относительно нижней подсвиты, а также при этом периоды опреснения вод бассейна не сопровождаются проявлением окислительных обстановок.

Таким образом, осадконакопление нижнекембрийских карбонатных пород билирской свиты происходило в условиях мелководного морского бассейна. Породы нижней подсвиты накапливались в условиях отшнурованных лагун с признаками эвапоритизации, которые периодически затапливались водами открытого моря, что приводило к опреснению вод бассейна. Породы верхней подсвиты накапливались в прибрежно-морских условиях.

Литература

Маслов А.В. Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных / Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2005. 289 с.

Мельников Н.В. Венд-кембрийский соленосный бассейн Сибирской платформы. (Стратиграфия, история развития). Изд-во СНИИГГиМС, 2018. 180 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия) / Сыктывкар: Геопринт, 2016. 742 с.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЦИКЛОГЕНЕЗА В ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ БАСЕЙНАХ С ТЕРРИГЕННОЙ СЕДИМЕНТАЦИЕЙ

С.Б. Шишлов

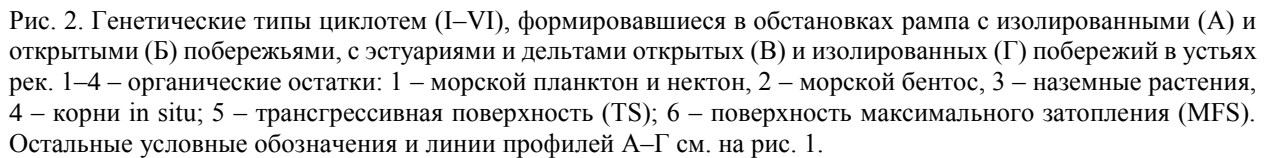
Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, e-mail: sshishlov@mail.ru

Результаты фациального анализа разрезов юры – нижнего мела Западной Сибири (Шишлов, 2024), верхнего палеозоя Таймырского, Тунгусского и Печорского бассейнов (Шишлов, 2010), венда Балтийской синеклизы и Южного Урала позволили разработать универсальную модель обстановок осадконакопления в эпиконтинентальном бассейне с гумидным умеренным климатом при подъеме и падении уровня моря (рис. 1).

На рис. 1 отмечены основные варианты латеральных рядов обстановок терригенного рампа с изолированными (А) и открытыми (Б) побережьями, с эстуариями и дельтами открытых (В) и изолированных (Г) побережий в устьях рек. При подъеме и падении уровня моря происходила миграция обстановок осадконакопления (Головкинский, 1868; Романовский, 1985). В результате формировалось трехмерное геологическое тело ограниченное трансгрессивными поверхностями (TS), трансгрессивную и регрессивную часть которого разделяет поверхность максимального затопления (MFS). Его случайные одномерные сечения, наблюдаемые в разрезах, представляют собой циклотемы, которые по составу и слоевой структуре можно разделить на 6 генетических типов (рис. 2).

I. Циклотемы низкодинамического глубоководья накапливались ниже базиса волнений. Они сложены, снизу вверх: градационными чередованиями алевролитов глинистых и песчаников тонкозернистых → аргиллитами алевролитистыми, часто с повышенными содержаниями органического вещества → градационными чередованиями алевролитов глинистых и песчаников тонкозернистых.

II. Циклотемы высокодинамического мелководья формировались в динамичных обстановках выше базиса волнений. Трансгрессивную последовательность снизу вверх образуют: песчаники мелкозернистые, разделенные чередованиями алевролитов глинистых и песчаников тонкозернистых → линзовидно-полосчатые чередования алевролитов глинистых и песчаников тонкозернистых. Регрессивная часть, снизу вверх, представлена: линзовидно-полосчатыми чередованиями алевролитов глинистых и песчаников тонкозернистых → песчаниками мелкозернистыми, разделенными чередованиями алевролитов глинистых и песчаников тонкозернистых → песчаниками среднезернистыми.



VI. Циклотемы реки формировались при заполнении речной долины на трансгрессивной фазе седиментации. Они залегают на эрозионной поверхности, образовавшейся в течение предыдущей регрессии, и сложены, снизу вверх: конгломератами и гравелитами, которые кверху сменяют песчаники разномерные → чередованиями алевролитов глинистых и песчаников разномерных с гравием и галькой → углями.

Исследование выполнено в рамках госзадания ИГГД РАН (тема FMUW-2021-0003)

Шишлов С.Б. Структурно-генетический анализ осадочных формаций. СПб.: Изд-во С.-Петерб. горн. ин-т, 2010. 276 с.

Шишлов С.Б. Атлас циклотем юры – нижнего мела Западной Сибири. СПб.: ЛЕМА, 2024. С. 191 с.

АРХЕЙСКИЙ МЕТАМОРФИЗМ ГЛИНОЗЕМИСТЫХ ГНЕЙСОВ ЛАРБИНСКОГО БЛОКА (ИЛИКАНСКАЯ ЗОНА ДЖУГДЖУРО-СТАНОВОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА)

А.В. Юрченко*, Н.Г. Ризванова, О.Л. Галанкина, Ш.К. Балтыбаев

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, *e-mail: yurchenko-nastya@yandex.ru

В работе представлены результаты определения времени раннего метаморфизма глиноземистых гнейсов (гранулитов) Ларбинского блока в составе Иликанской зоны Джугджуро-Станового супертеррейна.

В Ларбинском блоке преобладают основные кристаллические сланцы, гранат-биотит-ортопироксеновые, а также гранат-биотит-кордиерит±силлиманитовые гнейсы. Они прорываются массивами эндербито- и чарнокито-гнейсов, а также жильными телами чарнокитов и эндербитов (Глебовицкий и др., 2009).

U–Pb геохронологические исследования детритового циркона указывают на возраст иликанской толщи в интервале 2630–2700 млн лет (Великославинский и др., 2011). Время наиболее древнего метаморфического события в Иликанской зоне оценивается в 2760 ± 15 млн лет и отмечается, что тектонические процессы, обусловившие это событие, остаются не известны (Великославинский и др., 2017). Ранее было высказано мнение (Бибикова и др., 1984), что возраст циркона 2585 ± 20 млн лет из включения в гранате гранат-биотит-силлиманит-кордиеритового гнейса Ларбинского блока указывает на время гранулитового метаморфизма. Но по другой интерпретации (Rosen et al., 1994), датированное архейское событие не относится к метаморфизму, а отражает возраст детритового циркона протолитов глиноземистых парагнейсов.

Отмечая такую дискуссионность интерпретации геохронологических данных, следует добавить, что в настоящее время отсутствуют геохронологические исследования непосредственно метаосадочных пород Ларбинского блока. Для восполнения этого пробела нами были изучены глиноземистые гнейсы Хорогочинского участка Ларбинского блока, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации.

Изученные метапелиты (глиноземистые гнейсы) представляют собой полосчатые, пятнисто-полосчатые породы. Их структурно-текстурные особенности свойственны мигматитам, в которых развиты лейко- и меланосы. Меланосома сложена преимущественно гранатом, биотитом, кордиеритом, силлиманитом, а в лейкосоме преобладает плагиоклаз-кварцевый матрикс с небольшой примесью вышеперечисленных алюмосиликатов. В качестве аксессуарных минералов встречаются ильменит, рутил, циркон, монацит, шпинель. Протолитом изученных гнейсов были зрелые осадки (Юрченко и др., 2024).

Судя по минеральным парагенезисам и *PT*-оценкам (Балтыбаев и др., 2024; Юрченко и др., 2024), глиноземистые гнейсы испытали умереннобарический гранулитовый метаморфизм (7–8 кбар, 800–850°C). Есть признаки регрессивных преобразований в условиях, переходных от гранулитовой к амфиболитовой фации (4–5 кбар и 620–730°C), с дальнейшим снижением параметров до условий хлорит-мусковитовой субфации зеленосланцевой фации.

Полученные оценки возраста U–Pb методом по монациту и циркону из изученных гнейсов выявили архейские и протерозойские события (рис. 1). Возраст метаморфогенного (наиболее вероятное предположение) монацита составляет ~2650 млн лет. Помимо широко известного для региона протерозойского этапа 1.9–1.8 млрд лет, обнаружена тектоно-термальная активизация 1.5–1.4 млрд лет назад, что отразилось на U–Pb системе рутила (рис. 1, правый нижний рисунок, нижнее пересечение дискордии с конкордией).

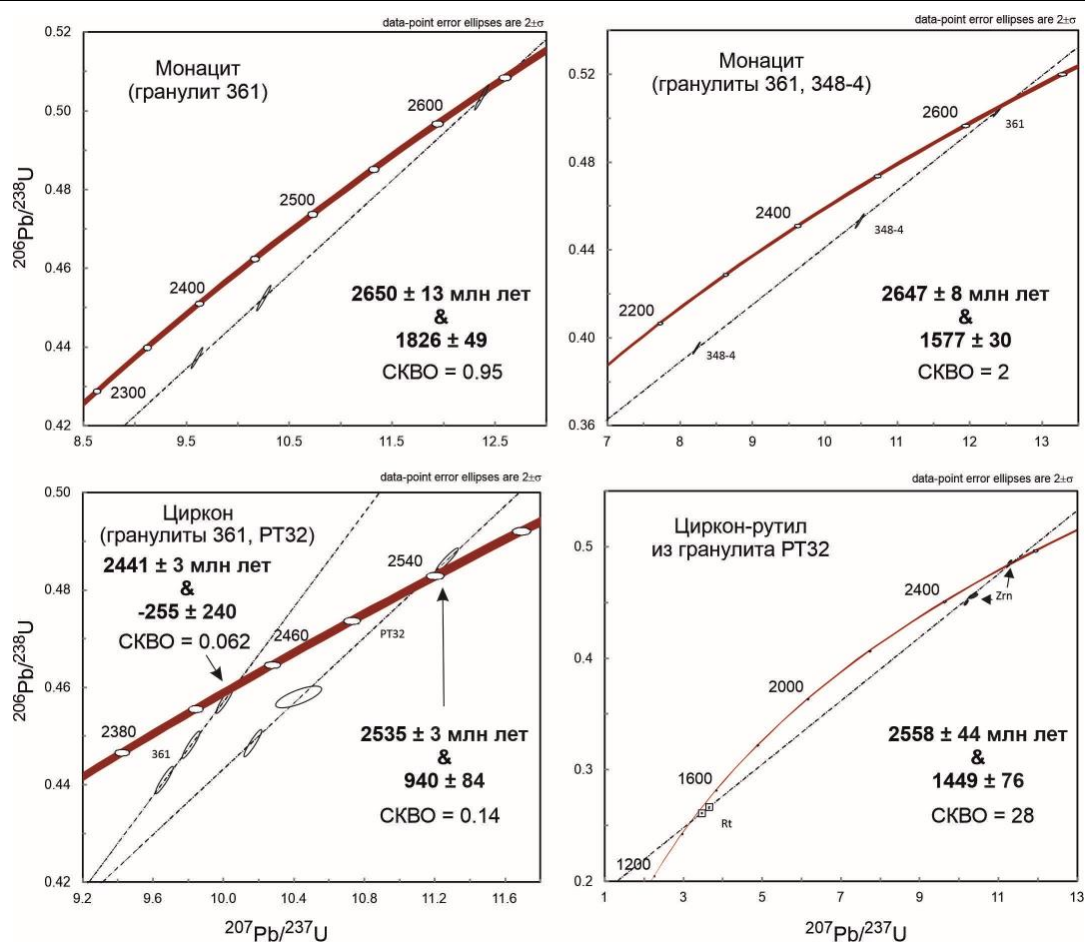


Рис. 1. Диаграммы с конкордией для глиноземистых гнейсов (гранулитов) Ларбинского блока, полученные методом ID-TIMS датирования. Для цирконов показаны две дискордии: слева – для образца гранулита 361, справа – PT32.

Электронно-микроскопическое изучение монацита показало внутреннюю неоднородность зерен. Химическое датирование по содержаниям ThO_2 , UO_2 и PbO в таких монацитах выявило два основных события с возрастом ~ 2.5 и ~ 1.8 млрд лет (рис. 2).

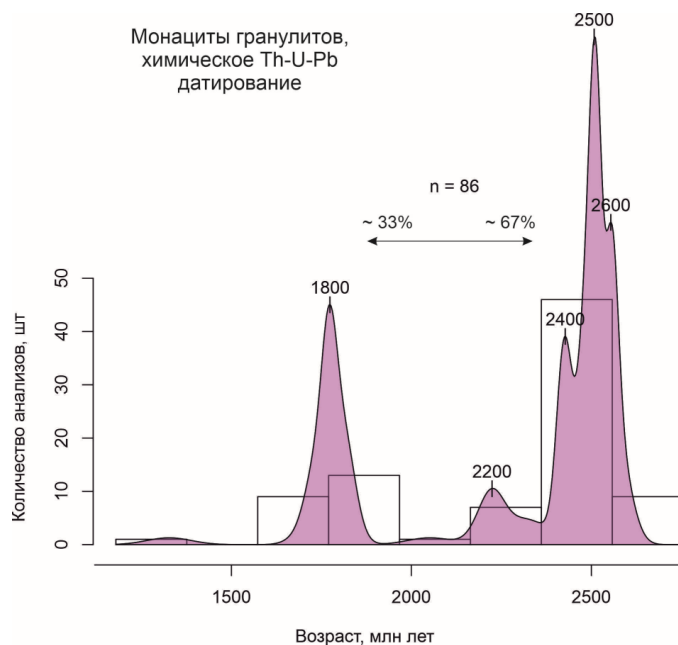


Рис. 2. Гистограмма распределения точечных возрастов монацита (в млн лет) из глиноземистых гнейсов (гранулитов) Ларбинского блока по данным химического датирования

Таким образом, супракрустальные породы Ларбинского блока были метаморфизованы в архее и протерозое. Архейский метаморфизм гранулитовой фации они испытали ~ 2.65 млрд лет назад, а протерозойские преобразования гранулитов проявились, скорее всего, неоднократно. Кроме широко распространенного эпизода эндогенной активности 1.9–1.8 млрд лет назад, заслуживает внимания активность 1.5–1.4 млрд лет назад, сведения о которой для данного района до настоящего времени не были известны. Полученные данные о времени наиболее раннего (архейского) метаморфизма метаосадочных пород Ларбинского блока вводят ограничение на верхнюю возрастную границу накопления осадочных толщ.

Исследование выполнено по теме НИР ИГГД РАН (№FMUW-2022-0002).

Литература

Балтыбаев Ш.К., Доливо-Добровольский Д.В., Юрченко А.В., Волкова Ю.Р., Мальчушкин Е.С. Гранулиты Ларбинского блока Джугджуро-Станового супертеррейна: реконструкция условий образования // Геология и геофизика. 2024. Т. 65. № 9. С. 1199–1220.

Бибикова Е.В., Шульдинер В.И., Грачева Т.В., Панченко И.В., Макаров В.А. Изотопный возраст гранулитов на западе Становой области // Докл. АН. 1984. Т. 275. № 6. С. 1471–1474.

Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Ковач В.П., Толмачева Е.В., Гороховский Б.М. Возраст иликанской толщи станового комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. АН. 2011. Т. 438. № 3. С. 355–359.

Великославинский С.Д., Котов А.Б., Ковач В.П., Толмачева Е.В., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Загорная Н.Ю., Wang K.L., Chung S.L. Возраст и тектоническое положение метаморфического станового комплекса (восточная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Геотектоника. 2017. № 4. С. 3–16.

Глебовицкий В.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Великославинский С.Д. Гранулитовые комплексы Джугджуро-Становой складчатой области и Пристанового пояса: возраст, условия и геодинамические обстановки проявления метаморфизма // Геотектоника. 2009. № 4. С. 3–15.

Юрченко А.В., Балтыбаев Ш.К., Волкова Ю.Р., Мальчушкин Е.С. Особенности вещественного состава, параметры метаморфизма и протолиты гранулитов Ларбинского блока Джугджуро-Становой складчатой области // Тихоокеанская геология. 2024. Т. 43. № 2. С. 20–39.

Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M., Nozhkin A.D. Archean and Early Proterozoic evolution of the Siberian craton: A preliminary assessment // Archean Crustal Evolution. Amsterdam: Elsevier. 1994. P. 411–459.

Научное издание

СТРАТИГРАФИЯ ДОКЕМБРИЯ:
ПРОБЛЕМЫ И ПУТИ РЕШЕНИЯ

Материалы IX Российской конференции
по проблемам геологии докембрия

15–19 сентября 2025 г.
ИГГД РАН, Санкт-Петербург

Электронное издание

ISBN ???

ИГГД РАН
<http://ipgg.ru>
E-mail: adm@ipgg.ru
Тел.: (812) 328-47-01