

VIII Российская конференция
по проблемам геологии докембрия

СТРАТИГРАФИЯ ДОКЕМБРИЯ: ПРОБЛЕМЫ И ПУТИ РЕШЕНИЯ



Институт геологии и геохронологии
докембрия Российской академии наук

Санкт-Петербург, 25-29 сентября 2023 г.



Российская академия наук
Отделение наук о Земле
Межведомственный стратиграфический комитет
Научный совет РАН по проблемам геологии докембрия
Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

**VIII Российская конференция
по проблемам геологии докембрия**

**СТРАТИГРАФИЯ ДОКЕМБРИЯ:
ПРОБЛЕМЫ И ПУТИ РЕШЕНИЯ**

25–29 сентября 2023 г.
ИГГД РАН, Санкт-Петербург

МАТЕРИАЛЫ КОНФЕРЕНЦИИ

Санкт-Петербург
2023

УДК 551.71/.72
ББК 26.332
С833

С833 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. — 177 с.
ISBN 978-5-4386-2301-4

УДК 551.71/.72
ББК 26.332

Тезисы докладов представлены в авторской редакции

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 978-5-4386-2301-4

© Коллектив авторов, 2023
© ИГГД РАН, 2023
© Свое издательство, 2023

ОРГАНИЗАТОРЫ КОНФЕРЕНЦИИ

Российская академия наук
Отделение наук о Земле
Межведомственный стратиграфический комитет
Научный совет РАН по проблемам геологии докембрия
Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

ОРГАНИЗАЦИОННЫЙ КОМИТЕТ КОНФЕРЕНЦИИ

Председатель

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

И.М. Горохов, д.г.-м.н. – ИГГД РАН, Санкт-Петербург

Т.С. Зайцева, к.г.-м.н. – ИГГД РАН, Санкт-Петербург

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 – ИГГ УрО РАН, Екатеринбург

П.В. Медведев, к.г.-м.н. – ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

В.Н. Пучков, чл.-корр. РАН – ИГГ УрО РАН, Екатеринбург

А.М. Пыстин, д.г.-м.н. – ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Е.Г. Раевская, к.г.-м.н. – ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург

А.Ю. Розанов, академик РАН – ПИН РАН, Москва

Н.Д. Сергеева, к.г.-м.н. – УФИЦ РАН, Уфа

Т.Ю. Толмачева, д.г.-м.н. – ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург

М.А. Федонкин, академик РАН – ГИН РАН, Москва

Секретариат оргкомитета

А.А. Гаврилова – ИГГД РАН, Санкт-Петербург

Д.В. Доливо-Добровольский – ИГГД РАН, Санкт-Петербург

Е.А. Кушим – ИГГД РАН, Санкт-Петербург

Д.Р. Ситкина – ИГГД РАН, Санкт-Петербург

СОДЕРЖАНИЕ

Адамская Е.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Ларин А.М., Подковыров В.Н., Толмачева Е.В., Гладкочуб Д.П., Скляр Е.В., Великославинский С.Д., Плоткина Ю.В., Сквитина Т.М., Ван К-Л, Ли Х-Я, Гороховский Б.М. Возраст и источники терригенных пород удоканского комплекса Кодаро-Удоканского прогиба (Алданский щит) по данным U–Th–Pb (LA-ICP-MS) геохронологических и Lu–Hf изотопных исследований.....	9
Анисимов Р.Л., Борисова Е.Б., Балтыбаев Ш.К., Вивдич Э.С., Петракова М.Е. Проблема выявления фундамента палеопротерозойских пород свекофеннского аккреционного пояса.....	11
Аносова М.О., Астраханцев О.В., Клаэссон С., Постников А.В., Федотова А.А., Кириозова Т.И., Фугзан М.М., Сабиров И.А. Архейский возраст отрадененской серии Камско-Вятской зоны Волго-Уралья, U–Pb изотопно-геохронологическое исследование циркона эндербитов	14
Антоновская Т.В., Тропников Е.М., Шибина Т.Д., Котельников А.Р. Дополнительные сведения о составе, условиях формирования и метаморфизме вендских и раннекембрийских(?) отложений океана Япетус (Сеньяпокроев, норвежские Каледониды)	17
Богданов Ю.Б. Стратиграфия и корреляция опорных разрезов нижнего докембрия южной части Сибирской платформы.....	19
Богданов Ю.Б., Анисимова С.А., Бережная Н.Г. Новые данные о возрасте вулканитов сумия Карелии	22
Богданов Б.П., Громыко А.В. Корреляция разнофациальных толщ докембрия при комплексном анализе геолого-геофизических материалов - решение проблем	25
Богомолв Е.С., Егорова Ю.С., Левский Л.К., Мезенцева А.В., Сергеева Н.А. Сульфиды – первые строительные блоки Земли.....	28
Бортников В.В., Ковач В.П., Самсонов А.В., Котов А.Б., Адамская Е.В., Подковыров В.Н., Ерофеева К.Г., Плоткина Ю.В., Федосеенко А.М. Возраст и источники сноса терригенных пород кебектинской серии Угуйского грабена, Алданский щит	30
Воробьева Н.Г., Петров П.Ю. Среднеуринская ассоциация органостенных микрофоссилий (нижний венд Патомского бассейна Сибири)	33
Герасимов В.Ю., Кузнецов Н.Б., Лаврицев В.А. Возраст циркона из гнейсов ацгаринского комплекса западного сегмента Большого Кавказа: свидетельства Пери-Гондванской природы протолита.....	36
Голубкова Е.Ю., Кушим Е.А., Раевская Е.Г., Бобровский И.М., Зайцева Т.С., Каурова О.К., Довжикова Е.Г., Савельева Ю.Н. Биостратиграфия верхневендских-нижнекембрийских отложений северо-запада европейской части России на примере изучения разреза скв. Тайцы-2	39
Голубкова Е.Ю., Третьяченко В.В., Крупеник В.А., Кушим Е.А., Зайцева Т.С. Стратификация венд-кембрийских отложений Юго-Восточного Беломорья.....	41

**Горобец С.А., Макарова И.Р., Лаптев Н.Н., Голдобин А.Я., Яфясов А.М.,
Валиев Ф.Ф., Терентьева А.С., Суханов Н.А.**

К вопросу о геохимической стратификации докембрийских отложений Южного Тимана (на примере изучения Нижнечутинского месторождения нефти)..... 46

Горожанин В.М.

Пограничный рифей–вендский уровень на Южном Урале: литолого-формационный и генетический подход к корреляции отложений восточного и западного склона Башкирского мегантиклинория..... 49

**Горохов И.М., Васильева И.М., Кузнецов А.Б., Ризванова Н.Г., Липенков Г.В.,
Константинова Г.В.**

Сг-изотопная хемотратиграфия и Pb-Pb возраст доломитов старореченской свиты, Анабарское поднятие, Северная Сибирь 52

Горшков Д.А.

Роль микрофоссилий карьерной свиты в стратификации рифея Восточной Сибири 54

Гражданкин Д.В.

На пути к ярусному расчленению венда 57

Гуцина М.Ю., Самсонов А.В., Степанова А.В., Максимов О.А.

Состав и генезис терригенных пород нижней части разреза заонежской свиты Онежской структуры..... 58

Дуб С.А.

Верхняя часть миньярской свиты каратауской серии (верхний рифей) Южного Урала: состояние изученности и перспективы исследований 60

**Ерофеева К.Г., Савко К.А., Волкова Г.Д., Носова А.А., Самсонов А.В.,
Кузьменкова О.Ф.**

Брянский и Брагинский блоки как части единого палеопротерозойского Ингуло-севского орогена, Западная Сарматия: данные по метаосадочным породам..... 62

Ерофеева К.Г., Третьяченко В.В., Самсонов А.В., Красовская Б.П.

Состав и возраст фундамента Архангельской алмазоносной области севера Восточно-Европейской платформы: данные по детритовым минералам в рифей-вендских осадочных породах 65

Жабин А.В.

Стратиграфия архея и раннего протерозоя по данным палеонтологии..... 67

Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Каурова О.К., Васильева И.М.

Комплексный анализ изотопно-геохронологических данных в осадочном разрезе рифея Байкитского поднятия Сибирской платформы 70

Кочнев Б.Б.

Региональные горизонты венда Сибирской платформы 74

Крупеник В.А., Свешников К.Ю.

Результаты U–Pb датирования детритовых цирконов из петрозаводской и шокшинской свит верхнего карелия (вепсия) Юго-Западного Прионежья 77

Крупенин М.Т., Дуб С.А.

Неактуалистические обстановки седиментации в мезопротерозойских бассейнах: особенности климата и минерогенеза 80

Кудряшов Н.М., Калинин А.А., Удорткина О.В.

Последовательность формирования супракрустальных и интрузивных комплексов мезоархейского зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья (Кольский регион) 83

Кучеровский Г.А., Егорова Ю.С., Чекулаев В.П., Адамская Е.В., Арестова Н.А., Ковач В.П., Плоткина Ю.В.

Возраст детритового циркона из полимиктовых конгломератов Остерской зеленокаменной структуры (Карельская провинция) 85

Левин Б.

Стратиграфия и генезис расслоенных пород фундамента Омолонского массива в свете принципа Кюри 88

Лиханов И.И.

U-Pb и Ar-Ar возраст, Lu-Hf систематика и петрогенезис пород гаревского комплекса Енисейского кряжа: свидетельства гренвильских и вальгальских тектонических событий на западной окраине Сибирского кратона 91

Макаренко С.Н., Афонин И.В., Сухих А.О.

Палеонтологическая и изотопная (С и О) характеристика юрхской свиты Березовской впадины (Восточная Сибирь) 93

Марусин В.В.

Об объеме немакит-далдынского яруса верхнего венда 95

Маслов А.В., Подковыров В.Н.

Осадочные толщи докембрия и формировавшие их речные системы 99

Медведев П.В., Кондрашова Н.И.

Эволюция международной стратиграфической шкалы докембрия: от хронометрии к горным породам 101

Медведев П.В., Кондрашова Н.И., Лютиков А.В.

Палеопротерозойские осадочные бассейны Карельского кратона (Фенноскандинавский щит) 103

Межеловская С.В., Межеловский А.Д.

Осадочно-вулканогенный комплекс Ветреного пояса и его место в региональной стратиграфической шкале докембрия 105

Минина О.Р., Доронина Н.А., Ланцева В.С.

Геодинамическая эволюция Западного Забайкалья от докембрия до палеозоя – современное состояние 107

Носкова Е.С., Агафонова Г.В.

Геологическое строение терригенных комплексов докембрия северо-востока Енисейского кряжа 110

Носова А.А.

Скорость накопления и магматический материал в осадках мезопротерозойского Ладожского грабена (Карелия) 113

Пархаев П.Ю., Жегалло Е.А., Доржнамжаа Д., Демиденко Ю.Е., Иванцов А.Ю., Литвинский В.А., Лужная Е.А., Малаховская Я.Е., Рагозина А.Л., Сергеева Т.С., Шувалова Ю.В., Алтаниагай Г., Энхбаатар Б.

О положении нижней границы кембрийской системы в разрезах венда – кембрия Западной Монголии 116

Пискун О.А.

К вопросу о выделении позднепротерозойских гранитоидных комплексов на западе Беларуси 120

Покровский Б.Г.

Тридцать лет хемотратиграфии позднего докембрия: успехи, проблемы и перспективы..... 123

Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Дьякова С.А.

Аршиний (аршинская серия) – новый стратон рифея на Южном Урале..... 126

**Пыстин А.М., Гракова О.В., Пыстина Ю.И., Попасев К.С., Кушманова Е.В.,
Потапов И.Л., Хубанов В.Б.**

Результаты U–Pb (LA–SF–ICP–MS) датирования цирконов из базальных отложений верхнего докембрия Приполярного и Полярного Урала..... 129

Пыстина Ю.И., Пыстин А.М., Потапов И.Л.

Использование акцессорного апатита для обоснования стратиграфической позиции маньхобеинской и щокурьинской свит в разрезе докембрия Приполярного Урала..... 131

**Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Разумовский А.А., Латышева И.В., Шаццло А.В.,
Федюкин И.В., Данцова К.И., Новикова А.С., Дубенский А.С., Ерофеева К.Г.,
Шешуков В.С.**

Возрасты зерен циркона из метатупфопесчаников шиджатмазской свиты северного склона Большого Кавказа: вклад в региональную стратиграфию верхнего докембрия..... 134

**Самсонов А.В., Степанова А.В., Сальникова Е.Б., Ларионова Ю.О.,
Гущина М.Ю., Ерофеева К.Г., Плоткина Ю.В.**

2.14 млрд лет – первый геохронологический репер в разрезе заонежского горизонта Онежской структуры..... 137

Сергеева Н.Д., Пучков В.Н., Карасева Т.В., Дьякова С.А.

Актуализированная схема стратиграфии отложений рифея Камско-Бельского и Серноводско-Абдулинского авлакогенов Восточно-Европейской платформы (Волго-Уральская область)..... 140

Слабунов А.И., Нестерова Н.С., Кервинен А.В., Максимов О.А., Медведев П.В.

Полосчатые железистые кварциты как архив тектоно-термальной истории (на примере Костомукшского зеленокаменного комплекса)..... 143

Соболева А.А., Андреичев В.Л., Довжикова Е.Г., Хубанов В.Б., Соболев И.Д.

Результаты U–Pb (LA–ICP–MS) датирования детритовых цирконов из терригенных пород верхней части докембрийского разреза Большеземельского мегаблока фундамента Печорской синеклизы 145

Советов Ю.К., Соловецкая Л.В.

Нижние границы венда и эдиакария: альтернатива выбора 148

Сосновская О.В., Токарев Д.А.

Корреляция верхнепротерозойских отложений Манского прогиба (Восточный Саян) и восточного склона Кузнецкого Алатау по остаткам невландиевой биоты (к уточнению региональной стратиграфической схемы верхнего протерозоя Алтае-Саянской складчатой области)..... 151

Станевич А.М.

Подгруппа (?) акритарх Implethomorphitae Jank. et Mikh., значение форм для стратиграфии докембрия и вероятная природа 154

Станевич А.М.

Стратиграфическое значение разных типов микрофоссилий в докембрии 156

Станевич А.М., Вахромеев А.Г.

Региональная стратиграфическая схема отложений позднего докембрия Саяно-Байкало-Патомского региона (юг Сибирской платформы) 159

Сумина Е.Л., Сумин Д.Л., Захарова А.А.

Кислородные события и три адаптивные стратегии многоклеточных на рубеже венд-кембрий 161

Терехов Е.Н., Скублов С.Г., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В.

Новые данные о стратиграфии докембрийских комплексов Внешних островов Финского залива 163

Тихонова К.А., Красильникова Н.Б.

Практическое применение С-изотопной хемотратиграфии на примере карбонатных пород докембрия Байкитской антеклизы Сибирской платформы 166

Толмачева Т.Ю., Алексеев А.С.

Межведомственный стратиграфический комитет: история, задачи и пути развития 169

Удорткина О.В., Уляшева Н.С., Хубанов В.Б.

Возрастное положение древних высокометаморфизованных толщ (ханмейхойская свита, харбейская серия, Полярный Урал) 172

Юрченко А.В., Балтыбаев Ш.К.

О протолите гранулитов Ларбинского блока: реставрация первичной природы по геохимическим данным 175

ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД УДОКАНСКОГО КОМПЛЕКСА КОДАРО-УДОКАНСКОГО ПРОГИБА (АЛДАНСКИЙ ЩИТ) ПО ДАННЫМ U–TH–PB (LA-ICP-MS) ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ И LU–HF ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Е.В. Адамская^{1*}, В.П. Ковач¹, А.Б. Котов¹, А.М. Ларин¹, В.Н. Подковыров¹,
Е.В. Толмачева¹, Д.П. Гладкочуб², Е.В.Скляр², С.Д. Великославинский¹,
Ю.В. Плоткина¹, Т.М. Сквитина², К-Л Ван³, Х-Я Ли³, Б.М. Гороховский¹

¹Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия, *e-mail: adamskaya83@gmail.com

²Институт земной коры Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия

³ Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, P.O. Box 1-55, Taipei 11529, Taiwan

Карбонатно-терригенные отложения удоканского комплекса Кодаро-Удоканского прогиба западной части Алданского щита являются гипостратотипом нижнего протерозоя, служат возрастным репером в Региональной стратиграфической схеме Сибири и Дальнего Востока (Салоп, 1964; Федоровский, 1972; Государственная ..., 2010) и вмещают крупнейшее в мире месторождение медистых песчаников, что обуславливает актуальность решения вопросов возраста, источников и условий накопления пород удоканского комплекса.

Отложения удоканского комплекса Кодарской и Удоканской структурных подзон Кодаро-Удоканского прогиба, несогласно залегающие на архейских породах Чаро-Олекминского геоблока, подразделяют (снизу-вверх) на кодарскую, чинейскую и кеменскую серии общей мощностью до 13 км (Салоп, 1964; Федоровский, 1972). Породы удоканского комплекса метаморфизованы в условиях от высокотемпературной амфиболитовой до зеленосланцевой фации. Общепринято, что накопление пород удоканского комплекса происходило в палеопротерозое, однако имеющиеся в настоящее время геологические, геохронологические и изотопные данные не позволяют однозначно решить вопрос о возрасте его отдельных стратиграфических подразделений. Этот вопрос рассматривается на основе U–Th–Pb (LA-ICP-MS) геохронологических и Lu–Hf изотопных данных для детритового циркона из 18 образцов терригенных пород различных серий удоканского комплекса.

Детритовый циркон из метапесчаников кодарской серии (4 образца, 250 конкордантных оценок возраста) Кодарской и Удоканской подзон Кодаро-Удоканского прогиба характеризуются максимумами на кривой относительной вероятности возрастов около 2.02 (n = 115), 2.30 (n = 14), 2.38 (n = 7), 2.45 (n = 7), 2.54 (n = 3), 2.60 (n = 7), 2.70 (n = 12) и 2.90 (n = 4) млрд лет. Детритовый циркон с возрастом около 2.02 млрд лет обладает положительными величинами $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ от +1.2 до +7.6 и значениями Hf коровых модельных возрастов $t_{\text{Hf}(C)}$ в интервале 2.5–2.1 млрд лет. Максимальный возраст накопления песчаников, “вмещающих” редкометальные граниты Катугинского комплекса ($2066 \pm 6 - 2055 \pm 7$ млн лет; Котов и др., 2015) составляет 2.08 млрд лет (2 образца, 249 конкордантных оценок возраста). Детритовый циркон из этих метапесчаников отличается отрицательными величинами $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ от –11.9 до –2.6 и значениями Hf коровых модельных возрастов $t_{\text{Hf}(C)} = 3.1–2.7$ млрд лет. Эти данные свидетельствуют о том, что в южной части Удоканской подзоны Кодаро-Удоканского прогиба тектонически совмещены разновозрастные и имеющие различную природу метаосадочные породы, относящиеся как к кодарской серии удоканского комплекса, так и к метаморфическим комплексам Станового структурного шва. Верхняя возрастная граница накопления пород кодарской серии определяется возрастом 1908 ± 5 млн лет со складчатых и послескладчатых гранитов ничатского комплекса (Ларин и др., 2006).

Детритовый циркон из пород чинейской серии (2 образца, 121 конкордантная оценка возраста) характеризуется максимумами на кривой плотности вероятности возрастов около 1.90 (n = 8), 2.02 (n = 44), 2.30 (n = 6), 2.48 (n = 8), 2.68 (n = 9), 2.72 (n = 6), 2.82 (n = 3) и 2.96

($n = 4$) млрд лет. Максимум возраста около 1.90 млрд лет определяют метаморфогенные цирконы. Принимая во внимание, что уровень метаморфизма пород чинейской серии соответствует зеленосланцевой фации, в условиях которой не происходит образование метаморфических цирконов, можно полагать, что нижняя возрастная граница накопления пород чинейской серии составляет приблизительно 1.90 млрд лет.

Породы кеменской серии с несогласием залегают на породах чинейской серии или имеют с ними тектонические взаимоотношения. Для детритового циркона из метапесчаников кеменской серии (10 образцов) получено 597 конкордантных оценок возраста, которые дают максимумы на кривой плотности вероятности возрастов около 2.02 ($n = 286$), 2.15 ($n = 17$), 2.38 ($n = 9$), 2.72 ($n = 40$), 2.77 ($n = 25$), 2.82 ($n = 12$), 2.93 ($n = 19$), 3.01 ($n = 31$) и 3.13 ($n = 4$) млрд лет. Циркон с возрастом около 2.02 млрд лет характеризуется преимущественно положительными величинами $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ от +1.8 до +6.7 и значениями коровых Hf модельных возрастов $t_{\text{Hf}(C)}$ в интервале 2.4–2.2 млрд лет.

Верхняя возрастная граница накопления пород чинейской и кеменской серий определяется возрастом прорывающих их магматических пород Чинейского массива (1867 ± 3 млн. лет; Попов и др., 2009) и гранитоидовкодарского комплекса (1876 ± 2 – 1859 ± 2 млн лет; Ларин и др., 2021), которые не испытали наложенных структурно-метаморфических преобразований.

Таким образом, возраст кодарской серии (или по крайней мере, нижних ее частей) находится в интервале 2.02–1.91 млрд лет. Накопление отложений кодарской серии было отделено этапом деформаций и метаморфизма от накопления пород чинейской и кеменской серий. Накопление пород чинейской и кеменской серий удоканского комплекса и формирования медного оруденения происходило в интервале около 1.90–1.87 млрд лет назад. Полученные данные свидетельствуют о перерыве в накоплении осадочных пород кодарской серии и пород чинейской и кеменской серий, а также об аномально быстром накоплении последних двух (не более 30 млн лет). Геохронологические данные позволяют поставить вопрос о выделении кодарской серии или, по крайней мере, нижних частей ее разреза в самостоятельный комплекс.

Источниками сноса терригенных отложений Удоканского комплекса являлись магматические и метаморфические породы архейского возраста Чаро-Олекминского геоблока Алданского щита Станового структурного шва. Морфологические особенности циркона палеопротерозойского возраста свидетельствуют о его магматическом происхождении и проксимальных источниках сноса. Hf изотопные данные свидетельствуют о значительном вкладе ювенильных источников палеопротерозойского (около 2.02–1.98 млрд лет) возраста и позволяет предполагать существование палеопротерозойских островных дуг или активных континентальных окраин в южном и северо-западном обрамлении Чаро-Олекминского геоблока Алданского щита.

Литература

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-50 – Бодайбо и объяснительная записка. Г.Л. Митрофанов (ред). СПб.: ВСЕГЕИ, 2010. 612 с.

Котов А.Б., Владыкин Н.В., Ларин А.М., Гладкочуб Д.П., Сальникова Е.Б., Скляр Е.В., Толмачева Е.В., Донская Т.В., Великославинский С.Д., Яковлева С.З. Новые данные о возрасте оруденения уникального Катугинского редкометального месторождения (Алданский щит) // Докл. АН. 2015. Т. 463. № 2. С. 187–191.

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.

Ларин А.М., Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Гладкочуб Д.П., Саватенков В.М., Великославинский С.Д., Сквитина Т.М., Ризванова Н.Г., Сергеева Н.А., Водовозов

В.Ю. Граниты рапакивикодарского комплекса (Алданский щит): возраст, источники и тектоническое положение // Петрология. 2021. Т. 29. № 4. С. 339–364.

Попов Н.В., Котов А.Б., Постников А.А., Сальникова Е.Б., Шапорина М.Н., Ларин А.М., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Федосеенко А.М. Возраст и тектоническое положение Чинейского расслоенного массива (Алданский щит) // Докл. АН. 2009. Т. 424. № 4. С. 517–521.

Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. Т. 1. М.: Недра, 1964. 515 с.

Федоровский В.С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. М.: Наука. 1972. 130 с.

ПРОБЛЕМА ВЫЯВЛЕНИЯ ФУНДАМЕНТА ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ПОРОД СВЕКОФЕННСКОГО АККРЕЦИОННОГО ПОЯСА

Р.Л. Анисимов^{1,*}, Е.Б. Борисова^{1,2}, Ш.К. Балтыбаев^{1,2}, Э.С. Вивдич¹,
М.Е. Петракова¹

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург,

*e-mail: romjulleoanis@mail.ru

²Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

В Северном Приладожье, где находится зона сочленения Карельского кратона и Свекофеннского пояса, вещественные комплексы рассматриваются в составе двух доменов, принадлежащих этим мегаструктурам, – Северного и Южного.

Северный домен (СД) является частью окраины Карельского кратона и сложен породами архейского возраста и перекрывающим их ятулийско-людиковийским вулканогенно-осадочным покровом (сортாவальская серия). Нижняя часть ятулия сложена аркозовыми песчаниками и кварцитами, трансгрессивно перекрывающими архейские гранито-гнейсы (Синица, 1984; Светов, Свириденко, 1992). Разрез ятулия–людиковия в соседних районах Финляндии сходен (Pekkarinen, 1979; Kohonen, Marmo, 1992; Marmo et al., 1988). Калевийский уровень в СД представлен ладожской серией, перекрывающей сортாவальскую и образующей мощный (первые км) осадочный покров (Предовский и др., 1967). Серия сложена метапесчаниками и метаалевролитами с градационной слоистостью, указывающей на турбидитовое происхождение. В низах серии отмечаются редкие горизонты основных и средних метавулканитов. Все породы метаморфизованы в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций и превращены в слюдяные, гранат-, ставролит-, андалузит- и силлиманитсодержащие сланцы. К южной границе СД метаморфизм усиливается, что не позволяет провести стратификацию отложений.

Южный домен (ЮД) образуют породы Свекофеннского пояса, метаморфизованные до уровня гранулитовой фации. Из-за глубокого метаморфизма и развития рыхлого покрова представления о стратиграфическом разрезе пока скудны. Сведения о строении разрезов дает глубокая (1008 м) скважина «Тепловая», пробуренная в пределах г. Санкт-Петербург. Осадочный покров прослежен до глубины 258–260 м (четвертичные суглинки и глины – 11 м; кембрийские глины 11–52 м; верхневендские глины, алевропесчаники и песчаники 52–258 м). Ниже 260 м находятся породы кристаллического фундамента, состоящего, главным образом, из слюдяных и высокоглиноземистых гнейсов, кислых интрузивных пород с преобладанием двуполевошпатовых гранитов. Низы разреза слагают амфиболиты неясного генезиса.

Пока трудно однозначно сопоставить вскрытые скважиной породы с породами южной части Фенноскандинавского щита, но можно сделать вывод, что под платформенным чехлом в районе заложения скважины отсутствует архейская кора. Породы архейского возраста отсутствуют и в остальной части Свекофеннского пояса (Nuhma, 1986; Vaasjoki, Sakko, 1988).

Развитые в ЮД породы лахденпохской серии рассматриваются как высокотемпературные «стратиграфические аналоги» осадков ладожской серии (Судовиков

и др., 1970), верхняя возрастная граница которых составляет 1.89 млрд лет, а нижняя – около 1.92 млрд лет (Балтыбаев и др., 2000; Ладожская..., 2020). Отсутствуют или пока не идентифицированы в ЮД возрастные и вещественные аналоги ятулийских пород, известных в СД в виде метавулканитов сортавальской серии.

По химическому составу породы лахденпохской серии сильно варьируют в содержании петрогенных оксидов: SiO_2 45–75 % (здесь и далее в мас. %), Al_2O_3 10–22 %, MgO 0.6–15 %, CaO 0.6–16 %, Fe_2O_3 1.7–14 %, Na_2O 0–5.4 %, K_2O 0–6.3 %. Среди метаморфических пород данной серии выделяются (по полевым наблюдениям) метавулканиты широкого диапазона составов. Их перекрывают метаморфические породы, среди которых могут быть как метатерригенные породы, так и метавулканогенные (рис. 1). О наличии магматических протолитов свидетельствует, например, дискриминационный анализ, проведенный по методике (Великославинский и др., 2013). По данным Л.Н. Котовой, В.Н. Подковырова (Эволюция..., 2018) количественное отношение ортопород к парапородам лахденпохской серии на разных участках ЮД меняется от 1:2 (преимущественно) до 1:7. По нашим данным из 65 образцов метаморфических пород лахденпохской серии 8 образцов приходится на область ортопород и 15 – на область парапород (отношение ~1:2), тогда как большинство образцов (42 шт) приходится на зону неопределенности (рис. 2).

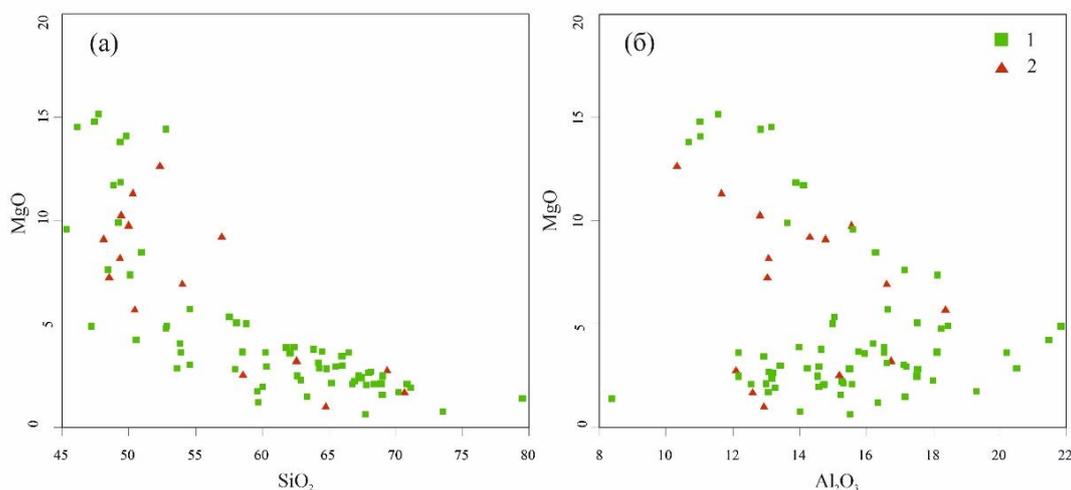


Рис. 1. Бинарные диаграммы: (а) SiO_2 – MgO , (б) Al_2O_3 – MgO , для пород лахденпохской серии: 1 – метаосадки, 2 – метавулканиты.

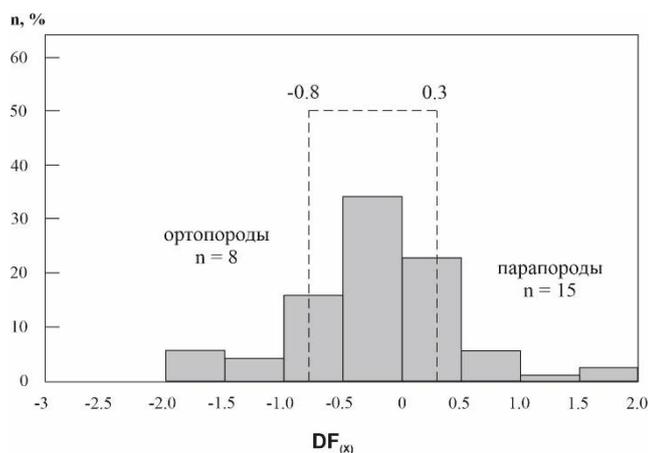


Рис. 2. Гистограмма распределения $DF(x)$ по (Великославинский и др., 2013) для орто- и парапород лахденпохской серии.

В осадочном комплексе низов свекофенских разрезов южной Финляндии и центральной Швеции найдены детритовые цирконы возрастной группы 2.3–2.1 млрд лет

(Nuhma, 1986; Rickard, 1988; Welin, 1987). Возраст источников по Nd модельным построениям составляет 2.4–2.2 млрд лет. Породы этой возрастной группы можно пока гипотетически принимать за основание супракрустальных пород Свекофеннского пояса. «Средний» неодимовый модельный возраст $T_{DM} = 2.2$ млрд лет для метаосадков свекофеннид был проинтерпретирован как результат смешения новообразованного раннепротерозойского и незначительного количества архейского материала, а изучение детритового циркона из гнейсов подтверждает это предположение. Судя по приведенным данным, можно считать реальным участие древнего (досвекофеннского, но не архейского) вещества в формировании свекофеннских толщ. При субдукции таких пород вполне возможно получение зоны парциального плавления и смешения вещества из разных источников, объясняющих наблюдаемые величины ϵNd . Наряду с этим, наличие архейских ядер циркона в интрузиях свекофеннского возраста позволяет предполагать, по меньшей мере, два механизма их захвата. Во-первых, это могут быть фрагменты не эродированной древней коры, во-вторых, это может быть унаследованный детритовый циркон из удаленных источников сноса. Решение как этого частного вопроса, так и более общего – о фундаменте свекофеннских пород, требует дальнейших исследований.

Литература

Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В., Конопелько Д.Л., Левченков О.А., Седова И.С., Шульдинер В.И. Геология и петрология свекофеннид Приладожья. СПб. : Изд-во СПбГУ, 2000. 200 с.

Великославинский С.Д., Глебовицкий В.А., Крылов Д.П. Разделение силикатных осадочных и магматических пород по содержанию петрогенных элементов с помощью дискриминантного анализа // Докл. АН. 2013. Т. 453. № 3. С. 310–313.

Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерагения) / Отв. ред. Н. В. Шаров. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2020. 435 с.

Предовский А.А., Петров В.П., Беляев О.А. Геохимия рудных элементов метаморфических серий докембрия (на примере Северного Приладожья). Л.: Наука, 1967. 139 с.

Светов А.П., Свириденко Л.П. Стратиграфия докембрия Карелии. Сортавальская серия свекокарелид Приладожья. Петрозаводск, 1992. 152с.

Синица С.М. Купола Северного Приладожья и взаимоотношение их гранитогнейсовых ядер со слоистыми оболочками // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 9. С. 15–23.

Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Сергеев А.С., Петров В.П., Харитонов А.Л. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). Л.: Наука, 1970. 227 с.

Эволюция вещественного и изотопного состава докембрийской литосферы (ред.: Глебовицкий В.А., Балтыбаев Ш.К.) СПб.: Издательско-полиграфическая ассоциация высших учебных заведений, 2018. 676 с.

Nuhma H. Sm-Nd, U-Pb and Pb-Pb isotopic evidence for the origin of the Early Proterozoic Svecokarelian crust in Finland // Geol. Surv. Finland Bull. 1986. № 337. 52 p.

Kohonen J., Marmo J. Proterozoic lithostratigraphy and sedimentation of Sariola- and Jatuli-type rocks in Nunnanlahti- Koli-Kaltimo area, eastern Finland; implication for regional basin evolution models // Geol. Surv. Finland Bul. 1992. № 364. 67 p.

Marmo J., Kohonen J., Sarapa O., Aikas O. Sedimentology and stratigraphy of the lower Proterozoic Sariola and Jatuli Groups in the Koli - Kaltimo Area, eastern Finland // Geol. Surv. Finland, Spec. Paper 5. 1988. P. 11–28.

Pekkarinen L.J. The Karelian formations and their depositional basement in the Kiihtelysvaara - Vartsila area, East Finland // Geol. Surv. Finland Bull. 1979. № 301. 141 p.

Rickard D. Regional metamorphism in the Bergslagen province, south central Sweden // Geol. Mijnb. 1988. V. 67. P. 139–155.

Vaasjoki M., Sakko M. The evolution of the Raahe - Ladoga zone in Finland: isotopic constraints // Geol. Surv. Finland Bull. 1988. № 343. P. 7–32.

Welin E. The Depositional Evolution of the Svecofennian Supracrustal Sequence in Finland and Sweden // Precambrian Res. 1987. V. 35. P. 95–113.

АРХЕЙСКИЙ ВОЗРАСТ ОТРАДНЕНСКОЙ СЕРИИ КАМСКО-ВЯТСКОЙ ЗОНЫ ВОЛГО-УРАЛЬЯ, U-Pb ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ЦИРКОНА ЭНДЕРБИТОВ

М.О. Аносова^{1, *}, О.В. Астраханцев¹, С. Клаэссон², А.В. Постников³, А.А. Федотова¹,
Т.И. Кирнозова¹, М.М. Фугзан¹, И.А. Сабиров³

¹ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия, *e-mail:

anosova@geokhi.ru

² Шведский музей естественной истории, Стокгольм, Швеция

³ Российский государственный университет нефти и газа (НИУ) им. И.М. Губкина, Москва, Россия

Отраденская серия широко распространена в пределах Волго-Уральского сегмента Восточно-Европейского кратона и рассматривается как наиболее древняя часть разреза архея. Она представлена двупироксен-плагиоклазовыми кристаллосланцами и гнейсами, гиперстен-плагиоклазовыми гнейсами и эндербитами (Доплатформенные..., 1992). Предположение об архейском возрасте этих пород в Камско-Вятской зоне до сегодняшнего времени основывались на региональных геологических построениях (Богданова, 1986; Доплатформенные..., 1992). Время формирования эндербитов, относимых к отраденской серии, в сопредельном Средневожском мегаблоке определено как 2725 ± 42 млн лет (Бибикова и др., 1994). Изотопно-геохронологические исследования пород отраденской серии Камско-Вятской зоны (U–Pb, Sm–Nd) не проводились.

В работе приведены результаты изучения Sm–Nd и U–Pb изотопных систем слабозагнейсованных эндербитов и акцессорного циркона из этих пород (обр. 143-1 из скв. Приказанская 143, далее Пр 143-1) типичных для отраденской серии Камско-Вятской зоны Волго-Уралья. Исследования выполнены в ГЕОХИ РАН. Изображения кристаллов циркона получены на электронном микроскопе TESCAN MIRA 3 в режиме катодоллюминесценции. На многоколлекторном масс-спектрометре Triton изучена Sm–Nd изотопная система пород. U–Pb геохронологическое исследование циркона проведено методом LA-ICP-MS на масс-спектрометре Element XR с лазерной приставкой UP-213 по методике (Костицын, Аносова, 2013).

Геохронологическое изучение циркона часто усложнено зональным строением, отражающим историю протолита и этапы формирования метаморфической породы. Для интерпретации данных, полученных по циркону из слабозагнейсованных эндербитов отраденской серии, понадобилось объединить информацию о строении, Th–U геохимии, возрасте акцессорного циркона и петрографических особенностях пород.

Анализ полученных изотопно-геохронологических данных (образец эндербитов Пр 143-1) позволил выделить два основных относительно узких возрастных интервала формирования циркона и стадии формирования пород.

В каждом из двух диапазонов возрастов (рис. 1а) устанавливается множественность процессов и их сменяемость в близком временном интервале. Морфология и внутреннее строение зёрен не указывают однозначно на последовательность этих процессов. Кристаллизация и/или перекристаллизация в условиях гранулитовой фации и следующий непосредственно за этим метаморфизм в условиях амфиболитовой фации повторяются как минимум дважды. При этом, в один и тот же возрастной интервал попадают зёрна циркона разного происхождения – магматического и метаморфического. Их геохронологические U–Pb изотопные определения перекрываются в диапазоне погрешностей.

По структурным особенностям зёрен циркона, проявленным на CL-изображениях, содержаниям в них Th и U и по их связи с петрографическими особенностями пород удалось

выявить несколько генераций циркона, соответствующих двум диапазонам возрастов (рис. 1а).

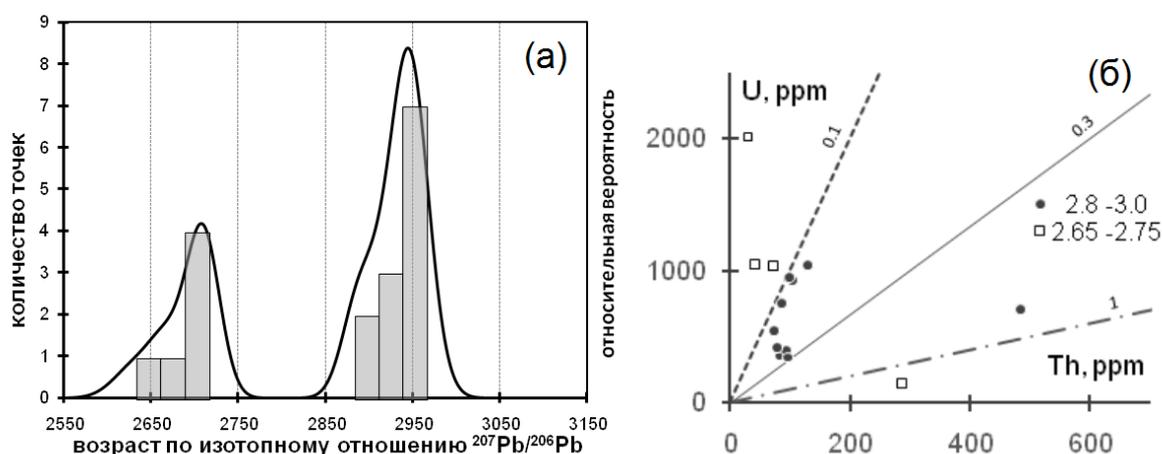


Рис. 1. Диаграммы для циркона из слабозгнейсованных эндрбитов скв. Приказанская 143, обр. Пр 143-1. а) Распределение относительной вероятности возрастов циркона, рассчитанных по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ($D < 2\%$); б) График в координатах U–Th, мкг/г. для циркона из возрастных интервалов 3.0–2.8 и 2.75–2.65 млрд лет (значения рассчитаны по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $D < 2\%$)

Для образца слабозгнейсованных эндрбитов Пр 143-1 в интервале 3.0–2.8 млрд лет назад устанавливаются не меньше двух генераций зёрен циркона, возрасты которых перекрываются в пределах ошибки, однако чётко разделяются по морфологии, содержаниям Th и U, Th/U. Первая генерация – единичные зёрна (ядра) с яркой светлой окраской на катодолюминесцентных изображениях, с содержанием U ниже 400, Th ниже 100 мкг/г и со значениями Th/U–отношения в диапазоне 0.2–0.3. Эти характеристики свойственны циркону, кристаллизовавшемуся в условиях гранулитовой фации (Жаулина, 2010). Возраст таких ядер циркона отвечает образованию эндрбитов. Возможно, что сохранившиеся первые генерации породообразующих минералов (антипертитовый Pl + Опх) сформировались на этом этапе. В исследованной выборке присутствуют единичные зёрна циркона с высоким содержанием U и Th (>2000 мкг/г), и Th/U >1. Вероятно, они формировались вследствие частичного плавления породы с последующей кристаллизацией в условиях границы амфиболитовой и гранулитовой фаций. Циркон третьей генерации может быть соотнесён с процессом превращения первичных эндрбитов в метаморфические породы в условиях амфиболитовой фации. Для такого циркона характерны концентрации U в диапазоне от 500 до 1000 мкг/г и некоторое понижение значений Th/U относительно первой генерации (до 0.1–0.2, рис. 1б). В результате петрографических исследований установлены гранулитовые парагенезисы породообразующих минералов (антипертитовый Pl + Опх), соответствующие только стадии формирования циркона самой ранней генерации интервала 3.0–2.8 млрд лет.

Значения возрастов циркона из интервала 2.75–2.65 млрд лет отражают наиболее ярко проявленный процесс гранулитового метаморфизма, получивший региональное распространение и в сопредельном Средневожском мегаблоке Волго-Уралья. Внутри этого возрастного интервала выделяется генерация зёрен циркона, относящаяся к гранулитовой стадии метаморфизма. Их состав характеризуется относительно низкими содержаниями U (~100 мкг/г) и Th/U >1. Петрографически это отражается в формировании гнейсовидной структуры эндрбитов.

Регрессивная стадия вышеописанного регионального метаморфизма амфиболитовой фации маркируются образованием тонких тёмно-серых в катодолюминесценции оболочек циркона и кристаллов с однородными серыми ядрами. Циркон такой генерации характеризуются высокими содержаниями U (~1000 мкг/г) и крайне низкими Th/U <0.1 до 0.01. Отсутствует техническая возможность выполнить изотопные измерения в силу малой

мощности оболочек этой генерации циркона. Данные приведены только по ядрам кристаллов циркона. Эллипсы ошибок определения возраста таких кристаллов перекрываются с таковыми значениями для циркона, сформировавшегося в процессе метаморфизма гранулитовой фации.

Можно говорить о расположении групп значений возрастов циркона из эндербитов в двух основных диапазонах (рис. 1а), описанных выше. Вне диапазонов лежат единичные значения, отвечающие, как древнему, так и несколько более молодому, по сравнению с основными группами, возрасту кристаллизации (либо перекристаллизации) циркона.

Таким образом, в возрастном интервале 3.0–2.8 млрд лет присутствуют несколько генераций зёрен циркона из образца слабозагнейсованных эндербитов (рис. 1а), которые фиксируют следующие события: кристаллизацию из магмы первичных эндербитов, частичное плавление в условиях гранулитовой фации и последующий этап амфиболитового метаморфизма. По циркону из данного образца (Пр 143-1) пород Камско-Вятской зоны фиксируется и наиболее мощный эпизод гранулитового метаморфизма, широко проявленный во всём Волго-Уральском сегменте и, сменяющий его, метаморфизм амфиболитовой фации – в интервале значений возраста 2.75–2.65 млрд лет.

Модельный возраст слабозагнейсованных эндербитов (Пр 143-1) $T_{Nd} = 3.0$ млрд лет рассчитан исходя из следующих значений для конвектирующей мантии: $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.513099$, $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.212$ ($T_{Nd}(DM) = 3.1$, принимая для расчета параметры деплетированной мантии: $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.513151$, $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.212$).

Возраст популяции самого древнего магматического циркона 3.0–2.8 млрд лет в совокупности с модельным возрастом эндербитов позволяет впервые определить возраст формирования пород отрадненской серии Камско-Вятской зоны Волго-Уралья как 3.0 ± 0.1 млрд лет.

Работа выполнена по теме Госзадания лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ГЕОХИ РАН.

Литература

Бибикова Е.В., Кириозова Т.И., Попова Л.П., Постников А.В., Макаров В.А., Кременецкий А.А. U–Pb возраст и корреляция магматических образований гранулитовых и амфиболитовых комплексов Волго-Уральской области Восточно-Европейской платформы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 3. С. 3–7.

Богданова С.В. Земная кора Русской плиты в раннем докембрии (на примере Волго-Уральского сегмента). Тр. ГИН АН СССР. Вып. 408. М.: Наука, 1986. 223 с.

Доплатформенные комплексы нефтегазоносных территорий СССР, под ред. Князева В.С. и Лапинской Т.А. М.: Недра. 1992. 309 с.

Каулина Т.В. Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН. 2010. 144 с.

Костицын Ю.А., Аносова М.О. U–Pb возраст экстрезивных пород кальдеры Уксичан в Срединном хребте Камчатки – применение лазерной абляции к датированию молодых цирконов. // Геохимия. 2013. № 2. С. 171–179.

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ СВЕДЕНИЯ О СОСТАВЕ, УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ И МЕТАМОРФИЗМЕ ВЕНДСКИХ И РАННЕКЕМБРИЙСКИХ(?) ОТЛОЖЕНИЙ ОКЕАНА ЯПЕТУС (СЕНЬЯПОКРОВ, НОРВЕЖСКИЕ КАЛЕДОНИДЫ)

Т.В. Антоновская¹, Е.М. Тропников², Т.Д. Шибина³, А.Р. Котельников⁴

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

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

³ВНИИ Океангеология, Санкт-Петербург, e-mail: shibina-tatyana@mail.ru

⁴ИЭМ РАН, Черногловка, e-mail: kotelnik1950@yandex.ru

Работа выполнена для оценки условий формирования метаморфических пород Сенья покров (Senja Nappe) о. Сенья, Заполярная Норвегия. Исследуемые породы входят в состав норвежских каледонид (Bergh, Andresen, 1987); процессы их образования относятся к вендскому и, возможно, раннекембрийскому времени существования океана Япетус.

Цель исследования: подтвердить генезис метаморфических пород как бывших осадочных, формировавшихся в восточной части океана Япетус, примыкающей к Балтийскому щиту, в вендское, и, возможно, раннекембрийское дотрилобитовое время.

Представлены дополнительные данные о литологическом и минеральном составе формаций Сеньяпокров: Васулвика (Vsl), Вестефьелль (Vst), Вансвик (Vnv), Сулия (Sl) (рис.1).

Акротема	Эонотема	Эрагема	Система	Литологическая колонка	Современный литологический состав пород	Формация	Индекс	Образцы пород	Комплексы пород	Первоначальный литологический состав пород	Глубина моря, м
				Дневная поверхность							
AR - PR	PH?	PZ?	V-Є1?		Кварц-мусковитовые сланцы с углеродистым веществом, неравномерно железённые	Сулия (Sollie)	Sl	Sl1 Sl2	Осадочный чехол (Сенья покров)	Глины монтмориллонитовые, с планктонным и бентосным ОБ	
					Мраморизованные известняки с тонкими прослойками кварцево-сланцевого материала	Вестефьелль (Vesterfjellet)	Vst	Vst		Карбонаты хемогенные с песчано-глинистыми прослойками	
		Кварцитовидные песчаники двуслюдяные с прослоями кварц-хлоритовых сланцев с титан-содержащими элементами		Вансвик (Vangsvik)	Vnv	Vnv	Пески кварц-полевошпатовые с преобладанием кварца (Vsl1), прослой глины с вулканическим материалом (Vsl2)				
AR2 - PR1					Высокометаморфизованные сланцы, прорванные гранодиоритами и гранитами	Контакт тектонический			Фундамент		

Рис. 1. Схематический разрез Сенья покров (Senja Nappe) в юго-восточной части острова Сенья Заполярной Норвегии (авторский вариант)

Формация Васулвика в обнажении представлена двумя типами пород: кварцитовидным песчаником, двуслюдяным, плитчатым (Vsl1), с двумя чётко выделенными в нижней части разреза прослоями толщиной 10-15 см чёрного кварц-хлоритового сланца с большим количеством титан-содержащих минералов (Vsl2) предположительно вулканогенной природы. Первичное песчаное осадконакопление в океане Япетус предполагается в прибрежно-морских мелководно-шельфовых условиях (Vsl1). Выделяется два кратковременных эпизода повышения уровня моря, отразившиеся в двух тонких чёрных прослоях (Vsl2), изначально представлявших собой преимущественно глинистые донные отложения, перемешанные с вулканогенным материалом, поступившим

в область осадконакопления от раскрывающегося Япетусского рифта в вендское время (Skjeseth, 1996).

Карбонатная формация Вестефьелль–Вансвик состоит из мраморизованных известняков с тонкими слюдисто-кварцевыми прослойками. Породы в обнажениях Вестефьелль и Вансвик отличаются характером переслаивания карбонатных и терригенных разностей, а также составом, размерностью и взаимным положением минералов. Выделяются две первичные осадочные фациальные зоны: относительно-глубоководно-шельфовая (Vnv) и верхняя часть области континентального склона (Vst) океана Япетус. Не исключается роль активной рифтовой зоны в формировании карбонатной формации, которая в осадочную стадию представляла собой хемогенные известняки, способные выпасть в твёрдую фазу лишь при переходе известнякового геохимического барьера ($\text{pH} > 7.8$) (Krumbein, Garrels, 1952). Значительное повышение солёности морского бассейна может быть связано с соляными диапирами рифтовой зоны, как в настоящее время в районе Красного моря, где из центральной части рифта выходят мощные соляные массы (Подражанский и др., 1989), что отражено в повышенной минерализации (42.31 г/л) и pH (8.0) морской воды даже вблизи побережья, согласно Протокола анализа воды в филиале ООО «Газпром ВНИИГАЗ» в г. Ухте от 20.01.2011. Учитывая значения pH кальцитового барьера, в Красном море в настоящее время происходит хемогенная садка кальцита из морской воды, также, как это происходило в океане Япетус в конце венда–начале раннего кембрия.

Кварц-мусковитовая формация Сулия с большим содержанием углеродистого вещества включает нежелезистые (S11) и железистые (пирит, пирротин, гётит, гидроксид железа) (S12) кварц-мусковитовые сланцы; железистость неравномерно пятнистая. Предполагаются разные источники сноса в поздневендско-раннекембрийский (?) относительно-глубоководно морской осадочный бассейн с преимущественно глинистым (депрессивным) осадконакоплением и захоронённым в нём органическим субстратом, ныне представленным углеродистым веществом, тяготеющим к минералам мусковита. Среди порошкообразного углеродистого материала встречаются обугленные пятна чёрного вещества, сложенного на 67–88% вес. углеродом. Среди них отмечены две высокоуглеродистые формы, внутри одной из которых выделяются два сферических контура. Второе пятно напоминает простейший морской организм, судя по выполненным фотографиям, а также по хаотично и часто рассредоточенным по его поверхности минералов апатита и кварца чрезвычайно малых размеров и неправильных форм. Согласно данным палеонтологии, «...в раннем кембрии в тёплом море обитали иглокожие класса *Thecoidea*, а также род *Rustella* наиболее примитивных беззамковых плеченогих, у которых раковинка известково-роговая с высоким содержанием фосфорнокислой извести...» (Давиташвили, 1958). Климат в позднем венде в районе Балтийского щита был тёплым и влажным (Гражданкин и др., 2005). Вероятно, в начале раннего кембрия он оставался таким же. Морская вода была нормальной солёности (35.47‰) (Nelson, 1967); сопоставима с современным Средиземным морем (39.02‰). Возможно, что углеродистое вещество с повышенным содержанием чрезвычайно мелкого аутигенного апатита, есть обугленная при метаморфизме фауна с органоминеральным скелетом, что позволяет авторам предположить наличие раннекембрийских дотрилобитовых (томмотский ярус) слоёв в формации Сулия и в целом в Сенья покрове.

Подтверждена зеленосланцевая стадия метаморфизма пород по температурам образования хлорита (Cathelineau, Neiva, 1985) – 180–297°C во всех исследуемых формациях Сенья покрове, по изотермам распределения кобальта между пиритом и пирротинном (Безмен, 1975) – 250–251°C в формации Сулия. Предполагается более высокая степень метаморфизма, достигавшая 500–550°C, по наличию незначительного количества биотита во всех формациях, а также мраморизованного кальцита формации Вестефьелль–Вансвик. Метаморфизация пород Сенья-покрове связывается с субдукционно-обдукционными (ордовик, силур) и коллизионными (ранний девон) процессами, приведшими к каледонскому горообразованию (Hollocheretal., 2015). Авторы работы

солидарны с данной точкой зрения, согласно выполненным петрографическим и петрологическим исследованиям.

Выводы: 1) метаморфические породы Сенья покрова первоначально представляли собой осадочные отложения, накапливавшиеся в разнофациальных условиях вендского, и, возможно, раннекембрийского, постепенно углубляющегося, морского бассейна - океана Япетус, с периодическим участием подводного вулканизма и соляного диапиризма его рифтовой зоны; 2) комплекс пород Сенья покрова (от мелководной формации Васулвика до депрессионной формации Сулия) претерпел стадию глубокого зеленосланцевого метаморфизма, видимо, дойдя до начала эпидот-амфиболитовой фации, при субдукционно-обдукционных и коллизионных процессах во время взаимодействия океанической коры восточного плеча Япетусского рифта и уходящей под неё континентальной коры западного борта Балтийского щита. Гипергенные процессы отражены в образовании гётита и гидроксидов железа в формации Сулия.

Литература

Безмен Н.И. Пирротин и его равновесия. Автореф. дисс. на соиск уч. степ. канд. геол.-мин. наук. МГУ. Москва, 1975, с.23

Гражданкин Д.В., Подковыров В.Н., Маслов А.В. Палеоклиматические обстановки формирования верхневендских отложений Беломорско-Кулойского плато (юго-восточное Беломорье) // Литология и полезные ископаемые. 2005. № 3. С. 267–280.

Давиташвили Л. М. Краткий курс палеонтологии. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 544 с.

Подражанский А.М., Богданов Ю.А., Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Лисицын А.П., Сагалевич А.И. *Mysteries of the Deeps*. М.: Изд-во «Прогресс», 1989. 383 с.

Bergh S.G., Andresen A. Geochemical evidence for a rift-related origin of metadolerites within the Senja Nappe, Troms, North Norwegian Caledonides // *Norsk Geologisk Tidsskrift*. Oslo. 1987. V. 67. P. 25–37.

Cathelineau M., Neiva D. A chlorite solid solution geothermometer // *The Los Azufres (Mexico) geothermal system. Contrib Mineral Petrol*. 1985. V.91. P. 235–244.

Hollocher K., Robinson P., Kennedy C., Walsh E. Metamorphosed cumulate gabbros from the Støren Group of the Upper Allochthon, northern Western Gneiss Region, Norway // *Norwegian Journal of Geology*. Oslo. 2015. V. 94. P.283–303.

Krumbein W.C., Garrels R.M. Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation-reduction potentials // *J. Geol*. 1952. V.60. P. 1–33.

Nelson B.W. Sedimentary phosphate method for estimating paleosalinities // *Science*. 1967. V.158. № 3803. P.917–920.

Skjeseth S. Norge blir til. Norges geologiske historie. Oslo, 1996. 88 p.

СТРАТИГРАФИЯ И КОРРЕЛЯЦИЯ ОПОРНЫХ РАЗРЕЗОВ НИЖНЕГО ДОКЕМБРИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Ю.Б. Богданов

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского
(ФГБУ «ВСЕГЕИ»), Санкт-Петербург
e-mail: YuriBogdanov@vsegei.ru

В настоящее время для Сибири официально приняты стратиграфические схемы для архея и нижнего протерозоя района Восточного Забайкалья и юга Дальнего Востока (Постановление..., 1992) и для Верхояно-Чукотского района (Постановление..., 2003). Они включают как осадочно-вулканогенные, так и метаморфические образования, которые объединены в региональные стратиграфические подразделения. В районе Восточного Забайкалья и юга Дальнего Востока метаморфические породы представлены (снизу-вверх) алданием, становием (нижнеархейская зонотема) и сахаборием (верхнеархейская зонотема).

В осадочно-вулканогенных образованиях нижнепротерозойской эонотемы были обособлены удоканий (нижний карелий) и улканий (верхний карелий), граница между которыми была принята на уровне 1900 млн лет. Для района Восточного Забайкалья и юга Дальнего Востока изданы комплекты ГГК-1000/3 различных серий листов (СЛ): N-47, -48 (Ангаро-Енисейская СЛ), N-49, O-49, -50, -51, -52 (Алдано-Забайкальская СЛ), O-53, -54 (Дальневосточная СЛ). В Алдано-Забайкальская СЛ в нижнем протерозое были дополнительно выделены сарминский и акитканский региональные подразделения. Таким образом, стратиграфия нижнего докембрия опирается на геологические материалы по южной части Сибирской платформы от Присяянья (на западе) и до Охотского массива на Дальнем Востоке. С севера она ограничена рифей-фанерозойским осадочным чехлом, а с юга близка к границе Сибирской платформы.

Сопоставление разрезов этих серий листов не проводилось, стратиграфические схемы были приняты Научно-редакционным советом при ВСЕГЕИ (НРС МПР РФ), но не утверждены Межведомственным стратиграфическим комитетом (МСК). Во всех схемах общей особенностью архейских подразделений алдания и становия является высокий метаморфизм (гранулитовая и амфиболитовая фации) и широкое развитие мигматитов и метатектитов. Для этих подразделений характерно отсутствие первичных структурно-текстурных признаков пород, что не позволяет использовать принцип Стено для стратификации отложений нижнего докембрия. По своим особенностям выделенные подразделения соответствуют определению «метаморфических комплексов», данному в третьем издании Петрографического кодекса (Петрографический..., 2009). Учитывая вышесказанное и то, что требования Стратиграфического (Стратиграфический..., 2019) и Петрографического кодексов обязательны при выполнении геологических работ, мы исключаем из стратиграфических схем нижнего докембрия юга Сибирской платформы метаморфические образования алдания и становия, лишенные текстурно-структурных признаков первичных пород.

Исключение представляют собой метаморфизованные образования архея, сохранившие реликты первичных (дометаморфических) структур и текстур, которые в соответствии с рекомендациями Петрографического и Приложения 5 Стратиграфического кодексов (Петрографический..., 2009, Стратиграфический..., 2019) могут являться метаморфизованными стратиграфическими подразделениями. Подобные образования известны в разрезе сахабория.

После принятия в 2001 году усовершенствованного варианта Общей стратиграфической шкалы России (ОСШ) граница нижнего и верхнего карелия была установлена на рубеже 2100 млн лет (Постановление..., 2003). В результате к нижнему карелию были отнесены сарминский и удоканский региональные подразделения, а к верхнему карелию – улканский и акитканский (Алдано-Забайкальская СЛ). В Дальневосточной СЛ улканий отвечает всему объёму верхнего карелия. В Ангаро-Енисейской СЛ разрез нижнего протерозоя вообще не разделён на региональные подразделения.

После создания легенд и листов ГГК-1000/3 появилось большое количество данных об изотопном возрасте пород по вулканитам, обломочным цирконам в терригенных толщах. Значение для докембрия имеет информация о возрасте плутонических пород, позволяющая определить верхние временные пределы стратиграфических подразделений. Эти данные (преимущественно U–Pb метод по циркону) были нами использованы при анализе материалов по опорным разрезам (всего более 50 литературных источников). Это позволило актуализировать стратиграфические схемы нижнего докембрия серийных легенд и провести их сопоставление. Предлагаемая схема (табл. 1) является за последние годы первой такой попыткой сопоставления разрезов нижнего докембрия юга Сибири. Она опирается на разрезы 6 опорных площадей (страторегионов), отличающихся наибольшей полнотой и приведенных в Объяснительных записках к листам ГГК-1000/3, упомянутым ранее.

Табл. 1. Макет региональной стратиграфической схемы нижнего докембрия юга Сибирской платформы.

СТРАТИГРАФИЯ И КОРРЕЛЯЦИИ РАЗРЕЗОВ ОПОРНЫХ ПЛОЩАДЕЙ (СТРАТОРЕГИОНОВ) НИЖНЕГО ДОКЕМБРИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ													
Общая стратиграфическая шкала	Региональные стратиграфические подразделения	Ангаро-Енисейская серия				Алдано-Забайкальская серия				Дальневосточная серия			
		Урикско-Ийский страторегion		Прибайкальский страторегion		Кодаро-Удоканский страторегion		Улканский страторегion					
Эпоха	Эра	Урикско-Ийский грабен				Северо-Прибайкальская площадь (Акитканская блок-пластина)				Кодаро-Удоканский прогиб		Улканский грабен	
НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ (КАРЕЛИЙ)	КАРЕЛИЙ	УЛКАНИЙ	АКИТКАНСКИЙ (нижний и верхний ?)	?				?				Граниты Улканского к. 1721-1705 ³³ , 1721 ¹³ , 1732 ¹³	
				урикская св. До 4300 м				ламборская св До 600 м 1827 ³⁹ , чайская св. 600-2000 м 1823 ³⁷ , 1863 ¹⁴ , 1855 ³¹ , 1849 ²⁵ , 1878 ¹⁵				Дальневосточная серия	
				габбро-диориты Игноского к. 1887 ⁵ , 1836 ¹⁶ , Далларминская св. До 3100 м. МТ1750 ⁷ , МТ1845 ⁷				Долериты чайского к. 1752 ⁵ , окунская св 1000 м 1801 ⁵				Улканская серия	
				габброиды зимовинского к. 1913 ^{6,7} , базальты ангаро-шинского к. 1913 ⁵⁵				Дельбичинский к. гранодиоритов 1866 ³⁹				Улканская св. До 260-270 м (вулканы до 70% мощности разреза)	
				болшечеречная св 1700-2300 м. МТ1909 ⁷ , МТ1963 ⁷				куленая св 1500-2000 м				Улканская св. Около 1600 м	
				?				малокосинская св 1000-1700 м 1869 ³¹				Дельбичинская св. Около 1600 м	
				?				Западно-Прибайкальская площадь				Улканская св. ≤ 200 м (гиперкальция св. ≤ 200 м)	
				?				Кочериковский к. габбро-гранитный 5, 48					
				?				голецкая св 650 м					
				?				иликтинская св До 2200 м					
НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ (КАРЕЛИЙ)	КАРЕЛИЙ	УДОКАНИЙ	ПРЕЛАИТКАНСКИЙ (САРИМИНСКИЙ)	?				Кемская серия				Биличанский страторегion (зона блоков)	
				?				намингинская св До 1500 м				Биличанская св. До 1300 м	
				?				такаванская св 1000-1500 м				Биличанская св. До 1300 м	
				?				бутунская св 150-600 м				Биличанская св. До 1300 м	
				?				александровская св До 500 м				Биличанская св. До 1300 м	
				?				читкандинская св 600-1500 м				Биличанская св. До 1300 м	
				?				харгутуйская св До 3000 м				Биличанская св. До 1300 м	
				?				иньрская св 300-600 м				Биличанская св. До 1300 м	
				?				аянская св До 600 м				Биличанская св. До 1300 м	
				?				икабийская св до 1000 м				Биличанская св. До 1300 м	
ВЕРХНИЙ АРХЕЙ (ЛОПИЙ)	ЛОПИЙ	САХАБОРИЙ		Чаро-Олекминский страторегion				Чаро-Олекминский страторегion				Чаро-Олекминский страторегion	
				Олондинский эленокаменистый пояс				Олондинский эленокаменистый пояс				Олондинский эленокаменистый пояс	
				Метагаббро-диориты и				Метагаббро-диориты и				Метагаббро-диориты и	
				Олондинская серия Максимум 2500 м				Олондинская серия Максимум 2500 м				Олондинская серия Максимум 2500 м	

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

Временные границы стратон:	Общей шкалы	Региональной стратиграфической схемы	2500	Возраст границ стратон в млн лет	Метаморфические образования	?	Недостаток или отсутствие информации			
U-Pb возраст циркона в породах (млн лет):	1706	в интрузивных породах	2180	в метавулканитах	2180	в метосадках	МТ - минимальное значение этого возраста	ПТ - пиковое значение этого возраста	3002 ¹³	Надстрочные цифры - см в списке литературы
Характер границ местных стратон:	тектонический	перерывы, размывы и несогласия	кормы выветривания							

Опираясь на утвержденную МСК в 1991 г. стратиграфическую схему (Постановление..., 1992) сохранены региональные подразделения (снизу-вверх) сахаборий, удоканий и улканий в ранге надгоризонтов в их первоначальном объеме и составе.

Сахаборий развит ограничено, а его разрез изучен фрагментарно, но несомненно он относится к лопийской энотеме (нижний-средний лопий). Страторегионом сахабория считается Чаро-Олекминский район, в котором выделены протяженные линейно вытянутые

«зеленокаменные» прогибы, тяготеющие к долгоживущим глубинным разломам. Его опорный разрез описан в Олондинском зеленокаменном поясе.

Важнейшей проблемой для региона является выделение в нижнем протерозое ранне- и позднекарельских стратиграфических подразделений. В низах его разреза обособляется удоканский надгорзонт, возраст которого в настоящее время остается не определенным, как и нижняя его стратиграфическая и временная границы. Его верхняя граница одновременно является нижней границей улканского надгоризонта. Удоканий отличается широким развитием терригенных и хемогенных образований. Отличительной особенностью улканья является преобладание вулканитов и трахивулканитов основного и кислого составов

В удоканском надгоризонте обособляется нижний (без названия) и верхний или сарминский (предакитканский) горизонты. К их границе приурочены первые наблюдаемые коры выветривания, несогласия и перерывы, возраст границы не известен. Сарминский горизонт скорее всего относится к верхнему карелию.

Улканский надгоризонт (несомненно верхнекарельской эратемы) в ряде районов с несогласием залегает на образованиях сарминского горизонта и отделен от подстилающих пород внедрением гранитов. Возраст его нижней границы строго не определен, но лежит в/располагается с/соответствует интервалу 1876–1910 млн. лет. Наиболее полный его разрез выделен в акитканскую серию с возрастом 1800–1877 млн. лет. Серия, возможно, делится на две подсерии. Нижняя подсерия содержит основные вулканиты и прорвана гранитами, верхняя – отличается широким развитием кислых лав, несогласно лежит на породах нижней подсерии и рвущих её гранитах. В верхнем карелии необходимо определение возраста вулканитов улканской свиты в Улканском страторегии. Это позволит сопоставить её с разрезом акитканской серии в его стратотипе и косвенно обосновать отнесение топориканской свиты к сарминскому (предакитканскому) горизонту.

Биякчанский страторегии выделен условно и образует узкую зону, расположенную между краем Сибирской платформы и Охотским массивом. Для этой структуры необходимо определить соотношения нельбачанской и биякчанской серий, изучить их разрезы и определить возраст вулканитов. В результате, в улканском надгоризонте Биякчанского страторегии возможно будет выделение двух горизонтов.

Литература

Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание третье, исправленное и дополненное, СПб.:Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.

Постановление Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 26. СПб., 1992. 69 с.

Постановление Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 34. СПб., 2003. 48 с.

Стратиграфический кодекс России. Издание третье, исправленное и дополненное. СПб.: Издательство ВСЕГЕИ, 2019. 96 с.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ВУЛКАНИТОВ СУМИЯ КАРЕЛИИ

Ю.Б. Богданов*, С.А. Анисимова, Н.Г. Бережная

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ФГБУ «ВСЕГЕИ»), Санкт-Петербург

*e-mail: yuriybbogdanov@yandex.ru

Из-за недостатка данных изотопного возраста, дискуссионным является возраст андезибазальтов и базальтов сумия Карелии, начинающих разрез нижнего протерозоя. Нами было проведено определение возраста вулканитов визаварской свиты в Кукаозерской структуре, сондальской свиты в западном борту Сегозерской структуры, кумсинской свиты одноименной структуры и её аналогов в Койкарской структуре,

тунгудской свиты на северо-восточном краю Лехтинской структуры и киричской свиты Сумозерско-Кенозерской структуры Ветреного пояса.

Проба 43009 ($63^{\circ} 23' 07.5''$ с. ш., $33^{\circ} 20' 45.8''$ в. д.), андезибазальт сондальской свиты (рис. 1). Цирконы розового цвета, прозрачные и полупрозрачные, идиоморфные и субидиоморфные мелкие призматические зерна и обломки. Коэффициент удлинения от 1.2 до 4. Три зерна с магматической зональностью имеют возраст 2793 ± 11 , 2795 ± 19 и 2850 ± 80 млн лет, содержание U=139–462 г/т, Th=86–204 г/т, Th/U=0.35–0.64. Возможно зерна ксеногенные. Для пяти зёрен двухфазного строения с реликтовой магматической зональностью вычислен конкордантный возраст 2673 ± 11 млн лет. В них содержание U=167–459 г/т, Th=27–171 г/т, Th/U=0.06–0.66. В одном зерне получен конкордантный возраст для центральной части 2677 ± 11 млн лет и краевой – 2671 ± 11 млн лет, который, вероятно, отражает возраст кристаллизации. По трем зернам получены возраста в интервале 221–636 млн лет, которые не имеют геологического смысла.

Проба 43007 ($63^{\circ} 24' 1.6''$ с. ш., $33^{\circ} 22' 1.9''$ в. д.), тело гранит-аплитов, прорывающих сондальскую свиту (рис. 1). Монофракция циркона представлена коричневыми мутными и полупрозрачными призматическими, идиоморфными и субидиоморфными кристаллами. Коэффициент удлинения 2.0–4.0. В цирконах наблюдается слабо зональное и секториальное строение, на многих кристаллах тонкие черные оболочки со слабым свечением. В результате датирования все цирконы образуют одну возрастную группу. Построена дискордия с верхним пересечением 2739 ± 6 млн лет, она получена по центральным и краевым частям цирконов. Содержание в цирконах U 107–363 г/т, Th 40–261 г/т, Th/U 0.28–0.80. Тонкие черные оболочки не измерялись.

Проба 1-2010 (предоставлена С. А. Световым, ИГ КарНЦ РАН), андезибазальт сумия из Койкарской структуры (рис. 1). Цирконы желтые, рыжие, прозрачные и полупрозрачные, субидиоморфные, длиннопризматические и их обломки. Коэффициент удлинения 1.7–2.8. Зёрна со следами грубой зональности. Для 7 зёрен получен конкордантный возраст 2712 ± 8 млн лет, который, вероятно, отражает время кристаллизации. Для 10 зерен построена дискордия с верхним пересечением 2717 ± 11 млн лет. Содержания урана и тория: U=209–884 г/т, Th=42–146 и 252–441 г/т, Th/U=0.07–0.69.

Проба 4426, ($62^{\circ} 54' 10.0''$ с. ш., $34^{\circ} 21' 44.0''$ в. д.), metabазальт кумсинской свиты (рис. 1). Цирконы розоватого и рыжеватого-розового цвета, прозрачные и полупрозрачные. Представлены субидиоморфными кристаллами призматического облика и их обломками. Коэффициент удлинения от 1 до 3.5. Образуют кластер из 5 зёрен. В катодолюминесцентном изображении представлены кристаллами слабого свечения со следами зональности, возраст циркона изменяется от 269 ± 21 до 2748 ± 20 млн лет. Содержание U=93–318 г/т, Th=87–217 г/т, Th/U=0.70–0.96. Для 5 зёрен построена дискордия 2725 ± 18 млн лет. Для ядра одного зерна конкордантный возраст равен 2710 ± 9.5 , для краевой части другого – 2748 ± 20 млн лет.

Проба АБ-3279 ($66^{\circ} 26' 23.2''$ с. ш., $31^{\circ} 46' 45.4''$ в. д.), изменённый амфиболит визаварской свиты (рис. 1). Цирконы розовые, прозрачные, и желтые, полупрозрачные, субидиоморфные. Единичные зерна округлой формы, много обломков. Коэффициент удлинения 1.2–1.5. В катодолюминесцентном изображении наблюдается тонкая магматическая зональность или ее следы, отмечаются яркие светлые краевые низкоурановые обрастания. Цирконы данной пробы дискордантные, по 6 точкам построена дискордия с верхним пересечением 2652.1 ± 9.1 млн лет. Содержания U и Th в цирконах высокие: U=1768–12587 г/т, Th=1476–16366 г/т, Th/U=0.20–0.86 и до 1.80. 3 точки выше конкордии, 4 точки ниже её или близко к ней. Возможно, полученный возраст отражает время кристаллизации породы.

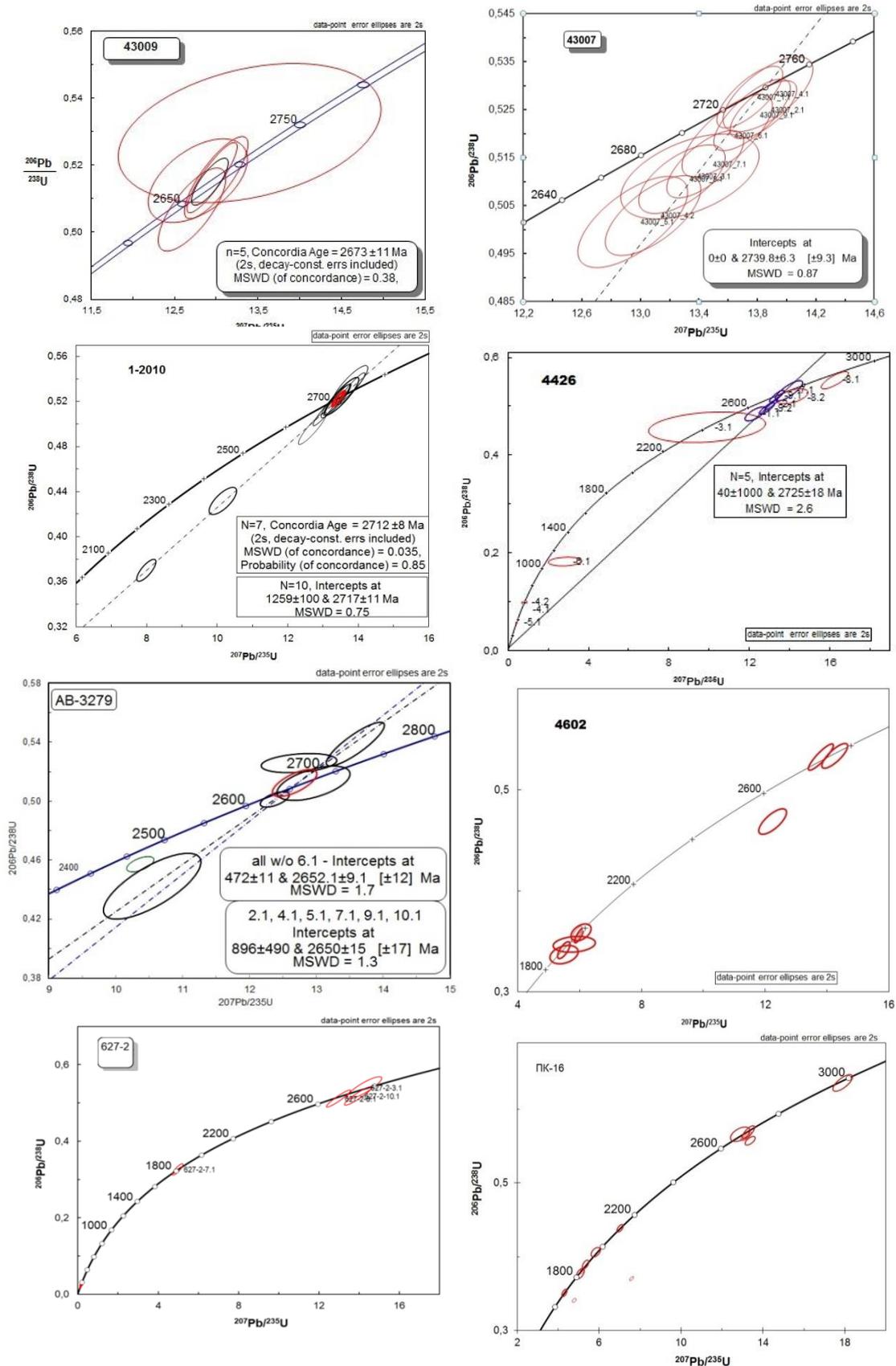


Рис. 1. Диаграммы с конкордией для цирконов из проб сондальской свиты (43009), гранитов, рвущих вулканиты этой свиты (43007), а также кумсинской (1-2010 Койкар и 4426 Кумса), визаварской (АВ-3279), тунгудской (4602 и 627-2) и киричской (ПК-16) свит.

Проба 4602 ($64^{\circ} 46' 51.5''$ с. ш., $33^{\circ} 43' 58.7''$ в. д.) андезибазальт тунгудской свиты (рис. 1). Цирконы розоватого цвета, прозрачные, идиоморфные и субидиоморфные

призматические кристаллы и обломки. Коэффициент удлинения от 1.5 до 2.5. По результатам U–Pb датирования разделены на три возрастные группы. 4 зерна образуют группу с изотопными возрастами 878–668 млн лет. Породы такого возраста не установлены в данном районе. Вторая группа представлена 6 зёрнами циркона с возрастом от 1903 до 1986 млн лет и так же не известны в районе. Последняя группа включает три определения возраста. Для краевой зоны циркона 2774 ± 12 , для ядра – 2724.1 ± 8.9 млн лет. В катодоллюминесцентном изображении циркон представлен призматическим кристаллом слабого свечения с тонкой магматической зональностью. U=217 и 205 г/т; Th=178 и 157 г/т; Th/U=0.85 и 0.79 г/т. Возраст другого циркона 2736 ± 17 млн лет. В катодоллюминесцентном изображении он представлен призматическим кристаллом с магматической зональностью. U=124, Th=31 г/т, Th/U=0.25 г/т. Возраста 2724 и 2736 млн лет являются субконкордантными.

Проба 627-2 ($64^{\circ} 49' 13.9''$ с. ш., $33^{\circ} 40' 55.09''$ в. д.), андезибазальт тунгудской свиты, результаты предоставлены Н. Л. Алексеевым (ФГБУ «ВСЕГЕИ»). Было выделено и проанализировано 10 зерен циркона. Шесть анализов дают значения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста в интервале 109.9–157.2 млн лет, и не имеют геологического смысла. Четыре анализа дают раннедокембрийский $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст в интервале 1800–2754 млн лет. Монофракция циркона представлена субидiomорфными кристаллами и обломками. Коэффициент удлинения от 1.4 до 3.5. Возраст одного циркона 1822 ± 30 млн лет, содержание U=191 г/т, Th=152 г/т, Th/U=0.82. Остальные три имеют возраста 2664 ± 40 млн лет, содержание U=586 г/т, Th=450 г/т, Th/U=0.79; 2692 ± 41 , содержание U=229 г/т, Th=146 г/т, Th/U=0.66; 2784 ± 50 млн л, содержание U=56 г/т, Th=29 г/т, Th/U=0.53.

Проба ПК-16 ($63^{\circ} 10' 47.2''$ с. ш., $36^{\circ} 32' 23.6''$ в. д.), андезибазальт киричской свиты (рис. 1) Все первичные минералы замещены вторичными. Проба отобрана С. В. Межеловской (ГИН РАН). Выделяется три возрастных группы цирконов. Первая группа фанерозойская (8 зёрен, интервал возраста 119–484 млн лет), которая не имеет геологического значения. Вторая группа образована цирконами протерозойского возраста (8 зёрен, интервал 938–2112 млн лет). Последняя группа объединяет зёрна позднелопийского времени (7 зёрен, интервал 2662–2751 млн лет). Коэффициент удлинения от 2 до 4. Цирконы этой группы идиоморфные и субидiomорфные кристаллы призматического облика. В катодоллюминесценции циркон с магматической зональностью, есть зёрна двухфазного строения с темной центральной частью с магматической зональностью и тонкой светлой каймой. Содержание U=124 - 345 г/т, Th=52–210 г/т, Th/U=0.43–0.63. Для зерна с конкордантным возрастом в 2704 ± 10 млн лет, U=205 г/т, Th=51 г/т, Th/U=0.26. Два зерна содержат циркон с повышенным содержанием U=432 и 880 г/т, Th=54 и 64.5 г/т, Th/U=0.13 и 0.07. Возраст ксеногенного (?) циркона – 2991 ± 12 млн лет, U=93 г/т, Th=65 г/т, Th/U=0.72.

Приведенные данные не содержат информации о сумийском изотопном возрасте вулканитов. Для проб 43009, 1-2010 и 4426 можно предполагать, что они кристаллизовались в позднелопийское время. Остальные пробы испытали, вероятно, наложенные изменения. Вероятно, вулканиты этих свит относятся к породам гимольского надгоризонта позднего лопия, а не к сумийским образованиям нижнего протерозоя.

КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗНОФАЦИАЛЬНЫХ ТОЛЩ ДОКЕМБРИЯ ПРИ КОМПЛЕКСНОМ АНАЛИЗЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МАТЕРИАЛОВ - РЕШЕНИЕ ПРОБЛЕМ

Б.П. Богданов¹, А.В. Громыко²

¹ООО «Ухтагеоцентр», Ухта, e-mail: bogdanboris@mail.ru

²Керчь

Каждая геологическая эпоха имеет свои рифы, внимание к которым, вспыхнув, может надолго пропасть, если вы ошибетесь в начале их изучения. При правильном подходе рифы благодарят своих исследователей месторождениями всех полезных ископаемых. В плитной

части Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции картируются в обнажениях, в скважинах различного назначения, сейсморазведкой рифогенные образования как барьерного типа, так и одиночные позднего девона–ранней перми. Высота рифовых построек изменяется от первых десятков метров до 500–600 м. Для позднедевонских рифов установлена закономерность, по которой рифовые барьеры молодого возраста смещены от Тимана к Уралу.

Более древние рифогенные образования рифейского, раннепалеозойского возраста известны на склонах Русской плиты от Тимана до Башкирского и Татарского сводов, на Восточно-Европейской платформе по обнажениям Шпицбергена, Таймыра, Новой Земли, Пай-Хоя, западного склона Урала, Камня Полуд, Ишеримского и Башкирского антиклинориев.

Вопросы выделения рифов и вмещающих их отложений неотделимы от вопросов стратиграфии верхнего докембрия (Верхний..., 1963). Существующие стратиграфические схемы докембрия Тимано-Уральского региона опираются на разрезы Северного, Среднего, Южного Тимана. Лучшему изучению их способствуют хорошая обнаженность в пределах Канина, Цилемского, Четласского камней, Вымской гряды, Очпармы и Джежимпармы, а также плотность скважин картировочного, поискового и разведочного бурения на бокситы и углеводороды, материалы сейсморазведки МОГТ-2.3D. Один из наиболее сложных вопросов – корреляция отложений верхнего докембрия различных поднятий Тимана, расстояния между которыми достигают 200 км, хотя не менее сложна корреляция и взаимоотношение толщ в пределах компактного Четласского камня.

Межведомственным стратиграфическим комитетом (МСК) СССР (Верхний..., 1986) принята рабочая схема докембрия Европейского Севера СССР, в которой для Среднего Тимана была установлена следующая последовательность серий (снизу-вверх): четлаская, быстринская, кислоручейская, вымская. При этом, первоначально, четлаская серия была датирована средним рифеем, быстринская – верхним рифеем, кислоручейская серия и покьюская свита вымской серии условно датированы терминальным рифеем (кудаш), лунвожская и кыквожская свиты вымской серии – вендом. Позднее МСК рекомендовала считать породы кислоручейской серии и нижней части вымской серий возрастными фаціальными аналогами пород четлаской серии и датировать их средним рифеем. Несмотря на приведенные решения единогласия в расчленении разрезов протерозоя Среднего Тимана в настоящее время нет.

Анализ карбонатов рифейского возраста северо-восточной части Восточно-Европейской платформы, проводимый нами в течение 1975–2022 годов показал, что наиболее информативную их часть составляют разнотипные рифы и вмещающие их породы.

Рифы и вмещающие их породы уверенно выделяются и картируются при применении принципов корреляции разнофаціальных карбонатных толщ, разработанных М.М. Грачевским и соавторами (Грачевский и др., 1976). Изучение рифейских рифов неотрывно от рифов фанерозоя: верхнего девона, карбона–нижней перми, которые интенсивно изучаются на данной платформе уже в течение более 70 лет после открытия их нефтегазоносности. И надо отметить, что роль рифов в геологии регионов их распространения настолько велика, что их изучать должны все геологи и геофизики.

1. По существующим представлениям, разрез верхнего докембрия Тимана сложен сериями преимущественно осадочных образований рифей–вендского возраста, испытавших воздействие метаморфизма: четлаской, быстринской, кислоручейской, вымской. Признанным реперным уровнем среди преобладающих терригенных образований Среднего Тимана являются карбонатные отложения быстринской серии, в которой ворыквинская и павьюгская свиты составляют рифовые и зарифовые фации, новобобровская и чиркинская – их депрессионные аналоги, рочугская, коренковская свиты, кислоручейская серия, а также покьюская и лунвожская свиты вымской серии – толщи заполнения, компенсирующие рельеф барьерных рифов.

2. По комплексу критериев нами рифовые барьеры синхронных пар свит ворыквинская–павьюгская, деминская–низьвенская, нижнекалтасинская–верхнекалтасинская, протрассированы из района Цилемского камня через Тиман в Пермское Прикамье, Башкортостан и Татарстан.

3. Анализ положения барьеров обнаруживает закономерность - рифы располагаются на склонах сводов и выступов кристаллического фундамента: Сысольского, Коми-Пермяцкого, Татарского, Альметьевского, Джежимпарминского, Кунгурского, Красноуфимского, Башкирского, что является главенствующим поисковым их признаком. Масштабность рифовых сооружений позволяет нам назвать их Волго-Тиманскими барьерными (краевыми) рифами. Высота совмещенного рифа может превысить 2 000 м.

4. На Южном Тимане карбонатные образования рифея подстилаются терригенными джежимской и визингской свитами, в Волго-Уральской области – терригенными осадками сарапульской и прикамской свит. Толщами заполнения в последней являются отложения серафимовской и абдулинской серий.

5. Восточный континентальный склон Восточно-Европейской платформы в верхнем докембрии контролировался второй рифейской барьерной рифовой зоной, названной нами Восточно-Европейским барьерным рифом, который фиксируется строматолитовыми постройками Шпицбергена, Таймыра, Новой Земли, образованиями амдерминской, морозовской, шокурьинской, маньинской свит Пай-Хоя, Приполярного Урала, мойвинской и кусинской, саткинской, малобакальской свит центральных частей Ишеримского и Башкирского антиклинориев.

6. Литолого-формационный анализ строения свит, входящих в состав бурзянской, юрматинской и каратауской серий стратотипа рифея Башкирского антиклинория и восточных территорий Восточно-Европейской платформы показал, что данные серии, вероятно, являются синхронными: карбонатная часть каратавской серии соответствует калтасинской свите и обнаженному по взбросо-надвигам Каратау фрагменту одиночного рифа; разрезы г.г. Сатки, Бакала, Ямантау являются фрагментами Восточно-Европейского барьерного рифа, а юрматинская серия разделяла сближенные краевые и барьерные рифы. В существующей стратиграфической схеме верхнего докембрия разрез искусственно утроен. Бурзянская, юрматинская, каратауская серии стратотипических разрезов являются одновозрастными отложениями, изученными в трех тектонических блоках Башкирского антиклинория. Похожая точка зрения была озвучена в 2000 г. К.С. Ивановым (устное сообщение) на основании определений абсолютного возраста из образцов пород названных серий.

7. И совершенно прав С.Н. Иванов, который утверждает, что магматические и вмещающие их осадочные толщи венда и верхнего рифея Приполярного Урала и Тимана имеют не геосинклинальный, а ясно выраженный платформенный характер.

8. Проведенный комплексный анализ позволяет также утверждать, что Тиманская гряда является гетерогенной структурой, возникшей в нашем воображении в качестве единого тектонического элемента из разрозненных выступов и обрамляющих их впадин кристаллического фундамента, характеризующихся различной полнотой разрезов и разными фациями рифея и венда (Богданов, 2017).

9. Корреляционная схема Русской и Печорской плит, Тимано-Кунгурского пояса выглядит следующим образом: в основании рифейского разреза везде мы видим аналоги терригенных комплексов, одновозрастных четласской серии, которые перекрываются аналогами быстринской карбонатной серии, ещё выше причленяющиеся по латерали к барьерному рифу аналоги карбонатно-терригенных комплексов кислоручейской и вымской серий, отлагавшихся в едином окраинном море.

10. Рифейские отложения Восточно-Европейской платформы состоят из 3-х серий осадков: нижнерифейской – терригенной (карбонатно-терригенной) (0–500 м); среднерифейской – карбонатной рифовмещающей; верхнерифейской – карбонатно-глинисто-мергелистой (толщи заполнения) (0–4000м). Вендские преимущественно

терригенные отложения залегают на рифейских с размывом и угловым несогласием. Толщина отложений от 0 до 3000–5000 м.

Северная и восточная окраины Восточно-Европейской платформы контролировались двухциклическим Восточно-Европейским барьерным рифом, разделявшим елецкие мелководношельфовые и лемвинско-карские глубоководные склоновые фации осадков. Между зонами барьерных рифов размещаются двухциклические одиночные рифы (одиночные, атоллоидные) на обособленных тектонических блоках. Очень часто тектоно-седиментационные блоки рифея являются цоколем для рифов в верхнем девоне, карбоне, нижней перми.

11. Наличие Восточно-Европейского барьерного рифа, зарождение которого датируется временем от 1.5 млрд лет назад вдоль глубоководного склона палеоконтинента Балтия, позволяет утверждать, что не было в ордовике никакого рифтового раскола единого евро-азиатского континента с образованием Уральского океана, потому что с зарождения континентов из мантии выплавился евро-американский континент, активная окраина которого от Башкирского антиклинория до Таймыра–Шпицбергена существовала от рифея до ранней перми и все это время омывалась Мировым океаном, в котором «плавали» Европейский (Балтийский), Восточно-Сибирский, Австралийский и другие континенты, обрамленные рифами.

12. В связи с зарождением рифов в зонах тектонических нарушений, несущих химические элементы, растворимые в морской воде, рифостроители и их обитатели усваивают эти элементы, создавая «после захоронения» месторождения бокситов, марганца, редких элементов в черносланцевых толщах и рифах, являясь резервуарами для углеводородов и минерализованных флюидов. Можно утверждать, что Россия от Канина камня до Башкирского свода, от Башкирского антиклинория до Шпицбергена имеет два волшебных «оливиновых пояса» протяженностью до 10 000 км с невероятными запасами любых полезных ископаемых.

Литература

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.

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

СУЛЬФИДЫ – ПЕРВЫЕ СТРОИТЕЛЬНЫЕ БЛОКИ ЗЕМЛИ

Е.С. Богомолов^{1,2,*}, Ю.С. Егорова¹, Л.К. Левский¹, А.В. Мезенцева¹, Н.А. Сергеева¹

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург ²Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П.Карпинского, Санкт-Петербург

*e-mail: e.bogomolov@mail.ru

С целью поиска первичного изотопного состава свинца были изучены палеоархейские породы побужской гранулитогнейсовой области Украинского щита. Ранее для этих пород были получены возрасты циркона (метод SIMS), варьирующие в широких пределах от 2.00 до 3.75 млрд лет (Лобач-Жученко и др., 2017).

В настоящем исследовании применялся Pb–Pb Step Leaching метод, который, как показал наш опыт, является оптимальным при изучении архейских пород. Из первых, сравнительно мягких кислотных выщелоков извлекаются изотопы (или химические элементы), относящиеся к сульфидным включениям, более жесткая обработка в дальнейшем обеспечивает получение данных для вмещающей породы. Полученные для сульфидных включений результаты были аналитически безупречны, но тем не менее неожиданными. Измеренный возраст оказался равным 4695 ± 14 млн лет, что превышает возраст хондритов (4567 млн лет) на ~ 100 млн лет и соответствует более примитивным изотопным параметрам по сравнению с CD, как это показано на графике (Albarede, 2009). Ранее подобный «избыточный» возраст не отмечался для земных пород, но зафиксирован в лунной почве реголита (Tera and Wasserburg, 1972).

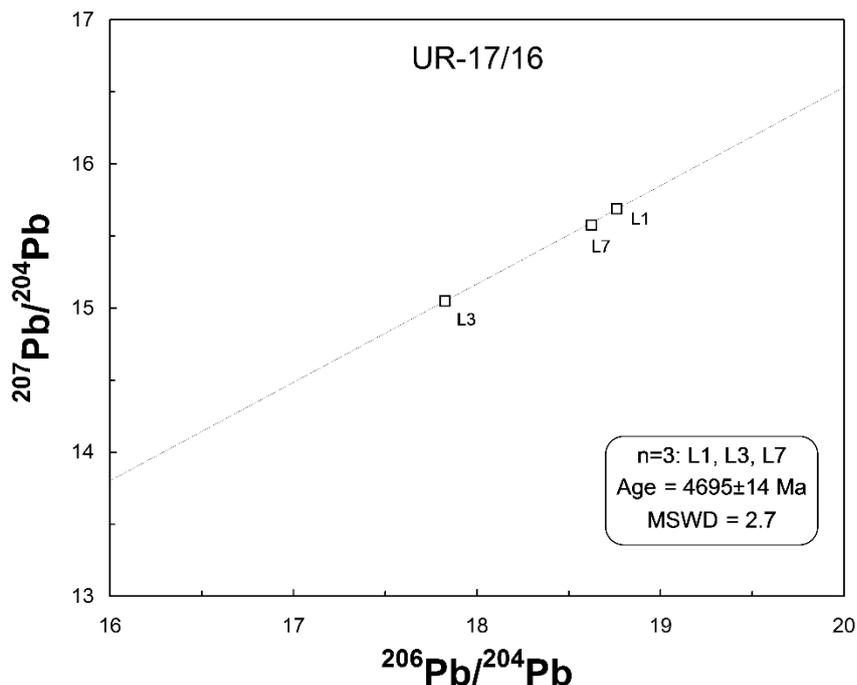


Рис. 1. Pb–Pb диаграмма выщелачивания пироксенита UR-17/16.

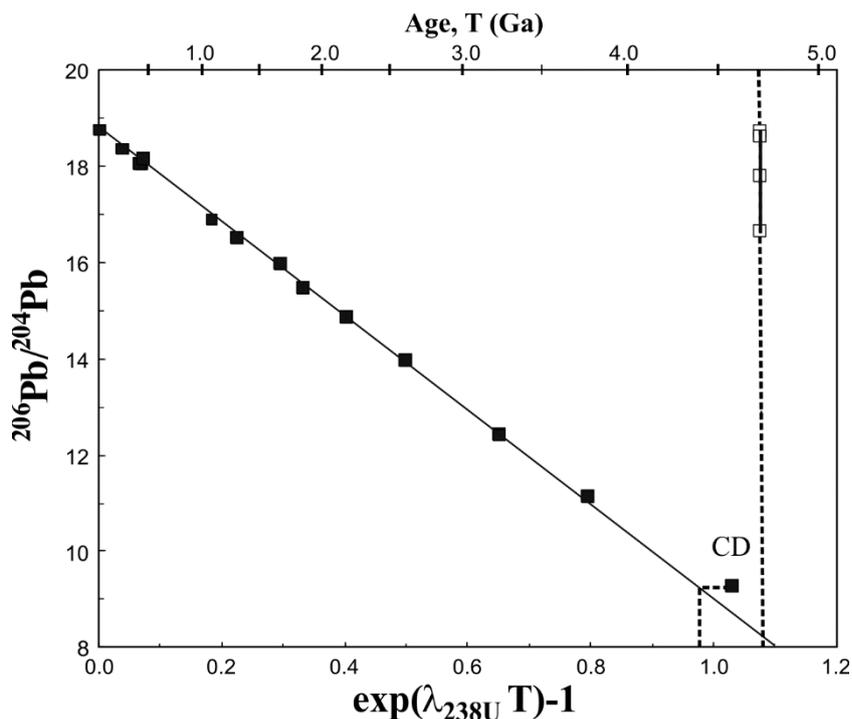


Рис. 2. Эволюция изотопного отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в галенитах.

Если принять полученные данные реальными, то необходимо откорректировать хронологическую последовательность событий и процессов планетарной аккреции. В принятой модели она выглядит следующим образом: атомарное облако, молекулярное облако, пыль, образование планетозималей и зародышей (последние по размеру могут быть больше Луны), сегрегация планетозималей, приводящая к выделению силикатной и железо-никелевой составляющих. В процессе аккреции железоникелевая составляющая обеспечивает образование земного железо-никелево-серного ядра (Fe–Ni–S). Отметим, что аналогичная формула справедлива для сульфидов, что исключает необходимость образования промежуточных тел (планетозималей). Земное ядро начинает строиться непосредственно из сульфидов, и только через ~100 млн лет в процесс аккреции включается классическая силикатная модель. Вопрос о сульфидной и силикатной доле остается открытым.

Сульфидно-силикатная модель поможет решить проблему детритовых цирконов с возрастом 4463 млн лет (Ge et al., 2018), увеличивая вдвое до ~200 млн лет возрастное «окно» для нескольких процессов нижнего Хадея: интенсивная метеоритная бомбардировка и образование Луны, образование океана магмы с глубиной 300–2000 км, образование силикатной коры, обеспечивающей возникновение детритовых цирконов.

Работа выполнена в институте геологии и геохронологии докембрия РАН в рамках темы НИР FMUW-2022-0005.

Литература

Лобач-Жученко С.Б., Балаганский В.В., Корешкова М.Ю., Лохов К.И., Балтыбаев Ш.К., Степанюк Л.М., Егорова Ю.С., Сергеев С.А., Капитонов И.Н., Галанкина О.Л., Богомолов Е.С., Бережная Н.Г., Сукач В.В. Палеоархейские ортопироксениты Побужской гранулитно-гнейсовой области Украинского щита // Докл. АН. 2017. Т. 474. № 6. С. 731–736.

Albarede F. Volatile accretion history of the terrestrial planets and dynamic implications // Nature. 2009. V. 461. P. 1227–1233.

Ge R., Wilde S.A., Nemchin A.A., Whitehouse M.J., Bellucci J.J., Erickson T.M., Frew A. and Thern E.R. A 4463 Ma apparent zircon age from the Jack Hills (Western Australia) resulting from ancient Pb mobilization // Geology. 2018. V. 46. №. 4. P. 303–306.

Tera F and Wasserburg G.J. U–Th–Pb Systematics in lunar highland samples from the Luna 20 and Apollo 16 missions // Earth Planet. Sci. Lett. 1972. V. 17. P. 36–51.

ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ СНОСА ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД КЕБЕКТИНСКОЙ СЕРИИ УГУЙСКОГО ГРАБЕНА, АЛДАНСКИЙ ЩИТ

**В.В. Бортников^{1,*}, В.П. Ковач¹, А.В. Самсонов², А.Б. Котов¹, Е.В. Адамская¹,
В.Н. Подковыров¹, К.Г. Ерофеева², Ю.В. Плоткина¹, А.М. Федосеенко¹**

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург,

*e-mail: vbtrnk@gmail.com

²Институт геологии рудных месторождений, петрографии минералогии и геохимии РАН, Москва

Проблема возраста, источников, механизмов формирования и эволюции континентальной коры в раннем докембрии относится к числу наиболее актуальных и дискуссионных проблем современной геологии и петрологии. Научная значимость решения проблемы происхождения палеопротерозойских осадочных комплексов определяется тем, что они являются существенным компонентом докембрийской континентальной коры, источником информации о возрасте и составе источников сноса осадочных пород, которые могут быть «скрыты» более молодыми перекрывающими комплексами или эродированы.

В легенде Государственной геологической карты РФ масштаба 1:1000000 (Государственная..., 2015) осадочные породы кебектинской серии Угуйского грабена отнесены к позднекарельскому улканскому горизонту и сопоставляются с кеменской серией удоканского комплекса Кодаро-Удоканского прогиба. В то же время уникальная для

палеопротерозоя сохранность пород кебектинской серии, практически не претерпевших метаморфизм, петрохимические характеристики, а также особенности геологического строения, рассматриваются многими исследователями как основание для их отнесения к мезо- или неопротерозою (Сочава, 1986; Латышева и др., 2018).

Угуйский грабен (грабен-синклиналь по (Петров, 1976)) расположен в центральной части Чаро-Олекминского геоблока Алданского щита на водоразделе рек Токко и Чаруода. В его разрезе выделяют (снизу-вверх) салаткинскую, чаруодинскую и кебектинскую серии (Государственная..., 2015). Породы салаткинской и чаруодинской серий залегают с резким угловым несогласием и корами выветривания на преимущественно мезоархейских тоналит-трондьемитовых гнейсах (ТТГ) и гранитоидах олекминского комплекса. Нижняя часть разреза кебектинской серии (до 500 м) представлена песчаниками, нередко глинистыми, углистыми, со слоями конгломератов, фангломератов, граувакк и алевролитов. Присутствуют медистые песчаники, в разрезе отмечаются линзы доломитов и песчаников. Средняя часть (до 500 м) – песчаники красноцветные с линзующимися слоями сероцветных песчаников, в том числе медистых и хромсодержащих, ниже – линзы фангломератов и мергелей. Верхняя часть разреза (до 700 м) сложена песчаниками полевошпат-кварцевыми и кварцевыми с линзами алевролитов, гравелитов, медистых песчаников, реже аргиллитов, дресвяников и песчаников конгломератовидных. Отложения кебектинской серии и окружающие их архейские гнейсы и гранитоиды прорваны дайками долеритов сулуматского комплекса с возрастом 1874 ± 4 млн лет (U–Pb по бадделеиту, ID-TIMS), что определяет верхнюю возрастную границу накопления пород серии (Ковач и др., 2023).

По петрографическим и петрохимическим особенностям песчаники кебектинской серии соответствуют аркозам. Малая степень окатанности обломочных зёрен кварца, полевых шпатов, плагиоклаза и присутствие обломков горных пород, а также наличие субидиоморфных зёрен детритового циркона, указывают на преобладание проксимальных областей сноса. Геохимические характеристики песчаников свидетельствуют об их накоплении в пресноводном бассейне в условиях аридного климата при размыве источников преимущественно кислого состава.

Песчаники кебектинской серии Угуйского грабена характеризуются величинами $\epsilon_{Nd}(1.87)$ от -3.7 до -11.1 и значениями Nd модельного возраста $t_{Nd}(DM)$ преимущественно в интервале 2.9–2.6 млрд лет, для одного образца получена оценка $t_{Nd}(DM) = 3.2$ млрд лет. На диаграмме « $\epsilon_{Nd}(t)$ – Возраст» поле эволюции изотопного состава Nd песчаников кебектинской серии частично перекрывает и находится выше поля эволюции изотопного состава Nd тоналит-трондьемитовых ортогнейсов олекминского комплекса и гранитов Чаро-Олекминского геоблока (Сальникова и др., 1996). Таким образом, источниками песчаников кебектинской серии могли являться как окружающие грабен породы олекминского комплекса и архейские гранитоиды, так и породы с более «ювенильными» Nd изотопными характеристиками.

U–Th–Pb LA-ICP-MS геохронологические исследования детритового циркона выполнены в ИГГД РАН на ICP масс-спектрометре ELEMENT XR, оснащённом системой лазерной абляции NWR-213 с камерой TwoVolumeTwo. Полученные для циркона из 6 проб песчаников конкордантные оценки возраста находятся в интервалах 1986–2060, 2085–2199, 2515–2585, 2721–2792, 2798–2848, 2904–2964 и 2984–3049 млн лет с максимумами на кривой относительной вероятности возрастов около 2.01 ($n = 51$), 2.14 ($n = 9$), 2.54 ($n = 86$), 2.74 ($n = 14$), 2.81 ($n = 14$), 2.93 ($n = 13$) и 3.01 ($n = 16$) млрд лет. Единичные зёрна циркона имеют конкордантные оценки возраста в интервалах 2080–2484, 2612–2698 и 2832–2962 млн лет. Для одного зерна циркона получена оценка возраста 3274 ± 14 млн лет, и ещё для одного – 1911 ± 22 млн лет. Таким образом, максимальный возраст накопления песчаников кебектинской серии составляет приблизительно 2.01 млрд лет, а ее возраст находится в интервале 2.01–1.87 млрд лет.

Источниками сноса песчаников кебектинской серии являлись мезоархейские ТТГ и гранитоиды олекминского комплекса, неоархейские рассланцованные граниты,

гранитоиды чародоканского и нелюкинского комплексов, а также не установленные на современном эрозионном срезе в Чаро-Олекминском геоблоке породы палеопротерозойского возраста (2.14–2.01 млрд лет). Детритовый циркон имеет степень окатанности от плохой до хорошей, что позволяет предполагать как проксимальные, так и дистальные области сноса. Морфологические особенности детритового циркона свидетельствует о преобладающем вкладе магматических пород при подчиненном участии пород высокометаморфизованных комплексов.

Предполагается, что накопление песчаников могло происходить в сублитеральной и умеренной глубоководной части шельфа эпикратонного бассейна (Миرونюк и др., 1971), в континентальных условиях (континентальная или позднеорогенная моласса) (Федоровский, 1972), в обстановках рифтогенеза (Латышева и др., 2018). В работе И.В. Латышевой предполагается существенная роль ледникового переноса в накоплении кебектинской серии и считается, что это ледниковое событие было связано с глобальным оледенением Рэпитен (717–662 млн лет; Halverson et al., 2007). Полученные данные позволяют уточнить эту точку зрения и определить возраст события в интервале 2.01–1.87 млрд лет. По возрасту оно коррелируется с событиями около 1.9–1.8 млрд лет в Австралии и Швеции и отвечает А-типу оледенений, связанных с формированием суперконтинента Колумбия/Нуна. В то же время можно предполагать, что накопление базальных частей разреза Угуйского грабена происходило в межгорных впадинах и не было связано с глобальным оледенением. Ещё одним предположением является поступление ледникового материала во внутриконтинентальный бассейн растяжения на стадии коллапса палеопротерозойского орогена (Гладкочуб и др., 2020).

Литература

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. 14. № 4. С. 664–671.

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., Самсонов А.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Адамская Е.В., Бортников В.В., Степанова А.В., Ерофеева К.Г., Плоткина Ю.В., Федосеенко А.М., Сковитина Т.М. Аркозовые песчаники кебектинской серии Угуйского грабена (Алданский щит): возраст, источники и обстановки накопления // Докл. АН. 2023 (в печати).

Латышева И.В., Шацилло А.В., Рудько Д.В., Федюкин И.В. Базальные горизонты кебектинской серии Угуйского грабена: проблема происхождения и возраста // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научной конференции. Вып. 16. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2018. С. 159–162.

Миرونюк Е.П., Любимов Б.К., Магнушевский Э.Л. Геология западной части Алданского щита // М.: Недра. 1971. 236 с.

Петров А.Ф. Докембрийские орогенные комплексы запада Алданского щита. // Новосибирск, "Наука". 1976. 120 с.

Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Котов А.Б., Немчин А.А. Этапы формирования континентальной коры западной части Алданского щита: Sm-Nd систематика гранитоидов // Петрология. 1996. Т. 4. № 2. С. 115–130.

Сочава А. В. Петрохимия верхнего архея и протерозоя запада Витимо-Алданского щита // Отв. ред. Ю. М. Соколов. Ленинград: Наука. 1986. 142 с.

Федоровский В.С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. // М.: Наука. 1972. 130 с.

Halverson G.P., Dudas F.O., Maloof A.C., Bowring S.A. Evolution of the $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ composition of Neoproterozoic seawater // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2007. V. 256. P. 103–129.

СРЕДНЕУРИНСКАЯ АССОЦИАЦИЯ ОРГАНОСТЕННЫХ МИКРОФОССИЛИЙ (НИЖНИЙ ВЕНД ПАТОМСКОГО БАСЕЙНА СИБИРИ)

Н.Г. Воробьева*, П.Ю. Петров

Геологический институт РАН, Москва, *e-mail: keltma@mail.ru

Постгляциальные отложения нижнего венда Патомского бассейна включают богатые ассоциации микрофоссилий, главными из которых являются разнообразные акантоморфные акритархи, представлявшие фитопланктонное население бассейнов того времени и отражающие важный этап диверсификации эукариот, предшествующий появлению эдиакарских животных. На сегодняшний день, эдиакарские акантоморфиты являются значимым и пока единственным биостратиграфическим инструментом для построения глобальной биостратиграфической шкалы раннего эдиакария.

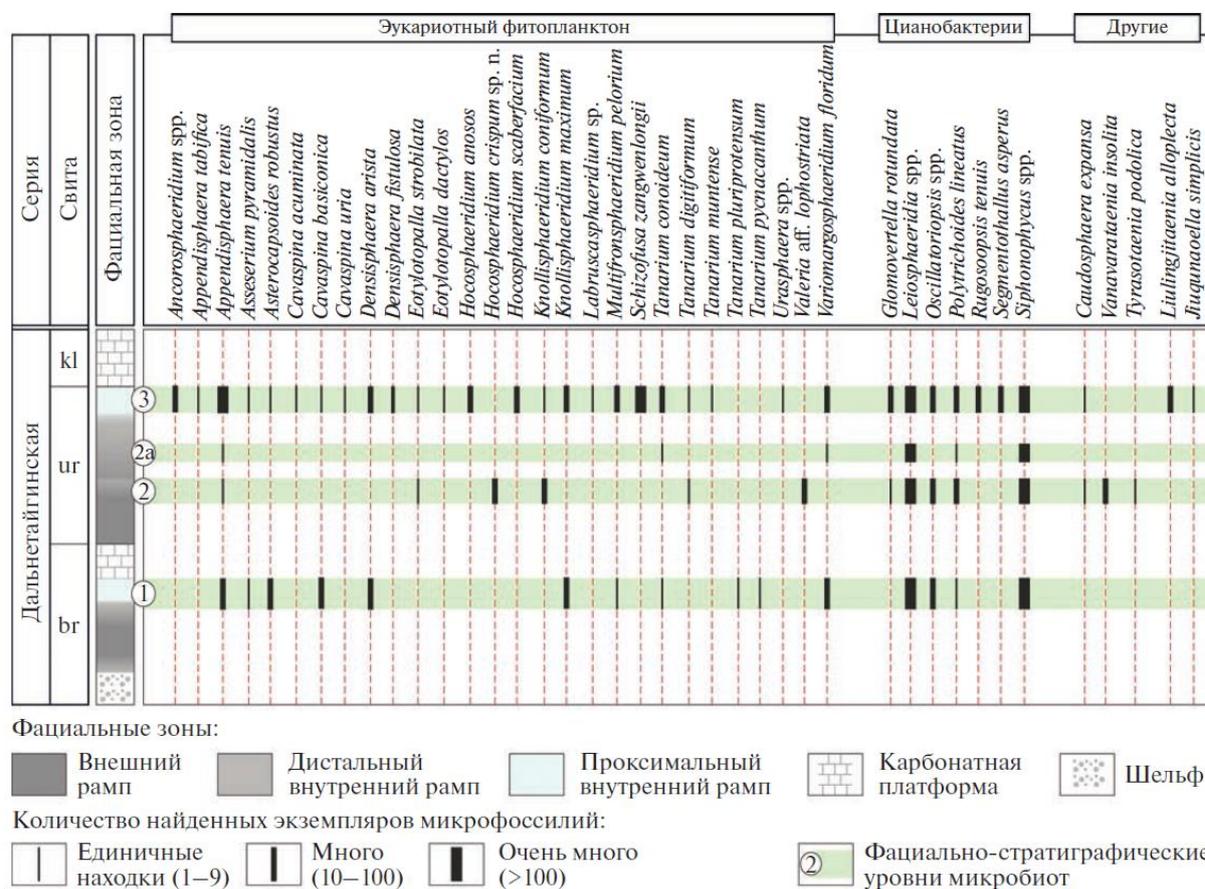


Рис. 1. Стратиграфия, фациальные зоны и уровни ископаемых микробиот в разрезе дальнетайгинской серии Уринского поднятия.

Фациально-стратиграфические уровни микробиот: 1 – баракунский, по (Воробьева, Петров, 2020); 2 – среднеуринский, настоящая работа; 2a – уровень с единичными находками микрофоссилий в наиболее дистальной части рамп, по (Воробьева, Петров, 2020); 3 – верхнеуринский, по (Sergeev et al., 2011; Moczyłowska, Nagovitsin, 2012), с изменениями и дополнениями. Свиты: br – баракунская, ur – уринская, kl – каланчевская.

До недавнего времени, находки органостенных микрофоссилий дальнетайгинской серии были известны лишь из 20-ти метровой пачки аргиллитов, залегающих в кровле уринской свиты (Sergeev et al., 2011; Moczyłowska, Nagovitsin, 2012), а также на ряде уровней в нижележащей баракунской свите (Воробьева, Петров, 2020) (рис. 1). Здесь мы

представляем новую и специфичную органостенную микробиоту из средней части уринской свиты, интерпретируем палеобиологическую природу ее представителей и закономерности их фациального распространения в Дальнетайгинском бассейне.

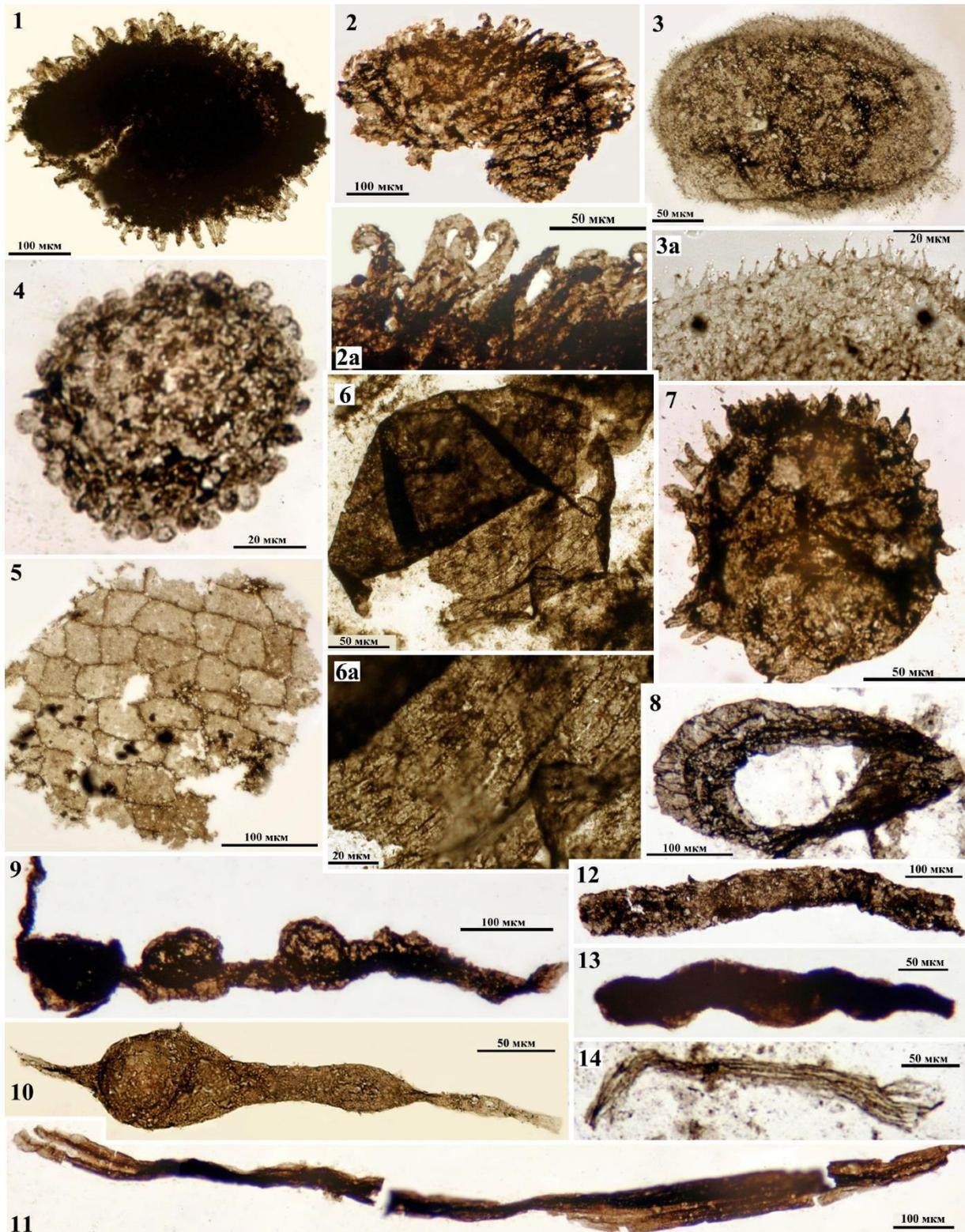


Таблица I. Микрофоссилии уринской свиты 1, 2 – *Hocosphaeridium crispum* sp. nov.; 3 – *Knollisphaeridium coniformum*; 4 – *Eotylotopalla strobilata*; 5 – Микроостатки предположительно красных водорослей; 6 – *Valeria* aff. *lophostriata*; 7 – *Tanarium digitiformum*; 8 – *Glomovertella rotundata*; 9 – *Vanavarataenia insolita*; 10 – Трубчатый таллом нерегулярной ширины; 11 – *Tyrasotaenia podolica*; 12, 13 – бесструктурные трубчатые и лентовидные талломы; 14 – *Polytrichoides lineatus*.

В изученной ассоциации акантоморфные акритархи составляют около 10% от всей выборки. Среди них доминируют *Hocosphaeridium crispum* sp. nov. (2,8%) (табл. I.1–2) и *Knollisphaeridium coniformum* (7,5%) (табл. I.3–3a). В единичном количестве присутствуют *Appendisphaera tenuis*, *Eotylotopalla strobilata* (табл. I.4) и *Tanarium digitiformum*. Вместе с тем, сфероморфные акритархи здесь являются наиболее многочисленной группой микрофоссилий. Значительная часть сфероморфит (40 % от всей выборки) принадлежит видам *Leiosphaeridia* spp. и *Simia nerjenica*, а также стриадным оболочкам *Valeria lophostriata* (табл. I.6), которые представляют собой первые массовые находки подобных форм в отложениях нижнего венда с возрастом около 580 млн лет. Значительный стратиграфический интервал их распространения подтверждает предположение Х. Хофмана (Hofmann, 1999), что *Valeria* может представлять целый класс организмов, а не один биологический вид. Характерной особенностью среднеуринской ассоциации является преобладание (более 45%) разнообразных нитчатых форм (табл. I.8–11), а также присутствие единичных фрагментов пленок с крупными клетками (табл. I.5). Похожие пленки из формации Доушаньтуо были интерпретированы как возможные флоридиевые красные водоросли (Shang, Liu, 2022).

Сравнительный анализ таксономического состава различных ассоциаций дальнетайгинской серии (рис. 1) позволяет сделать некоторые предположения о фациальном распределении сообществ в палеобассейне. Среди представителей эукариотного фитопланктона только три вида: *Appendisphaera tenuis*, *Knollisphaeridium taxitum* и *K. coniformum* имели широкое латеральное распространение. Ареал всех остальных видов был ограничен проксимальной зоной внутреннего рампа. Цианобактериальные сообщества напротив занимали весь фациальный ряд и только два вида: *Rugosoopsis tenuis* и *Segmentothallus asperus* были ограничены проксимальными фациями. Массовое появление обитателей мелководья *Vanavarataenia*, *Tyrasotaenia* и *Valeria* могло быть связано с переносом этих остатков из прибрежной зоны бассейна. Такой перенос был возможен в отсутствие обширных карбонатных платформ, еще не сформировавшихся в среднеуринское время. В целом, фациальный тренд распространения ассоциаций микрофоссилий дальнетайгинского бассейна является частью общего тренда от мелководных бассейнов внутренних районов Сибирской платформы к глубоководным перикратонным бассейнам Патомской зоны (Наговицин, Кочнев, 2015). Все рассмотренные ассоциации дальнетайгинской серии отражают единый среднеэдиакарский этап эволюции эукариотного фитопланктона и могут рассматриваться в рамках единой комплексной биозоны внутри временного интервала 580–570 млн лет.

Исследования проведены в соответствии с планами научно-исследовательской работы ГИН РАН, тема FMMG-2023-0004.

Литература

Воробьева Н.Г., Петров П.Ю. Микробиота баракунской свиты и биостратиграфическая характеристика дальнетайгинской серии: ранний венд Уринского поднятия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 4. С. 26–42.

Наговицин К.Е., Кочнев Б.Б. Микрофоссилии и биофаии вендской ископаемой биоты юга Сибирской платформы // Геол. и геофизика. 2015. Т. 56. № 4. С. 748–760.

Hofmann Y.J. Global distribution of the Proterozoic sphaeromorph acritarch *Valeria lophostriata* (Jankauskas) // Acta Micropalaeontologica Sinica. 1999. V. 16(3). p. 215–224 (chi).

Moczyłowska M., Nagovitsin K.E. Ediacaran radiation of organic-walled microbiota recorded in the Ura Formation, Patom Uplift, East Siberia // Precambrian Res. 2012. V. 198–199. P. 1–24.

Sergeev V.N., Knoll A.H., Vorob'eva N.G. Ediacaran microfossils from the Ura Formation, Baikal-Patom Uplift, Siberia: taxonomy and biostratigraphic significance // J. Paleontol. 2011. V. 85. № 5. P. 987–1011.

Shang X., Liu P. Diverse multicellular algae from the early Ediacaran Doushantuo chert nodules and their palaeoecological implications // Precamb. Res. 2022. V. 368. 106508.

ВОЗРАСТ ЦИРКОНА ИЗ ГНЕЙСОВ АЦГАРИНСКОГО КОМПЛЕКСА ЗАПАДНОГО СЕГМЕНТА БОЛЬШОГО КАВКАЗА: СВИДЕТЕЛЬСТВА ПЕРИ-ГОНДВАНСКОЙ ПРИРОДЫ ПРОТОЛИТА

В.Ю. Герасимов¹, Н.Б. Кузнецов², В.А. Лаврищев³

¹ Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН, Москва

² Геологический институт РАН, Москва; e-mail: kouznikbor@mail.ru

³ ПАО «Кавказгеолсъемка», г. Ессентуки

В современной структуре Большого Кавказа (**БК**) выделяют несколько крупных тектонических элементов. Центральное положение занимает антиклинорий **БК**. В его ядре из-под мезозойских (главным образом юрских, реже триасовых) образований во многих местах выступают разнородные палеозойские и докембрийские комплексы. Часть из них метаморфические. В ранних работах по геологии **БК** (Герасимов, 1929) эти метаморфиты относили к протерозою и/или даже к архею. Однако геохронологические исследования последних десятилетий (Сомин и др., 2006; Somin, 2011; Герасимов и др., 2010; Герасимов и др., 2020) свидетельствуют о том, что протолит значительной части метаморфитов, распространенных в ядре антиклинория **БК**, сформирован в самом конце докембрия и палеозое. Результаты выполненных термодинамических расчетов свидетельствуют о том, что температурный пик регионального метаморфизма гнейсово-сланцевых комплексов ядра антиклинория **БК** проявлен на рубеже девона и силура (Герасимов и др. 2004; 2015; 2020). Во внутренней структуре метафорических комплексов **БК** в некоторых случаях выделены, оконтурены и датированы тела метагранитоидов. Так, было установлено, что возраст акцессорного магматогенного циркона метагранитов, участвующих в строении блыбского метаморфического комплекса, – 550–570 млн лет (Камзолкин и др., 2018).

Мы провели петрографическое, петрохимическое и геохронологическое изучение гнейсов ацгаринского метаморфического комплекса, участвующего в строении структурного основания западного сегмента ядра антиклинория **БК**. Ацгаринский (иногда его именуют – речепстинский) метаморфический комплекс слагает отдельные тектонические пластины, «разбросанные» по простиранию ядра антиклинория **БК** от Архыза на востоке до хребта Дженту и бассейна р. Белой на западе.

Многочисленные K–Ar датировки метапород ацгаринского комплекса, с учетом термохронологических реконструкций, указывают на додевонский возраст метаморфизма (410–430 млн лет). На это же указывают и прямые датировки неметаморфизованных магматических даек лампрофиров, секущих метаморфические сланцы ацгаринского комплекса. По роговой обманке из этих даек получен K–Ar возраст около 400 млн лет (Шенгелиа и др., 1991).

Один из фрагментов ацгаринского комплекса, представленный чередованием гнейсов и сланцев, расположен в районе впадения в р. Белая ее левого притока р. Киша. Здесь в береговом обнажении р. Киша из мелкозернистых гнейсов отобрана проба 13-5-6. Ее петрографическое изучение показало, что первичный парагенезис Pl-Bt-Ser-Chl-Qtz сформирован при региональном метаморфизме в условиях биотитовой ступени фации зеленых сланцев. Некоторые первичные минералы гнейса сильно изменены, гнейсовидная текстура породы сформирована во многом за счет образования вторичных минералов (хлоритизация биотита и сосюритизация плагиоклаза) на ретроградной стадии регионального метаморфизма. Силикатный анализ выполнен методом атомной абсорбции в аккредитованной испытательной лаборатории АО «Кавказгеолсъемка». Содержание кремнезема в гнейсе – 58.4 %. По соотношению содержаний кремнезема и оксидов щелочных металлов можно заключить, что протолитом изученной породы было вещество зрелой континентальной коры с существенной доминантой сиалического материала.

Из пробы 13-5-6 выделена монофракция циркона. Из нее вручную отобрано 32 зерна размером 100–200 мкм, которые были имплантированы в оксидную шашку и приполированы. Приполированные зерна изучены с помощью оптического и электронного микроскопов. Анализ оптических и электронных (катодо-люминесцентных – **CL**) изображений зёрен циркона показал, что примерно половина зёрен – это окатанные кристаллы, в которых сохранена концентрическая зональность первичного роста кристаллов или секториальная зональность. Другая половина зерен – это обломки таких же, но более крупных кристаллов. Регенерационные каймы зёрен, которые могли бы быть указанием на вторичный метаморфогенный рост и/или перекристаллизацию циркона, не выявлены. Все это указывает на то, что выделенный из ацгаринских гнейсов пробы 13-5-6 циркон – это детритовые зёрна циркона, унаследованные из протолита гнейсов без значительных изменений. По результатам визуального анализа **CL** изображений выбрано 16 зёрен для $U-Pb$ датирования, которое выполнено (аналитик Лепехина Е.Н.) в ЦИИ ВСЕГЕИ на ионном микрозонде SHRIMP-II по стандартной методике. По каждому зерну сделан один анализ.

Только один анализ показал высокую степень дискордантности ($D=50\%$), 3 анализа показали умеренную дискордантность ($D=10\div 13\%$), остальные 12 анализов конкордантны ($|D| \leq 6\%$) и попадают в возрастной диапазон 530–3350 млн лет. Группа из 6 самых молодых датировок формирует два кластера (по три датировки в каждом) ~530 и ~553 млн лет. Остальные датировки соответствуют палеопротерозою и архею.

Наличие раннекембрийских зёрен циркона в изученных ацгаринских гнейсах может означать, что протолит этих гнейсов в соответствии с текущей версией (июнь 2023 г.) Международной хроностратиграфической шкалы имеет возраст не древнее начала второй стадии (Stage 2) терренувийской эпохи (Terreneuvian) раннего кембрия.

Полученные новые петрографические, петрохимические, петрологические (термодинамические) и геохронологические данные по пробе 13-5-6 соответствуют представлениям о том, что изученные зерна циркона в раннем палеозое (не раньше позднего терренувия) попали в осадок, из которого была сформирована осадочная порода, из которой в среднем палеозое в условиях регионального метаморфизма фации зеленых сланцев были образованы гнейсы ацгаринского метаморфического комплекса. Всего 1 сильно дискордантная датировка циркона из 16 указывает на незначительные в целом потери радиогенного свинца в ходе метаморфического события(й).

Среди 6 древних датировок 2 – палеоархейские (3.2 и 3.35 млрд лет). Хотя кристаллические комплексы с такими возрастными чрезвычайно редки по миру, полученный набор архейских возрастов не позволяет определить, какие кратонные блоки (фрагменты Гондваны или Балтики) были первичным источником циркона для ацгаринских гнейсов. Палеоархейские малообъемные кристаллические комплексы известны как в кратонных блоках Гондваны (Barbosa et al., 2020 и др.), так и Балтики (Slabunov et al., 2006 и др.). Циркон с архейским и палеоархейским возрастом выявлен в древних осадочных толщах Балтики (Кузнецов, Романюк, 2021) и чехлах континентов Гондванской группы и их блоках (Kröner, Sengör, 1990).

Однако шесть самых молодых датировок соответствуют возрасту комплексов, сформированных в результате панафриканской и кадомской (авалонской) орогений. Кристаллические породы с такими возрастными широко представлены в Пери-Гондванских террейнах, которые в палеозое были причленены к южной окраине Балтики (Кузнецов, Романюк, 2021), но не типичны для ее докембрийских комплексов.

До нашей работы уже существовали представления о Пери-Гондванской природе протолита комплексов структурного основания Центрального и Восточного Кавказа. Нами впервые получены фактические данные, позволяющие «протянуть» полосу блоков Пери-Гондванского происхождения, слагающих структурное основание антиклинория **БК**, до самого его западного края на Западный Кавказ.

Исследования проведены в соответствии с темой гос. задания ГИН РАН.

Литература

- Герасимов А.П. К вопросу о возрасте древнейших свит Северного Кавказа // Известия Геологического комитета. 1929. Т.48. №7. С. 919–929.
- Герасимов В.Ю., Гаранин В.К., Письменный А.Н., Энна Н.Л. Новые данные о проявлении мезозойского магматизма в Бечасынской зоне Большого Кавказа и оценка возраста регионального метаморфизма // Вестн. Моск. ун-та. 2015. № 4. С. 62–73.
- Герасимов В.Ю., Лебедев В.А., Аракелянц М.М., Письменный А.Н. Термохронологическое моделирование возраста метаморфизма андалузитовых сланцев Кавказа // Тезисы докладов XVII Симпозиума по геохимии изотопов имени академика А.П. Виноградова: Москва. ГЕОХИ. 2004. с.61–62.
- Герасимов В.Ю., Письменный А.Н., Энна Н.Л. Цирконометрия метагранитоидов кристалликума Большого Кавказа // Магматизм и метаморфизм в истории Земли. Материалы XI Всероссийского петрографического совещания. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2010. Том 1. С. 167–168.
- Герасимов В.Ю., Снежко В.А., Мозар Д., Письменный А.Н., Энна Н.Л., Ульянов А.А. Цирконометрия и термохронология мигматизированных гнейсов гондарайского метаморфического комплекса Большого Кавказа // Вестник Московского Университета. 2020. №4. С. 30–44.
- Камзолкин В.А., Латышев А.В., Видяпин Ю.П., Сомин М.Л., Смутьская А.И., Иванов С.Д. Поздневендские комплексы в структуре метаморфического основания Передового хребта Большого Кавказа // Геотектоника. 2018. №3. С. 42–57.
- 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.
- Сомин М.Л., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Левченков О.А., Письменный А.Н., Яковлева С.З. Палеозойские породы в инфраструктуре метаморфического фундамента Главного хребта Большого Кавказа // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т.14. №5. С. 16–27.
- Шенгелиа Д.М., Кориковский С.П., Чичинадзе Г.Л., Мгалоблишвали И.З., Кахадзе Р.Г., Попарадзе Н.Г., Сомин М.Л., Потаменко Ю.Я., Кецховели Д.Н., Окросцваридзе А.В., Шенгелиа М.Д., Цуцунава Т.Н., Герасимов В.Ю., Перчук А.Л. Петрология метаморфических комплексов Большого Кавказа. М.: Наука, 1991. 232 с.
- Barbosa N., Menezes Leal A.B., Debruyne D., Bastos Leal L.R., Barbosa N.S., Marinho M., Mercês L., Barbosa J.S., Koproski L.M. Paleoarchean to Paleoproterozoic crustal evolution in the Guanambi-Correntina block (GCB), North São Francisco Craton, Brazil, unraveled by U-Pb Geochronology, Nd-Sr isotopes and geochemical constraints // Precambrian Research. 2020. V. 340, 105614.
- Kröner A., Sengör A.M.C. Archean and Proterozoic ancestry in late Precambrian to early Paleozoic crustal elements of southern Turkey as revealed by single-zircon dating // Geology. 1990. N 18. P. 1186–1190.
- Slabunov A.I., Lobach-Zhuchenko S.B., Bibikova E.V., Sorjonen-Ward P., Balagansky V.V., Volodichev O.I., Shchipansky A.A., Svetov S.A. The Archaean nucleus of the Fennoscandian (Baltic) Shield // Geological Society London Memoirs 32(1). P. 627–644.
- Somin M.L. Pre-Jurassic basement of the Greater Caucasus: Brief overview // Turkish J. Earth Sci. 2011. V.20. P.545–610.

БИОСТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕВЕНДСКИХ-НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ НА ПРИМЕРЕ ИЗУЧЕНИЯ РАЗРЕЗА СКВ. ТАЙЦЫ-2

Е.Ю. Голубкова^{1,*}, Е.А. Кушим¹, Е.Г. Раевская², И.М. Бобровский³, Т.С. Зайцева¹,
О.К. Каурова¹, Е.Г. Довжикова⁴, Ю.Н. Савельева⁵

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: golubkovaeyu@mail.ru

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

³Helmholtz-Zentrum Potsdam Deutsches GeoForschungsZentrum, Потсдам, Германия

⁴Ухтинский государственный технический университет, Ухта, Россия

⁵Апрелевское отделение ФГБУ Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной
институт, Москва, Россия

Благодаря интенсивным палеонтологическим исследованиям на северо-западе России в последние годы удалось обновить биостратиграфическую характеристику верхневендских отложений, а также на качественно новом уровне обосновать выделение редкинского и котлинского региональных горизонтов (Голубкова и др., 2020, 2021). В противоположность этому, сведения о распространении ископаемых остатков в раннекембрийское время все еще имеют отрывочный характер, что затрудняет привлечение палеонтологических данных для определения положения границы докембрия–кембрия в регионе. В этой связи скв. Тайцы-2, пробуренная в центральной части Ленинградской области, представляет значительный интерес, так как вскрывает непрерывный разрез верхневендских–нижнекембрийских сероцветных терригенных отложений, перспективных для изучения ископаемых организмов.

В результате литологического и палеонтологического исследования в разрезе скв. Тайцы-2 были выделены василеостровская свита котлинского горизонта верхнего венда, а также ломоносовская, сиверская свиты ровенского–лонтоваского горизонтов и люкатиская свита одноименного горизонта нижнего кембрия (Состояние..., 2008).

Было проведено изучение монофракции глобулярного слоистого силиката глауконит-иллитового ряда (ГСС) сиверской свиты (гл. 138.8 м) комплексом минералого-кристаллохимических и изотопно-геохронологических методов. Анализ кристаллической структуры ГСС показал, что минерал претерпел изменения на постдиагенетическом этапе своего формирования. Соответственно, полученная датировка 457 ± 3 млн лет (Rb–Sr метод) не имеет стратиграфического смысла, так как отражает возраст более поздних геологических событий, произошедших в ордовикское время. Видимо, эти же события привели к «омоложению» возраста ГСС из люкатиской, тискреской, тебрской, вирбалисской и тебрской свит нижнего–среднего кембрия Прибалтики (Ивановская и др., 2023).

Анализ вертикального распределения ископаемых организмов позволил установить пять ассоциаций. Первая котлинская ассоциация с *Aataenia reticularis* выявлена в нижней подсвите василеостровской свиты (инт. 317.7–286.3 м). На этом уровне распространены акритархи родов *Leiosphaeridia*, *Pterospermopsimorpha* и нитчатые микрофоссилии, близкие к цианобактериям *Aataenia reticularis*, *Siphonophycus* sp.

В нижней части верхней подсвиты василеостровской свиты (инт. 279.3–249.2 м) обнаружена вторая котлинская ассоциация с *Vendotaenia antiqua*–Gen. et sp. indet. 1. В ее составе определены вендотениевые водоросли *Vendotaenia antiqua*, *Tyrasotaenia podolica*, акритархи *Leiosphaeridia* sp., *Pterospermopsimorpha* sp., актиномицеты *Primoflagella speciosa*, цианобактерии *Aataenia reticularis*, *Oscillatoriopsis* sp., *Siphonophycus* sp., трубчатые образования, близкие к *Kanilovia* sp., спирально-свернутые фрагменты *Cochleatina* sp. и разнообразные делящиеся оболочки. К новым, не описанным пока таксонам, отнесены линейно-вытянутые фрагменты, орнаментированные зубчиками-чешуйками Gen. et sp. indet. 1 и двухслойные трубчатые образования с булавовидным расширением на одном из окончаний Gen. et sp. indet. 2. Последние два таксона обнаружены нами также в котлинском

горизонте скв. Северо-Полоцкая Беларуси (Голубкова и др., 2022 и не опубликованные данные), что указывает на высокий биостратиграфический потенциал этих микрофоссилий.

Третья котлинская ассоциация с *Bicuspidata fusiformis*–*Vanavarataenia insolita* распространена в верхней части верхней подсвиты василеостровской свиты, в инт. 233–170 м. На этом стратиграфическом уровне обнаружены акритархи *Leiosphaeridia* sp., *Pterospermopsimorpha* sp., цианобактерии *Aataenia reticularis*, *Bicuspidata fusiformis*, *Oscillatoriopis* sp., *Siphonophycus* sp., нитчатые микрофоссилии *Pomorina rhomboidalis*, грибоподобные образования *Vanavarataenia insolita*, крупные сферические и овальные оболочки, находящиеся на разной стадии деления, а также зафиксированные на органических пленках новые ветвящиеся микрофоссилии с характерными сферическими образованиями на нитях Gen. et sp. indet. 3. Последний вид обнаружен также в верхней части котлинского горизонта скв. Северо-Полоцкая Беларуси (Голубкова и др., 2022).

Четвертая нижнекембрийская (ровенский–лонтоваский горизонты) ассоциация с *Ceratophyton* sp.–*Teophipolia lacerata* выявлена в ломоносовской и сиверской свитах (инт. 167.9–41 м). Отсюда определены акритархи *Leiosphaeridia* sp., ex. gr. *Granomarginata*–*Leiomarginata*, цианобактерии *Siphonophycus* sp., *Oscillatoriopis* sp., предполагаемые актиномицеты *Primoflagella* sp., грибоподобные формы *Vanavarataenia* sp., спирали *Cochleatina* sp., овальные оболочки с отверстием *Teophipolia lacerata*, колониальные формы *Synsphaeridium* sp., *Symplastosphaeridium* sp., трубчатые образования *Platysolenites antiquissimus*, *Sabellidites cambriensis*, перистожаберные животные *Sokoloviina costata*, предполагаемые фрагменты членистоногих и некоторые новые, не описанные пока микрофоссилии. В нижней части разреза широко распространены разнообразные по морфологии роговидно изогнутые микрофоссилии *Ceratophyton* sp., некоторые из которых интерпретируются как скалиды кутикулярных животных скалидофор или сопоставляются с хетогнатами (протоконодонты) (Slater et al., 2018 и др.). Последние относительно недавно были описаны как *Protoherzina compressa*. Для этого стратиграфического интервала характерны пиритизированные следы ползания и объемные слепки ходов илороющих животных.

Пятая ассоциация с *Heliosphaeridium dissimulare* – *Globosphaeridium cerinum* – *Archaeodiscina umbonulata* обнаружена на гл. 35.8 м. Помимо проходящих снизу *Leiosphaeridia* spp., *Pterospermopsimorpha* sp., *Siphonophycus* sp., *Synsphaeridium* sp. и указанных видов-индексов здесь присутствуют многочисленные мелкоразмерные акантоморфные акритархи: *Asteridium lanatum*, *A. tornatum*, *A. pallidum*, *Globosphaeridium papillosum*, *Heliosphaeridium* spp., ?*Alliumella* sp. и некоторые другие. Указанный комплекс характерен для люкатиского горизонта нижнего кембрия, хотя в данном случае он представлен не полно. Перечисленные таксоны в «классическом» люкатиском сообществе ассоциируют с представителями рода *Skiagia*, которые в изученном материале пока не были встречены.

Таким образом, в разрезе скв. Тайцы-2 выявлена непрерывная смена ассоциаций ископаемых организмов котлинского (ассоциации I–III), ровенского–лонтоваского (ассоциации IV) и люкатиского возрастов (ассоциации V). Считающиеся типичными представителями ровенского горизонта виды *Sabellidites cambriensis*, *Sokoloviina costata*, *Teophipolia lacerata* и характерные для лонтоваского горизонта ex. gr. *Granomarginata*–*Leiomarginata*, *Platysolenites antiquissimus* имеют более широкий вертикальный интервал распространения, чем предполагалось ранее, что не позволяет распознавать отдельно ровенский и лонтоваский горизонты.

В официально принятой Региональной стратиграфической схеме европейской части России граница венда–кембрия проводится по подошве лонтоваского горизонта (Стратиграфическая..., 1997 и др.). Ровенский горизонт в этой схеме является терминальным подразделением венда. Проведенные нами палеонтологические исследования разрезов Беларуси и северо-запада России показали, что наиболее значимые преобразования в сообществах ископаемых организмов произошли на рубеже котлинского и ровенского времени (массовое появление подвижного бентоса, значительная биотурбация осадка, высокое

разнообразие ископаемых организмов животного происхождения) и, соответственно, этот уровень является наиболее вероятной границей докембрия–кембрия в регионе.

Палеонтологические и изотопно-геохронологические исследования проведены при финансовой поддержке гранта РФФИ (№ 23-27-00313).

Литература

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

Голубкова Е.Ю., Бобровский И.М., Кушим Е.А., Плоткина Ю.В. Ископаемые организмы редкинского горизонта верхнего венда северо-запада Русской плиты (Ленинградская область) // Палеонтол. журн. 2021. № 5. С. 1–8.

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.

Ивановская Т.А., Сахаров Б.Б., Зайцева Т.С. Глобулярные-слоистые силикаты глауконит-иллитового ряда в кембрийских и ордовикских отложениях восточной Балтики (Северная Эстония, Западная Литва, Западная Латвия) // Литология и полезные ископаемые. 2023. № 2. С. 180–200.

Состояние изученности стратиграфии докембрия и фанерозоя России. Задачи дальнейших исследований. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. вып. 38. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. 131 с.

Стратиграфическая схема вендских отложений Московской синеклизы. Объяснительная записка. М.: Центр. регион. геол. центр, 1996. 46 с.

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.

СТРАТИФИКАЦИЯ ВЕНД-КЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ВОСТОЧНОГО БЕЛОМОРЬЯ

Е.Ю. Голубкова^{1,*}, В.В. Третьяченко², В.А. Крупеник³, Е.А. Кушим¹, Т.С. Зайцева¹

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

²Акционерная компания «АЛРОСА» ПАО, Архангельск

³Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург

*e-mail: golubkovaeyu@mail.ru

Несмотря на длительную историю изучения терригенных отложений Юго-Восточного Беломорья (ЮВБ), вопрос о возрасте и стратиграфическом расчленении венд–кембрийских толщ остается до сих пор дискуссионным (рис.).

Согласно принятой стратиграфической схеме в регионе выделяются усть-пинежская свита редкинского горизонта и мезенская, падунская свиты котлинского горизонта верхнего венда, которые расчленяются на ряд слоев (Станковский и др., 1981; Вендская..., 1985б) или подсвит (Астафьев и др., 2012; Черемхина и др., 2008а, 2028б) (рис.). Разделение отложений ЮВБ на местные стратиграфические подразделения проводится по характерным литологическим признакам, смене окраски пород, а также присутствию туфогенных прослоев в усть-пинежской свите. При этом, если выделение туфогенных горизонтов и разделяющих их глинистых отложений в статусе слоёв в принципе особых возражений не вызывает, то перевод этих толщ в ранг подсвит представляется недостаточно обоснованным. Так, в разрезах глубоких скважин отсутствуют четкие границы между слоями (подсвитами), а выделение туфогенных горизонтов проводится преимущественно по наличию маломощных (первые см) прослоев туфов и характерной окраске пород,

которые не всегда распознаются в верхневендских отложениях ЮВБ. Особенно остро стоит проблема с распознаванием вайзицких туфогенных слоев.

Полученные в последние годы новые геологические данные позволили предложить иные варианты местной стратиграфической схемы.

Станковский и др., 1981; Астафьев и др., 2012				Гражданкин, 2003; Grazhdankin, 2014				Алексеев и др., 2005; Кузнецов и др., 2015				Предварительный вариант расчленение разреза																							
Система	Отдел	Горизонт	Свита	Эрагема	Система	Отдел	Горизонт	Свита	Под-свита	Система	Отдел	Горизонт	Серия	Свита	Система	Отдел	Горизонт	Свита	Подсвита	Литологическая колонка															
Венд	Верхний	Редкинский	Усть-пинейская	Венд	Верхний	Беломорский	Редкинский	Верховская	Верхняя	Венд	Верхний	Редкинский-Ровенский	Падунская	Брусовская	Венд	Верхний	Редкинский-Ровенский	Мезенская/Ергинская	Верх.	Литологическая колонка															
																					Товские	Палеозой	Кембрий	Нижний	Падунская	Кембрий	Нижний	Лонтоваский	Падунская	Кембрий	Нижний	Ровенский-Лонтоваский	Падунская	Нижн.	Верх.
																					Золотицкие	Кембрий	Нижний	Падунская	Кембрий	Нижний	Лонтоваский	Падунская	Кембрий	Нижний	Ровенский-Лонтоваский	Падунская	Нижн.	Верх.	
																					Мельские	Котлинский	Котлинский	Мезенская	Котлинский	Котлинский	Ровенский	Мезенская/Ергинская	Котлинский-Ровенский	Котлинский	Ровенский	Мезенская	Нижн.	Верх.	
																					Ергинские	Мезенская	Мезенская	Ергинская	Ергинская	Ергинская	Мезенская/Ергинская	Котлинский-Ровенский	Котлинский	Ровенский	Мезенская	Нижн.	Верх.		
																					Зимнегорские	Мезенская	Мезенская	Зимнегорская	Зимнегорская	Зимнегорская	Мезенская/Ергинская	Котлинский-Ровенский	Котлинский	Ровенский	Мезенская	Нижн.	Верх.		
																					Вайзицкие	Мезенская	Мезенская	Зимнегорская	Зимнегорская	Зимнегорская	Мезенская/Ергинская	Котлинский-Ровенский	Котлинский	Ровенский	Мезенская	Нижн.	Верх.		
																					Сюзьминские	Мезенская	Мезенская	Зимнегорская	Зимнегорская	Зимнегорская	Мезенская/Ергинская	Котлинский-Ровенский	Котлинский	Ровенский	Мезенская	Нижн.	Верх.		
																					Верховские	Мезенская	Мезенская	Верховская	Верховская	Верховская	Мезенская/Ергинская	Котлинский-Ровенский	Котлинский	Ровенский	Мезенская	Нижн.	Верх.		
																					Архангельские	Мезенская	Мезенская	Верховская	Верховская	Верховская	Мезенская/Ергинская	Котлинский-Ровенский	Котлинский	Ровенский	Мезенская	Нижн.	Верх.		
																					Лямицкие	Мезенская	Мезенская	Лямицкая	Лямицкая	Лямицкая	Мезенская/Ергинская	Котлинский-Ровенский	Котлинский	Ровенский	Мезенская	Нижн.	Верх.		
																					Тамицкие	Мезенская	Мезенская	Лямицкая	Лямицкая	Лямицкая	Мезенская/Ергинская	Котлинский-Ровенский	Котлинский	Ровенский	Мезенская	Нижн.	Верх.		
																					Тамицкие	Мезенская	Мезенская	Лямицкая	Лямицкая	Лямицкая	Мезенская/Ергинская	Котлинский-Ровенский	Котлинский	Ровенский	Мезенская	Нижн.	Верх.		

Рис. Сопоставление взглядов исследователей на стратиграфическое расчленение верхневендских–нижнекембрийских отложений Юго-Восточного Беломорья.

1 – гравелиты, 2 – песчаники, 3 – алевролиты, 4 – аргиллиты, глины, 5 – туфы, 6 – цвет породы, 7 – микрофоссилии, 8 – мягкотелые организмы, 9 – *Sabellidites cambriensis*, 10 – *Diplocraterion*, 11 – *Scolites*. Сокращения: R – рифей, В – верхний

Первый вариант схемы был разработан Д.В. Гражданкиным (рис.). При расчленении разреза на свиты автор опирался на неопубликованную схему, приведенную в производственном отчете Э.А. Кальберг и Г.К. Фрумкиной в 1950 г., а также новые фациально-генетические, палеонтологические и изотопно-геохронологические данные (Гражданкин, 2003; Гражданкин, Краюшкин, 2007; Grazhdankin, 2014 и др.). Безусловным достижением данной схемы является обоснование возраста границ стратиграфических подразделений по изотопно-геохронологическим данным, а также перевод падунской свиты в нижний кембрий на основании находок илороющих организмов *Diplocraterion*. К вопросам требующим дополнительной проверки, на наш взгляд, можно отнести перевод тамецких слоев в верхний рифей, а также регрессивное строение циклитов, выделенных в лямицкую, верховскую и зимнегорскую свиты (Гражданкин, 2003).

Второй вариант стратиграфической схемы предложен в работах Н.Б. Кузнецова, А.С. Алексеева и соавторов (Кузнецов и др., 2015) (рис.). Данная схема по сути представляет собой синтез схем, предложенных ранее (Станковский и др., 1981; Гражданкин, 2003). Падунская и усть-пинейская свиты переведены в ранг серий, при этом стратиграфический

объем усть-пинежской серии сокращен почти в три раза. Однако, согласно Стратиграфическому кодексу (Стратиграфический..., 2019, стр. 56, ст. XII.10), уменьшение объема подразделения более чем на одну треть от изначального объема ведет к упразднению названия этого стратона. В составе падунской серии авторами выделены три свиты – золотицкая, нюгусская, брусовская. Отсутствие в тексте описания новых стратонов ставит вопрос о валидности этих подразделений. Важным результатом данных исследований является детальное описание разрезов падунской серии с обоснованием возраста вмещающих отложений и четкая привязка находок ископаемых организмов и ихнофоссилий к разрезу (Алексеев и др., 2005).

Необходимо отметить, что при разработке вышеуказанных стратиграфических схем, в достаточной мере не были учтены результаты изучения керна глубоких скважин (Третьяченко, 2008; Черемхина и др., 2008а, 2028б). Для подавляющего большинства этих скважин был выполнен комплекс ГИС, включающий – ГК, КС, КМВ (каротаж магнитной восприимчивости) и АК (акустический каротаж), что в комплексе с изучением керна, позволяет более детально и обоснованно выполнять стратификацию разрезов ЮВБ.

В результате проведенных нами исследований получены новые палеонтологические и изотопно-геохронологические данные из отложений усть-пинежской и падунской свит, а также предложен предварительный вариант расчленения венд-кембрийского разреза.

В составе усть-пинежской свиты выделены две ритмично сложенные и трансгрессивно построенные подсвиты мощностью 220–260 м, что в целом достаточно близко схеме расчленения верхневендских отложений Мезенской синеклизы, основанной на результатах интерпретации промыслово-геофизических данных и использовании циклического подхода (Бурзин, Кузьменко, 2000).

В основании нижней подсвиты усть-пинежской свиты залегает базальный горизонт сероцветных гравелитов и гравелитистых грубозернистых песчаников с прослоями алевролитов (тамицкие слои в схеме Станковский и др., 1981), который выше по разрезу перекрывается толщей переслаивания пестроцветных алевролитов, аргиллитов, глин (лямицкие и архангельские слои). Для этого стратиграфического интервала характерны высокие значения КМВ. Так, если для верхней подсвиты усть-пинежской и мезенской свит значения магнитной восприимчивости составляют порядка $10\text{--}40 \times 10^{-6}$ ед. СИ, то этот же параметр для нижней подсвиты усть-пинежской свиты достигает 180×10^{-6} ед. СИ, составляя в среднем $80\text{--}100 \times 10^{-6}$ ед. СИ. Полученные данные подтверждаются результатами температурного размагничивания пород, что в целом указывает на разные окислительно-восстановительные условия формирования нижней и верхней частей вендского разреза.

В нижней части верхней подсвиты (верхняя часть архангельских слоёв в принятых ранее схемах) залегает маломощный (до 3–5 м) горизонт сероцветных мелко-тонкозернистых, неясно- и косослоистых кварцевых песчаников с прослоями алевролитов, который достаточно уверенно распознается по каротажным кривым (ГК, КС, АК). Базальный горизонт перекрывается мощной толщей верховских, сюзьминских, вайзицких и зимнегорских слоёв. При этом, выделенные ранее в рабочих вариантах целого ряда скважин вайзицкие слои, как справедливо отмечает Д.В. Гражданкин (2003), могут являться верхней частью верховских слоев. Исходя из предлагаемой схемы лямицкие и верховские туфогенные слои приурочены к нижним частям аргиллитовых пачек нижней и верхней подсвит усть-пинежской свиты, фиксируя определённые фазы вулканической деятельности в регионе.

Из аргиллитов нижней подсвиты усть-пинежской свиты (архангельские слои) получены новые изотопно-геохронологические данные. Rb–Sr датировка аутигенной генерации иллита составляет 565 ± 9 млн лет, что позволяет оценить нижнюю границу возраста диагенеза осадков этой подсвиты (Зайцева и др., 2023). В верхней подсвите усть-пинежской свиты скв. 775 Кепина нами обнаружен редкинский комплекс ископаемых организмов. В его составе были диагностированы микрофоссилии *Leiosphaeridia sp.*, *Oscillatoriopsis sp.*, *Siphonophycus sp.*, *Striatella coriacea*, *Tynnina precamblica*, *Zinkovioides*

inclusus и макроскопические ископаемые остатки *Orbisiana aff. simplex*, *Mezenia kossovoyi*, *Sinospongia chenjunyuani*, *Sinospongia aff. typica* и *Palaeopascichnus delicatus*.

В нижней подсвите мезенской свиты распространены редкинские мягкотелые организмы и микрофоссилии, отнесенные к котлинскому горизонту (Вендская..., 1985, 1985б и др.). Согласно современной классификации большая часть описанных ранее микрофоссилий относится к транзитным или упраздненным таксонам (Микрофоссилии..., 1989). Исключение составляет вид *Pomorja rhomboidalis*, обнаруженный И.А. Сиверцевой на гл. 57 м в скв. 247. В обобщающих монографиях (Микрофоссилии..., 1989; Пискун, 2013) интервал распространения этого таксона указывается как редкинский–котлинский. Однако, в изученных нами разрезах северо-запада России (Голубкова и др., 2020), севера Беларуси (Голубкова и др., 2022) и юго-запада Украины (Stratigraphy..., 2013) вид *Pomorja rhomboidalis* обнаружен в верхней части котлинского горизонта и не встречен в нижележащих отложениях. Верхняя подсвита мезенской свиты сложена красноцветными терригенными отложениями, близкими по литологическим характеристикам к подстилающим и перекрывающим толщам и не содержит ископаемые организмы. Сказанное выше позволяет с определенной долей сомнения отнести мезенскую свиту к нерасчлененному редкинскому–котлинскому интервалу.

Вышележащая падунская свита предварительно расчленяется на две ритмично сложенные подсвиты, при этом верхняя подсвита представлена лишь нижней частью ритма (третья толща по Алексеев и др., 2005). Наиболее полный разрез падунской свиты мощностью 418 м вскрыт в скв. 776 Илос. Здесь верхняя часть свиты наращивается мощной (порядка 160 м) сугубо песчаной толщей. В аргиллитах верхней части нижней подсвиты (вторая толща по Алексеев и др., 2005) ранее были обнаружены *Sabellidites cambriensis*, *Diplocraterion*, *Scolites*, что позволило авторам сделать вывод о нижнекембрийском лонтоваском возрасте вмещающих отложений (Алексеев и др., 2005; Кузнецов и др., 2015).

Проведенные нами исследования позволили дополнить палеонтологическую характеристику нижней подсвиты падунской свиты. В образцах, отобранных из скв. Прилукская-5 (гл. 857.8 м) и Нижне-Тойменская-5 (инт. 862.5–862 м) обнаружены близкие по таксономическому составу ассоциации ископаемых организмов ровенского–лонтоваского возраста. На поверхности напластования пород и в составе органомацерата выявлены *Sabellidites cambriensis*. В составе биоты доминируют грибоподобные организмы, отнесенные под вопросом к роду *Vanavarataenia*. Спорадически встречаются трубчатые образования *Sokoloviina costata* Kirjanov, цианобактерии *Siphonophycus sp.*, предполагаемые актиномицеты *Primoflagella sp.* и оболочки *Teophipolia lacerata*. Анализ вертикального распределения ископаемых остатков в разрезах Восточно-Европейской платформы (Голубкова и др., 2022 и др.) показывает, что наиболее значимая перестройка в сообществах ископаемых организмов происходит на рубеже котлинского и ровенского времени. При этом ровенские таксоны проходят в вышележащие отложения лонтоваского горизонта. Сказанное выше может указывать на единый этап в развитии ископаемых организмов в ровенское–лонтоваское время и, как следствие, поставить вопрос о переводе ровенского горизонта в нижний кембрий.

Таким образом, в разрезах Юго-Восточного Беломорья уверенно распознаются редкинские и нижнекембрийские отложения, однако вопрос о возрасте мезенской свиты и положении границы докембрия–кембрия остается открытым. По результатам изучения большого объема профильных сейсморазведочных работ методом общей глубинной точки (МОГТ), в пределах Мезенской синеклизы достаточно уверенно распознаются несколько отражающих горизонтов и в том числе базальная пачка песчаников верхней подсвиты усть-пинезской свиты, что может быть использовано в стратиграфических и структурно-фациальных построениях.

Палеонтологические исследования проведены при финансовой поддержке гранта РФФИ (№ 23-27-00313).

Литература

- Алексеев А.С., Гражданкин Д.В., Реймерс А.Н., Минченко Г.В., Краюшкин А.В., Чернов И.Ю., Ларченко В.А., Ушаков В.Н., Степанов В.П. Новые данные о верхнем пределе рудовмещающей толщи архангельской алмазоносной провинции / В сб.: Геология алмазов – настоящее и будущее (геологи к 50-летию юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России). Воронеж: Изд-во Воронеж. Ун-та, 2005. С. 235–271.
- Астафьев Б. Ю., Богданов Ю. Б., Воинова О. А., и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Балтийская. Лист Q 37 Архангельск. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 302 с.
- Бурзин М.Б., Кузьменко Ю.Т. Детализация стратиграфической схемы вендских отложений Мезенской синеклизы // Актуальные проблемы геологии горючих ископаемых осадочных бассейнов Европейского Севера России. Сыктывкар: Геопринт, 2000. С. 39–40.
- Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 1. Палеонтология. Отв. ред. Соколов Б.С., Федонкин М.А. М.: Наука, 1985а. 224 с.
- Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы. Отв. ред. Соколов Б.С., Федонкин М.А. М.: Наука, 1985б. 244 с.
- 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.
- 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.
- Гражданкин Д.В. Строение и условия осадконакопления вендского комплекса Юго-Восточного Беломорья // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 4. С. 3–23.
- Гражданкин Д.В., Краюшкин А.В. Ископаемые следы жизнедеятельности и верхняя граница венда в Юго-Восточном Беломорье // Докл. АН. 2007. Т. 416. № 4. С. 514–518.
- Зайцева Т.С., Голубкова Е.Ю., Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Кушим Е.А., Константинова Г.В., Турченко Т.Л. Редкинский горизонт венда севера Восточно-Европейской платформы: изотопные (Rb–Sr, Sm–Nd) и палеонтологические данные // Глины и глинистые минералы – 2023. VI Российское Совещание по глинам и глинистым минералам «ГЛИНЫ–2023». Санкт-Петербург, 13–16 июня 2023 г. Материалы докладов. М.: ИГЕМ РАН, 2023. С. 53–55.
- Иголкина Н.С. О возможности выделения Балтийского комплекса нижнего кембрия на севере Русской платформы. // Геология Европейской территории СССР. Информационный сборник ВСЕГЕИ. 1959. № 11. С. 17–23.
- Кузнецов Н.Б., Алексеев А.С., Белоусова Е.А., Романюк Т.В., Реймерс А.Н. Первые результаты изотопного U/Pb датирования (LA–ICP–MS) детритовых цирконов из нижнекембрийских песчаников брусовской свиты Юго-Восточного Беломорья: уточнение времени коллизии Балтики и Арктиды // Докл. АН. 2015. Т. 460. № 3. С. 310–314.
- Микрофоссилии докембрия СССР / Ред. Янкаускас Т.В. Л.: Наука, 1989. 190 с.
- Пискун Л.В. Микрофоссилии венда Беларуси. Минск, 2013. 67 с.
- Станковский А.Ф., Веричев Е.М., Гриб В.П., Добейко И.П. Венд Юго-Восточного Беломорья // Изв. АН. Сер. геол. 1981. № 2. С. 78–87.
- Стратиграфический кодекс России. Издание третье, исправленное и дополненное. СПб: Изд.-во ВСЕГЕИ, 2019. 96 с.
- Третьяченко В.В. Минерагеническое районирование кимберлитовой области Юго-Восточного Беломорья. Автореферат дис. канд. г.-м. н., Москва, 2008. 28 с.
- Черемхина Г.М., Третьяченко В.В., Левин В.И. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Серия Онежская. Листы Q-37-XXIII, XXIV. Санкт-Петербург, 2008а. 248 с.

Черемхина Г.М., Третьяченко В.В., Левин В.И. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Серия Онежская. Листы Q-37-XXIX, XXX. Санкт-Петербург, 2008б. 229 с.

Grazhdankin D. Patterns of evolution of the ediacaran soft-bodied biota // Journal of Paleontology. 2014. V. 88(2). P. 269–283.

Stratigraphy of the Upper Proterozoic and Phanerozoic of Ukraine in two volumes. Volume 1. Stratigraphy of Upper Proterozoic, Paleozoic and Mesozoic of Ukraine, Volume / Ed. P.F. Gozhik. K.: IGN NAS of Ukraine. Logos, 2013. 637 p (in Ukraine).

К ВОПРОСУ О ГЕОХИМИЧЕСКОЙ СТРАТИФИКАЦИИ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО ТИМАНА (НА ПРИМЕРЕ ИЗУЧЕНИЯ НИЖНЕЧУТИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НЕФТИ)

С.А. Горобец¹, И.Р. Макарова^{2,*}, Н.Н. Лаптев², А.Я. Голдобин³, А.М. Яфясов⁴,
Ф.Ф. Валиев⁴, А.С. Терентьева⁵, Н.А. Суханов⁵

¹ ООО «Газпром инвест», Санкт-Петербург

² ООО «Петрофизик», Ухта, *e-mail: makarova_i_r@mail.ru

³ ООО «Нефтегазпромтех», Ухта

⁴ НИИФ им. В.А. Фока, СПбГУ, Санкт-Петербург

⁵ ООО «УхтаГеоЦентр», Ухта

На Южном Тимане в пределах инверсионной структуры – Ухтинской антиклинальной складки – нерасчлененные рифей–вендские толщи имеют неглубокое залегание и вскрыты рядом скважин на Нижнечутинском месторождении нефти. Рифей–вендские отложения относятся к зеленосланцевой фации регионального метаморфизма пород. Расчленение и корреляция отложений на месторождении представляет важную задачу как для нефтяной геологии, так и для рудной.

В направлении нефтяной геологии поиск связан с выявлением областей вторичных коллекторов, а в отношении рудной геологии важны зоны распространения рудной минерализации (редкие и редкоземельные элементы, благородные металлы). В настоящее время докембрийская толща в пределах листа Р-39-VI масштаба 1:200000 выделяется в объеме лунвожской свиты нижнего венда (вскрытая мощность до 1772 м). В разрезах докембрия на Нижнечутинском месторождении в единичных скважинах установлены прослой туфов, которые могут рассматриваться в качестве стратиграфического репера. В предыдущих наших работах в пределах территории Нижнечутинского месторождения в перекрывающих толщах установлено проявление вулканической деятельности, определившей геохимические особенности состава металлоносных нефтей и вмещающих пород; установлено также проявление поствулканической деятельности (предположительно в виде возгонов газа и гидротерм), что проявляется в обогащении пластовых вод летучими компонентами в концентрациях, сопоставимых с концентрациями современных фумарол (Горобец и др., 2023). В связи с этим расчленение и корреляция толщ нижнего рифея – нижнего венда весьма актуальная и достаточно сложная задача. Для ее решения на первом этапе работ с использованием авторских разработок ИК-спектроскопическим методом была проведена оценка, состава пород, степени метаморфизма.

В результате установлена характеристика сланцевых образований – от филлитоподобных сланцев до серицитовых и хлорит–серицитовых сланцев (зеленосланцевая фация), что согласуется с характеристикой лунвожской свиты. К зеленосланцевой фации были отнесены образцы с гидрослюдами, каолинитом, кварцем, хлоритом. Установлено также, что в разрезах скважин присутствуют слюдяные сланцы с литиевыми слюдами (мусковитом, биотитом) с гранолепидобластовой и порфиробластовой ситовидной структурой и, в ряде случаев, полосчатой текстурой. Эти признаки характерны для следующей фации более прогрессивного метаморфизма – эпидот–амфиболитовой фации. Следует отметить, что образцы,

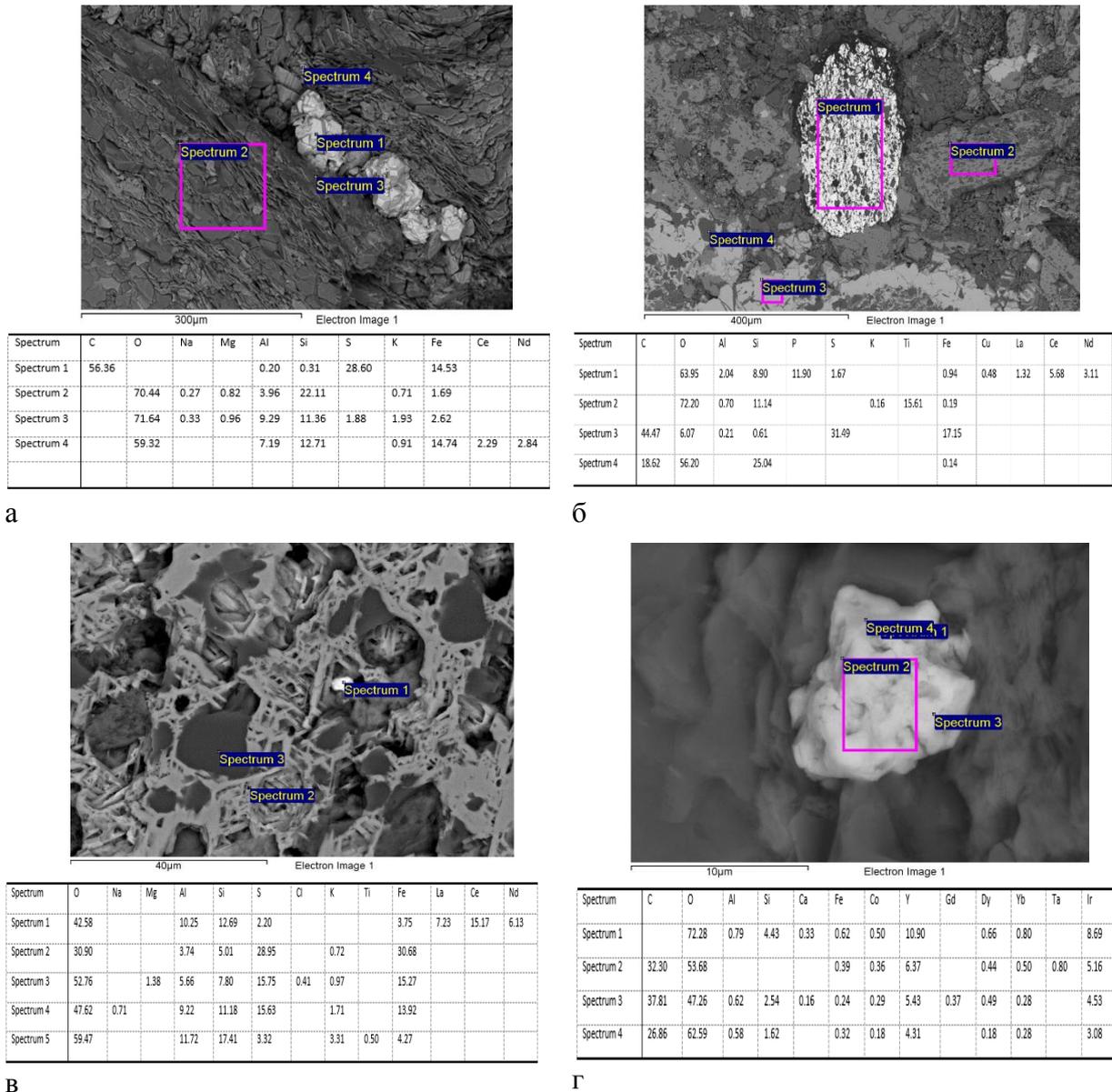


Рис.1. Различия пород по характеру метаморфизма на контакте метаморфических сланцев в призабойной зоне скважины 11-ПР: а – металлонесные серицитовые сланцы (зеленосланцевая фация) с лепидобластовой структурой и преобладающей сульфидной минерализацией (пирит); б – металлонесные слюдяные сланцы (эпидот–амфиболитовая фация), гранобластовая ситовидная структура; в – то же, что на рис. 1б: гранобластовая ситовидная структура, металлонесные сланцы; г– металлонесные включения в сланцах эпидот–амфиболитовой фации с повышенным содержанием иридия.

отличающиеся признаками более высокой стадии метаморфизма, были обнаружены в видеотдельных прослоев в толще менее метаморфизованных серицитовых сланцев (зеленосланцевая фация). На Нижнечутинском месторождении нерешенной задачей остается соотнесение со стратиграфической шкалой вскрытых на небольших глубинах (110 м) метаморфизованных сланцев, которые условно отнесены геологами к среднерифейским отложениям. По нашим данным сланцы относятся к зеленосланцевой фации, а обломочные включения – к эпидот-амфиболитовой фации с характерными порфиробластами ситовидного строения, которые могут быть переотложены (рис.1).

С учетом приведенного выше материала вопрос о возможности стратификации рифей–вендских толщ по степени метаморфизма пород остается дискуссионным, поскольку более высокий метаморфизм отдельных прослоев пород с большой вероятностью может быть обусловлен наложенными процессами. С целью выявления

причин сонахождения сланцев с разной степенью метаморфизма в одной толще и установления геохимических критериев для расчленения и корреляции докембрийских отложений был проведен анализ пород с использованием рационального комплекса взаимодополняющих физических и геохимических методов. По данным ИК-спектрометрического метода установлено, что в сланцевых породах происходили процессы каолинизации, карбонатизации, доломитизации и сидеритизации. На основе данных гамма-спектроскопического метода, полуколичественного анализа, метода электронной микроскопии в совокупности с энергодисперсионным анализом, метода масс-спектрометрического анализа с индуктивно связанной плазмой и метода определения физических параметров пород (pH и Eh) были получены следующие результаты:

- по содержанию и соотношению основных петрогенных элементов (Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, Ti, Mn) породы представлены в основном метапелитами; единичные образцы представлены углеродистыми сланцами и породами основного состава; по величине показателя U/Th исходные для формирования метапелитов породы – протолиты – отнесены к породам, близким к риолитам, андезитам и туфам;

- по всему разрезу отмечается присутствие в различных концентрациях Cs, Re, Ir, Sc, что, наряду с выявленными туфами, позволяет отнести вмещающие толщи (протолиты) к вулканогенным и вулканогенно-осадочным;

- на сланцевые породы накладывались различные поствулканогенные процессы (кислотное выщелачивание, гидротермальный метасоматоз и сульфидная минерализация);

- по значениям показателя $Ce/Ce^{PAAS} > 1$ определены слои, проработанные гидротермами, которые, наряду с такими величинами, отличаются от других пород самыми низкими значениями показателя U/Th (от 0.08 до 0.14), что объясняется выносом урана из пород гидротермами (Макарова и др., 2022; Горобец и др., 2023).

Вследствие влияния на породы различных процессов (метаморфических, гидротермально-метасоматических и др.) невозможно применять для целей стратиграфии в качестве реперов отдельные геохимические показатели. В связи с чем нами приведена комплексная геохимическая характеристика как для гидротермально измененных сланцевых толщ, так и для слабо измененных метаморфических пород без явных гидротермальных признаков. На основе полученных данных выделены информативные показатели и установлены диапазоны их значений, характеризующие различную степень преобразованности минеральной части пород. Наиболее четкие различия между породами установлены по значениям трех показателей: U/Th , Ce/Ce^{PAAS} , $Li:Rb:Cs$ (табл. 1). Значения этих показателей в совокупности создают геохимическую основу для установления дополнительных стратиграфических реперов. Они дополняют комплекс данных по распространению и мощности туфов, слоев с «вулканогенными» элементами (Re, Ir, Cs, As), слоев со сходным типом метаморфизма.

Таблица 1. Значения геохимических показателей для пород рифея–венда

Гидротермально-преобразованные породы	Породы без признаков проявлений гидротерм
$0.14 < U/Th < 0.08$	$U/Th > 0.14$
$Ce/Ce^{PAAS} > 1$	$Ce/Ce^{PAAS} < 1$
$Li:Re:Cs (100:15:6 - 100:92:17)$	$Li:Re:Cs (100:107:12 - 100:413:30)$

Литература

Горобец С.А., Лаптев Н.Н., Макарова И.Р., Сиваш Н.С., Яфясов А.М., Валиев Ф. Ф., Голдобин А.Я., Терентьева А.С. Комплекс методов выявления зон развития вторичных коллекторов и геохимических аномалий рудных компонентов // Уральский геологический журнал. 2023. №3. С. 39–41.

Макарова И.Р., Горобец С.А., Лаптев Н.Н., Яфясов А.М., Валиев Ф. Ф., Сергеев В.О. Применение гамма-спектрометрии с германиевым детектором для целей поисковой

нефтяной и рудной геологии // Известия Российской Академии Наук. Серия физическая. 2022. Т. 86. № 8. С. 1178–1183.

ПОГРАНИЧНЫЙ РИФЕЙ–ВЕНДСКИЙ УРОВЕНЬ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ: ЛИТОЛОГО-ФОРМАЦИОННЫЙ И ГЕНЕТИЧЕСКИЙ ПОДХОД К КОРРЕЛЯЦИИ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО И ЗАПАДНОГО СКЛОНА БАШКИРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ

В.М. Горожанин

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

Пограничный уровень между рифеем и вендом на Южном Урале – один из самых дискуссионных вопросов в стратиграфии докембрия, что связано с затруднениями при корреляции удаленных разрезов, а также с противоречивостью геохронологических данных. Отложения обсуждаемого уровня распространены в трех удаленных друг от друга участках Башкирского мегантиклинория (БМА) – Аршинском, Криволукском и Толпаровском. В отличие от рифейских толщ, достаточно выдержанных как по мощности, так и по фаціальным особенностям на всей территории БМА, для отложений верхнего неопротерозоя характерна быстрая фаціальная изменчивость и ограниченное распространение. Это связано с накоплением осадков в локальных структурах – грабенах, эрозионных впадинах и т.п. Несмотря на это, отложения данного уровня имеют большую стратиграфическую значимость, так как содержат ледниковые диамиктиты, которые могут быть сопоставлены с известными мировыми гляциогенными уровнями. Очевидно, именно ледниковые диамиктиты являются связующим звеном, по которому можно осуществить корреляцию разрезов.

В настоящее время считается, что имеющиеся разрезы имеют разный возраст – позднерифейский (аршинский) в Тирлянском районе и поздневендский (котлинский) в Толпаровском. В то же время, в двух разрезах – Толпаровском и Криволукском, диамиктиты залегают на карбонатах укской свиты и перекрываются близкими по составу урюкскими и байназаровскими гравелито-песчаниками, что косвенно указывает на одновременность их образования. Тирлянский разрез имеет некоторые особенности: присутствие здесь аршинских вулканитов, датированных по цирконам поздним рифеем (710–732 млн. лет) (Краснобаев и др., 2012) не согласуется с более молодым возрастом глауконита подстилающей укской свиты. Также затруднена корреляция отложений Толпаровского разреза с Криволукским, поскольку песчаники криволукской свиты в стратиграфической шкале отнесены к верхнему рифею.

Мы считаем, что указанные противоречия могут быть устранены при использовании литогенетического или формационного подхода, при котором основным коррелятивным фактором является закономерность в осадочной последовательности генетически однотипных образований. Этот принцип не отрицает корреляции на основе литологического сходства, но допускает резкое фаціальное изменение мощностей осадочных толщ, особенно если учесть ограниченные размеры бассейнов седиментации. С учетом такого подхода можно допустить, что марино-гляциальные отложения западного и восточного крыльев БМА (толпаровский и криволукский разрезы) а также аршинские диамиктиты Тирлянского разреза, образуют единый горизонт, т.е. все терригенные толщи обсуждаемого уровня должны относиться не к рифею, а к вышележащему нижневендскому уровню.

В Толпаровском разрезе к нему относятся (снизу вверх): калыштинские конгломераты, толпаровские песчаники с диамиктитами, суировские аргиллиты и алевrolиты с прослоями диамиктитов, а также урюкские песчаники аллювиального генезиса. В нашей интерпретации этот комплекс отложений слагает единую марино-гляциальную серию (Горожанин и др., 2015), в которой конгломераты речного генезиса (калыштинская свита) последовательно сменяются мелководно-шельфовыми (нижняя часть толпаровской свиты) и авандельтовыми с катастрофическим выносом

диамиктитового материала (верхняя часть толпаровской свиты), а затем сменяются более глубоководным глинисто-пелитовым материалом с периодическим привнесом диамиктитовых конгломератов, вызывающих подводные оползания. Осадочный цикл или серия заканчивается песчано-гравийными отложениями (урюкская свита) морского дельтового генезиса и перекрывается отложениями вендской молассы (басинская свита), в которой был установлен уже восточный источник обломочного материала.

В Криволукском разрезе восточной части БМА к низам венда относят кургашлинские диамиктиты, залегающие на криволукских алевролитах и песчаниках рифейского возраста, и перекрывающиеся байназаровскими песчаниками и гравелитами. Криволукские алевролиты и песчаники, по генезису являющиеся отложениями мелководного шельфа, могут быть аналогами песчаников нижней части толпаровской свиты, т.е. с них должна начинаться нижневендская осадочная последовательность криволукского разреза. Они сменяются диамиктитами кургашлинской свиты, сначала песчанистыми, а затем глинистыми, которые перекрываются авандельтовыми гравелито-песчаниками байназаровской свиты.

В Толпаровском и в Криволукском разрезах присутствует хорошо коррелируемая однотипная последовательность отложений, формирование которой было связано с образованием грабенов и врезанием палеодолин в верхнерифейские карбонатные шельфовые отложения миньярской и укской свит (обломки карбонатов преобладают в диамиктитах). Это означает необходимость перевода криволукской свиты из верхнего рифея в венд, как это ранее и предполагалось многими исследователями верхнего докембрия.

В Тирлянском разрезе ситуация более сложная. Как известно, там выделяется аршинская серия отложений, отнесенная по датировке вулканитов, находящихся в средней части серии, к верхнему рифею (Козлов и др., 2011). Серия включает байнассские песчаники и сланцы, махмутовские диамиктиты, игонинские вулканиты и шумские песчаники. Ранее картированием установлено залегание аршинских отложений выше карбонатов миньярской и укской свит (Козлов, 1972). Несмотря на то, что из-за высокой степени метаморфизации отложений первичные литологические признаки во-многом утрачены, в породах аршинской серии можно наметить практически ту же генетическую последовательность, что и в толпаровском и криволукском разрезах. В типовом разрезе по руч. Городскому в ней можно наблюдать смену песчаников и сланцев с конгломератами в основании (байнасская свита), диамиктитами (нижняя часть махмутовской свиты), которые перекрываются слоистыми песчаниками с включениями гравийных зерен, напоминающими урюкско-байназаровский уровень дельтового генезиса (верхняя часть махмутовской свиты).

Таким образом, во всех трех районах распространения диамиктитов наблюдается одна и та же последовательная смена осадочных комплексов – от терригенных мелководно-морских к диамиктитовым и затем авандельтовым. Осложнением для их корреляции является строение аршинской серии, в которую стратиграфически выше диамиктитов включены игонинские вулканиты с датировкой 710–732 млн. лет. Однако, следует отметить, что выделенные четыре свиты аршинской серии нигде не встречаются в едином разрезе. В реальности имеются два отдельных типа разрезов: 1) «махмутовский» (по руч. Городскому, Теронакскому), где обнажен двухчленный комплекс из байнассской и махмутовской (с диамиктитами) свит; и 2) «игонинский» (по р. Арше и руч. Половинному), где обнажен также двухчленный комплекс, состоящий из игонинских вулканитов и песчаников шумской свиты. Совместно эти комплексы ни в одном разрезе не встречаются. Корреляция этих разрезов из-за плохой обнаженности затруднена и практически невозможна. При описании свит аршинской серии контакт между игонинскими вулканитами и махмутовскими тиллитами не охарактеризован (Пучков Сергеева, 2022). Соответственно, вполне допустима, и даже более вероятна ситуация, когда игонинская и шумская толщи находятся в основании разреза, а байнасская и махмутовская – в кровле. Прямым подтверждением такому предположению являются данные картировочного бурения в р-не хр. Б. Баштур: скважины № 45 и 46,

забуренные в поле вулканитов, вошли в миньярские доломиты (Козлов, 1972). В.И. Козлов объяснил ситуацию тектоническим покровом большой амплитуды, однако первичные соотношения могли быть и стратиграфическими.

Допущение о более низком стратиграфическом положении игонинских вулканитов в аршинской серии по сравнению с диамиктитами, снимает многие указанные выше противоречия: 1) диамиктиты залегают на одном стратиграфическом уровне, коррелируется западный и восточный районы их распространения; 2) уменьшается противоречие в изотопных датировках укской свиты и аршиния. Существование аршиния как стратиграфического подразделения при этом не отрицается, изменяется только последовательность свит в этой серии, отвечающая этапу раскрытия рифта с вулканизмом в основании. Аршинский вулканизм проявился очень локально, что аналогично ситуации в Кваркуш-Каменногорском антиклинории на Среднем Урале – вулканиты там не образуют стратиграфически выдержанных на большой площади горизонтов, проявлены в локальных точках, что характерно для рифтогенных комплексов.

Таким образом, внося некоторые изменения в стратификацию аршинской серии, получаем: 1) литологический выдержанный маркер, однотипный во всех частях БМА; 2) изотопную датировку вулканитов, логично укладывающуюся в стратиграфическую схему. В таком виде этот уровень, пограничный между рифеем и вендом в разрезе верхнего докембрия Южного Урала, прослеживается по всей территории БМА, соответственно он может быть включен в стратиграфическую шкалу. К чему его относить, к рифею или венду, зависит больше от того, в каких геохронологических рамках будет принят согласованный объем венда. Для стратиграфической шкалы Южного Урала вероятно, было бы целесообразно выделять: 1) вулканогенный аршиний, реликты которого можно наблюдать в аршинском палеорифте позднерифейского возраста, 2) нижний венд в объеме южноуральской марино-гляциальной серии, прослеживаемый во всех трех указанных районах, и 3) верхний венд, в объеме молассы ашинской серии.

Исследование выполнено в рамках Госзадания ИГ УФИЦ РАН № FMRS-2022-0015.

Литература

Горожанин В.М., Мичурин С.В., Канипова А.А., Биктимерова З.Р. Литологические особенности диамиктитов на границе рифея и венда в разрезе Толпарово (Южный Урал) // Геологический сборник № 12 (ИГ УНЦ РАН). СПб: Свое издательство, 2015. С. 23–34

Козлов В.И. К вопросу о соотношении Башкирского мегантиклинория и антиклинория хр. Уралтау на Южном Урале // Тектонические структуры Южного Урала и история их формирования. Уфа: БФАН СССР, 1972. с.52–62

Козлов В.И., Пучков В.Н., Нехорошева А.Г., Краснобаев А.А., Бушарина С.В. Аршиний – новый стратон рифея в стратотипических разрезах Южного Урала // Геологический сборник № 9 (ИГ УНЦ РАН). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2011. 52–56.

Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В. Новые данные по цирконовой геохронологии аршинских вулканитов (Южный Урал) // Литосфера. 2012. № 4. С. 127–140.

Пучков В.Н., Сергеева Н.Д. Региональная стратиграфическая схема отложений верхнего и завершающего Рифея и Венда Южного Урала (ПРОЕКТ 2022) // Геологический вестник. 2022. №2. С. 3–14.

**SR-ИЗОТОПНАЯ ХЕМОСТРАТИГРАФИЯ И Rb-Pb ВОЗРАСТ ДОЛОМИТОВ
СТАРОРЕЧЕНСКОЙ СВИТЫ, АНАБАРСКОЕ ПОДНЯТИЕ, СЕВЕРНАЯ СИБИРЬ****И.М. Горохов¹, И.М. Васильева¹, А.Б. Кузнецов¹, Н.Г. Ризванова¹, Г.В. Липенков²,
Г.В. Константинова¹**¹Институт геологии и геохронологии докембрия Российской Академии наук,
Санкт-Петербург, e-mail: igorokhov@inbox.ru²Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А.П. Карпинского,
Санкт-Петербург, e-mail: Gleb_Lipenkov@vsegei.ru

Старореченская свита, слагающая верхнюю часть протерозойского разреза Анабарского поднятия Северной Сибири, принадлежит к числу опорных стратиграфических подразделений верхнего докембрия Сибирской платформы, сыгравших ведущую роль в выделении предположительно эдиакарского юдомского комплекса. В качестве типовой последовательности этого комплекса была принята преимущественно карбонатная юдомская серия Учуро-Майского района Юго-Восточной Сибири, которая несогласно налегает на различные горизонты рифейских и дорифейских образований Сибирской платформы и перекрывается отложениями первой фаунистической зоны томмотского яруса нижнего кембрия. Цель настоящего сообщения – геохимическое, хемотратиграфическое и изотопно-геохронологическое изучение доломитов старореченской свиты и оценка возможности ее уверенной корреляции с карбонатными породами юдомской серии. Образцы доломитов отбирались в долине р. Котуйкан, где старореченская свита представлена только своей преимущественно сульфатно-карбонатной верхней частью.

Для изучения Rb–Sr и U–Pb систематики доломитов применялась методика ступенчатого растворения, позволяющая получать геохимическую и изотопную информацию о карбонатном материале, образованном (или преобразованном) в различные периоды геологической истории старореченской свиты. При исследовании Rb–Sr систематики измельченные образцы обрабатывали 0.2N CH₃COOH в объемах, вычисленных таким образом, чтобы последовательно растворить около одной трети [фракция L(Rb–Sr)₁] и затем еще одну треть [фракция L(Rb–Sr)₂] карбонатного материала (Горохов и др., 2022). Таким образом, использовалось двухступенчатое растворение.

Методика изучения U–Pb систематики карбонатных пород, примененная в настоящей работе, была недавно опубликована и включает два варианта, в одном из которых (Горохов и др., 2019) в качестве материала для исследования используются валовые карбонатные составляющие пород, а в другом (Горохов и др., 2022) – карбонатные фракции этих пород [L(U–Pb)_n], полученные методом многоступенчатого растворения. В первом варианте методики измельченные образцы обрабатывали 0.5N HBr при комнатной температуре до полного растворения карбонатного материала и анализировали полученные растворы. Во втором варианте – исследовали U–Pb систематику фракций, полученных многоступенчатым растворением карбонатной составляющей пород в 0.5N HBr.

При анализе Rb–Sr систематики доли карбонатного материала, переходящего в раствор на первой [во фракции L(Rb–Sr)₁] и второй [во фракции L(Rb–Sr)₂] ступенях обработки 0.2N CH₃COOH, для всех изученных образцов приблизительно одинаковы: 28–38% и 27–42% соответственно. Близки друг к другу и содержания Sr в этих фракциях. Однако содержания Rb во фракции L(Rb–Sr)₁ для подавляющего большинства образцов значительно превышают его содержания во фракции L(Rb–Sr)₂. В соответствии с этим и измеренные отношения Rb/Sr во фракциях L(Rb–Sr)₁, как правило, много больше этих отношений во фракциях L(Rb–Sr)₂. Этот эффект, уже не в первый раз достигаемый методом ступенчатого растворения – несомненное доказательство различия геохимической истории карбонатного материала, растворяющегося на разных этапах кислотной обработки карбонатных пород, и позволяет в качестве хемотратиграфического параметра рассматривать отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr только во фракциях L(Rb–Sr)₂ (Горохов и др., 2022).

Значения измеренных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во фракциях $\text{L}(\text{Rb}-\text{Sr})_2$ различных образцов позволяют в первом приближении разделить все изученные карбонатные породы на три категории, выделив в них (1) эпигенетически измененные породы, (2) породы довендского возраста, не принадлежащие к старореченской свите, и (3) вероятно, вендские породы. Последующий $\text{U}-\text{Pb}$ анализ валовых карбонатных составляющих пород определил среди изученных образцов те, которые реально сформировались в венде и наилучшим образом сохранили свои $\text{U}-\text{Pb}$ изотопные системы со времени своего формирования (раннего диагенеза). Дальнейшее уточнение $\text{Pb}-\text{Pb}$ изотопного возраста пород старореченской свиты осуществлялось с применением метода многоступенчатого растворения. Для этого из числа образцов, в которых ранее анализировался изотопный состав Pb валовых карбонатных составляющих, были выбраны три доломита. Эти доломиты, во-первых, содержали минимальные количества некарбонатной примеси (3–7%), а, во-вторых, что исключительно важно, измеренные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во фракциях $\text{L}(\text{Rb}-\text{Sr})_2$ этих доломитов лежали в интервале 0.7080–0.7085, свойственном соответствующим отношениям в поздневендском океане (Кузнецов и др., 2014).

На рис. 1 точки, отвечающие фракциям ступенчатого растворения доломитов старореченской свиты, начиная с $\text{L}(\text{U}-\text{Pb})_2$ и далее, представлены в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Все 20 точек указанных фракций располагаются вдоль прямой линии, наклон которой соответствует возрасту 570 ± 30 млн лет (при $\text{СКВО} = 1.0$). Это значение принимается в качестве оценки возраста раннего диагенеза карбонатных пород старореченской свиты. В пределах погрешности оно согласуется с $\text{Pb}-\text{Pb}$ возрастом 553 ± 23 млн лет, известным для известняков и доломитов юдомской серии Учуро-Майского района (Семихатов и др., 2003), а также со значением $\text{LA}-\text{ICP}-\text{MS}$ $\text{U}-\text{Pb}$ возраста 565 ± 6 млн лет для эдиакарских доломитов формации Денджин, Южный Китай (Xiong et al., 2023).

В то же время значение $\text{Pb}-\text{Pb}$ изотопного возраста для ранних ступеней растворения [по 4 точкам фракций $\text{L}(\text{U}-\text{Pb})_1$] составляет 360 ± 190 млн лет (при $\text{СКВО} = 0.8$). Таким образом, карбонатный материал ранних ступеней растворения отличается от материала поздних ступеней и по своей $\text{U}-\text{Pb}$ изотопной систематике, подчеркивая различие их геохимической истории.

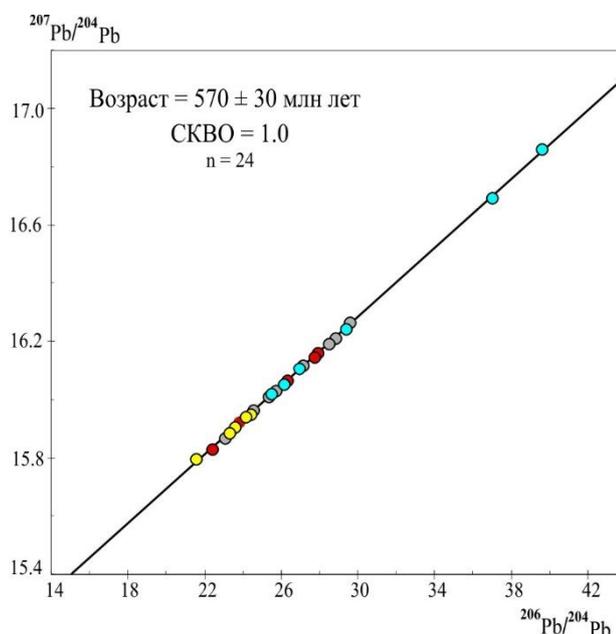


Рис. 1. $\text{Pb}-\text{Pb}$ изохрона для доломитов старореченской свиты.

После введения поправки на накопившийся в доломитах радиогенный ^{87}Sr , первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во фракциях $\text{L}(\text{Rb}-\text{Sr})_2$ составляют 0.70822–0.70834. Эти результаты находятся в согласии с ранее полученными для этих пород данными (0.70815–0.70868; Покровский, Виноградов, 1991), а также с величинами, которые характеризуют “лучшие”

известняки нижней части усть-юдомской свиты на востоке Учуро-Майского региона (0.70829–0.70844; Семихатов и др., 2003), и позволяют уверенно коррелировать эти карбонатные породы друг с другом.

Полученные изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ согласуются с интервалом этих отношений в эдиакарских известняках (пост-венчающих карбонатах) групп Уитвлей и Нама, Южная Намибия, формаций Блюфлауэр и Шипбед надсерии Уиндермир, северо-запад Канады, формаций Вонока, Южная Австралия и Деньджин, Южный Китай, а также в известняках и доломитах из формаций Куфай, Шурам и Буа Омана. Важно, что все значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, представляющие старореченскую свиту, вписываются и в довольно узкий диапазон вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7080–0.7085) в поздневендском океане (Кузнецов и др., 2014).

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-27-00420.

Литература

Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Васильева И.М., Ризванова Н.Г., Липенков Г.В., Дубинина Е.О. Раннерифейская билляхская серия Анабарского поднятия, Северная Сибирь: изотопная С–О геохимия и Pb–Pb возраст доломитов // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. V. 27. № 5. С. 19–35.

Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Васильева И.М., Константинова Г.В., Дубинина Е.О., Липенков Г.В., Ризванова Н.Г. Изотопные составы Sr и Pb в доломитах нижнерифейской билляхской серии Анабарского поднятия: метод ступенчатого растворения в хемостратиграфии и геохронологии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2022. V. 30. № 4. С. 22–51.

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

Покровский Б.Г., Виноградов В.И. Изотопный состав стронция, кислорода и углерода в верхнедокембрийских карбонатах западного склона Анабарского поднятия (р. Котуйкан) // Докл. АН СССР. 1991. V. 320. № 5. С. 1245–1250.

Семихатов М.А., Овчинникова Г.В., Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Каурова О.К., Петров П.Ю. Pb–Pb изохронный возраст и Sr-изотопная характеристика верхнеюдомских карбонатных отложений (венд Юдомо-Майского прогиба, Восточная Сибирь) // Докл. Акад. наук. 2003. Т. 393. № 1. С. 83–87.

Xiong S.F., Jiang S.Y., Zhao J.X., Niu P.P., Ma Y., Bai X.Y. Dating Precambrian sedimentary carbonate strata by *in situ* U–Pb isotopes of dolomite // Precambrian Res. 2023. V. 393. 107088.

РОЛЬ МИКРОФОССИЛИЙ КАРЬЕРНОЙ СВИТЫ В СТРАТИФИКАЦИИ РИФЕЯ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Д.А. Горшков

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

Карьерная свита с подстилающей лопатинской и перекрывающей чивидинской входят в чингасанскую серию, распространенную в северной части Енисейского кряжа. Возраст серии определяется по датировкам от 866 ± 16 (гранитоиды, подстилающие лопатинскую свиту) до 650 млн лет (глауконит из перекрывающих чивидинскую свиту отложений чапской серии). Также известны датирования по глаукониту из средней части карьерной свиты – 730–750 млн лет, по минералам базальтоидов чивидинской свиты – около 700 млн лет (Ножкин и др., 2007) и популяции самых молодых цирконов из диамиктитов (696 ± 4 млн лет), позволяющим сопоставить их с оледенением «Стерт» (Rud'ko et al., 2020).

В 2020 г. силами ФГБУ «ВНИГНИ» в Северо-Енисейском районе Красноярского края были проведены полевые работы с целью уточнения геологического строения Тейского

района (Тейско-Чапский прогиб). Материалом для данной работы послужили восемь образцов аргиллитов и алевролитов, содержащих органикостенные микрофоссилии (МФ) из четырех обнажений: ТС12.2 – в 3 км выше по течению р. Тея (правый берег) от устья руч. Тарасовского, ЧО5.4 – в 5 км выше по течению р. Чапа (левый берег) от устья р. Алманакан, Ч30.3 – в 8 км выше по течению р. Чапа (правый берег) от устья р. Чивида и Ч30.4 – в 7,5 км выше по течению р. Чапа (правый берег) от устья р. Чивида.

В отобранных образцах присутствуют многочисленные остатки осцилляториевых и близкие к ним нитчатые формы: *Oscillatorioopsis* sp., *Arctacellularia* sp., *Chlorogloeaopsis contexta* (Herm.), *Siphonophycus typicum* (Herm.), *S. robustum* (Schopf), *Siphonophycus* aff. *solidum* (Gol.), *Tortunema wernadskii* (Schep.), *Palaeolyngbya* sp., *Rugosoopsis* sp.; коккоидные МФ: *Coniunctiophycus* cf. *conglobatum* Zhang, *Мухoccoides* sp.; пузыревидные скопления, часто без четких границ; скопления проблематичных аморфных МФ; колониальные спирально-конические скопления сфероморфид; акритархи с гладкой оболочкой: *Leiosphaeridia crassa* (Naum.), *L. ternata* (Tim.), *L. minutissima* (Naum.), *L. obsuleta* (Naum.); оболочки с неровной поверхностью: *Pterospermopsimorpha* sp., *P. insolita* Tim., *Spumosina rubiginosa* (Andr.) и с выростами: *Trachyhystrichosphaera* sp.; крупные сферические бугорчатые и морщинистые МФ; булавовидные формы (табл. 1).

Таблица 1. Перечень определенных видов микрофоссилий и их встречаемость: ■ – часто (>15 экз./преп.), ▲ – умеренно (5-15 экз./преп.), ● – редко (1-5 экз./преп.).

Образец	Таксономический состав	Встр-сть	Образец	Таксономический состав	Встр-сть	Образец	Таксономический состав	Встр-сть
ТС12.3.44	<i>Arctacellularia</i> sp. <i>Germinosphaera</i> sp. <i>Leiosphaeridia</i> sp. <i>L. crassa</i> <i>L. jacutica</i> <i>L. minutissima</i> <i>Мухoccoides</i> sp. <i>Oscillatorioopsis</i> sp. <i>Siphonophycus</i> sp. <i>S. aff. solidum</i> <i>Spumosina rubiginosa</i>	● ● ■ ▲ ● ● ▲ ● ▲ ● ●	Ч30.3.170	<i>Coniunctiophycus</i> cf. <i>conglobatum</i> <i>Leiosphaeridia crassa</i> <i>L. jacutica</i> <i>L. ternata</i> <i>L. minutissima</i> <i>Мухoccoides</i> sp. <i>Oscillatorioopsis</i> sp. <i>Pterospermopsimorpha insolita</i> <i>Siphonophycus</i> sp. <i>S. typicum</i> <i>S. robustum</i> <i>Tortunema wernadskii</i> Колониальные спирально-конические скопления сфероморфид Крупные морщинистые МФ	▲ ● ● ● ● ■ ■ ■ ■ ■ ■ ▲ ● ●	Ч30.3.167	<i>Coniunctiophycus</i> cf. <i>conglobatum</i> <i>Leiosphaeridia crassa</i> <i>L. jacutica</i> <i>L. ternata</i> <i>L. minutissima</i> <i>L. obsuleta</i> <i>Мухoccoides</i> sp. <i>Oscillatorioopsis</i> sp. <i>Siphonophycus</i> sp. <i>S. typicum</i> <i>S. robustum</i> <i>Tortunema wernadskii</i> Крупные морщинистые МФ	▲ ● ● ● ● ● ■ ■ ■ ■ ■ ▲ ● ●
ТС12.3.45	<i>Leiosphaeridia</i> sp. <i>L. crassa</i> <i>L. jacutica</i> <i>Мухoccoides</i> sp. <i>Oscillatorioopsis</i> sp. <i>Siphonophycus</i> sp. <i>Spumosina</i> sp.	■ ▲ ● ● ● ▲ ●	Ч30.3.171	<i>Leiosphaeridia crassa</i> <i>Мухoccoides</i> sp. <i>Ostiana microcystis</i> Крупные морщинистые МФ	● ● ● ●	Ч30.3.169	<i>Leiosphaeridia crassa</i> <i>Мухoccoides</i> sp. <i>Ostiana microcystis</i> cf. <i>Pterospermopsimorpha</i>	● ● ● ●
ЧО5.4.109	<i>Coniunctiophycus</i> cf. <i>conglobatum</i> <i>Germinosphaera</i> sp. <i>Leiosphaeridia</i> sp. <i>L. crassa</i> <i>L. cf. exculpta</i> <i>Мухoccoides</i> sp. <i>Pterospermopsimorpha</i> sp. <i>Siphonophycus</i> sp. <i>S. cf. typicum</i> <i>Spumosina</i> cf. <i>rubiginosa</i> Колониальные спирально-конические скопления сфероморфид Остатки осцилляториевых Пузыревидные скопления Спорангиеподобные формы	▲ ● ▲ ■ ● ■ ● ▲ ▲ ▲ ▲ ▲ ▲ ▲ ●	Ч30.4.172	<i>Coniunctiophycus</i> cf. <i>conglobatum</i> <i>Leiosphaeridia crassa</i> <i>L. jacutica</i> <i>L. ternata</i> <i>L. minutissima</i> <i>L. obsuleta</i> <i>Мухoccoides</i> sp. <i>Oscillatorioopsis</i> sp. <i>Pterospermopsimorpha insolita</i> <i>Rugosoopsis</i> sp. <i>Siphonophycus</i> sp. <i>S. typicum</i> <i>S. robustum</i> <i>Tortunema wernadskii</i> <i>Trachyhystrichosphaera</i> sp. Колониальные спирально-конические скопления сфероморфид Крупные бугорчатые МФ Крупные морщинистые МФ	▲ ■ ● ● ● ● ■ ■ ● ■ ■ ■ ■ ▲ ● ● ●			

В публикациях, где упоминаются находки МФ чингасанской серии (Морякин, 1990; Ножкин и др., 2007), часть приведенных определений вызвала некоторые сомнения относительно их валидности, поэтому была проведена ревизия с уточнением и дополнением согласно современной классификации.

В результате анализа ассоциации МФ было выяснено, что некоторые таксоны ранее не отмечались в чингасанской серии. К ним относятся: *Arctacellularia* sp., *Ostiana microcystis*, *Trachyhystrichosphaera* sp., *Rugosoopsis* sp. и др. Наибольший интерес представляют находки крупных (200–300 мкм в диаметре) орнаментированных акритарх *Trachyhystrichosphaera*, заключенных во внешнюю тонкую мембрану. Выросты редкие, нерегулярно расположенные, длиной до нескольких микрон. Из всей выборки (15 экземпляров удовлетворительной и плохой сохранности) выделены 3 формы, которые позволили определить их с открытой номенклатурой.

Считается, что акритархи *Trachyhystrichosphaera aimika* являются важным верхнерифейским видом-индексом, встречающимся в ряде местонахождений на разных континентах. На Сибирской платформе находки трахихистрихосфер с возрастом моложе 700 млн лет не известны. Это связано с предвендским размывом, который, судя по датировкам абсолютного возраста, наиболее значительно проявился в центральных районах платформы, где сохранилась лишь нижняя часть среднего или только нижний рифей. Согласно общей литологической последовательности, региональным перерывам, ограничивающим верхнюю часть верхнерифейского разреза, а также U-Pb и Ar-Ar датированию, в Игаро-Норильском и Присаянском районах одновозрастными отложениями чингасанской серии могут считаться: игарская свита с возрастом 747 ± 8 млн лет (Государственная..., 2018); коррелируемая с ее верхней частью, губинская – 716 ± 10 млн лет (Кочнев и др., 2020); карагаская серия, по прорывающим долеритам – 741 ± 4 , 612 ± 6 (Gladkochub et al., 2006) и 718 ± 6 млн лет (Romanov et al., 2020).

Кроме того, в наиболее хорошо изученном Туруханском разрезе фиксируется событийная последовательность, общая с чингасанской серией Енисейского края. В основании шорихинской и лопатинской свит наблюдается региональное несогласие, а в их верхних частях – отрицательная изотопная аномалия по углероду (Bartley et al., 2001; Покровский и др., 2012), сопоставляемая с событием «Биттер Спрингс», возраст которого ~810 млн лет (Park et al., 2020). В перекрывающей шорихинскую мироедихинской свите обнаружен богатейший комплекс верхнерифейских МФ (Вейс и др., 1998). В перекрывающей лопатинскую карьерной свите выявлены МФ, аналогичные мироедихинской биоте: *Arctacellularia* sp., *Ostiana microcystis*, *Trachyhystrichosphaera* sp. представители родов *Palaeolynghya*, *Rugosoopsis*, *Botuobia*, *Germinosphaera*, *Oscillatoriopsis* и др. Хотя в их числе нет других характерных форм, указанные таксоны довольно многочисленны именно в верхней части верхнего рифея. Близкая по таксономическому составу биота, включающая *Trachyhystrichosphaera aimika*, *Cerebrosphaera buickii*, *Comasphaeridium* sp., *Cymatiosphaeroides* cf. *C. kullingii* обнаружена также в тукуланской, куладинской и хастахской свитах, вскрытых скв. Бурская-3410 северо-востока Восточной Сибири (Nagovitsin et al., 2015), что является основанием для сопоставления данных интервалов.

Таким образом, обнаружение в карьерной свите трахихистрихосферы и других верхнерифейских МФ, вместе с обоснованием временных рамок накопления вмещающих отложений в пределах 800–730 млн лет, могут свидетельствовать о единовременном существовании позднерифейских биот как минимум на большей части западной периферии и в северной части Восточной Сибири (в современных координатах).

Автор благодарен Ю.В. Шуваловой и К.Е. Наговицину за оказанную помощь в определении МФ.

Литература

Вейс А.Ф., Петров П.Ю., Воробьева Н.Г. Мироедихинская микробиота верхнего рифея Сибири. Сообщение 1. Состав и фациально-экологическое распределение органостенных микрофоссилий // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т.6, № 5, 1998. С. 15–38.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Норильская. Лист Q-45 – Игарка. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2018. 389 с.

Кочнев Б.Б., Худoley А.К., Дюфрэйи С.Э., Марусин В.В., Прияткина Н.К. Неопротерозойский вулканогенно-осадочный бассейн на северо-западной окраине Сибирского кратона (по результатам датирования обломочных цирконов) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, вып. 18, 2020. С. 181–183.

Морякин В.Б. Микрофитофоссилии чингасанской серии Енисейского кряжа // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Вопросы региональной стратиграфии: Сб. научн. тр. 1 АН СССР, Сиб. отд., Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1990. 169 с.

Ножкин А.Д., Постников А.А., Наговицин К.Е., А.В. Травин, А.М. Станевич, Д.С. Юдин. Чингасанская серия неопротерозоя Енисейского кряжа: новые данные о возрасте и условиях формирования // Геология и геофизика, т. 48, № 12, 2007. С. 1307–1320.

Покровский Б.Г., Буякайте М.И., Кокин О.В. Геохимия изотопов С, О, Sr и хемостратиграфия неопротерозойских отложений севера Енисейского кряжа // Литология и полезн. ископаемые. № 2, 2012. С. 197–220.

Bartley J.K., Semikhatov M.A., Kaufman A.J., Knoll A.H., Pope M.C., Jacobsen S.B. Global Events Across The Mesoproterozoic–Neoproterozoic Boundary: C and Sr Isotopic Evidence From Siberia // Precambrian Res. V. 111. Is. 1–4. 2001. P. 165–202.

Gladkochub, D.P., Wingate M.T.D., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M., Ponomarchuk V.A., Stanevich A.M. Siberian Craton And Its Evolution In Terms Of Rodinia Hypothesis // Precambrian Res. V. 147. 2006. P. 169–174.

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. 226–245.

Park Y., Swanson-Hysell N.L., MacLennan S.A. et al. The lead-up to the Sturtian Snowball Earth: Neoproterozoic Chemostratigraphy Time-calibrated By The Tambien Group Of Ethiopia // GSA Bulletin. V. 132. 2020. P. 1119–1149.

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 Southwestern Margin Of The Siberian Craton: Evidence From Sedimentology, Geochronology And Detrital Zircon Analysis // International Geology Review. V 63. Is. 13. 2020. P. 1–20.

Rud'ko S., Kuznetsov N., Shatsillo A., Rud'ko D., Malyshev S., Dubenskiy A., Sheshukov V., Kanygina N., Romanyuk T. Sturtian glaciation in Siberia: Evidence of glacial origin and U-Pb dating of the diamictites of the Chivida Formation in the north of the Yenisei Ridge // Precambrian Res. 2020. V. 345. P. 1–9.

НА ПУТИ К ЯРУСНОМУ РАСЧЛЕНЕНИЮ ВЕНДА

Д.В. Гражданкин

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

Геологическая летопись вендской системы свидетельствует о последовательной модернизации биогеохимических циклов в системе планеты Земля. Крайне неоднородный и нестабильный окислительно-восстановительный ландшафт в венде обусловил

периодическое распространение на шельфе обстановок, насыщенных кислородом, которые прерывались широкомасштабными океанскими аноксией и эксинией. Эти биогеохимические пертурбации скорее всего сопровождались переменной доступностью питательных веществ, а это не могло не сказываться на общем характере эволюционных процессов и экологической экспансии. Кроме того, геологическая летопись венда свидетельствует о периодическом нагнетании щёлочности в Мировом океане, что в свою очередь могло стать причиной наблюдаемой периодичности в появлении и исчезновении специфических текстур в карбонатных отложениях, признаков синседиментационной цементации алюмосиликокластических осадков и появлением тафономических окон, в которых сохранялись ископаемые остатки мягкотелых организмов. Событийное ощелачивание Мирового океана могло привести к появлению у древнейших животных способности противостоять этим пертурбациям через детоксикацию и прижизненное обызвествление, что со временем могло способствовать возникновению минерального скелета. Выявленные в венде эпохи интенсивного накопления карбонатов, обогащенных легким изотопом углерода, со специфическими литологическими особенностями, позволяющими предполагать ощелачивание океана, открывают новые возможности для периодизации и ярусного расчленения этого интервала геологической истории. Эти эпохи, по всей видимости, вызвали резонанс и в одновозрастных алюмосиликокластических обстановках седиментации, где быстрая цементация осадка способствовала фоссилизации мягких тканей. Кроме того, эти эпохи коррелируются с этапами в эволюции биоминерализации и периодами широкого распространения микробиот Доушаньто–Пертататакского типа. При таком стечении событий, каждая эпоха должна обладать уникальной палеонтологической характеристикой, отражающей различные состояния палеоэкосистем и отвечающей палеоэкосистемным критериям выделения стратонов. Намечающаяся на Сибирской платформе шкала периодизации венда, представляющая собой последовательность геологических тел регионального и суб-глобального масштаба, каждое из которых имеет специфическую углеродную изотопно-геохимическую характеристику, имеет все шансы стать основой для будущей ярусной архитектуры единственной в верхнем протерозое системы.

Изучение событий ощелачивания Мирового океана в венде ведется при финансовой поддержке РФФ (проект 23-17-00202).

СОСТАВ И ГЕНЕЗИС ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД НИЖНЕЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА ЗАОНЕЖСКОЙ СВИТЫ ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ

М.Ю. Гущина^{1,2}, А.В. Самсонов^{2,3}, А.В. Степанова², О.А. Максимов²

¹ Геологический институт РАН, Москва, e-mail: dybree@yandex.ru

² Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск,
e-mail: sa07sa@mail.ru, olemaximov@mail.ru

³ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, e-mail: samsonovigem@mail.ru

В работе представлены результаты изучения коллекции образцов, отобранных в ходе полевых работ на северо-востоке Заонежского полуострова в 2022 г. Территория Заонежского полуострова относится к Онежской структуре, которая расположена на юго-востоке Карельского кратона и является фрагментом некогда большого осадочного бассейна, сформировавшегося в среднем палеопротерозое (Онежская..., 2011). На Заонежском полуострове наибольшее распространение имеют отложения заонежской свиты людиковийского надгоризонта. Нижняя часть разреза заонежской свиты сложена осадочными и вулканогенно-осадочными породами алевролитовой и пелитовой, редко псаммитовой размерностей. Верхняя часть – шунгитоносными породами. Заонежская свита всегда представляла особый интерес из-за присутствия в ней большого количества углеродистого вещества. Исследованию шунгитоносной части свиты посвящено множество

работ, в то время как ее преимущественно терригенная часть остается слабоизученной. Терригенные породы заонежской свиты слабометаморфизованные, сохраняют исходные текстурные особенности и поэтому представляют особый интерес для расшифровки истории палеопротерозоя.

Нами проведено изучение тонкозернистых пород заонежской свиты участка Лебещина. Целью исследования было определение особенностей состава терригенных пород нижней части разреза заонежской свиты, сравнительная их оценка и выяснение генезиса.

Терригенные породы участка Лебещина представлены переслаиванием вулканогенно-осадочных (в большей степени) и осадочных пород пелитовой и алевролитовой размерности. Для вулканогенно-осадочных пород чаще всего характерны светло-серые и серо-зеленые оттенки, для осадочных – темно-серые, до черных. Мощность отдельных слоев колеблется от 10 до 100 см. Преобладают массивные и горизонтально слоистые текстуры. Реже встречаются фрагменты косой и волнистой слоистостей, следы капель дождя. Характерно обильное вкрапление сульфидов. Породы выветрелые, трещиноватые, редко рассланцеванные.

Петрографические исследования показывают, что осадочные породы алевролитовой размерности сложены преимущественно кварцем (~95%), на 5% приходятся полевые шпаты и слюды. Для кварца характерно мозаичное погасание. Большая часть зерен полевых шпатов замещена карбонатом. Породам свойственно сочетание конформной и начальной бластической структур. Вулканогенно-осадочные породы петрографически трудно диагностируемы из-за вторичных преобразований и тонкой размерности зерен. Сохранившиеся реликты вулканического материала замещены хлоритом.

Геохимические исследования показывают, что для осадочных пород характерны высокие содержания SiO_2 (85–93%) и низкие содержания других петрогенных и несовместимых элементов. Для вулканогенно-осадочных пород содержания SiO_2 составляют 41–67%. В них так же отмечаются повышенные концентрации MgO (4–14%), TiO_2 (0,7–2%), что, вероятно, связано с содержащимся в них вулканическим материалом. Высокие содержания Al_2O_3 (7–18%), Fe_2O_3^* (8–20%), MnO (0,10–0,54%), Na_2O (1,6–7,5%) в вулканогенно-осадочных породах, относительно осадочных Al_2O_3 (2–7%), Fe_2O_3^* (3–4%), MnO (0,03–0,05%), Na_2O (0,9–3,5%), указывают на большую долю глинистой компоненты в них.

Значения индекса химического изменения (CIA) для всех изученных пород заонежской свиты колеблется от 26 до 67, что по (Интерпретация..., 2001) свидетельствует об относительно слабой преобразованности исходного алюмокластического материала пород и преобладании на палеоводосборах аридного или семиаридного климата.

Суммарные содержания РЗЭ в осадочных породах составляют 3–14 г/т. Для вулканогенно-осадочных характерны более высокие содержания РЗЭ (14–48 г/т), что, вероятно, связано с тем, что главным носителем РЗЭ является вулканический материал. Спектры распределения РЗЭ вулканогенно-осадочных пород показывают свое сходство с базальтами N-MORB. Исследуемым породам характерны низкие отношения LPZЭ/TPZЭ (1.1–3.5), La/Sc (0.02–0.53), Th/Co (0.003–0.067) и отсутствие выраженной отрицательной Eu-аномалии ($\text{Eu/Eu}^*=0,8-2,6$), что по (McLennan, Taylor, 1991; Condie, 1993) указывает на влияние пород основного состава при их образовании. Концентрации TiO_2 (0.04–0.11%) и Ni (32–79 г/т) по (Floyd, 1989) указывают на образование осадочных пород заонежской свиты под влиянием зрелых пород.

Таким образом анализ полученных данных позволяет сделать следующие предварительные выводы. Отложения нижней части разреза заонежской свиты формировались в неглубоком, периодически осушаемом бассейне. Активные процессы вулканизма обеспечивали поступление большого количества вулканогенного материала основного состава, что привело к накоплению туфогенных осадков. Образование прослоев высококремнистых осадочных пород, возможно, происходило за счет размыва и переотложения более древних ятулийских кварцитопесчаников Карельского кратона.

Анализ вещественных характеристик пород заонежской свиты людиковия позволяет предположить, что их образование, происходило в условиях активного рифтогенеза.

Исследование выполнено за счет средств гранта РФФИ № 23-17-00260.

Литература

Интерпретация геохимических данных / Под ред. Е.В. Складова. Москва: Интернет Инжиниринг, 2001. 288 с.

Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минералогия) / Глушанин Л.В., Шаров Н.В., Щипцов В.В. (Отв. ред.). Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2011. 431 с.

Condie K.C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // *Chem. Geol.* 1993. V. 104. P. 1–37.

Floyd, P.A., Winchester, J.A., Park, R.G. Geochemistry and tectonic setting of Lewisian clastic metasediments from the Early Proterozoic Loch Maree Group of Gairloch, NW Scotland // *Precambrian Res.* 1989. V. 45. 203–214.

McLennan S.M., Taylor S.R. Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends // *The Journal of Geology.* 1991. V. 99. P. 1–21.

ВЕРХНЯЯ ЧАСТЬ МИНЬЯРСКОЙ СВИТЫ КАРАТАУСКОЙ СЕРИИ (ВЕРХНИЙ РИФЕЙ) ЮЖНОГО УРАЛА: СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

С.А. Дуб

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

Разрезы каратауской серии Башкирского мегантиклинория (БМА) Южного Урала традиционно считаются стратотипическими для верхнего рифея Общей стратиграфической шкалы России (Стратотип..., 1983). Верхняя часть серии представлена карбонатной миньярской и перекрывающей её терригенно-карбонатной укской свитами, самостоятельность последней была обоснована С.М. Домрачевым (1952) и Ю.Р. Беккером (1961). В настоящее время является актуальным уточнение стратиграфии пограничных отложений указанных свит, поиск и опробование наиболее полных разрезов.

Миньярская свита сложена преимущественно доломитами и по разным оценкам в различных районах имеет мощность до 500–850 м. По последним данным, её изотопный возраст составляет 820 ± 77 млн лет (Kuznetsov et al., 2017). В верхней части свиты на всей площади БМА прослеживается толща с многочисленными конкрециями или линзами кремней, в том числе содержащих богатые комплексы микрофоссилий (Беккер, 1961; Сергеев, 2006). Данная толща носит название балаевской (Стратотип..., 1983), камаелгинской (Крылов, 1983) или пятой (Маслов, 2006) и составляет не менее трети от общей мощности свиты. Некоторые авторы проводят нижнюю границу верхней подсвиты миньярской свиты в основании именно этой толщи (Крылов, 1983; Подковыров и др., 1998; Кузнецов и др., 2006).

Толща представлена в основном слоистыми доломитами, как микрзернистыми, так и плоскообломочными (флейкстоунами), строматолитовые биогермы присутствуют в подчинённом количестве. Из-за обилия кремневых конкреций, большинство из которых являются раннедиагенетическими, она считается хорошим стратиграфическим репером. В то же время вопрос об источнике кремнезёма пока остаётся без ответа. Обнаружено, что данная толща характеризуется устойчиво лёгким изотопным составом углерода по сравнению с подстилающими и перекрывающими отложениями (Подковыров и др., 1998; Кузнецов и др., 2006; Kuznetsov et al., 2017), что может быть проинтерпретировано как протяжённый отрицательный С-изотопный экскурс. Пока что этой С-изотопной аномалии не уделено достаточного внимания. Специальные исследования, посвящённые установлению наличия устойчивой связи бассейна седиментации с Мировым океаном, могут открыть хорошую

перспективу для хемотратиграфической корреляции отложений. Наиболее полные разрезы этой толщи (до 400–450 м по данным И.Н. Крылова и В.Н. Сергеева) находятся в Инзерском синклинии, в нижнем течении р. Большой Инзер. Менее полные, но достаточно представительные разрезы толщи расположены также в Алатауском антиклинории (на р. Зилим выше хут. Культамак и на руч. Кужай в районе д. Бакеево) и в Сулеймановской антиклинали (по р. Юрюзань между г. Усть-Катав и ст. Вязовая) западного крыла и в Криволукской синклинали (на р. Белой непосредственно выше д. Мурадымово) восточного крыла БМА. В стратотипе миньярской свиты (г. Миньяр, Каратауский структурный комплекс) эти отложения представлены, но верхние уровни толщи не обнажены (однако, в связи с расширением карьера у ст. Бьянка, к настоящему моменту ситуация могла несколько измениться) или обнажены восточнее, возле моста через р. Сим.

Особый интерес представляет достаточно протяжённый разрез этой толщи к северу от д. Мурадымово на левом берегу р. Белой. Вскрытые здесь отложения рядом авторов (Келлер, 1966; Козлов, 1982) относились к укской свите. Наши исследования показали, что они представлены слоистыми доломитами с кремнями и немногочисленными строматолитами, т.е. принадлежат верхней части миньярской свиты. Здесь нами обнаружены редкие линзовидные прослои тёмно-серых (до чёрных) аргиллитов, которые ранее известны не были. Выявленные аргиллиты являются перспективными для проведения биостратиграфических исследований.

Самая верхняя толща миньярской свиты носит название шубинской, «бескремнёвой» или шестой и имеет ограниченное распространение. Она представлена преимущественно известняками – как правило, интракластовыми, иногда строматолитовыми. Толща прекрасно обнажена на правом берегу р. Юрюзань вблизи г. Усть-Катав (пос. Шубино) на западном крыле Сулеймановской антиклинали, где имеет мощность около 25 м, однако на восточном крыле антиклинали она отсутствует – была размыва в предуковское время (Крылов, 1983). Шубинская толща (мощностью более 45 м) отмечается также и в Инзерском синклинии, например, в разрезе по р. Большой Инзер ниже устья р. Ямашта 1-ая (ур. Каямбук). Вероятно, в некоторых разрезах (например, в усть-катавском) имеет место перерыв между шубинской и подстилающей её толщей, на который косвенно указывает неравномерная доломитизация известняков на этом уровне и скачкообразное (более чем на 3‰) изменение изотопного состава углерода (Подковыров и др., 1998).

В литературе также встречаются указания на присутствие шубинской толщи, представленной пластом строматолитовых бескремневых доломитов мощностью около 2 м, на р. Зилим выше хут. Культамак. Однако принадлежность этих отложений к рассматриваемой толще дискуссионна, т.к. отсутствие кремней не является решающим аргументом (по данным В.Н. Сергеева, кремни в западных районах БМА на этом уровне в принципе не характерны для строматолитовых построек). В остальных разрезах Алатауского антиклинория (на рр. Басу, Большой Нугуш и Зилим выше устья р. Савинтук) шубинские известняки отсутствуют. По-видимому, они частично сохранились от предуковского размыва в Каратауском структурном комплексе, однако плохая обнажённость и недостаточная изученность этого района не позволяют провести корреляции.

Детальное изучение литологии шубинской толщи и её взаимоотношений с перекрывающими отложениями приводит к выводу о сходстве пород с известняками верхней подсвиты укской свиты и, в то же время, об отсутствии постепенного перехода к нижнеукской подсвите. В усть-катавском разрезе (г. Медведь) в шубинской толще нет прослоев терригенных пород, а в самых верхних пластах известняка нами обнаружены мелкие кремнёвые стяжения и гематит. В обоих разрезах («Медведь» и «Каямбук») литологическая граница между миньярской и укской свитами достаточно резкая, что указывает на перерыв в осадконакоплении. Очевидно, что в разрезах, в которых шубинская толща отсутствует, данной границе соответствует ещё более продолжительный стратиграфический перерыв.

Предполагается, что детально проработанная литостратиграфическая схема для верхней части миньярской свиты в частности и для каратауской серии в целом в будущем может стать надёжной основой для выявления перспективных хроностратиграфических рубежей и их прослеживания на территории БМА.

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

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.

Домрачев С.М. Девон хр. Каратау и прилегающих районов Южного Урала. Девон Западного Приуралья. Л.-М.: Гостоптехиздат, Ленингр. отд-ние, 1952. С. 5-121.

Келлер Б.М. Вендский комплекс Урала // Сов. геология. 1966. № 5. С. 58–69.

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

Крылов И.Н. Стратиграфия и микрофоссилии миньярской свиты рифея Южного Урала // Сов. геология. 1983. № 6. С. 60–72.

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. Строение разрезов и некоторые особенности вариации мощности различных толщ миньярской свиты (верхний рифей, Башкирский мегантиклинорий). Ежегодник-2005 (Тр. ИГГ УрО РАН), 2006. Вып. 153. С. 85–93.

Подковыров В.Н., Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Виноградов Д.П., Козлов В.И., Кислова И.В. Изотопный состав карбонатного углерода в стратотипе верхнего рифея (каратавская серия Южного Урала) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 4. С. 3–19.

Сергеев В.Н. Окремненные микрофоссилии докембрия: природа, классификация и биостратиграфическое значение. М.: Геос, 2006. 280 с.

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

Kuznetsov A.V., Bekker A., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., Vasilyeva I.M. Unradiogenic strontium and moderate-amplitude carbon isotope variations in early Tonian seawater after the assembly of Rodinia and before the Bitter Springs Excursion // Prec. Res. 2017. V. 298. P. 157–173.

БРЯНСКИЙ И БРАГИНСКИЙ БЛОКИ КАК ЧАСТИ ЕДИНОГО ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ИНГУЛО-СЕВСКОГО ОРОГЕНА, ЗАПАДНАЯ САРМАТИЯ: ДАННЫЕ ПО МЕТАОСАДОЧНЫМ ПОРОДАМ

**К.Г. Ерофеева^{1,2}, К.А. Савко³, Г.Д. Волкова¹, А.А. Носова¹, А.В. Самсонов¹,
О.Ф. Кузьменкова⁴**

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва,
e-mail: xenin.erofeeva@ya.ru

²Геологический институт РАН

³Воронежский государственный университет, Воронеж, e-mail: ksavko@geol.vsu.ru

⁴«Научно-производственный центр по геологии», Минск, e-mail: kuzmenkovaof@mail.ru

Основой для расшифровки состава, возраста и тектонической природы пород раннедокембрийского фундамента, погребенных под осадочным чехлом древних платформ, служат данные комплексного изучения керна скважин. В настоящей работе представлены результаты петрологического изучения и изотопного датирования пород Брянского и Брагинского блоков, пространственно сопряженных в северо-западной части Сарматского мегаблока Восточно-Европейского кратона. Эти результаты дополняют

полученные ранее данные и подтверждают единство истории формирования этих двух блоков в составе палеопротерозойского Ингуло-Севского орогена (Vogdanova et al., 2016).

Брянский блок выделен на российской территории в западном обрамлении архейского Курского блока. Вблизи предполагаемой границы с Курским блоком на востоке он сложен ортопироксен-гранатовыми гранулитами среднего состава, на западе – в разной степени мигматизированными гнейсами (Савко, 1999), прорванными гранитными интрузивами протерозойского возраста. Возраст гранулитового метаморфизма оценивается как 2.04 млрд лет (монацит, TIMS, Savko et al., 2018).

Гнейсы Брянского блока достаточно однородны по составу и отвечают грауваккам и аркозам. Они характеризуются умеренным фракционированием редкоземельных элементов (РЗЭ) с отрицательными аномалиями HFSE (Nb, Ti, Zr) и Sr.

Циркон гнейсов имеет неоднородное внутреннее строение: для большинства зерен характерны ядра с магматической осцилляторной зональностью, достигающие однородными оболочками. Возрасты циркона (SIMS, SHRIMP-II) варьируют в диапазоне от 1.96 до 3.24 млрд лет. Наиболее выраженный пик ~2.04 млрд лет получен при определении возраста оболочек и отвечает времени гранулитового метаморфизма (Savko et al., 2018). Менее выраженный пик с возрастом ~ 2.10 млрд лет установлен для ядер. В последних также определены более древние возрасты.

Граниты Брянского блока по геохимическим характеристикам близки гнейсам и могут рассматриваться как граниты S-типа. Циркон гранитов часто содержит темно-коричневые ядра, достигающие бесцветными каймами. Несмотря на внутреннюю неоднородность зерен, ядра и каймы показали близкий конкордантный возраст ~ 2.05 млрд лет. Модельные возрасты $t_{\text{Hf}}(\text{C})$ циркона варьируют в интервале от 2.47 до 3.06 млрд лет.

Брагинский блок выделен на территории Беларуси западнее Брянского блока и имеет как черты сходства, так и различия с последним. Брагинский блок состоит из разнообразных парагнейсов (кулажинская серия, (Толкачикова, 1999)), мигматизированных и интродуцированных гранитоидами с возрастом 2.05–2.03 млрд лет (барсуковский и копаньский комплексы) (Claesson et al., 2001; Бурмистров и др., 2019); реже встречаются маломощные прослои амфиболитов (Толкачикова, 2002). Протолитами гнейсов являлись метаосадочные породы, амфиболитов – вулканиты основного и среднего состава, сформированные в обстановках задуговых бассейнов при низкой магматической активности и эпизодическим поступлением вулканогенного материала (Толкачикова, 2002). Существующие датировки единичных зерен циркона из парагнейсов (Бибикова и др., 1995; Claesson et al., 2001) породили жаркие дискуссии о времени накопления толщ (Богданова, Бибикова, 2006; Аксаментова, Найденов, 2006). На сегодняшний день вопрос о возрасте парагнейсов Брагинского блока остается открытым.

Парагнейсы Брагинского блока по составу отвечают преимущественно грауваккам, имеют умеренно-фракционированные спектры распределения РЗЭ с отрицательными аномалиями HFSE и Sr, и геохимически близки к гнейсам Брянского блока.

Циркон из гнейсов формирует зерна короткопризматического и изометричного, реже длиннопризматического габитуса. Встречаются как однородные зерна, так и зерна с гетерогенным строением. В последних ядра имеют осцилляторную зональность; а достигающие их оболочки характеризуются незональным строением. Возрасты циркона (LA-ICP-MS) варьируют от 1.99 до 3.15 млрд лет. Наиболее интенсивный возрастной пик в спектрах распределения возрастов соответствует ~2.10 млрд лет и характерен для ядер и однородных зерен циркона, обладающих осцилляторной зональностью. Преобладающие возрасты оболочек циркона варьируют в диапазоне 2.02–2.05 млрд лет.

Выводы. Сходство геохимии гнейсов Брянского и Брагинского блоков, возрастных спектров распределения циркона и их пиковых значений, а также присутствие одновозрастных гранитоидов, вероятно указывает на принадлежность рассматриваемых блоков к единой тектонической структуре, в качестве которой наиболее вероятен Ингуло-Севский ороген. При этом наблюдаемые незначительные вариации геохимических

характеристик гнейсов могут быть связаны с конфигурацией бассейна осадконакопления, т.е. с накоплением протолитов гнейсов в его разных частях. На основании полученных изотопно-геохимических данных можно предполагать синхронное накопление протолитов гнейсов, которое происходило не позднее 2.10 млрд лет назад.

U–Pb возрасты циркона ~ 2.45 млрд лет, а также аналогичные единичные значения модельного возраста $t_{\text{Hf}}(\text{C})$ циркона гранитоидов, указывают на палеопротерозойский магматический эпизод юго-западной части архейской коры Сарматии. Это событие может быть связано с рифтогенезом пассивной континентальной окраины, которое приводило к расколу края архейского блока и последующему росту ювенильной палеопротерозойской коры при поступлении мантийного материала. Источником сноса более древнего (>2.6 млрд лет) терригенного материала, скорее всего, была мезоархейская ГЗО Курского блока на границе с Брянским блоком (Savko et al., 2021).

Исследование выполнено при финансовой поддержке Госзадания лаборатории петрографии ИГЕМ РАН.

Литература

Аксаментова Н.В., Найденков И.В. Является ли кристаллический фундамент Беларуси новым Палеопротерозойским доменом в Восточно-Европейском кратоне? // *Літасфера*. 2006. № 2 (25). С. 142–154.

Бибикова Е.В., Богданова С.В., Горбачев Р., Клаэссон С., Кирнозова Т.И. Изотопный возраст, природа и структура докембрийской коры в Беларуси // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 1995. Т. 3. № 6. С. 68–78.

Богданова С.В., Бибикова Е.В. Есть ли Архей в Беларуси? // *Літасфера*. 2006. № 1 (24). С. 134–136.

Бурмистров В.Н., Гуринович М.П., Пискун О.А. U–Pb изотопный возраст и геотектоническая позиция палеопротерозойских чарнокитов Брагинского гранулитового массива юго-востока Беларуси (северо-западная окраина Сарматии) // *Літасфера*. 2019. № 2 (51). С. 12–22.

Савко К.А. Петрология и тектонотермальная эволюция гранулитов Брянского блока, Воронежский кристаллический массив // *Петрология*. 1999. Т. 7. № 3. С. 276–298.

Толкачикова А.А. Глиноземистые породы кулажинской серии фундамента Припятского прогиба // *Літасфера*. 1999. № 10 (11). С. 86–90.

Толкачикова А.А. Петрогенезис пород кулажинской серии Припятского прогиба // *Докл. НАН Беларуси*. 2002. Т. 46. № 3. С. 105–109.

Bogdanova S.V., Gorbatshev R., Garetsky R.G. EUROPE | East European Craton // *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences*, Elsevier. 2016. P. 1–18.

Claesson S., Bogdanova S.V., Bibikova E.V., Gorbatshev R. Isotopic evidence for Paleoproterozoic accretion in the basement of the East European Craton // *Tectonophysics*. 2001. V. 339. P. 1–18.

Savko K.A., Samsonov A.V., Kotov A.B., Salnikova E.B., Korish E.H., Larionov A.N., Anisimova I.V., Bazikov N.S. The Early Precambrian metamorphic events in Eastern Sarmatia // *Precambrian Res.* 2018. V. 311. P. 1–23.

Savko K.A., Samsonov A.V., Larionov A.N., Chervyakovskaya M.V., Korish E.H., Larionova Yu. O., Bazikov N.S., Tsybulyaev S.V. A buried Paleoproterozoic core of the Eastern Sarmatia, Kursk block: U–Pb, Lu–Hf and Sm–Nd isotope mapping and paleotectonic application // *Precambrian Res.* 2021. V. 353. 106021.

СОСТАВ И ВОЗРАСТ ФУНДАМЕНТА АРХАНГЕЛЬСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ОБЛАСТИ СЕВЕРА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: ДАННЫЕ ПО ДЕТРИТОВЫМ МИНЕРАЛАМ В РИФЕЙ-ВЕНДСКИХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ

К.Г. Ерофеева^{1,2,3}, В.В. Третьяченко⁴, А.В. Самсонов¹, Б.П. Красовская^{1,3}

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва,
e-mail: xenin.erofeeva@ya.ru

²Геологический институт РАН, Москва

³Российский государственный университет им. Серго Орджоникидзе

⁴Акционерная компания «АЛРОСА» ПАО, Архангельск

Изучение вещественного состава, возраста и геодинамических условий формирования кристаллического фундамента Архангельской алмазоносной области (Третьяченко, 2018, 2023), перекрытого мощным осадочным чехлом, является комплексной задачей, которая может быть решена на основе изучения (1) керна глубоких скважин, (2) коровых породных ксенолитов и цирков в кимберлитах и родственных им породам, вынесенных глубинными мантийными расплавами, и 3) детритовых минералов из осадочных пород, перекрывающих фундамент.

При этом, керн скважин наиболее полно характеризует только верхнюю часть фундамента, и дает точечную информацию. Коровые ксенолиты, включая цирконы из трубок взрыва, служат основой для изучения или всего локального разреза земной коры, или его части, включая породы поверхности фундамента. Наряду с этой информацией, детритовые минерала из осадочных пород, перекрывающих фундамент, могут дать характеристику состава и возраста пород поверхности фундамента на площади сноса. Очевидно, что для получения наиболее полной и обоснованной картины оптимальным является использование всех трех подходов.

В настоящей работе показана информативность результатов изучения детритовых минералов из осадочных пород Зимнебережного и Архангельского минерагенических районов фундамента Архангельской алмазоносной области (Третьяченко, 2018, 2023), для которых небольшое количество данных по керну скважин, а также породным ксенолитам и цирконам уже было получено ранее (Самсонов, 2018 и ссылки в этой работе).

В структурах рифея–верхнего венда здесь выделяются Архангельский (АВ) и Золотицко-Пачугский (ЗПВ) выступы кристаллического фундамента, разделенные Керецко-Пинежским рифтогенным прогибом (Третьяченко, 2018, 2023). Последний заполнен рифейскими син- и пострифтовыми отложениями. Венд–палеозойский осадочный чехол с несогласием перекрывает рифейские отложения и палеопротерозойские комплексы фундамента.

Ксеногенный материал, вынесенный кимберлитами, фиксирует неоднородность состава и возраста коры по глубине в пределах вышеуказанных структур рифея–верхнего венда. В пределах ЗПВ (Зимнебережный минерагенический район) ксенолиты нижнекоровых гранулитов и ксенокристы циркона имеют ювенильный палеопротерозойский возраст (Самсонов и др., 2018; Markwick, Downes, 2000). Земная кора здесь сложена преимущественно палеопротерозойскими комплексами с резко подчиненным количеством архейского материала (Самсонов и др., 2018). В пределах АВ фундамента (Архангельский минерагенический район) породные ксенолиты и цирконы относятся как к палеопротерозойским, так и архейским (~30 об.%, 2.7 и 2.9 млрд. лет) комплексам, что связывают с разрушением подстилающих архейских пород при тектоническом совмещении с палеопротерозойским (ЗПВ) террейном (Самсонов и др., 2018).

На основании изучения керна скважин, в фундаменте ЗПВ преобладают палеопротерозойские ($T_{Nd}(DM)$ 2.1–2.3 млрд. лет) метабазиты и гранитоиды. Последние имеют геохимическое сходство с гранитоидами Терского террейна (Самсонов и др., 2018). АВ сложен парагнейсами ($T_{Nd}(DM)$ ~2.3 млрд. лет), которые по составу и изотопным характеристикам аналогичны метаосадочным породам кондалитового комплекса Умбинского террейна (Самсонов и др., 2018).

В разрезе аркозовых грубозернистых песчаников чидвийской свиты рифейского возраста, вскрытых в центральной части Керецко-Пинежского прогиба (скв. 770 Чидвия), охарактеризованы породы с двух глубинных уровней: ~1300 и ~1000 м. Составы рутила из песчаников, отобранных на гл. 1300 м, указывают на их кристаллизацию в породах и основного и кислого состава, метаморфизованных в условиях от амфиболитовой до эклогитовой фаций. Спектры распределения возрастов циркона характеризуются широким интервалом от 1.22 до 3.49 млрд лет с интенсивным пиком 2.77 млрд лет, и менее выраженными – 1.99 и 1.92 млрд лет. В песчаниках, отобранных с глубины ~1000 м, особенности состава рутила предполагают его кристаллизацию преимущественно из кислых пород, реже – метабазитов, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации. Спектр распределения возрастов циркона характеризуется интервалом от 1.89 до 2.88 млрд лет с преобладающим пиком в 1.92 млрд лет и менее выраженными – 1.99, 2.47 и 2.76 млрд лет.

В гравелитистые песчаники чидвийской? свиты северо-восточного борта Керецко-Пинежского прогиба (скв. 774 Золотица) гранат поступал при разрушении метаморфизованных в условиях от амфиболитовой до эклогитовой фаций (метапелиты/средние и кислые породы, в подчиненном количестве метабазиты), реже – магматических пород. Спектр распределения возрастов циркона отвечает интервалу от 1.91 до 2.86 млрд лет, имеет близкие по интенсивности пики с возрастными 1.94 и 2.78 млрд лет, и в целом аналогичен спектру распределения возрастов циркона из песчаников, вскрытых на глубине ~1000 м в скв. 770 Чидвия.

В перекрывающих фундамент АВ вендских базальных грубозернистых песчаниках (скв. 771 Ижмозёрская) составы граната и рутила указывают на их формирование в метапелитах или породах кислого состава, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации. Спектры распределения возрастов циркона отвечают интервалу от 1.89 до 2.98 млрд лет с наиболее интенсивными пиками 1.92 и 1.98 млрд лет.

В перекрывающих фундамент ЗПВ вендских базальных грубозернистых песчаниках (скв. 775 Кепина) состав граната указывает на его формирование в породах среднего и кислого состава, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации, реже магматических пород. Составы рутила также указывают на метаморфизованный в условиях гранулитовой фации источник кислого состава. Спектры распределения возрастов циркона (от 1.84 до 2.85 млрд лет, пики 1.92 и 1.98 млрд лет) близки к таковым для циркона из вендских грубозернистых песчаников АВ.

Полученные данные позволяют проследить изменение влияния источников сноса при накоплении обломочных пород. Накопление песчаников происходило не древнее середины среднего рифея при ведущем разрушении архейских комплексов базитового и кислого состава (метапелиты, гранитоиды). Архейским источником могли служить комплексы Карельской гранит-зеленокаменной области. Незначительное количество циркона с возрастом 1.9–2.0 млрд лет, вероятно, указывает на размыв проксимальных палеопротерозойских комплексов АВ и ЗПВ (Самсонов и др., 2018). Мезопротерозойские комплексы в пределах АВ и ЗПВ на сегодняшний день не известны. Распределение возрастов циркона из наиболее глубинных аркозовых песчаников сходно с таковым для циркона из песчаников терской свиты, опробованных на северном берегу Белого моря (Кузнецов и др., 2021), что указывает на ведущую роль однотипных по составу и возрасту питающих провинций, а наблюдаемые различия в распределении пиковых значений возраста циркона может быть обусловлено спецификой проксимальных источников. Песчаники среднего уровня разреза центра и гравелитистые песчаники северного борта Керецко-Пинежского прогиба имеют схожий набор минералов тяжелой фракции, их химические составы и возрасты циркона также близки. Эти породы были сформированы при разрушении архейских и палеопротерозойских (~40:60) метаморфических комплексов (гранулитовой и эклогитовой фаций) кислого состава. Вероятно, питающей провинцией могли служить проксимальные архейские комплексы Карельской гранит-зеленокаменной

области и палеопротерозойские пород фундамента. В вендское время накопление обломочных пород происходило за счет эрозии подстилающих пород фундамента.

Таким образом, возрасты и характеристика составов индикаторных минералов из рифей-вендских осадочных пород Архангельской алмазоносной области подтверждает широкое распространение здесь в составе раннедокембрийского фундамента палеопротерозойских гранулитов с возрастными 1.9–2.0 млрд лет, которые могут являться продолжением комплексов Лапландско-Кольского орогена, выведенного на поверхность на Фенноскандинавском щите (Самсонов и др., 2018). Изменение характеристик минералов в разновозрастных осадочных отложениях, возможно, отражают исходное строение Лапландско-Кольского орогена и его последовательное разрушение и/или палеогеографию региона в позднем докембрии.

Исследования выполнены при поддержке гранта РНФ 23-17-00260.

Литература

Кузнецов Н.Б., Балугев А.С., Терехов Е.Н. О времени формирования Кандалакшского и Керецкого грабенов палеорифтовой системы Белого моря в свете новых данных изотопной геохронологии // Геодинамика и тектонофизика. 2021. В. 12. № 3. С. 570–607.

Самсонов А.В., Третьяченко В.В., Спиридонов В.А., Носова А.А., Каргин А.В., Ларионова Ю.О., Ларионов А.Н., Сазонова Л.В. Палеопротерозойский коллизионный ороген в фундаменте Архангельской провинции: альтернатива правилу Клиффорда и новый критерий прогноза локализации алмазоносных кимберлитов // Материалы V Всероссийской научно-практической конференции с международным участием, посвящённой 50-летию Алмазной лаборатории ЦНИГРИ – НИГП АК «АЛРОСА» (ПАО). Мирный, 2018. С. 166–169.

Третьяченко В.В. Архангельская кимберлит-пикритовая область (особенности формационного состава, геотектонической позиции и минерагенического районирования, прогноз алмазоносности) // Материалы V Всероссийской научно-практической конференции с международным участием, посвящённой 50-летию Алмазной лаборатории ЦНИГРИ – НИГП АК «АЛРОСА» (ПАО). Мирный, 2018. С. 199–209.

Третьяченко В.В. Зимнебережный алмазоносный район – состояние и актуальные вопросы минерагенического потенциала // Материалы XII Международной научно-практической конференции научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов. Москва, ЦНИГРИ. 2023. С. 473–477.

Markwick A.J.W., Downes H. Lower crustal granulite xenoliths from the Arkhangelsk kimberlite pipes: petrological, geochemical and geophysical results // Lithos. 2000. V. 51. P. 135–151.

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 парапород 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.

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).

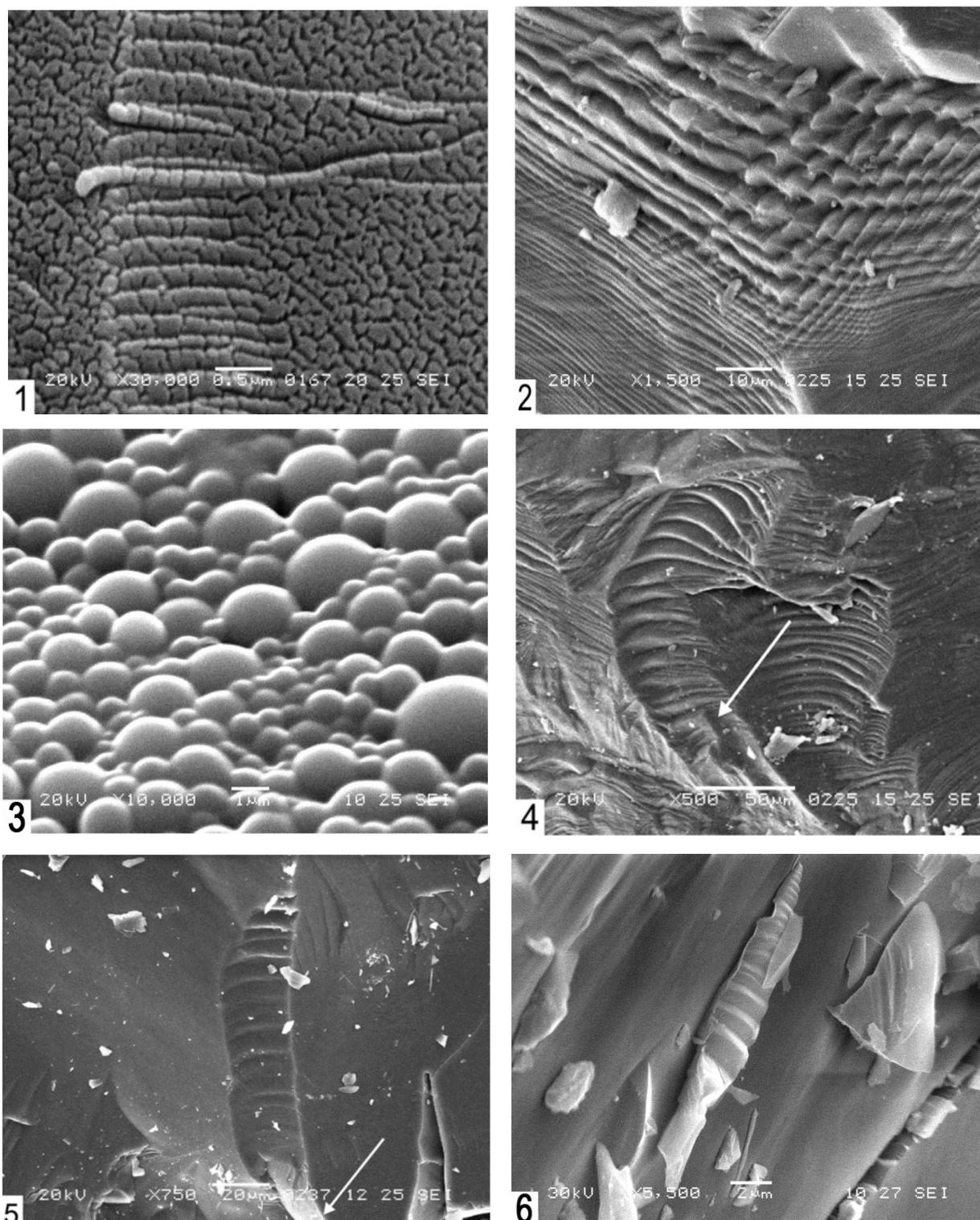


Рис. 1. Электронномикроскопические снимки кварца из пород раннего докембрия: 1 – кварцит, AR₃; 2 – гнейс, AR₃; 3 – жильный кварц, AR₃; 4 – гнейс, PR₁; 5 – железистый кварцит, PR₁; 6 – гранит, PR₁.

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. 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. Т. 419. № 3. С. 378–380.

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

КОМПЛЕКСНЫЙ АНАЛИЗ ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ В ОСАДОЧНОМ РАЗРЕЗЕ РИФЕЯ БАЙКИТСКОГО ПОДНЯТИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Т.С. Зайцева*, А.Б. Кузнецов, И.М. Горохов, О.К. Каурова, И.М. Васильева

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

*e-mail: z-t-s@mail.ru

Изотопное датирование осадочных отложений с помощью различных минералов-геохронометров осуществляется уже в течение более чем полувека. Однако эффективность такого датирования во многом зависит от возможности оценки степени постдиагенетических преобразований этих минералов, определяемой особенностями литогенеза исследуемых серий. Возраст осадочных отложений может быть определен по вулканогенным цирконам, которые выделены из синседиментационных вулканогенных прослоев. Если в изучаемом разрезе отсутствуют вулканогенные породы (туфы), для получения прямой информации о времени накопления отложений используют аутигенные минералы: глобулярные (глаукониты) и тонкозернистые слоистые силикаты, а также хемогенные карбонатные породы и фосфориты. Кроме этого, для оценки возраста геологических событий в осадочных бассейнах исследователи используют детритовые слюдяные минералы и зерна обломочного циркона, которые могут дать информацию об источниках сноса, фиксируя тем самым максимальный возраст исследуемых отложений.

Глобулярные слоистые силикаты (ГСС) образуются *in situ* на стадии раннего диагенеза, близкого ко времени седиментации осадков. Однако для того, чтобы Rb–Sr и K–Ar оценки возраста, полученные по ГСС, можно было связать с возрастом раннего диагенеза изучаемого минерала, необходимо доказать сохранность его раннедиагенетической структуры. Поиски таких критериев сохранности предпринимались

во всем мире на протяжении многих десятилетий и остаются актуальными по нынешний день (Горохов и др., 1995; Зайцева и др., 2018; Śrdoń et al., 2023).

Анализ изотопно-геохронологических данных, получаемых по тонкозернистым субмикронным фракциям аргиллитов, также представляет собой непростую задачу, поскольку эти фракции, как правило, содержат смеси, по меньшей мере, двух некогенетических генераций иллита. Различные генерации тонкозернистых слоистых силикатов дают информацию либо о времени и глубине погружения осадков, а также их преобразовании (Lanson, Besson, 1992; Горохов и др., 2019a), либо об источниках сноса материала в осадочный бассейн.

Для определения возраста древних карбонатных пород используют U–Pb (Pb–Pb) метод, который позволяет получить стратиграфически значимые оценки для осадочных отложений (Овчинникова и др., 1994, Каурова и др., 2010). Для выбора образцов, пригодных для U–Pb (Pb–Pb) датирования, применяют изотопно-геохимические критерии – отношения Mn/Sr, Fe/Sr, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $\delta^{18}\text{O}$.

К настоящему времени для рифейских отложений камовской серии Сибирской платформы накоплен большой объем изотопно-геохронологических данных, полученный по различным минералам-геохронометрам. Рифейские нефтегазоносные отложения камовской серии развиты в Юрубчено-Тохомской и Катангской зонах Байкитской антеклизы запада Сибирской платформы (рис. 1). Камовская серия в разрезах опорных скв. Мадринская-156 и Юрубченская-110 расчленяется на зелендуконскую, вэдрешевскую, мадринскую, юрубченскую, долгоктинскую, куюмбинскую, копчерскую, юктенскую, рассолкинскую, вингольдинскую, токурскую и ирэмэкэнскую свиты (Краевский и др., 2018). Опубликованный Ar–Ar возраст долеритов, прорывающих гранитогнейсы фундамента и, вероятно, заходящих в основание камовской серии, определяет ее нижний возрастной предел – около 1500 млн лет (Хабаров и др., 2002). На основании палеонтологических и изотопно-геохимических данных возраст отложений камовской серии оценивается от нижнего–среднего (Наговицин и др., 2010; Хабаров и др., 2011) до верхнего (Краевский и др., 1991; Мельников и др., 2005) рифея.

Недавно для глауконитов долгоктинской свиты Байкитской антеклизы был получен Rb–Sr изохронный возраст (1300 ± 7 млн лет, Зайцева и др., 2019). Минералогические и кристаллохимические исследования показали наличие постдиагенетических изменений структуры ГСС, что, как правило, приводит к «омоложению» изотопного возраста. Соответственно время раннего диагенеза осадков нижней части камовской серии древнее 1300 млн лет. Постдиагенетический этап преобразования структуры глауконитов долгоктинской толщи (около 1300 млн лет назад) близок ко времени «омоложения» рифейских глауконитов осорхаятинской и арымасской свит Оленекского поднятия, установленному в интервале 1280–1250 млн лет назад (Зайцева и др., 2018). В глобальном масштабе этот этап совпал с перестройкой внутренних палеобассейнов Сибирской платформы на начальной стадии гренвильского орогенеза 1.3–1.2 млрд лет назад.

Проведенное позднее U–Pb (Pb–Pb) изучение карбонатных пород камовской серии дало два значения 1510 ± 50 млн лет для нижних (мадринская, юрубченская, куюмбинская, вингольдинскую свиты) и 1490 ± 50 млн лет для верхних (ирэмэкэнская свита) горизонтов (Горохов и др., 2021). Полученные значения возраста свидетельствуют о том, что все карбонатные свиты камовской серии относятся к нижнему рифею и могут быть скоррелированы с породами протерозойского чехла Анабарского поднятия, Pb–Pb возраст которых составляет 1513 ± 35 млн лет (Горохов и др., 2019б).

Кроме Rb–Sr датирования глауконитов долгоктинской свиты, впервые нами проведено Pb–Pb изучение тех же монофракций глауконитов. Точки трех глауконитов в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ легли на изохрону 1510 ± 50 млн лет вместе с карбонатами, показывая тот же Pb–Pb-возраст.

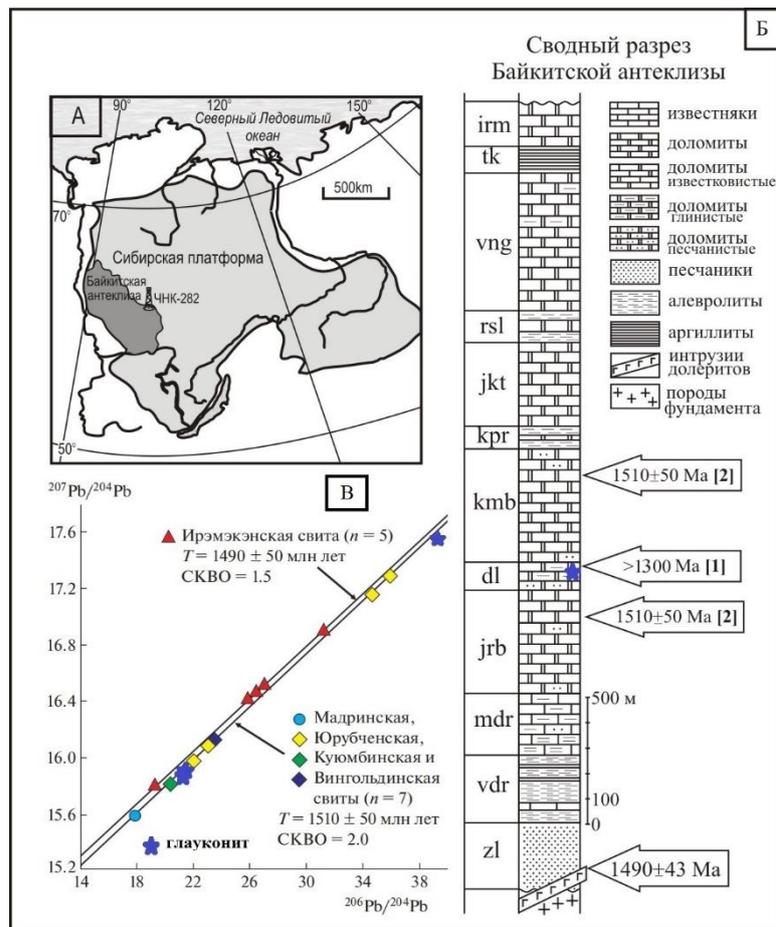


Рис.1. Положение Байkitской антеклизы (А) и строение разреза камовской серии (Б).

Указанные на рисунке датировки: 1300 млн лет – изохронный Rb–Sr возраст глауконитов (Зайцева и др., 2019), 1510 ± 50 млн лет – Pb–Pb-возраст карбонатных пород (Горохов и др., 2021), 1490 ± 43 млн лет – $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрасты долеритов, прорывающих гранитоиды фундамента (Хабаров и др., 2002); Pb–Pb-изохроны для карбонатных пород и глауконитов камовской серии (В).

Сокращения: zl –зелендуконская, vdr – вэдрэшевская, mdr – мадринская, jrb – юрубченская, dl – долготкинская, kmb – куумбинская, kpr – копчерская, jkt – юктенская, rsl – рассолкинская, vng – вингольдинская, tk – токурская, irm – ирэмэкэнская свиты.

С целью определения возможных источников терригенного материала в песчаниках камовской серии было проведено датирование детритовых цирконов (Зайцева и др., 2022) U–Th–Pb LA-ICP-MS методом в ИГГД РАН. Из 68 проанализированных зерен циркона получено 44 конкордантных оценок возраста, находящихся преимущественно в интервалах 2668–2540 и 1885–1860 млн лет с пиками на кривой относительной вероятности возрастов около 2.58 ($n = 37$) и 1.87 ($n = 5$) млрд лет. Популяция более древних зерен циркона камовской серии (2668–2540 млн лет) может быть связана как с гранитоидами Юрубченского массива, U–Pb возраст которого составляет 2562 ± 16 млн лет (Самсонов и др., 2021), так и с гранулитам Иркутского блока Шарыжалгайского выступа, возраст которых попадает в интервал 2541–2595 млн лет (Turkina et al., 2012). Нижнепротерозойская популяция циркона из отложений камовской серии (1885–1860 млн лет), вероятно, связана с гранитоидами Ангарского пояса, возраст которых в области Бирюсинского блока составляет 1874 ± 14 млн лет (Донская и др., 2014).

Таким образом, образование отложений камовской серии Байkitской антиклизы произошло около 1500 млн лет назад, а тектоническая перестройка палеобассейнов Сибирской платформы около 1300–1200 млн лет назад привела к «омоложению» Rb–Sr возраста глауконита. Источниками сноса циркона в рифейский палеобассейн являлись нижнепротерозойские и архейские породы фундамента Сибирской платформы.

Комплексный анализ изотопно-геохронологических данных по разным минералам-геохронометрам из пород камовской серии позволил получить разноплановую информацию об истории формирования и преобразования осадочных последовательностей, а также источниках сноса детритового материала в палеобассейн.

Изотопно-геохронологические исследования проведены при финансовой поддержке гранта РФФИ (№ 23-17-00084).

Литература

Горохов И.М., Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Аракелянц М.М., Ковач В.П., Константинова Г.В., Турченко Т.Л., Васильева И.М. Изотопная систематика и возраст аутигенных минералов в аргиллитах инзерской свиты Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019а. № 2. С. 3–30.

Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Васильева И.М., Крамчанинов А.Ю., Ризванова Н.Г., Константинова Г.В. Pb–Pb-возраст карбонатных пород камовской серии, Байкитская антеклиза Сибирской платформы // Докл. АН. Науки о Земле. 2021. Т. 500. № 1. С. 12–17.

Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Васильева И.М., Ризванова Н.Г., Липенков Г.В., Дубинина Е.О. Раннерифейская билляхская серия анабарского поднятия, Северная Сибирь: изотопная С-О геохимия и Pb–Pb возраст доломитов // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019б. Т. 27. № 5. С. 19–35.

Горохов И.М., Яковлева О.В., Семихатов М.А., Ивановская Т.А. Rb–Sr и K–Ar возраст и мессбауэровские спектры глобулярных слоистых силикатов глауконитового ряда: дебенгдинская свита среднего рифея Оленекского аоднятия, Северная Сибирь // Литология и полезные ископаемые 1995. № 6. С. 615–631.

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Вингейт М.Т.Д. Раннепротерозойские постколлизийные гранитоиды Бирюсинского блока Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2014. Т.55. № 7. С.1028–1043.

Зайцева Т.С., Горохов И.М., Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Ивановская Т.А., Константинова Г.В., Доржиева О.В. “Омоложденные” глобулярные слоистые силикаты в рифейских отложениях Оленекского поднятия Северной Сибири: кристаллохимическая идентификация и геологическое значение Rb–Sr и K–Ar датировок // Стратиграфия. Геол.корреляция. 2018. № 5S. С. S3–S26.

Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Иванова Н.А., Масленников М.А., Пустыльникова В.В., Турченко Т.Л., Наговицин К.Е. Rb–Sr возраст рифейских глауконитов камовской серии, Байкитская антеклиза Сибирской платформы // Докл. АН. 2019. Т.488. №.1. С. 595–600.

Зайцева Т.С., Прияткина Н.С., Горохов И.М., Ковач В.П., Адамская Е.В., Гороховский Б.М., Плоткина Ю.В. Обломочные цирконы из рифейских отложений байкитской антеклизы (Сибирская платформа): U–Th–Pb данные // Пустоваловские чтения 2022: традиционная конференция, посвященная 120-летию Л.В.Пустовалова: материалы конференции. М.: РГУ нефти и газа (НИУ) им.И.М. Губкина, 2022. С.48–50.

Каурова О.К., Овчинникова Г.В., Горохов И.М. U–Th–Pb систематика докембрийских карбонатных пород: определение возраста формирования и преобразования карбонатных осадков // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 3. С. 27–44.

Краевский Б.Г., Пустыльников А.М., Кринин В.А., Краевская М.К., Леднева Е.А. Новые данные по стратиграфии рифейских отложений Байкитской антеклизы // Геология и геофизика. 1991. № 6. С. 103–110.

Краевский Б.Г., Якшин М.С., Наговицин К.Е. Региональная стратиграфическая схема рифейских отложений западной части Сибирской платформы // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2018. №7. С. 4–14.

Мельников Н.В., Якшин М.С., Шишкин Б.Б., Ефимов А.О., Карлова Г.А., Килина Л.И., Константинова Л.Н., Кочнев Б.Б., Краевский Б.Г., Мельников П.Н., Наговицин К. Е., Постников А.А., Рябкова Л.В., Терлеев А.А., Хабаров Е.М. Стратиграфия нефтегазоносных

бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Новосибирск: Академич. изд-во “Гео”, 2005. 428 с.

Наговицин и др., Станевич А.М., Корнилова Т.А. Стратиграфическое положение и возраст высокоорганизованных протерозойских ископаемых биот с *Tarrania* в Сибири // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 11. С. 1531–1538.

Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Беляцкий Б.В., Васильева И.М., Горохов И.М. Рв-Рв возраст карбонатных пород среднего рифея Сибири: сухотунгусинская свита Туруханского поднятия // Докл. АН. 1994. Т.339. №6. С.789–793.

Самсонов А.В., Постников А.В., Спиридонов В.А., Ларионова Ю.О., Ларионов А.Н., Травин А.В., Постникова О.В., Соловьева Н.В., Сабиров И.А., Спиридонов И.В. Неоархейские гранитоиды на западе Тунгусского супертеррейна, фундамент Сибирской платформы: геохронология, петрология, тектоническое значение // Петрология. 2021. Т. 29. № 5. С. 451–477.

Хабаров Е.М., Вараксина И.В. Строение и обстановки формирования мезопротерозойских нефтегазоносных карбонатных комплексов запада Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 8. С. 1173–1198.

Хабаров Е.М., Пономарчук В.А., Морозова И.П., Вараксина И.В., Сараев С.В. Вариации уровня моря и изотопного состава карбонатного углерода в рифейском бассейне западной окраины Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 3. С. 211–239.

Lanson B., Besson G. Characterization of the end of smectite-to-illite transformation: Decomposition of X-ray patterns // Clays Clay Miner. 1992. V. 40. № 1. P. 40–52.

Środoń J., Williams L., Szczerba M., Zaitseva T., Bojanowski M., Marciniak-Maliszewska B., Kuligiewicz A., Starzec K., Ciesielska Z., Paszkowski M. Mechanism of late diagenetic alteration of glauconite and implications for geochronology // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2023. V. 352. P. 157–174.

Turkina O.M., Berezhnaya N.G., Lepekhina E.N., Kapitonov I.N. U–Pb (SHRIMP II), Lu–Hf isotope and trace element geochemistry of zircons from high-grade metamorphic rocks of the Irkut terrane, Sharyzhalgay Uplift: Implications for the Neoproterozoic evolution of the Siberian Craton // Gondwana Res. 2012. V.21. P. 801–817.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ГОРИЗОНТЫ ВЕНДА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Б.Б. Кочнев

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

Горизонты как основные подразделения региональных стратиграфических схем в докембрийских осадочных бассейнах выделяются на комплексной основе с учетом как биостратиграфических, так и литологических, геохронологических и изотопных данных (Стратиграфический..., 2019). В существующих для Сибирской платформы (СП) официальных стратиграфических схемах, ныне охватывающих вендский комплекс (Решения..., 1983, 1989), используется ряд подразделений в ранге горизонтов, однако принципы их выделения исторически существенно отличались, поскольку часть горизонтов долгое время относилась к более древним уровням рифея. В качестве биостратиграфического обоснования широко использовались комплексы микробиалитов, значение которых, как показала более поздняя практика, весьма неоднозначно. Кроме того, единый вендский осадочный бассейн на территории СП был достаточно условно разделен на несколько регионов, для каждого из которых был предложен свой набор горизонтов (Решения..., 1983).

Во внутренних районах СП верхней части венда и самым низам кембрия соответствует *даниловский* горизонт (Решения..., 1989). В периферических районах СП ему полностью либо частично соответствуют *островной*, *присянский* и *юдомский* горизонты, которые, как считалось ранее, полностью охватывают весь объем венда (Решения..., 1983).

В основании этих горизонтов наблюдается в различной степени выраженный перерыв в осадконакоплении с последующей трансгрессией и преобладанием смешанного терригенно-карбонатного либо карбонатного, преимущественно мелководно-морского осадконакопления. Биостратиграфическое обоснование горизонтов неоднозначное: наряду со скелетными микроостатками и отпечатками бесскелетных организмов, которые тогда были известны лишь в юдомском горизонте, широко использовались микробиалиты и микрофоссилии, а во внутренних районах ключевым для выделения был литологический состав. Граница с томмотским ярусом по смене ископаемых остатков уверенно устанавливалась лишь на севере и востоке СП, тогда как на юге и западе проводилась по сути условно. Кроме того, на севере и востоке по палеонтологическим данным ранее был предложен *немакит-далдынский* горизонт (региоярус) как терминальный для венда, однако данных для прослеживания его на всей СП было недостаточно.

Ниже даниловского горизонта во внутренних районах СП выделяется тирский горизонт, который из-за выраженного регрессивного строения отличается широким разнообразием фаций, включающим как мелководные лагунные, так и континентальные. Перерыв в основании тирского горизонта проявлен преимущественно в центральной и северной части внутренних районов. Непский горизонт имеет наиболее сложное строение, обусловленное как латеральным разнообразием фаций, так и трансгрессивно-регрессивной цикличностью. Биостратиграфической основой для обособления непского горизонта являются органостенные микрофоссилии, которые достаточно сложным образом распределены как по вертикали, так и по латерали (Решения..., 1983; 1989). Ниже непского горизонта в качестве переходного интервала между рифеем и вендом был предложен вилючанский горизонт (Шенфильд, 1991), стратиграфическое значение и объем которого дискусионны.

Относимые ранее к среднему и верхнему рифею *тасеевский*, *жуинский* и *дальнетайгинский* горизонты помимо литологических данных обосновывались в основном комплексами микробиалитов, и по ним же сопоставлялись с уйским, керпыльским и лахандинским горизонтами востока СП (Решения..., 1983). При этом, каждый из горизонтов представляет собой крупный трансгрессивно-регрессивный цикл, часто отделенный от других хорошо прослеживаемым перерывом в осадконакоплении.

Появление на рубеже XX и XXI веков новых изотопно-геохимических, геохронологических и палеонтологических данных, однозначно указывающих на эдиакарский (вендский) возраст тасеевского, жуинского и дальнетайгинского горизонтов юга СП, резко расширило стратиграфический объем венда в регионе. Однако это обострило вопросы местных корреляций, поскольку стали очевидны резкие несоответствия в составе, мощности и стратиграфическом объеме сопоставляемых толщ. Тем не менее, для некоторых регионов были предложены варианты таких сопоставлений, основанные как на прослеживании фациальных рядов, так и учитывающие био- и хемотратиграфические данные (Кочнев и др., 2018, 2020 и др.).

На сегодняшний день, в качестве прототипов региональных горизонтов для венда СП могут быть предложены (сверху вниз) даниловский, тирский, непский, а также жуинский и дальнетайгинский горизонты, которые – с учетом перерывов между ними – заполняют весь объем венда в его уточненном в сравнении с представленным в Стратиграфическом кодексе (Стратиграфический..., 2019) возрастном диапазоне, т.е. 530–640 млн лет. Даниловский горизонт, верхняя часть которого относится уже к томмотскому ярусу нижнего кембрия и маркируется двумя крупными положительными экскурсами $\delta^{13}\text{C}$, кроме постепенно увеличивающих свое разнообразие комплексов мелкораковинных окаменелостей, содержит остатки макроводорослей, скелетных макроорганизмов и ихнофоссилии, в т.ч. вид-индекс *Treptichnus pedum*. Нижняя граница даниловского горизонта, по всей видимости, может быть датирована около 550 млн лет, т.е., подошва эдиакария, которая на СП может быть уверенно установлена лишь в весьма небольшом количестве разрезов, проходит внутри даниловского горизонта.

Тирский горизонт, помимо широких вариаций обстановок осадконакопления, характеризуется значительным разбросом значений $\delta^{13}\text{C}$, во многом обусловленным внутривассейновыми вариациями. Наиболее важной его биостратиграфической характеристикой – с учетом корреляции между внутренними районами и обнаженной периферией СП – можно считать остатки макроскопических бесскелетных организмов в Прибайкалье и на Оленекском поднятии, а также в Патомском прогибе (Стратиграфия..., 2005). В последнем подошва тирского горизонта может быть сопоставлена с основанием жербинской свиты, в которой недавно также найдены бесскелетные остатки, характерные для позднего эдиакария. Возрастной диапазон тирского горизонта определяется в основном данными из перекрывающих и подстилающих отложений и может быть оценен в рамках 550–565 млн лет.

Жуинский горизонт Патомского прогиба, уверенно прослеживаемый вдоль южной окраины СП, охарактеризован негативной С-изотопной аномалией, сопоставляемой с глобальным событием Шурам-Вонока (~565–580 млн лет). Во внутренних районах СП ему соответствует верхняя часть непского горизонта (Кочнев и др., 2018). Дальнетайгинский горизонт, который без заметного стратиграфического перерыва подстилает жуинский, охарактеризован ископаемой микробиотой, характерной для раннего эдиакария, а также преобладанием положительных значений $\delta^{13}\text{C}$ и появлением сравнительно низких (0.7074...0.7076) значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, а также рядом Pb–Pb датировок карбонатов древнее 600 млн лет, что вместе с присутствием ледниковых отложений в основании позволяет сопоставлять их кровлю с подошвой эдиакария Международной хроностратиграфической шкалы (635 млн лет) (Rud'ko et al., 2021 и ссылки в работе).

Исключительно сложным остается вопрос о реальном стратиграфическом объеме непского горизонта и о его корреляции с жуинским и дальнетайгинским горизонтами. С одной стороны, комплекс микрофоссилий в непском горизонте имеет много общих черт с уринской биотой дальнетайгинской серии (Голубкова, 2023), а в верхней части непского горизонта имеются карбонаты с низкими значениями $\delta^{13}\text{C}$, что позволяет сопоставлять его с дальнетайгинским и жуинским горизонтами вместе. С другой стороны, такая корреляция противоречит, в частности, данным по скважинам в Иркутском амфитеатре, где несомненные аналоги дальнетайгинского горизонта с размывом перекрыты непскими отложениями (Шенфильд, 1991). Не исключено, что в пределах внутренних районов СП основание непского горизонта является диахронным, что, однако, вступает в противоречие с детальными корреляциями по скважинам (Решения..., 1989). Ранневендское оледенение, которое широко представлено в подошве дальнетайгинского горизонта по периферии юга СП, во внутренних районах либо отсутствует, либо возраст его недостаточно обоснован. Одним из возможных путей решения этой проблемы может являться более детальное датирование обломочных цирконов из базальных горизонтов осадочного чехла внутренних районов СП, дающее шанс определить максимальный возраст осадконакопления и на этой основе разработать новые варианты местных и региональных корреляций, уточнив границы имеющихся либо предложив новые региональные горизонты для венда СП.

Работы выполнены в соответствии с базовым проектом НИР FWZZ-2022-0002.

Литература

Голубкова Е.Ю. Акантоморфные акритархи из отложений венда внутренних районов Сибирской платформы // Палеонтологический журнал. 2023. № 1. С. 93–101.

Кочнев Б.Б., Покровский Б.Г., Кузнецов А.Б., Марусин В.В. С- и Sr-хемотратиграфия карбонатных отложений венда-нижнего кембрия центральных районов Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 6. С. 731–755.

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.

Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Часть 1 (верхний протерозой и нижний палеозой). Новосибирск: СНИИГГиМС. 1983. 215 с.

Решения Четвертого Межведомственного регионального стратиграфического совещания по уточнению и дополнению стратиграфических схем венда и кембрия внутренних районов Сибирской платформы. Новосибирск: СНИИГГиМС. 1989. 64 с.

Стратиграфический кодекс России. Издание третье, исправленное и дополненное. СПб: Изд. ВСЕГЕИ. 2019. 96 с.

Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления / Ред. А.Е. Конторович. Новосибирск: "Гео". 2005. 432 с.

Шенфиль В.Ю. Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск: Наука. 1991. 185 с.

Rud'ko S.V., Kuznetsov A.B., Petrov P.Yu., Sitkina D.R., Kaurova O.K. Pb–Pb dating of the Dal'naya Taiga Group in the Ura uplift of southern Siberia: Implication for correlation of C-isotopic and biotic events in the Ediacaran // Precambrian Research. 2021. V. 362. 106285.

РЕЗУЛЬТАТЫ U–Pb ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ПЕТРОЗАВОДСКОЙ И ШОКШИНСКОЙ СВИТ ВЕРХНЕГО КАРЕЛИЯ (ВЕПСИЯ) ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИОНЕЖЬЯ

В.А. Крупеник*, К.Ю. Свешникова

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, e-mail: [*Valery_Krupenik@vsegeil.ru](mailto:Valery_Krupenik@vsegeil.ru)

Петрозаводская и вышележащая шокшинская свиты слагают Южно-Онежскую впадину (мульду). Это крупная структура овальной формы, которая простирается от широты г. Петрозаводска на юг до р. Свирь, и далее погружается под платформенный чехол. Породы северо-восточного крыла структуры имеют юго-западное падение с углами 10–15° и образуют многочисленные выходы вдоль побережья Онежского озера. Западное крыло характеризуется крутым восточным погружением слоев с углами до 70°. В центральной части впадины установлено пологое (близкое к горизонтальному) залегание пород. По современным представлениям петрозаводская и шокшинская свиты относятся к вепсийскому надгоризонту, который завершает верхний карелий и сменяется отложениями рифея.

Петрозаводская свита (400–450 м) с размывом залегает на суйсарской и падосской свитах калевийского надгоризонта. Свита сложена серыми, реже, розовато-серыми грубозернистыми полимиктовыми, полевошпат-кварцевыми косослоистыми песчаниками. Содержит прослой алевролитов и сланцев, линзы конгломератов.

Шокшинская свита (>1000 м) залегает на петрозаводской свите с размывом и мелкогалечными конгломератами в основании. Свита представлена красным, малиновыми, розовыми кварцито-песчаниками и кварцитами с косою слоистостью и знаками ряби, реже красноцветными, зеленоватыми алевролитами и глинисто-слюдистыми сланцами. В нижней части разреза шокшинской свиты выявлен маломощный (около 10 м) покров гематитизированных базальтов (Светов, 1979)

В настоящее время вепсийский возраст петрозаводской и шокшинской свит определяется их залеганием на образованиях калевия, верхняя граница которого принята 1900 млн. лет и возрастом прорывающего их ропручейского силла: 1770 ± 12 млн. лет (Бибикина и др., 1990), 1751 ± 3 млн лет (Lubnina et al., 2012) и 1726 ± 9 млн лет (собственные данные авторов, SHRIMP-II). В текущем году опубликованы первые данные датирования детритовых цирконов из кварцитов шокшинской свиты (Кузнецов и др., 2023). Рассчитанное средневзвешенное значение по трем наиболее молодым оценкам возраста составляет 1906 ± 13 млн лет, которое авторами исследования принято, как нижняя возрастная граница свиты.

В данной работе представлены результаты определения возраста цирконов из трех проб песчаников петрозаводской (№ 2030В) и шокшинской (№№ 400-5 и 1905) свит. Определение возраста цирконов из проб 2030В и 400-5 производилось в Геологическом институте СО РАН (г. Улан-Удэ) методом LA-ICP-MS. Лазерный пробоотбор выполнялся с помощью устройства лазерной абляции UP-213 фирмы NewWaveResearch. Диаметр лазерного луча составлял 30 мкм, энергия излучения составляла 4–5 Дж/см². Изотопный анализ проводился на одноколлекторном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой Element XR, фирмы ThermoScientific. Анализ цирконов сопровождался измерением эталонных образцов циркона: 91500; GJ и Plesovice. Датирование пробы 1905 выполнено в Изотопном Центре ФГБУ ВСЕГЕИ на ионном микрозонде SHRIMP-II по стандартной методике (Williams, 1998).

Наименьшие величины погрешностей (1σ) при определении возраста цирконов получены по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Эти данные были использованы для расчетов и построения гистограмм. В работе приняты погрешность измерений (1σ) менее 50 млн лет и дискордантность менее 5%.

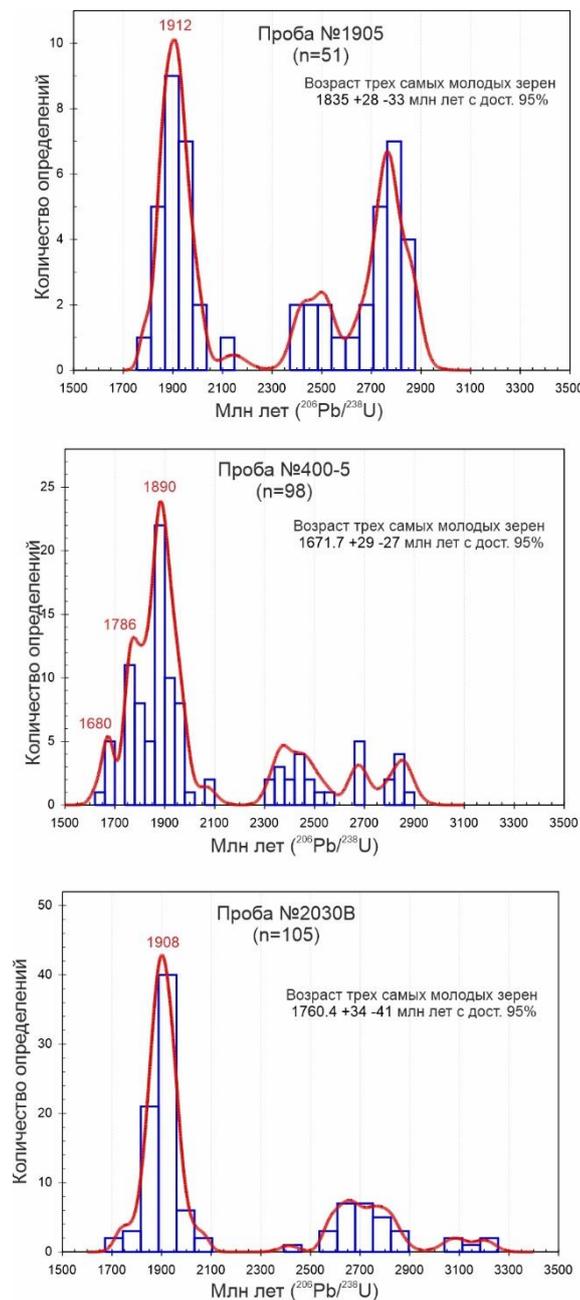


Рис. 1. Сводные графики (гистограммы и кривые вероятности) распределения возрастов детритовых цирконов из петрозаводской и шокшинской свит Южно-Онежской мульды

Проба 2030В отобрана из розовато-серых среднезернистых полевошпат-кварцевых песчаников петрозаводской свиты в карьере Рыборецкого месторождения габбро-долеритов. Измерения выполнены по 118 зернам циркона. В построениях использованы данные по 80 зернам (105 измерений, включая повторные), удовлетворяющие принятым критериям достоверности. Полученные значения возраста охватывают интервал 1693–3257 млн лет (рис. 1). Более 70% измерений образуют кластер значений в диапазоне 1693–2046 млн лет с максимумом 1908 млн лет. Второй по количеству измерений диапазон (22%) ограничен значениями 2600–2900 млн лет с максимумом 2650 млн лет. Среднее значение по трем самым молодым цирконам равно 1760 +34 -41 млн лет.

Пробы 400-5 и 1905 отобраны из красных кварцито-песчаников шокшинской свиты в ущелье Генсой-Сельга на р. Важенке (западное крыло Южно-Онежской мульды)

Проба 400-5. Материал для анализа выделен из тонкого слойка, представляющего собой природный шлик, сложенный зернами циркона в гематитовом цементе. Проанализировано 110 зерен, из которых в построениях использованы данные 98. Полученные значения возраста охватывают интервал 1647–2928 млн лет (рис. 1). Более 64% измерений попали в диапазон 1647–2080 млн лет с максимумом 1890 млн лет. Второй по значению диапазон (14% измерений) – 2324–2546 млн лет с максимумом 2370 млн лет. Среднее значение по трем самым молодым цирконам составляет 1661,7 +29 -27 млн лет.

Проба 1905. Измерения выполнены по 64 зернам циркона. В построениях использованы данные по 51 зерну. Полученные значения возраста охватывают интервал 1787–2874 млн лет (Рис. 1). Около 50% измерений попали в диапазон 1787–2004 млн лет с максимумом 1912 млн лет. Второй диапазон (16% измерений) – 2411–2552 млн лет с максимумами 2508 млн лет. Третий диапазон (37% измерений) – 2639–2874 млн лет с максимумами 2770 млн лет. Среднее значение по трем самым молодым цирконам равно 1835 +28 -33 млн лет.

Сравнение результатов датирования детритовых цирконов петрозаводской и шокшинской свит показывает, что диапазоны возрастов наиболее молодых цирконов в пробах 2030В и 400-5, учитывая неточность измерений, практически совпадают между собой: 1693–2046 млн лет и 1647–2080 млн лет. Пиковые значения возрастов для молодых цирконов этих проб различаются в пределах точности измерений: 1908 и 1890 млн лет. Диапазон значений молодых возрастов (1787–2004 млн лет) по пробе 1905 входит в тот же интервал, что и в вышеназванных пробах, но имеет более высокий нижний предел. Здесь необходимо учитывать, что цирконы пробы 1905 анализировались с применением иной методики, и на меньшем количестве зерен. Пиковые значения трех проб, с учетом точности измерений, близки между собой. Все это указывает на то, что основная доля обломочного материала для петрозаводской и шокшинской свит поставлялась из общего источника, вероятно, гранитов калевия.

Нижняя возрастная граница петрозаводской свиты, по среднему значению возраста трех самых молодых детритовых цирконов пробы 2030В, может быть оценена в 1760 +34 -41 млн лет. Для шокшинской свиты, по пробе 400-5, получаем величину 1661,7 +29 -27 млн лет, а по пробе 1905 – 1835 +28 -33 млн лет. Если принять цифру 1661,7 млн лет, то, фактически, следует признать рифейский возраст шокшинской свиты. На данном этапе, можно подойти к оценке нижней возрастной границы шокшинской свиты более осторожно, и принять значение 1835 +28 -33 млн лет, полученное по пробе 1905 с использованием более точной аппаратуры (SHRIMP-II), но по значительно меньшей выборке. При увеличении числа анализов эта цифра может быть скорректирована. В любом случае, обломочный материал для формирования шокшинской свиты поставлялся при разрушении пород, в том числе, вепиского возраста. То же справедливо и в отношении петрозаводской свиты. В качестве верхнего возрастного ограничения шокшинской свиты, в настоящее время, принимается оценка возраста Ропручейского силла – 1750–1726 млн лет, залегающего вблизи границы шокшинской и петрозаводской свит. Но его интрузивная природа, строго говоря, не доказана и лежащие выше отложения шокшинской свиты мощностью до 1000 м могут иметь более молодой возраст.

Литература

Бибикова Е.В., Кирнозова Е.И., Лазарев Ю.Н., Макаров В.А., Николаев А.А. U-Pb изотопный возраст вепся Карелии // Докл. АН. 1990. Т. 310. № 1. С. 212–216.

Кузнецов Н.Б., Колодяжный С.Ю., Романюк Т.В., Страшко А.В., Балуев А.С., Терехов Е.Н., Межеловская С.В., Дубенский А.С., Шешуков В.С. О времени и условиях формирования шокшинских кварцитопесчаников Южно-Онежской впадины в свете новых данных изотопной геохронологии // Геодинамика и тектонофизика. 2023. Т. 14. № 1. 32 с.

Светов А.П. Платформенный базальтовый вулканизм карелид Карелии. Л.: Наука, 1979. 208 с.

Lubnina N.V., Pisarevsky S.A., Söderlund U., Nilsson M., Sokolov S.J., Khramov A.N., Iosifidi A.G., Ernst R., Romanovskaya M.A., Pisakin B.N., 2012. New Palaeomagnetic and Geochronological Data from the Roprukey Sill (Karelia, Russia): Implications for Late Palaeoproterozoic Palaeogeography. In: S. Mertanen, L.J. Pesonen, P. Sangchan (Eds), Supercontinent Symposium 2012 (September 25–28, 2012). Programme and Abstracts. Geological Survey of Finland, Espoo, Finland, 2012. P. 81–82.

Williams I.S. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe // Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Reviews in Economic Geology. 1998. V. 7. P. 1–35.

НЕАКТУАЛИСТИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ СЕДИМЕНТАЦИИ В МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКИХ БАССЕЙНАХ: ОСОБЕННОСТИ КЛИМАТА И МИНЕРАГЕНИИ

М.Т. Крупенин*, С.А. Дуб

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург

*e-mail: krupenin@igg.uran.ru

Преобладающим типом карбонатных отложений в протерозое были доломиты (Кузнецов, 2019 и др.). Начиная с палеопротерозоя в них присутствуют рассеянные сульфаты (Carbonate-associated sulfates), о чём свидетельствуют результаты изучения южноафриканской формации Дойчланд (Deutschland Formation, Transvaal Supergroup) с возрастом порядка 2.3 млрд лет (Buchanan et al., 1981; Guo et al., 2009). В более молодых отложениях, например в туломозерской свите ятулия Карелии (2.1 млрд лет), уже фиксируется наличие толщ ангидритов и каменных солей (Морозов и др., 2010). Ещё более широкое распространение эвапориты получили на уровне 1.2 млрд лет (Kah et al., 2001), в том числе они описаны из формации Сэсайэти Клифс (Society Cliffs Formation, Bylot Supergroup, Баффинова Земля), до 15% объёма которой представлено гипсом. Сульфатно-доломитовые породы обнаружены и в раннепротерозойской формации Дашицяо, провинция Ляонин, Северо-Китайская платформа (Chen et al., 2002).

В протерозойских терригенных породах и доломитах нередко прямые находки сульфатов в виде прослоев и стяжений ангидрита и гипса, несмотря на их относительно легкую растворимость и высокую степень преобразования докембрийских отложений. Кроме того, наблюдаются многочисленные доломитовые и кварцевые псевдоморфозы по сульфатам, а также неоднократно описанные в доломитах горизонты коллапс-брекчий, образованных при диагенетическом растворении сульфатов и послойном брекчировании (Жарков, 2005 и ссылки в этой работе; Мичурин и др., 2009; Крупенин, 2018; Grotzinger, Kasting, 1993; Melezhik et al., 2001).

Предполагается, что часть палеопротерозоя, мезопротерозой и первая половина неопротерозоя представляли собой хронологически весьма длительный отрезок геологической истории с широким проявлением неактуалистических обстановок существования крупных мелководных морей в условиях теплого климата. Высокое стояние уровня моря способствовало развитию обширных шельфовых бассейнов с устойчивыми периодами мелководной эвапоритовой седиментации. Для этого длительного интервала

времени 2.2–0.72 млрд лет не отмечены эпизоды оледенений. Серия оледенений, маркированных тиллитами в супергруппах Гурон и Трансвааль, после великого окислительного события (GOE) завершилась на уровне 2.22 млрд лет (Чумаков, 2015; Rasmussen et al., 2013). Существованию длительных периодов теплого климата и устойчивых трансгрессий моря в мезопротерозое (приблизительно соответствующему раннему и среднему рифею отечественной шкалы) не противоречат также и палеомагнитные данные относительно низкоширотного расположения Балтики, как части суперконтинента Нуна в течение длительного времени (Evans, Mitchell, 2011; Luoto et al., 2021). Вероятно, и начало неопротерозоя (и, соответственно, позднего рифея) также вписывается в этот климатический тренд. Верхняя граница устойчивого теплого периода выглядит неопределенно из-за активного дрейфа континентов в высокие широты, судя по комплексу палеомагнитных данных, и связывается с наступлением (~717 млн) гляциоэпизода Стёрт (который в российской шкале относится к рифею). Таким образом, в протерозое «великая ледниковая пауза» продолжалась примерно с 2220 до 720 млн лет, то есть около 1.5 млрд лет.

Подобные условия седиментации в обширных мелководных надплатформенных морях на длительных отрезках геологической истории, известны также и для фанерозоя. В фундаментальной сводке по условиям эвапоритовой седиментации в фанерозойских бассейнах Дж. Уорреном (Warren, 2016) приведены убедительные примеры таких огромных бассейнов, занимающих значительную площадь древних платформ и несопоставимых с современными относительно маленькими эвапоритовыми бассейнами, приуроченными к узким зонам прибрежных лагун. Такими эвапоритовыми мегабассейнами прошлого с площадью более 1 млн км² являются венд–кембрийский соленосный Восточно-Сибирский бассейн на Сибирской платформе, пермские бассейны Восточно-Европейской (Кузнецов, 2019) и Северо-Американской платформ (Warren, 2016). Существование таких гигантских эвапоритовых палеобассейнов, не имеющих аналогов в современных обстановках, связано, вероятно, с климатическими особенностями древних эпох, в том числе протерозоя.

Специфика позднедокембрийского отрезка геологической истории с развитием признаков эвапоритов в известной мере соответствует этапу, называемому «скучный миллиард» (Brasier, Lindsay, 1998). Считается, что стабильный климатический и тектонический режим не благоприятствовали биологической эволюции. Действительно, появление макробиоты, как правило, увязывается с позднепротерозойскими глобальными оледенениями и неопротерозойским окислительным событием (NOE). Однако диверсификация эукариот в то время всё-таки происходила: вероятнее всего, триггерами для неё служили вариации поступающих в бассейны седиментации биологически-значимых микроэлементов (Mukherjee et al., 2018). Так, на отрезке «скучного миллиарда» возникли и распространились две богатых ассоциации важнейших для стратиграфии докембрия микроорганизмов – с *Tappania sp* и с *Trachyhystrichosphaera sp*. (Наговицин, 2016).

Минерагеническая специфика подобных широких интракратонных бассейнов с участием эвапоритов определяется возможностью захоронения в них огромных объемов высокомагнезиальных рассолов. При определенных условиях (восстановительная среда, подогрев вмещающих карбонатных отложений в зонах рифтогенной или термальной активизации) с участием захороненных рассолов возможно образование магнезиальных и Fe- Mg карбонатных метасоматитов, а также барит-полиметаллических руд и флюоритов. Модели указанных месторождений, в том числе Южно-Уральской магнезитовой провинции, приуроченных к подобным отложениям и связанных с образованием (в седиментогенезе), захоронением (в литогенезе) и миграцией (на рифтогенных этапах) агрессивных рассолов, рассмотрены для Приуральской долгоживущей надрифтовой впадины, приуроченной к структуре Башкирского мегантиклинория на Южном Урале (Крупенин, Кольцов, 2017 и др.).

Исследования выполнены в рамках темы государственного задания ИГГ УрО РАН (номер госрегистрации 123011800013-6).

Литература

Жарков М.А. Эволюция эвапоритов в докембрии в связи с преобразованиями биосферы и химического состава мирового океана. Статья 1. Эвапориты архея и раннего протерозоя // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 13. № 2. С. 19–29.

Крупенин М.Т. Коллапс-брекчии как признак былого присутствия эвапоритов (саткинская свита нижнего рифея, Южный Урал). Вестник Пермского Университета. Геология, 2018. 17 (4), 342–358.

Крупенин М.Т., Кольцов А.Б. Геологическое строение, состав и физико-химическая модель формирования месторождений кристаллического магнезита Южного Урала // Геология руд. месторождений. 2017. Т. 59. №1. С. 17–40.

Кузнецов В.Г. Значение изучения эволюции осадочного породообразования в истории Земли для реконструкции изменений геохимических обстановок поверхности // Известия вузов. Геология и разведка. 2019. №2. С. 27–34.

Мичурин С.В., Ковалев С.Г., Горожанин В.М. Генезис сульфидов и сульфатов в нижнерифейских отложениях Камско-Бельского авлакогена и Башкирского мегантиклинория. Уфа: ООО ДизайнПолиграфСервис, 2009. 192 с.

Морозов А.Ф., Хахаев Б.Н., Петров О.В., Горбачев В.И., Тарханов Г.В., Цветков Л.Д., Эринчек Ю.М., Ахмедов А.М., Крупеник В.А., Свешникова К.Ю. Толща каменных солей в разрезе палеопротерозоя Онежского прогиба Карелии (по данным Онежской параметрической скважины) // Докл. акад. наук. 2010. Т. 435. № 2. С. 230–233.

Наговицин К.Е. Роль микрофоссилий в решении вопросов стратиграфии верхнего протерозоя. Общая стратиграфическая шкала и методические проблемы разработки региональных стратиграфических шкал России. Материалы Межведомственного рабочего совещания. СПб.: ВСЕГЕИ. 2016. С. 113–115.

Чумаков Н.М. Оледенения Земли: История, стратиграфическое значение и роль в биосфере. 2015. Труды Геологического института / М.: Наука. Вып. 611. М.: ГЕОС, 2015. 160 с.

Brasier M.D., Lindsay J.F.. A billion years of environmental stability and the emergence of eukaryotes: New data from northern Australia // *Geology*. 1998. 26(6). P. 555–558.

Buchanan D.L., Nolan J., Suddaby P., Rouse J.E., Viljoen M.J., Davenport J.W.J. The genesis of Sulfide Mineralisation in a Potrion of the Portgietersrus Limb in the Bushveld Complex. *Econ. Geol.* 1981. V.76. 3. P. 568–579.

Chen C., Lu A., Cai K., Zhai Yu. Sedimentary characteristics of Mg-rich carbonate formations and minerogenic fluids of magnesite and talc occurrences in early Proterozoic in eastern Liaoning Province, China // *Science In China (Series B)*. 2002. V. 45 P. 84–94.

Evans D.A.D., Mitchell R.N. Assembly and breakup of the core of Paleoproterozoic-Mesoproterozoic supercontinent Nuna. *Geology*. 2011. 39 (5). P. 443–446.

Grotzinger J.P., Kasting J.F. New constraints on Precambrian Ocean composition // *J. Geol.* 1993. V. 101. P. 235–243.

Guo Q., Strauss H., Kaufman A.J., Schröder S., Gutzmer J., Wing B., Baker M.A., Bekker A., Jin Q. Kim. S-T., Farquhar J. Reconstructing Earth's surface oxidation across the Archean-Proterozoic transition. *Geology*. 2009. 37. P. 399–402.

Kah L.C., Lyons T.W., Chesley J.T. Geochemistry of a 1.2 Ga carbonate-evaporite succession, northern Baffin and Bylot Islands: implications for Mesoproterozoic marine evolution. *Precambrian Research*. 2001. V. 111. № 1-4. P. 203–234.

Luoto T., Salminen J., Obst K. Revisiting mafic dykes of Bornholm – Implications for Baltica in supercontinent Nuna at 1.3 Ga // *Precambrian Res.* V. 367. 2021. 106444

Melezhik V.A., Fallick A.E., Medvedev P.V., Makarikhin V.V., Palaeoproterozoic magnesite: lithological and isotopic evidence for playa/sabkha environments // *Sedimentology*. 2001. V. 48. P. 379–397.

Mukherjee I., Large R.R., Corkrey R., Danushevsky L.V. The boring billion, a slingshot for complex life on Earth. *Sci.* 2018. Rep. 8 (1). 7 p.

Rasmussen B., Bekker A., Fletcher I.R. Correlation of Paleoproterozoic glaciations based on U–Pb zircon ages for tuff beds in the Transvaal and Huronian Supergroups // *Earth and Planetary Science Letters*. 2013. 382. P. 173–180.

Warren J.K. *Evaporites. A Geological Compendium. Second Edition.* Springer International Publishing, Switzerland. 2016. 1822 p.

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ СУПРАКРУСТАЛЬНЫХ И ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ МЕЗОАРХЕЙСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА КОЛМОЗЕРО-ВОРОНЬЯ (КОЛЬСКИЙ РЕГИОН)

Н.М. Кудряшов¹, А.А. Калинин¹, О.В. Удоратина²

¹Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты, e-mail: n.kudryashov@ksc.ru

²Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар,
e-mail: udoratina@geo.komisc.ru

Мезоархейский зеленокаменный пояс Колмозеро-Воронья (ЗКП КВ) представляет собой линейную структуру общей протяженностью не менее 150 км при ширине до 12 км, которая отделяет Мурманский блок от Кольско-Норвежского и Кейвского блоков. Эта структура интерпретировалась как синклиналь с хорошо сохранившимся юго-западным крылом и сложно построенным тектонически нарушенным и насыщенным интрузивными образованиями северо-восточным крылом (Белолипецкий и др., 1980; Вревский, 1989), или как сутурная зона чешуйчато-надвигового строения, в которой породы в целом залегают моноклинально и несут признаки океанического и островодужного магматизма (Никитин, 1980; Минц и др., 1996; Гавриленко и др., 2002).

Супракрустальные толщи пояса представлены следующими свитами: лязозерская (нижняя терригенная), полмостундровская (метавулканиты основного-среднего состава); вороньтундровская (метавулканиты кислого состава); червуртская (верхняя терригенная) (Белолипецкий и др., 1980). Проведенные нами изотопно-геохронологические исследования циркона из пород вышеуказанных свит U–Pb (ID TIMS) и U–Pb (SHRIMP) методами показали следующие результаты: 1) биотитовые гнейсы лязозерской свиты (р-н г. Тоукант) – 2801±9 млн. лет; 2) биотитовые гнейсы вороньтундровской свиты (р-н г. Пеллапахк) ~ 2.9 млрд. лет; 3) конгломераты в составе червуртской свиты (р-н оз. Лице) – 2845±28 млн. лет, в них отмечаются локальные участки циркона с близконкордантными значениями возраста ~ 3.1 млрд. лет; 4) кварциты в составе червуртской свиты (р-н оз. Лице) – 2839±11 млн. лет; 5) Для базальтов и андезитов полмостундровской свиты ранее был получен возраст 2.91–2.78 млрд. лет (Вревский, 2009).

Интрузивные образования в северо-западной части ЗКП КВ представлены: 1) массивами перидотитов, пироксенитов и габбро, комагматичными вулканитам коматиит-толеитовой серии полмостундровской свиты с Sm–Nd изохронным возрастом 2802±67 млн. лет (Ранний..., 2005), 2) гранит-порфирами и комплексом малых интрузий габбро-диоритов–диоритов–гранодиорит-порфиров, дайками кварцевых порфиров с возрастом 2.83–2.82 млрд. лет (Кудряшов и др., 2015); 3) позднекинематическими интрузиями плагиомикроклиновых и турмалин-мусковитовых гранитов с жилами безрудных турмалиновых и редкометалльных пегматитов – 2.62–2.45 млрд. лет (Кудряшов и др., 2015; Кудряшов и др., 2022); 4) несколькими генерациями диабазовых даек предположительно палеопротерозойского и палеозойского возраста.

Интрузивные образования в юго-восточной части ЗКП КВ представлены: 1) габбро-анортозитами и метаперидотитами Патчемварекского и Северного массивов с возрастом 2.93–2.92 млрд. лет (Кудряшов, Мокрушин, 2011); 2) высокомагнезиальными (санукитоидными) дифференцированными интрузиями Поросозерского и Колмозерского массивов с возрастом 2.73–2.68 млрд. лет (Кудряшов и др., 2013); 3) турмалин-мусковитовыми гранитами и жилами сподуменовых пегматитов Колмозерского

месторождения с возрастом 2.73 млрд. лет (Kudryashov et al., 2020); 4) диабазовыми дайками предположительно палеопротерозойского и палеозойского возраста.

История регионального метаморфизма ЗКП КВ включает два этапа (Прияткина, Дагелайский, 1963, Беляев и др., 1977, Беляев, Петров, 2002 и др.). Метаморфизм раннего этапа протекал в условиях низкотемпературной субфации амфиболитовой фации пониженного давления андалузит-силлиманитовой фациальной серии. Рассчитанные средние РТ-параметры метаморфизма составляют: температура около 600°C и давление 3–4 кбар (Другова и др., 1982). Эти метаморфические преобразования изофациальны процессам метаморфизма и гранитизации в Мурманском домене, что, возможно, свидетельствует о коллизионной природе метаморфизма (Минц и др., 1996). Возраст регионального метаморфизма раннего этапа оценивается в 2770±40 млн лет (Государственная..., 2008).

Поздний этап метаморфизма характеризуется пониженными по сравнению с ранним этапом температурами, в среднем 530°C, и повышенными значениями давления ~5.5 кбар (Другова и др., 1982). В северо-западном фрагменте пояса он лишь частично уничтожил ассоциации раннего этапа метаморфизма. В породах, претерпевших метаморфизм кианит-силлиманитового типа, выявлены следующие изменения: развитие параморфоз кианита по андалузиту, частичная перекристаллизация слюд, изменение состава во внешних каймах порфиробласт граната и замещение кордиерита мелкозернистым агрегатом ставролита и хлорита (Другова и др., 1982; Петров и др., 1984). Время позднего этапа метаморфизма оценивается К–Аг определениями изотопного возраста мусковита в 1965–1900 млн. лет (Волков, Новиков, 2002).

Таким образом, формирование супракрустальных толщ зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья происходило в период 3.1–2.8 млрд. лет. Наиболее ранние события отмечаются в локальных участках циркона из плагиигранитных галек конгломератов оз. Лице (~3.1 млрд. лет). В период 2.9–2.8 млрд. лет проходило накопление осадочно-вулканогенных толщ с внедрением кварцевых порфиров и интрузий габбро-диорит-гранодиорит-порфиров в северо-западной части пояса и габбро-анортозитовых массивов с перидотитами в юго-восточной части пояса. После регионального метаморфизма, на рубеже 2.7–2.6 млрд. лет, кристаллизовались интрузии санукитоидов, которые сменялись формированием плагииомикроклиновых и турмалин-мусковитовых гранитов с жилами безрудных и редкометалльных пегматитов – 2.62–2.45 млрд. лет.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 22-27-00589

Литература

Белолипецкий А.П., Гаскельберг В.Г., Гаскельберг Л.А. и др. Геология и геохимия метаморфических комплексов раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980. 240 с.

Беляев О.А., Загородный В.Г., Петров В.П., Волошина З.М. Фации регионального метаморфизма Кольского полуострова. Л.: Наука, 1977. 88 с.

Беляев О.А., Петров В.П. Новые аспекты в изучении истории метаморфизма и метаморфической структуры докембрия северо-восточной части Балтийского щита // Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Т. 2. Апатиты, 2002. С. 195–207.

Волков А.В., Новиков И.А. Золото-сульфидное месторождение Оленинское (Кольский п-ов, Россия) // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 44. №5. С. 412–424.

Вревский А.Б. Петрология и геодинамические режимы развития архейской литосферы. Л.: Наука. 1989. 144 с.

Вревский А.Б. Изотопно-геохимические признаки внесубдукционных механизмов формирования неорархейской континентальной литосферы Фенноскандинавского щита // Докл. АН. 2009. Т. 429. № 6, С. 794–798.

Гавриленко Б.В., Никитин И.В., Зозуля Д.Р. и др. Геология, тектоника, возраст и металлогения архейской шовной зоны Колмозеро-Воронья, Кольский регион // Вестник МГТУ. 2002. Т. 5. №1. С. 43–60.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб. 1:1000000 (третье поколение). Серия Северо-Карско-Баренцевоморская. Лист R-37, 38. м. Святой Нос, м. Канин Нос. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2008. 251 с.

Другова Г.М., Глебовицкий В.А., Дук В.Л. и др. Высокоградиентные режимы метаморфизма в развитии земной коры. Л.: Наука, 1982. 229 с.

Кудряшов Н.М., Мокрушин А.В. Мезоархейский габбро-анортозитовый магматизм Кольского региона: петрохимические, геохронологические и изотопно-геохимические данные // Петрология. 2011. Т. 19. № 2. С. 173–189.

Кудряшов Н.М., Петровский М.Н., Мокрушин А.В., Елизаров Д.В. Неоархейский санукитоидный магматизм Кольского региона: геологические, петрохимические, геохронологические и изотопно-геохимические данные // Петрология. 2013. Т. 21. № 4. С. 389–413.

Кудряшов Н.М., Лялина Л.М., Апанасевич Е.А. Возраст редкометалльных пегматитов месторождения Васин-Мыльк (Кольский регион): результаты геохронологического U–Pb-исследования микролита // Докл. АН. 2015. Т. 461. № 4. С. 437–441.

Кудряшов Н. М., Удоратина О. В., Калинин А. А., Лялина Л. М., Селиванова Е. А., Гроув М. Дж. (2022) U–Pb (SHRIMP-RG) возраст циркона из редкометалльных (Li, Cs) пегматитов месторождения Охмыльк зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья (северо-восток Фенноскандинавского щита) // Записки Горного института. 2022. Т. 255. С. 448–454.

Минц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н., Никитичев А.П., Раевский А.Б., Седых Ю.Н., Ступак В.М., Фонарев В.И. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: Палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир, 1996. 287 С.

Никитин И.В. Тектоника зоны Колмозеро-Воронья в свете концепции горизонтальных движений // Региональная тектоника раннего докембрия СССР. Л.: Наука, 1980. С. 104–111.

Петров В.П., Гарифулин Л.Л., Реженева С.А. К вопросу о развитии процессов метаморфизма в зоне Колмозеро-Воронья (Кольский полуостров) / Геология и история формирования докембрийских структур Кольского полуострова. Апатиты: Кольский фил. АН СССР. 1984. С.46–55.

Прияткина Л.А., Дагелайский В.Б. Метаморфизм свит полмос и порос / Граниты Кольского полуострова и Карелии. М.: Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1965. С.72–83.

Ранний докембрий Балтийского щита. // Отв. ред. В.А. Глебовицкий СПб.: Наука, 2005. 711 с.

Kudryashov N.M., Udoratina O.V., Coble M., Steshenko E.N. Geochronological and geochemical study of zircon from tourmaline-muscovite granites of the Archaean Kolmzero–Voronya Greenstone Belt: Insights into sources of the rare-metal pegmatites. Minerals. 2020;10(9):760.

ВОЗРАСТ ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА ИЗ ПОЛИМИКТОВЫХ КОНГЛОМЕРАТОВ ОСТЕРСКОЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ СТРУКТУРЫ (КАРЕЛЬСКАЯ ПРОВИНЦИЯ)

Г.А. Кучеровский*, Ю.С. Егорова, В.П. Чекулаев, Е.В. Адамская, Н.А. Арестова, В.П. Ковач, Ю.В. Плоткина

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

*e-mail: chljbyk@yandex.ru

Полимиктовые конгломераты р-на оз. Остер Водлозерского домена считаются одним из самых ранних терригенных комплексов Карельской провинции Фенно-Скандинавского

щита (Чекулаев и др., 2002; Арестова и др., 2018). Формирование терригенных комплексов произошло между 2.86 млрд лет (возраст габбро-анортозитов, самых молодых пород встреченных среди обломков) и 2.72 ± 0.05 млрд лет (возраст базитовых даек, секущих конгломераты) (Арестова и др., 2018).

Конгломераты представлены плохо сортированными валунно-галечными отложениями с матриксом и прослоями грубозернистых плагиоклаз-амфибол-биотит-кварцевых сланцев, отвечающих по составу метаграувакке. Класты хорошо и средне окатаны и имеют размер от 0.5 см до 0.5 м, представлены трондьемитами, метаандезитами, метагаббро и metabазальтами, которые аналогичны породам Остерской зеленокаменной структуры (Чекулаев и др., 2002; Арестова и др., 2018). Химический состав матрикса и прослоев ($\text{SiO}_2=65\text{--}74$ мас.%, $\text{Al}_2\text{O}_3=12.5\text{--}14$ мас.%, $\text{MgO}=1.6\text{--}4$ мас.%, $\text{FeO}=3\text{--}6$ мас.%, $\text{Cr}=140\text{--}250$ мкг/г, $\text{Ni}=30\text{--}70$ мкг/г) свидетельствует о вкладе как основных, так и кислых пород в качестве источника обломочного материала и соответствует смеси химических составов крупных кластов трондьемитов и мафитов. Сами конгломераты сильно деформированы, имеют линзовидную форму кластов с обтеканием гранитоидных галек Вт-Амр-сланцами (деформированными обломками metabазитов) и веществом матрикса, а также линейную ориентировку метаморфических минералов в матриксе и граувакковых прослоях. Важно отметить отсутствие в составе всех пород Остерского терригенного комплекса калиевого полевого шпата, появляющегося в составе гранитоидов Карельской провинции, начиная с ≈ 2.74 млрд лет.

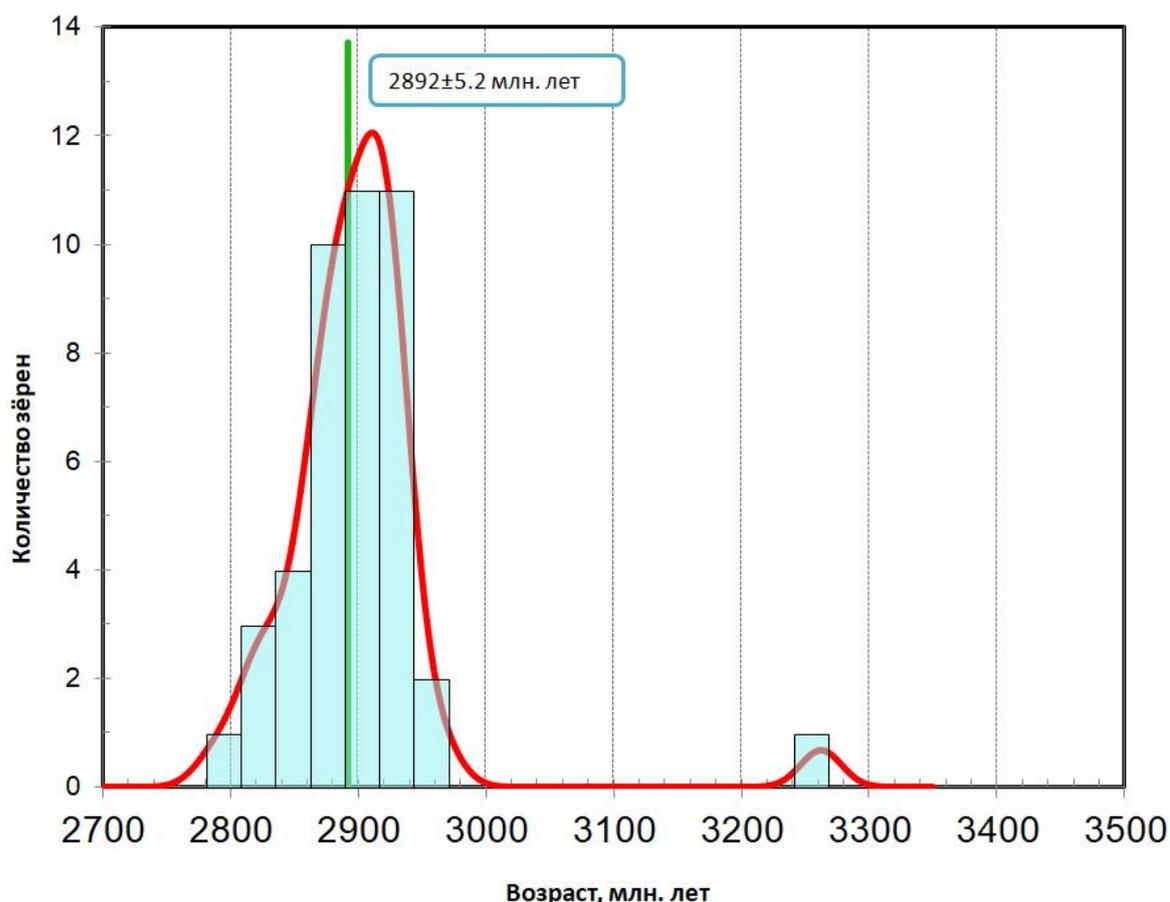


Рис. 1. Гистограмма и диаграмма относительной вероятности возрастов по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ для детритового циркона из грауваккового прослоя в полимиктовых конгломератах Остерской структуры (Водлозерский домен, Карельская провинция). Используются значения возраста с дискорданностью $<10\%$.

Для уточнения возраста формирования терригенного комплекса Остерской структуры были выполнены U–Th–Pb LA-ICP-MS геохронологические исследования циркона из прослоя метаграувакки. Зёрна циркона преимущественно идиоморфные, призматического

габитуса размером от 50 до 200 мкм. В проходящем свете большинство зёрен полупрозрачные и трещиноватые, ядра не наблюдаются. На изображениях в режиме катодолюминисценции наблюдается осцилляторная зональность. U–Th–Pb LA-ICP-MS геохронологические исследования проведены в ИГГД РАН по методике, описанной в (Kovach et al., 2023). Из 110 проанализированных зерен только для 12 были получены конкордантные оценки возраста, которые находятся преимущественно в интервале 2834–2919 млн лет с максимумом на кривой относительной вероятности – 2875 млн лет. Близкая оценка возраста 2892 ± 12 млн лет по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ получена для 42 зерен циркона с дискордантностью <10% (СКВО = 5.0, вероятность = 0.000) (рис. 1). Для одного зерна была получена наиболее древняя конкордантная оценка возраста $\square 3.26$ млрд лет, соответствующая возрасту древнейших тоналитов фундамента Водлозерского домена (Арестова и др., 2015). Близкие оценки возраста (3.15–3.33 млрд лет) были получены ранее для детритового циркона из аренитовых кварцитов и граувакк Маткалахтинского пояса в южной части Водлозерского домена (Кожевников и др., 2006).

Циркон из исследованной метаграувакки по морфологии и полученным оценкам возраста имеют сходство с цирконом трондьемитов галек (2.92 млрд лет) из конгломератов и ранних андезитов (2.86 млрд лет) Остерской структуры (Арестова и др., 2018). Вероятно, и те, и другие были источником циркона для граувакки, что подтверждается особенностями ее химического состава (высокое содержание SiO_2 наряду с повышенными MgO , FeO , Cr , Ni), однако близость оценок возраста изученных зерен циркона граувакки не позволяет разделить эти два источника.

Полученные данные не противоречат сделанному ранее выводу о мезо-неоархейском возрасте конгломератов Остерской структуры. Источником обломочного материала для граувакки служили те же породы Остерской зеленокаменной структуры, что и для крупных кластов конгломератов, что свидетельствует об отсутствии существенного переноса обломочного материала.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФ № 23-27-00263.

Литература

Арестова Н.А., Чекулаев В.П., Лобач-Жученко С.Б., Кучеровский Г.А. Формирование архейской коры древнего Водлозерского домена // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 2. С. 3–15.

Арестова Н.А., Чекулаев В.П., Кучеровский Г.А., Егорова Ю.С. О границе мезо- и неоархея в Водлозерском домене Карельской провинции / Методы и геологические результаты изучения изотопных геохронометрических систем минералов и пород. Российская конференция по изотопной геохронологии. Москва, 5–7 июня 2018 г. Материалы конференции. М.: ИГЕМ РАН, 2018. С. 27–30

Кожевников В.Н., Бережная Н.Г., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н., Антонов А.В., Сергеев С.А. Геохронология циркона (SHRIMP_II) из архейских стратотектонических ассоциаций в зеленокаменных поясах Карельского кратона: роль в стратиграфических и геодинамических реконструкциях // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 3. С. 19–40.

Чекулаев В.П., Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Гусева Н.С., Коваленко А.В., Крылов И.Н. Архейский магматизм северо-западной окраины древнего Водлозерского домена, район оз. Остер (геология, геохимия, петрология) // Петрология. 2002. Т. 10. № 2. С. 138–167.

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

СТРАТИГРАФИЯ И ГЕНЕЗИС РАССЛОЕННЫХ ПОРОД ФУНДАМЕНТА ОМОЛОНСКОГО МАССИВА В СВЕТЕ ПРИНЦИПА КЮРИ

Б. Левин

Израиль, Иерусалим,
e-mail: ber-levin@rambler.ru

В комплексах фундаментов платформ и срединных массивов подчас отмечаются хорошо дифференцированные объекты, по виду как бы расслоенные. Их зачастую и относят к первично осадочным комплексам, затем метаморфизованным на глубине. Именно таковыми являются юго-восточные выступы фундамента Омолонского массива (СВ РФ, Магаданская область) – Ауланджинский и Закоронный (рис.1). В силу указанной расслоенности, эта зона хорошо картируется по свитам и сериям (Левин, 2023) с детальными послойными описаниями каждого подразделения. Данное расчленение и было положено в основу картирования Омолонской серии листов Госгеолкарты м-ба 1:50000. Более детально с ним можно ознакомиться по ссылке <http://berlev.info/?p=1378>

Вместе с тем, о генезисе этого образования высказывались очень разные мнения. Представляется, что серьезную помощь в такой расшифровке может предоставить принцип Кюри.

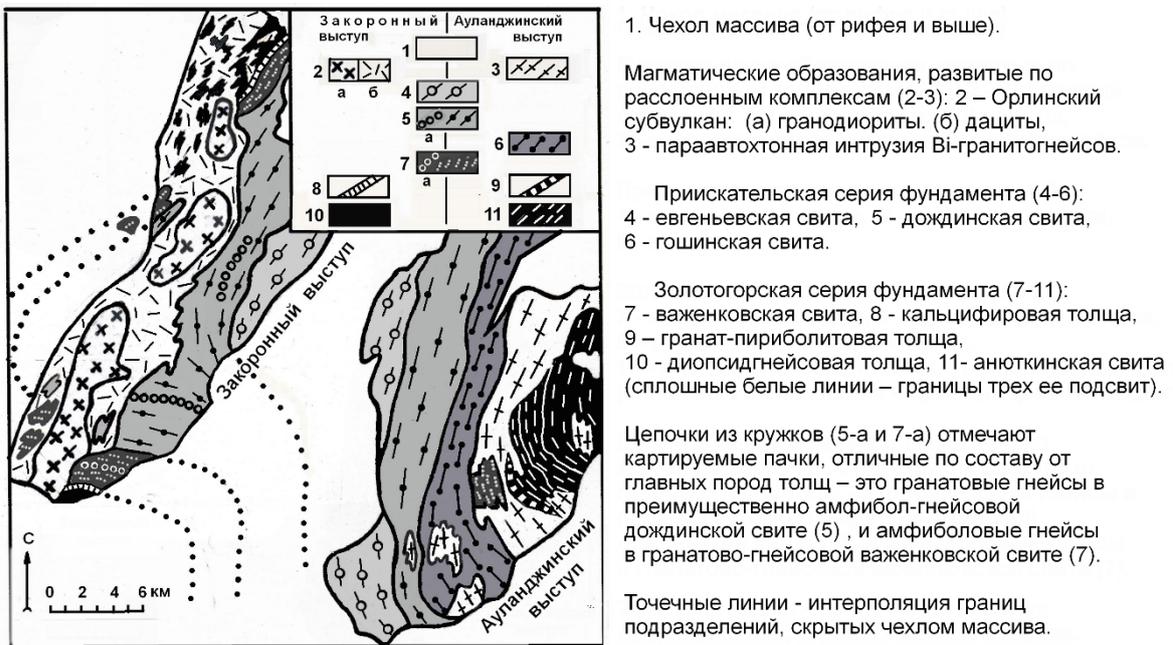


Рис. 1 Карта–схема юго-восточного поднятия Омолонского массива.

В самом общем виде этот принцип постулирует четкую привязку симметрии следствия к симметрии ее причины. А если перевести это на обычный геологический язык, то он утверждает соответствие симметрий (а) вещественного геологического проявления и (б) геопроцесса, его породившего. При таком понимании принцип Кюри может сильно способствовать генетическим реконструкциям геопроцессов по их производным геологическим (вещественным) проявлениям.

Принцип этот зародился в кристаллографии, как части физики, развивался в ее пределах (Кюри, 1966, Шубников, 1956), ну и формулировался изначально как нормальный физический закон (такой-то процесс произведет вот такое явление). Для перевода на геологические рельсы его потребовалось несколько переформатировать, поскольку в геологии мы не имеем дело с процессами изначально, а только стараемся восстановить их по изученным нами их вещественным производным (Левин 2018). В результате были

сформулированы два взаимосвязанных алгоритма – прямой (А) и обратный (Б) – для их конкретного применения при решении генетических вопросов.

(А) *Признаки одной системы, имеющие разные симметрии, сформированы разными процессами, и симметрия каждого процесса принципиально сходна с симметрией сформированного им признака, или даже аналогична ей.*

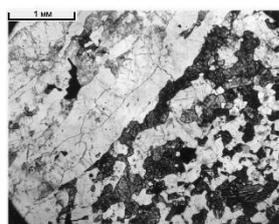
(Б) *Признаки системы с одинаковой симметрией, вероятней всего, созданы единым процессом со сходной симметрией.*

Таким образом, прямой аспект (А) вполне однозначен, а вот обратный аспект (Б) имеет лишь вероятностный характер. Это и понятно – признаки с одной и той же симметрией могли быть наведены разными процессами – разными, но имеющими одинаковую симметрию. Однако, при увеличении числа признаков с одинаковой симметрией вариант совпадения симметрий сразу у нескольких процессов становится маловероятным. И еще сильнее падает вероятность таких совпадений при множественности проявления систем с аналогичными симметриями. То есть, и обратный аспект тогда становится практически однозначным.

Тут еще возникает вопрос о симметриях геопроцессов и геологических образований. В определенной степени он уже прорабатывался (Левин, 2021), но здесь, в тезисах, невозможно осветить это детально. Впрочем, пока будет вполне достаточно перейти от термина «симметрия» к очень близкому понятию «структура», и говорить о сходных или различающихся структурах для выяснения вопроса – один или несколько процессов сформировали разбираемый объект. И теперь перейдем конкретно к нему.

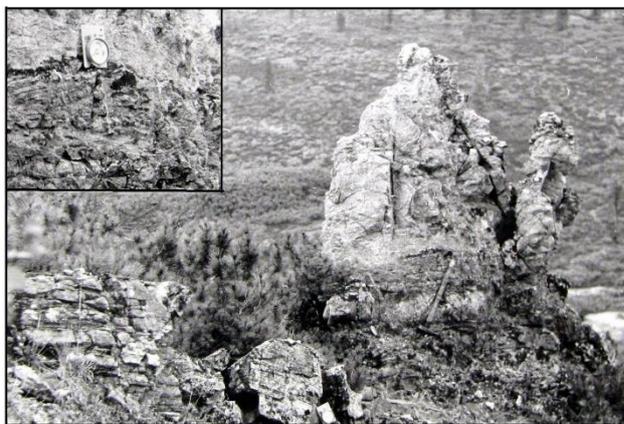
Характерной особенностью пород Ауланджинского выступа является согласное друг с другом положение следующих поверхностей: 1) сланцеватости или гнейсоватости, 2) тонкой полосчатости, вплоть до микроскопической, 3) перемежаемости пачек различных пород, и 4) картируемых контактов выделяемых толщ, свит, серий. Такая их параллельность прослеживается по всему разрезу от самого основания и до пункта 4 включительно (рис. 1). В Закоронном выступе породы более массивны – дробная их перемежаемость отмечается лишь местами.

Имеется большой визуальный материал на эту тему, но объем тезисов его ограничивает – на рис.2 приведены только два фото, иллюстрирующие две крайние ситуации в приведенном четырех-ступенчатом списке.



а) Шлиф с контактом гиперстенового гнейса (слева-сверху) и двупироксен-амфиболового сланца (справа-снизу). Контакт параллелен гнейсоватости-сланцеватости.

Ауланджинский выступ, анюткинская свита.



б) Контакт двух толщ – кальцифировой (верхняя часть скального останца) и диопсид-гнейсовой (в нижней части останца и на переднем плане). На врезке – деталь этого же контакта. Контакт – на уровне конца рукоятки молотка (где обмотка белым пластырем), а на врезке – в районе компаса. Контакт частично отбивается полоской черного лишайника. Расслоенность в диопсид-гнейсовой толще параллельна контакту, как в ближних коренниках, так и в останце

Закоронный выступ, правый борт верховьев р. Закоронная.

Рис. 2 (а, б) Параллельность плоскостных структур в геобъектах разных уровней

Итак, в данной ситуации стоит опереться на обратный алгоритм (Б) из общего принципа Кюри. Для дальнейшего стоит уточнить, что три типа переслаивания, указанные выше (в их перечислении – пункты 2, 3, 4), отличаются друг от друга не просто размерностью – это действительно образования разных уровней. Прослой толщиной в одно или несколько зерен, подчас переходящие просто в цепочки зерен – это начальный, минеральный уровень иерархии геологических объектов. Прослой с мощностями в сантиметры, метры и более – это горнопородный уровень. Наконец, основа картирования – толщи и свиты – это уже формационный уровень. И все эти прослойки, слои, геологические подразделения во всех своих частях подчиняются одной симметрии в силу параллельности друг другу и еще четвертой составляющей – направлению гнейсоватости-сланцеватости. Отсюда, согласно обратному алгоритму (Б), все четыре структурных элемента есть производные одного процесса. Здесь это можно сформулировать вполне уверенно, практически без вариантов, ибо сказанное фиксируется не в одной точке или ограниченном пространстве (что допускало бы еще возможность какого-то случайного совпадения), а по всей площади.

Ну и поскольку рассланцевание (гнейсоватость) является производной пластического течения на больших глубинах, то значит и все уровни расслоенности есть продукты того же глубинного процесса. То есть, представление о поверхностном изначальном формировании слоистости оказывается вообще не у дел.

При таком подходе стандартное обозначение этих пород как регионально-метаморфических, очевидно, вводит в генетическое заблуждение. Они не являются вторичными производными неких пород, образованных ранее, а происходят из какого-то исходного земного вещества, так же как и магматические породы, только без стадии выплавления, присущей последним. Вероятно, было бы полезно их как-то переобозначить. Возможные, к примеру, варианты названий этих пород: «глубинные», «глубинно-земные», «глубинно-расслоенные», «внутри-коровые», или даже попросту «фундаментные породы», «фундаментиты».

При всем этом понятно, что представление о глубинном одноэтапном генезисе таких кристаллических пород выведено здесь только для расслоенных комплексов. Существенно массивные породы фундаментов, не несущие явных признаков дифференциации, не подпадают под приведенный анализ и требуют другого подхода.

Литература

Кюри П. О симметрии в физических явлениях: симметрия электрического и магнитного полей // Избр. труды. М.-Л.: Наука. 1966. С. 95–113.

Левин Б.С. Приложения принципа Кюри в геологии // Записки Российского минералогического общества. 2018. №6. С.136–144.

Левин Б. Принцип Кюри – история становления и перспективы в геологии. Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН, 2021. № 18. С.258–264.

Левин Б. Два разных подхода к изучению и картированию фундамента Омолонского массива. Мат-лы XIII конф. «Геология и мин.-сырьевые ресурсы Северо-Востока России». Якутск, 2023. С. 313–317.

Шубников А.В. О работах Пьера Кюри в области симметрии. // Успехи физ. наук. 1956. № 59. С. 541–602.

U-Pb И Ar-Ar ВОЗРАСТ, Lu-Hf СИСТЕМАТИКА И ПЕТРОГЕНЕЗИС ПОРОД ГАРЕВСКОГО КОМПЛЕКСА ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА: СВИДЕТЕЛЬСТВА ГРЕНВИЛЬСКИХ И ВАЛЬГАЛЬСКИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ НА ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА

И.И. Лиханов

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, e-mail: likh@igm.nsc.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 конфигурации Родинии. Этот суперконтинент возник на рубеже мезо-неопротерозоя в результате гренвильского орогенеза, фиксировавшего закрытие поздне-мезопротерозойского океана: его заключительные деформации имели возраст 1.2–0.9 млрд лет. Ключевым для палеоконтинентальных реконструкций неопротерозойского этапа эволюции Родинии также является вальгальский ороген, сформировавшийся в диапазоне гренвильского и постгренвильского циклов, включающих эпохи Ренланд (980–910 млн лет) и Нордатьян (880–720 млн лет).

С другой стороны, 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 сделан вывод об отсутствии на Енисейском кряже гренвильских коллизионных событий. Это привело к противоречивой трактовке вопросов геологической эволюции региона.

Очевидно, что проблемы в оценке геохронологических рубежей в истории суперконтинента Родиния связаны с дефицитом геохимических данных и возрастных датировок, включающих периоды его становления и распада, что ограничивает возможности временных корреляций глобальных геологических процессов в истории Земли.

Для восполнения этого пробела приведены геохронологические доказательства ранне-неопротерозойских событий в эволюции докембрийских комплексов Енисейского кряжа. Такие исследования важны не только для понимания процессов, сформировавших тектонический облик региона, но и для решения широко дискутируемого вопроса о вхождении Сибирского кратона в состав древнего суперконтинента Родиния.

Наименее изученной является северо-западная часть Енисейского кряжа, сложенная древнейшими в регионе породами гаревского метаморфического комплекса (ГМК). Эти метаморфизованные толщи, расположенные в пределах Приенисейской региональной сдвиговой зоны, составляют инфраструктуру коллизионной системы (Лиханов и др., 2021). В строении ГМК принимают участие серые биотитовые плагиогнейсы немтихинской толщи, которые выше по разрезу сменяются порфиробластическими плагиогнейсами, кристаллическими сланцами и гнейсами с развитием лейкогранитов, пегматитов, рапакиви- и адакитоподобных гранитов, мигматитов, амфиболитов и метатерригенно-карбонатных пород малогаревской толщи (Likhonov et al., 2018).

В развитии этого комплекса были выделены три этапа (Лиханов, 2020). На первом этапе сформировались зональные комплексы низких давлений And-Sil типа гренвильского возраста при обычном для орогенеза метаморфическом градиенте $dT/dH=25-35^{\circ}\text{C}/\text{км}$ (Likhonov et al., 2004). На втором этапе эти породы подверглись неопротерозойскому (~800 млн лет) коллизионному метаморфизму умеренных давлений Ky-Sil типа с низким $dT/dH \leq 12^{\circ}\text{C}/\text{км}$ (Likhonov, 2019). Заключительные стадии развития коллизионного орогена в регионе маркируются дайковыми роями бимодального пояса, представленного анорогенными гранитоидами и внутриплитными базитами рифтогенной природы с возрастными внедрениями 797–792 млн лет, фиксирующими начало распада Родинии (Likhonov, Santosh, 2019).

В рамках исследования были получены новые геологические, геохимические и изотопно-геохронологические данные по петрогенезису, геотектоническим обстановкам

формирования, термодинамическим условиям, возрастам метаморфизма и протолита для контрастных по составу пород ГМК – порфиробластических гранитогнейсов, микроклинцоизитовых ортоамфиболитов, рапакиви- и адакитоподобных гранитов, мигматитов, плагиогранитогнейсов и ортоклазовых лейкогранитогнейсов. Обсуждены возможные модели и геодинамические обстановки их формирования (Лиханов, 2023; Likhanov, 2022).

В результате были установлены два новых импульса неопротерозойской эндогенной и тектонической активности на западной окраине Сибирского кратона (930–900 и 880–845 млн лет), коррелирующие с гренвильскими и постгренвильскими ранними коллизионно-аккреционными процессами вальгальской складчатости, с которыми связано становление суперконтинента Родиния (Лиханов, 2023).

Существенная дополнительная информация об эволюции корообразующих событий в пределах этого региона и источниках расплава для пород ГМК была получена при Lu–Hf изотопных исследованиях. В отличие от U–Pb изотопной системы, которая в зернах циркона имеет весьма близкий возраст, Lu–Hf изотопная система в тех же зернах демонстрирует более широкие вариации изотопного состава гафния при расчете на возраст $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$ от +0.1 до -10. Модельные возрасты $T_{\text{Hf}}(\text{DM})^c$, рассчитанные по двухстадийной модели, варьируют от 1719 до 2421 млн лет. Среди них преобладают модельные возрасты, предполагающие довольно длительную коровую предысторию их протолитов. Наиболее радиогенным составом Hf отличаются цирконы адакитоподобных гранитов – $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$ от +0.9 до -0.5, что может указывать на происхождение пород из мантийного источника, обедненного несовместимыми редкими элементами. Им соответствуют палеопротерозойские модельные возрасты $T_{\text{Hf}}(\text{DM})^c = 1838–1916$ млн лет. Часть ядер цирконов отличается менее радиогенным составом Hf от -2.2 до -10, что может указывать на их формирование из коровых пород. В них установлены более древние модельные возрасты $T_{\text{Hf}}(\text{DM})^c = 1965–2357$ млн лет. Подобная специфика характерна для гранитогнейсов и порфиробластических плагиогранитогнейсов, в которых преобладают палеопротерозойские модельные возрасты $T_{\text{Hf}}(\text{DM})^c = 1965–2421$ млн лет, что также может свидетельствовать об их преимущественном образовании из более древних коровых пород (Лиханов, 2023).

Синхронность магматической и деформационно-метаморфической активности, а также схожая последовательность однотипных тектоно-термальных событий на арктической окраине Родинии, подтверждающая территориальную близость Сибири и кратонов северной Атлантики (Лаврентии и Балтики) в диапазоне времени (0.93–0.85 млрд лет), что согласуется с современными палеомагнитными реконструкциями положения суперконтинентов (Johansson, 2014). Новые доказательства гренвильских коллизионных событий в комплексе с другими возрастными эквивалентами в пределах западной окраины Сибирского кратона и палеоконтинентальными реконструкциями позволяют разрешить ряд противоречий в трактовке ключевых вопросов геологии региона, например предположения об отсутствии на Енисейском крыже гренвильских коллизионных событий.

Работа выполнена за счет средств гранта РФФИ (проект № 21-77-20018).

Литература

Лиханов И.И. Метаморфические индикаторы геодинамических обстановок коллизии, растяжения и сдвиговых зон земной коры // Петрология. 2020. Т. 28. № 1. С. 4–22.

Лиханов И.И. Свидетельства гренвильских и вальгальских тектонических событий на западной окраине Сибирского кратона (Гаревский метаморфический комплекс, Енисейский крыж) // Петрология. 2023. Т. 31. № 1. С. 49–80.

Лиханов И.И., Зиновьев С.В., Козлов П.С. Бластомилонитовые комплексы западной части Енисейского крыжа (Восточная Сибирь, Россия): геологическая позиция, эволюция метаморфизма и геодинамические модели // Геотектоника. 2021. Т. 55. № 1. С. 41–65.

Johansson Å. From Rodinia to Gondwana with the ‘SAMBA’ model—A distant view from Baltica towards Amazonia and beyond // Precambrian Research. 2014. V. 244. P. 226–235.

Likhanov I.I. Mass-transfer and differential element mobility in metapelites during multistage metamorphism of Yenisei Ridge, Siberia // Geol. Society, 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. No. 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 Research. 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. P. 743–762.

Likhanov I.I., Régnier J.-L., Santosh M. Blueschist facies fault tectonites from the western margin of the Siberian Craton: Implications for subduction and exhumation associated with early stages of the Paleo-Asian Ocean // Lithos. 2018. V. 304-307. P. 468–488.

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ И ИЗОТОПНАЯ (С И О) ХАРАКТЕРИСТИКА ЮРЯХСКОЙ СВИТЫ БЕРЕЗОВСКОЙ ВПАДИНЫ (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ)

С.Н. Макаренко, И.В. Афонин*, А.О. Сухих

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск

*e-mail: heaven05@list.ru

В северо-восточной части Предпатомского прогиба выделяются Березовская и Ньюско-Джербинская впадины, разделенные Джеюктинским выступом. Слабая изученность территории связана с небольшими объемами бурения, а строение разреза осложнено надвиговыми нарушениями (Шемин и др., 2018).

Основной проблемой при изучении докембрийских отложений Восточной Сибири является сложность сопоставления региональных и местных стратиграфических подразделений с Общей стратиграфической шкалой России (ОСШ) и Международной хроностратиграфической шкалой (МСШ). На данный момент официально утвержденных схем юга Сибири нет, однако в публикациях приводятся различные версии (Мельников, 2018; Станевич, Вахромеев, 2018; Воробьева, 2008; Голубкова, 2020 и др.)

Отложения юряхской свиты, вскрытые скв. Среднеленская-1, представлены доломитами, известняками, иногда строматолитовыми, часто ангидритистыми. Согласно принятой стратиграфической схеме (Решения..., 1989) юряхский подгоризонт относится к нерасчлененному венду–кембрию.

Основными методами исследования являются петрографический (36 шлифов) и изотопно-геохимический (изучен изотопный состав С и О; 50 образцов).

В нижней части юряхской свиты скв. Среднеленская-1 определимых органических остатков не обнаружено. В средней части разреза в шлифах найдены микрофитолиты *Vermiculites* ex. gr. *tortuosus* Reitlinger (рис. 1 а), характерные для отложений тинновской свиты верхнего венда Березовского района (Станевич, 2018). Также обнаружены водоросли *Renalcis* cf. *gelatinosum* Korde, *Epihyton* sp. indet (рис. 1 б). Формы характерны для отложений низов кембрия (Кордэ, 1961; Станевич, 2018). В кровельной части свиты встречены остатки синезеленых водорослей семейства *Epihytaceae* Korde (рис. 1 в). Шаровидная форма кустиков указывает на принадлежность водорослей к *Epihyton* ex gr. *fruticosum* Vologdin (рис. 1 г). Подобные формы впервые описаны А.Г. Вологдиным из унгутского горизонта нижнего кембрия Восточного Саяна. В известняках встречен 1 фрагмент поперечного сечения раковины (рис. 1 д), а также водоросли *Renalcis polymorphus* Maslov семейства *Chabakoviaceae* (рис. 1 е).

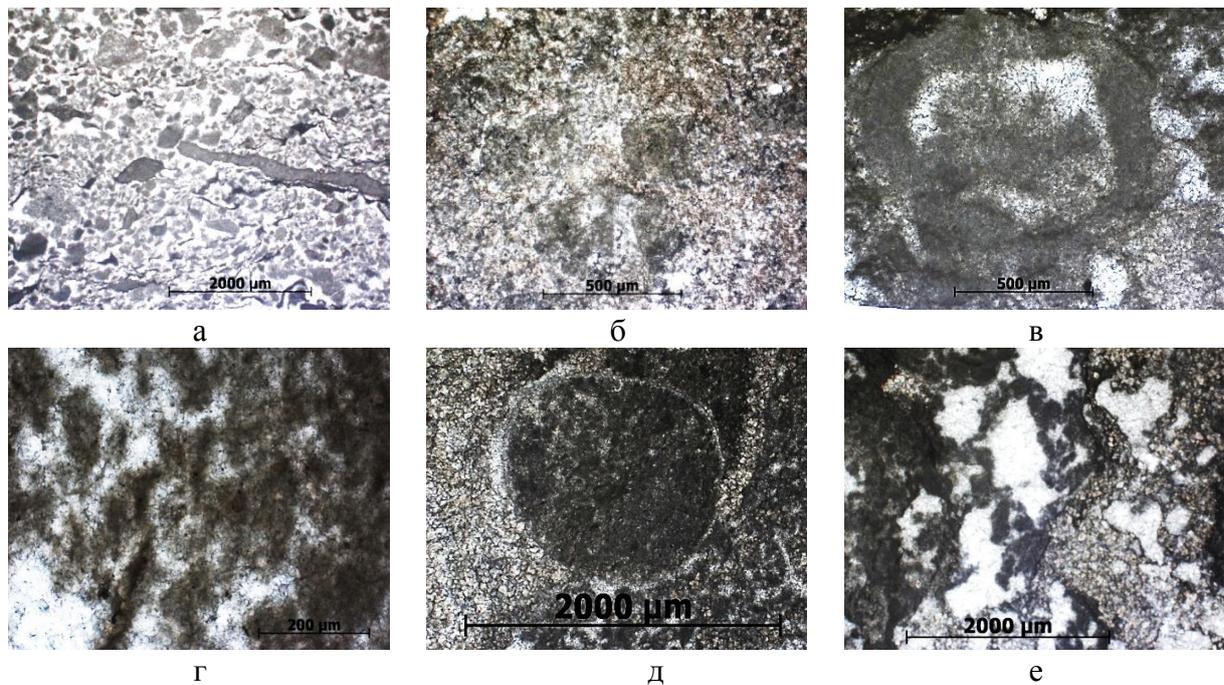


Рис. 1. Фотографии шлифов пород юрхской свиты: а – микрофитоциты *Vermiculites tortuosus* Reitlinger; б – фрагменты кустиков синезеленых водорослей рода *Epiphyton*; в – сечение фрагмента синезеленой водоросли *Renalcis* cf. *gelatinosum* Korde; г – разрозненные тонкие и короткие веточки *Epiphyton* ex gr. *fruticosum* Vologdin; д – фрагмент раковины; е – сечение минерализованных колоний синезеленой водоросли *Renalcis polymorphus* Maslov.

Юрхский комплекс ископаемых организмов характерен для переходных отложений венда–кембрия различных структурно-фациальных зон не только Сибирской платформы, но и других регионов, что указывает на поздневендский, немакит-далдынский возраст отложений. Присутствие микрофитоцитов *Vermiculites tortuosus* Z.Zhur. сближает выявленный комплекс ископаемых организмов с IV комплексом микрофитоцитов, который характерен для верхневендских карбонатных толщ различных регионов Сибирской платформы (Дольник, 2000).

Исследуемые карбонатные породы характеризуются значимым диапазоном изменения изотопного состава кислорода ($\delta^{18}\text{O} = 22.3 - 27.5 \text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{медиан.}} = 24.05 \text{‰}$) на фоне незначительных вариаций значений изотопного состава углерода ($\delta^{13}\text{C} = -2.6 \dots +0.8 \text{‰}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{медиан.}} = -1.35 \text{‰}$). Полученные данные свидетельствуют, что рассматриваемые породы являются первично-осадочными карбонатами, которые могли формироваться как в нормально-, так и в аномально-соленом морском бассейне.

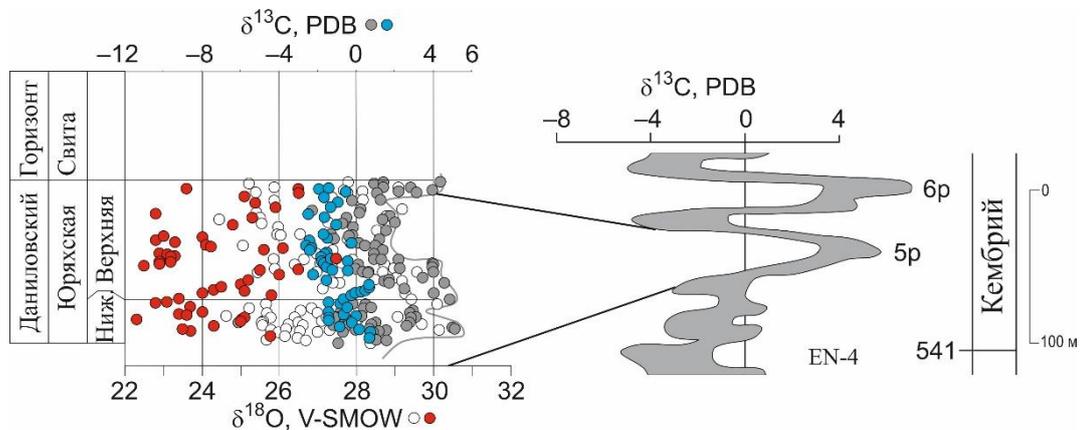


Рис. 2. Вариации значений изотопного состава углерода и кислорода (синие и красные точки) в разрезе юрхской свиты в сопоставлении с данными (серые и белые точки) (Кочнев и др., 2018) и глобальной сводной кривой $\delta^{13}\text{C}$ (Saltzman, Thomas, 2012)

Анализ вариаций значений изотопного состава углерода и кислорода (рис. 2) показывает аналогичный характер распределения данным по (Кочнев и др., 2018).

При этом стоит отметить, что исследуемые образцы характеризуются более легким изотопным составом, это может быть связано с несколько отличными условиями формирования либо с доломитизацией пород. Таким образом, можно предполагать, что отложения юрхской свиты соответствуют томмотскому ярусу нижнего кембрия – верхам венда.

На основании проведенных палеонтологических исследований юрхская свита была отнесена к немакит-далдынской части даниловского горизонта верхнего венда. Однако часть находок характерна и для низов кембрия. Согласно данным изотопного состава углерода и кислорода с некоторой долей уверенности был предположен нижнекембрийско–верхневендский возраст свиты. Несмотря на сходимость полученных данных, установление четкой границы, разделяющий венд и кембрий, требует значительной степени доработки.

Литература

Воробьева Н.Г., Сергеев В.Н., Чумаков Н.М. Новые находки ранневендских микрофоссилий в уринской свите: пересмотр возраста Патомского комплекса Средней Сибири // Докл. РАН. 2008. Т.419. № 6. С.782-787.

Голубкова Е.Ю. Органостенные микрофоссилии в стратиграфии венда юго-востока Сибирской платформы. Автореф. на соиск. уч. степени канд. геол.-минерал. наук, Санкт-Петербург, 2020. 18 с.

Дольник Т. А. Строматолиты и микрофитолиты в стратиграфии рифея и венда складчатого обрамления юга Сибирской платформы. Новосибирск: НИЦОИГГМ СО РАН, 2000. 320 с.

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.

Кордэ К.Б. Водоросли кембрия юго-востока Сибирской платформы. М.: Изд-во РАН, 1961. Тр. ПИН. Т. 89. 182 с.

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

Решения Четвертого межведомственного регионального стратиграфического совещания по уточнению и дополнению стратиграфических схем венда и кембрия внутренних районов Сибирской платформы. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1989. 64 с.

Станевич А.М., Вахромеев А.Г. Стратиграфическая схема позднего докембрия Саяно-Байкальской складчатой области: справочник. Иркутск: ИРНТУ, 2018. 46 с.

Шемин Г.Г., Мигурский А.В., Смирнов М.Ю. и др. Комплексная характеристика и количественная оценка перспектив нефтегазоносности региональных резервуаров нефти и газа верхневендско-нижнекембрийского аллохтонного карбонатного макрокомплекса Предпатомского регионального прогиба (Сибирская платформа) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири, 2018. № 1 (33). С. 33-55.

Saltzman M.R., Thomas E. Carbon isotope stratigraphy / Eds. F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Shmitz, G.M. Ogg. Elsevier. The Geologic Time Scale, 2012. P. 207–232.

ОБ ОБЪЕМЕ НЕМАКИТ-ДАЛДЫНСКОГО ЯРУСА ВЕРХНЕГО ВЕНДА

В.В. Марусин^{1,2}

¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск

²Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск

e-mail: marusinvv@ipgg.sbras.ru

Немакит-далдынский ярус, как охарактеризованное древнейшими мелкими скелетными остатками (SSF) терминальное стратиграфическое подразделение докембрия,

был впервые предложен в статусе горизонта в 60-х годах XX века на примере разрезов Прианабарья (Савицкий, 1962). В последующие годы он получил широкое распространение в работах отечественных исследователей, в том числе обретя со временем неофициальный статус яруса (Хоментовский, 1976; Хоментовский, Карлова, 2002). В 70-х годах появилась альтернативная концепция манькайского яруса – до-томмотского подразделения кембрия с основанием, также отвечающим первому появлению мелкой скелетной фауны (Вальков, 1975). Учитывая аналогичный смысл (за исключением отнесения к кембрию или нет) и фактический объем (от первого появления мелких скелетных остатков до основания томмотского яруса), из двух названий «немакит-дылдынский» имеет приоритет (Хоментовский, Карлова, 2002). В настоящее время немакит-далдынский ярус включен в межрегиональную стратиграфическую схему кембрийских отложений территории России в качестве терминального подразделения верхнего венда и объединяет в себе две биостратиграфические зоны (в стратиграфической последовательности): *Anabarites trisulcatus* и *Purella antiqua* (Состояние..., 2008). Несмотря на несомненную важность немакит-далдынского яруса для понимания хронологии биотических перестроек на рубеже венда и кембрия, до настоящего времени нет четкого понимания о его возрастных рамках и сопоставлении с Международной хроностратиграфической шкалой (Состояние..., 2008). Это обусловлено рядом причин.

Во-первых, группа мелких скелетных остатков является неформальной и чрезвычайно разнородной. Она объединяет представителей разных групп фауны на основании размеров сохраняющихся в ископаемой летописи раковин, их фрагментов или даже слепков. Так, например, к этой группе не относятся бентосные колониальные трубчатые клоудиниды, широко распространенные в интервале 550–540 млн лет. При этом простые конические и цилиндрические формы *Cambrotubulus*, которые иногда сохраняются в виде весьма сходных с клоудинидами систем вложенных друг в друга конусов, не только относятся к SSF, но и причисляются к представителям древнейших анабаритид (Kouchinsky et al., 2009). Последнее утверждение, учитывая чрезвычайно простую морфологию остатков *Cambrotubulus* (в частности, отсутствие диагностической для анабаритид трехлучевой симметрии), является спорным, особенно в случае сохранности в виде внутренних слепков. Следует отметить, что из представителей первой биостратиграфической зоны SSF *Anabarites trisulcatus* только таксон *Cambrotubulus* известен из отложений древнее ~540 млн лет (Nagovitsin et al., 2015; Марусин и др., 2023). Достоверные же анабаритиды с трехлучевой симметрией и прочие представители зоны *A. trisulcatus* впервые появляются не ранее начала фортуновского века МСШ (Peng et al., 2020). Исключениями являются нахождение комплекса зоны *Anabarites trisulcatus*: 1) стратиграфически ниже уровня, датированного ~543 млн лет, в сыргалахской свите Оленекского поднятия (Nagovitsin et al., 2015); 2) вместе с клоудинидами в средней части усть-юдомской свиты в разрезе Кары-Ытыга (Zhu et al., 2017), которую авторы относят к терминальному эдиакарию. Однако однозначных свидетельств эдиакарского возраста вмещающих анабаритид отложений в разрезе Кары-Ытыга нет. Вопрос же о том, отражает ли U–Pb датировка цирконов из туфобрекчий Тас-Юряхского комплекса Оленекского поднятия возраст сыргалахской свиты, является весьма спорным.

Во-вторых, как отмечалось предыдущими исследователями, стратотипы и немакит-далдынского, и манькайского ярусов, располагающиеся на северном и восточном склонах Анабарского массива, являются неудачными, поскольку в них немакит-далдынская и манькайская свиты, соответственно, представлены не в полном объеме. По этой причине предыдущими исследователями в качестве каркаса для стратиграфических построений использовался представительный разрез манькайской свиты в районе устья р. Котуйкан (Западное Прианабарье) (Хоментовский, Трофимов, 1980). Благодаря полученным новым геохронологическим и хемотратиграфическим данным, показано, что в Западном Прианабарье к основанию манькайской свиты приурочен перерыв около 3–5 млн лет. Он выражается в срезании верхней части подстилающей старореченской свиты при смещении

в северном направлении вдоль западного склона Анабарского массива (Марусин и др., 2022). При этом хемотратиграфические данные позволяют сопоставлять как минимум верхнюю часть старореченской свиты Прианабарья с туркутской свитой Оленекского поднятия. Следовательно, учитывая принадлежность туркутской свиты к немакит-далдынскому ярусу (Nagovitsin et al., 2015), к нему следует относить и верхи старореченской свиты.

В-третьих, несколько неопределенными являются критерии определения и возраст основания зоны *Purella antiqua*. Ранее на основании находок *Anabarites korobovi* в средней части сырагалахской свиты Оленекского поднятия был сделан вывод, что основание зоны имеет возраст около 543 млн лет (Nagovitsin et al., 2015; Погов и др., 2015). Следовательно, при сопоставлении с МСШ основание зоны *Purella antiqua* относится к терминальному эдиакарию. Однако, во-первых, нет полной уверенности, что U–Pb возраста цирконов из туфобрекчий действительно отражают возраст синхронных им отложений, вмещающих остатки. Во-вторых, остатки *Anabarites korobovi* имеют более простую морфологию, в сравнение даже с появляющимися раньше *Anabarites trisulcatus*. Не ставя под сомнение стратиграфической важности самой зоны *Purella antiqua*, с точки зрения автора правильнее будет использовать для определения ее основания другие таксоны, что требует ревизии таксономического состава зоны.

В-четвертых, вопрос о сопоставлении немакит-далдынского яруса с Международной хроностратиграфической шкалой неотделим от вопроса о сопоставлении с подразделениями МСШ основания томмотского яруса кембрия. Недавними исследованиями показано, что томмотский ярус полностью соответствует второму ярусу кембрия МСШ (Cambrian Stage 2; 529–521 млн лет) (Grazhdankin et al., 2020). Однако такое сопоставление возможно только при рассмотрении томмотского яруса в его широком понимании – по первому появлению таксономически-разнообразного комплекса мелких скелетных остатков, включающих таксоны *Aldanella attleborensis* и *Watsonella crosbyi*.

Обобщая вышесказанное, есть основание предложить трехчленное строение содержащих мелкие скелетные остатки дотоммотских отложений: выделить из зоны *Anabarites trisulcatus* в самостоятельную зону стратиграфический интервал от первого появления SSF (*Cambrotubulus* и/или клоудинид) до первого появления достоверных анабаритид. Идея подобной зоны («зона *Cambrotubulus*») ранее высказывалась предыдущими исследователями (Хоментовский, Карлова, 2005). Тогда, предполагая соответствие основания томмотского яруса подошве второго яруса кембрия МСШ, можно предложить две модели немакит-далдынского яруса, которые могут быть использованы для решения вопросов стратиграфии переходного интервала докембрия и кембрия. В обеих моделях кровля немакит-далдынского яруса соответствует основанию томмотского яруса кембрия и имеет возраст ~539 млн лет, а сам немакит-далдынский ярус представляет собой терминальное подразделение венда.

1) Общая концепция немакит-далдынского яруса остается неизменной: его основание соответствует уровню первого появления SSF. В этом случае немакит-далдынский ярус имеет трехчленное строение (зоны *Cambrotubulus*, *Anabarites trisulcatus*, *Purella antiqua*) и возраст около 550–529 млн лет. К кембрию (точнее, фортуновскому ярусу терпенувия) МСШ в этом случае относятся только две верхние зоны (*Anabarites trisulcatus* и *Purella antiqua*), а зона *Cambrotubulus* (550–539 млн лет) относится к терминальному эдиакарию.

2) Объем немакит-далдынского яруса ограничивается двумя зонами (*Anabarites trisulcatus*, *Purella antiqua*) и имеет возраст 539–529 млн лет, что делает его полным аналогом фортуновского яруса МСШ. Зона *Cambrotubulus* (550–539 млн лет) в этой модели не входит в состав немакит-далдынского яруса и в терминах МСШ относится к терминальному эдиакарию. Впрочем, несмотря на удобство этой модели для сопоставления ярусных подразделений Общей и Международной стратиграфических шкал, она имеет недостаток: нарушается соподчиненность стратонов – гипотетическая зона *Cambrotubulus* не относится к какому-либо ярусу в верхнем венде.

Исследования проведены при финансовой поддержке РФФ (проект № 21-17-00052).

Литература

Вальков А.К. Биостратиграфия и хиолиты кембрия северо-востока Сибирской платформы. М.: Наука, 1975. 139 с.

Марусин В.В., Кочнев Б.Б., Семенова Д.В., Быкова Н.В., Иванова Н.А. Строение, возраст и источники сноса обломочного материала старореченской свиты венда Западного Прианбарья / Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научной конференции. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2022. С. 195–197.

Марусин В.В., Кочнев Б.Б., Карлова Г.А., Изох О.П., Сарсембаев Ж.А., Иванова Н.А. Переходный интервал докембрия-кембрия на Игарском поднятии (северо-запад Сибирской платформы) // Геология и геофизика. 2023. Т. 64. № 6. С. 823–840.

Рогов В.И., Карлова Г.А., Марусин В.В., Кочнев Б.Б., Наговицин К.Е., Гражданкин Д.В. Время формирования первой биостратиграфической зоны венда в Сибирском гипостратотипе // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 4. С. 735–747.

Савицкий В.Е. О соотношении кембрия и верхнего докембрия Анабарского щита / Собрание по стратиграфии отложений позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: ИГиГ Со АН СССР, 1962. С. 53–54.

Состояние изученности стратиграфии докембрия и фанерозоя России. Задачи дальнейших исследований. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Выпуск 38. СПб.: Издательство ВСЕГЕИ, 2008. 131 с.

Хоментовский В.В. Венд. Новосибирск: Наука, 1976. 272 с.

Хоментовский В.В., Трофимов В.Р. Венд Западного Прианбарья / Новые данные по стратиграфии позднего докембрия запада Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Сборник научных трудов. Новосибирск: ИГиГ Со АН СССР, 1980. С. 3–30.

Хоментовский В.В., Карлова Г.А. Граница немакит-далдынского и томмотского ярусов (венд-кембрий) Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2002. Т. 10, С. 13–34.

Хоментовский В.В., Карлова Г.А. Основание томмотского яруса – нижняя граница кембрия Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. Т. 13. С. 26–40.

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.

Kouchinsky A., Bengtson S., Feng W., Kutugin R., Val'kov A. The Lower Cambrian fossil anabaritids: affinities, occurrences and systematics // Journal of Systematic Palaeontology. 2009. V. 7. P. 241–298.

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 Research. 2015. V. 270. P. 226–245.

Peng S.C., Babcock L.E., Ahlberg P. The Cambrian Period / Geological Time Scale 2020. Volume 2. Amsterdam: Elsevier, 2020. P. 565–629.

Zhu M., Zhuravlev A.Yu., Wood R.A., Zhao F., Sukhov S.S. A deep root for the Cambrian explosion: Implications of new bio- and chemostratigraphy from the Siberian Platform // Geology. 2017. V. 45. P. 459–462.

ОСАДОЧНЫЕ ТОЛЩИ ДОКЕМБРИЯ И ФОРМИРОВАВШИЕ ИХ РЕЧНЫЕ СИСТЕМЫ

А.В. Маслов¹, В.Н. Подковыров²

¹Геологический институт РАН, Москва, e-mail: amas2004@mail.ru

²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, e-mail: vpodk@mail.ru

Палеогеографические особенности областей осадконакопления в существенной степени контролируют особенности формирования крупных осадочных последовательностей. Учет их, несомненно, важен и для различных стратиграфических сопоставлений, особенно в докембрии. В настоящем сообщении суммированы некоторые результаты исследований, направленные на реконструкцию типов речных систем, транспортировавших обломочный материал в докембрийские бассейны седиментации. Основой для этого послужили выводы, полученные в работе (Bayon et al., 2015), в которой рассмотрены результаты исследования алевритовых и пелитовых фракций донных осадков (ДО) поверхностного слоя устьевых частей современных рек, среди которых были как крупные артерии, дренирующие водосборы, сложенные ассоциациями пород широкого возрастного диапазона, так и относительно небольшие реки, транспортирующие продукты разрушения более однородных питающих провинций. Все пробы отнесены авторами к категориям: 1) ДО «крупных рек» (World's major rivers, площадь водосбора $>10^5$ км²); 2) ДО устьевых зон рек, дренирующих осадочные образования (rivers draining «mixed/sedimentary» formations, площадь водосбора $<10^5$ км²); 3) ДО устьев рек, питающихся продуктами размыва «магматических/метаморфических» террейнов (rivers draining «igneous/metamorphic» terranes); 4) ДО устьев рек, дренирующих вулканические провинции (rivers draining «volcanic» rocks). Суммированные в названной публикации сведения о распределении ряда редких и рассеянных элементов в ДО устьевых зон различных категорий рек можно рассматривать как отражающие характерные черты взвеси, транспортируемой реками в морские бассейны из различных питающих провинций. Сходство и различие РЗЭ-систематики ДО устьевых зон и взвеси рек различных категорий хорошо выражено на предложенных нами диаграммах $(La/Yb)_N-Eu/Eu^*$, $(La/Yb)_N-(Eu/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N-Th$. Апробирование их выполнено на примере хорошо известных докембрийских осадочных последовательностей мира.

Так, для стратотипа рифея показано, что геохимические особенности подавляющей части слагающих его глинистых пород (ГП) указывают на формирование их в связи либо с крупными речными системами (реки категории 1), на водосборных территориях которых присутствовали разные, в том числе и осадочные комплексы пород, либо речных систем категории 2, во взвешенном материале которых преобладали продукты эрозии осадочных образований. Следы былого распространения этих осадочных/осадочно-метаморфических образований на востоке Восточно-Европейской платформы в настоящее время отсутствуют, но то, что они существовали и играли заметную роль в формировании осадочного выполнения осадочных бассейнов на востоке платформы, сомнений не вызывает (Маслов, 2019).

Исследование в этом же ключе ГП рифея Учуро-Майского региона показало, что их индивидуальные точки на диаграмме $(La/Yb)_N-Eu/Eu^*$ сосредоточены в основном в областях ДО рек, питающихся продуктами эрозии осадочных (категории 1 и 2) и вулканических пород (категория 4), а также зонах их перекрытия. Средняя точка ГП трехгорной свиты на этом графике расположена в области ДО рек, дренирующих магматические/метаморфические террейны (категория 3). Средние точки ГП димской, талынской и светлинской свит тяготеют к зоне перекрытия областей ДО рек категорий 1, 2 и 3, т. е. в их составе присутствуют продукты размыва, как осадочных образований, так и магматических и метаморфических комплексов. Это достаточно хорошо соответствует реальной геологической ситуации (Маслов, Подковыров, 2021). В то же время в составе ГП более высоких уровней рифея продукты размыва магматических/метаморфических

террейнов либо отсутствуют, либо доля их весьма невелика. На графике $(La/Yb)_N-Th$ большинство индивидуальных точек ГП тяготеет к областям 1, 2 и 4. Средняя точка ГП усть-кирбинской свиты расположена в области ДО рек, питающихся продуктами эрозии пород вулканических провинций.

В статье (Маслов, Подковыров, 2021) проанализировано положение точек индивидуальных образцов и усредненных составов ГП архея и раннего протерозоя (ассоциации Исуа и Акилиа, комплекс Бит Бридж, серии Модис, Мозаан и Претория, кольская серия, Онотский зеленокаменный пояс, серия Рампур, канский метаморфический комплекс, ладожская серия и др.) на диаграммах $(La/Yb)_N-Eu/Eu^*$ и $(La/Yb)_N-Th$. Показано, что подавляющее большинство точек ГП тяготеет к областям 1, 2 и 4, а также зоне перекрытия областей 1, 2 и 3. Фигуративные точки объектов с возрастом более 2.8 млрд лет на диаграмме $(La/Yb)_N-Eu/Eu^*$ сосредоточены преимущественно в области 4. Это позволяет считать, при условии корректности наших предположений, что до указанного времени, скорее всего, не существовало крупных рек и рек, питавшихся продуктами эрозии осадочных образований, а процессы рециклирования тонкой алюмосиликокластики были редуцированы.

Накопление осадочных последовательностей бассейна Белт происходило в крупных пустынных аллювиальных равнинах, по которым часто распространялись покровные паводки, несущие массы воды, нагруженной взвешенным материалом, в мелководные морские или озерные водоемы. На основе предложенного нами подхода показано, что в бассейн Белт тонкая алюмосиликокластика транспортировалась крупными речными артериями, сходными с современными реками категорий 1 и 2. Этот вывод не противоречит существующим представлениям об обстановках накопления постнижнебелтских отложений. Вероятно, только во время накопления отложений Среднего Белта источниками материала могли быть провинции, сложенные вулканическими образованиями (Маслов, 2022), однако из-за все еще небольшого объема аналитических данных для этого литостратиграфического подразделения, такой вывод следует считать предварительным.

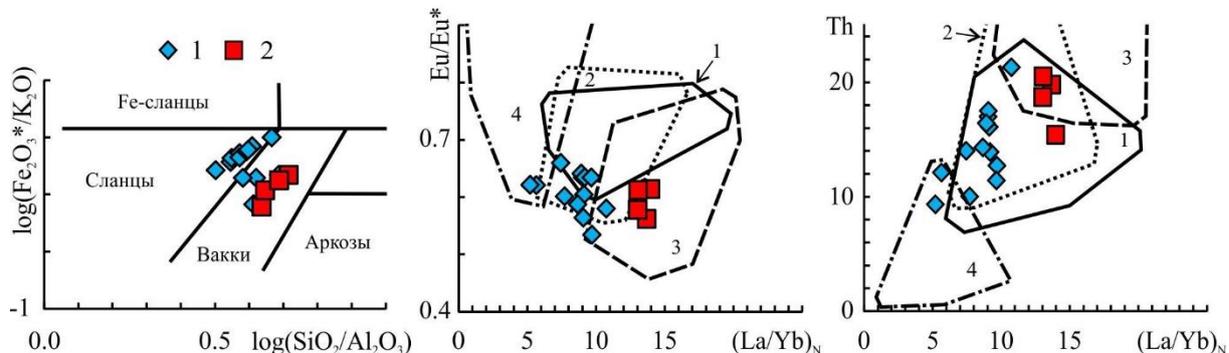


Рис. 1. Распределение точек состава ГП пачки PR1 (1) и формации Mt. Landreville (2) на диаграммах M. Хиррона и $(La/Yb)_N-Eu/Eu^*$ и $(La/Yb)_N-Th$. Объяснение номеров полей на рисунке см. в тексте.

Продолжая апробировать предложенные диаграммы, мы обратились к анализу обстановок формирования ГП мезопротерозойских осадочных последовательностей Юкона (формация Mt. Landreville серии Pinguicula и пачка PR1 серии Lower Fifteenmile), аналитические данные для которых приведены в (Medig et al., 2023). Пачка PR1 имеет мощность около 320 м и состоит из чередования песчаников и ГП с редкими карбонатными олистолитами. Накопление их происходило в относительно глубоководных обстановках под влиянием турбидитов. Эта пачка не имеет эквивалентов на СЗ Лаврентии, но может быть сопоставлена с надсерией Белт-Перселл и другими осадочными толщами ЮЗ Канады и запада США. Считается, что они отвечают этапу рифтогенеза суперконтинента Коламбия, приведшему к отделению Лаврентии от Австралии и Восточной Антарктики. Серия Pinguicula объединяет силикокластические и карбонатные отложения, накапливавшиеся в основном низкоэнергетических обстановках в тектонически активном эпикратонном бассейне. Формация Mt. Landreville, базальное ее подразделение, сложена

преимущественно алевролитами; в ее подошве можно видеть конгломераты и песчаники. Накопление отложений происходило ниже базиса штормового волнения. Формация Pass Mountain объединяет карбонатные породы низкоэнергетических обстановок, формировавшиеся также ниже штормового базиса. Редкие отложения обломочных и зерновых потоков, турбидитов и микротурбидитов предполагают периодическое проявление и высокоэнергетической седиментации. Формация Rubble Creek, завершающая разрез серии Pinguicula, представлена известковистыми ГП. Отложения гравитационных потоков здесь отсутствуют. На диаграмме М. Хиррона точки состава ГП пачки PR1 и формации Mount Landreville расположены в областях сланцев и вакк (рис. 1).

На диаграммах $(La/Yb)_N-Eu/Eu^*$ и $(La/Yb)_N-Th$ они группируются в областях состава, характерных для ГП приустьевых частей рек категорий 1 и 2 (это присуще преимущественно ГП формации Mt. Landreville) и области перекрытия осадков названных двух категорий и области 3 (осадки приустьевых частей рек, питающихся продуктами размыва «магматических/метаморфических» террейнов). Таким образом, мы можем судить о характере рек, формировавших ГП, входящие в состав мезопротерозойских осадочных последовательностей Юкона и, соответственно верифицировать палеогеографические модели их формирования.

Исследования проведены в рамках госзадания ГИН РАН (тема FMMG-2023-0004) и ИГГД РАН (тема FMUW-2021-0003).

Литература

Маслов А.В. Бассейн Белт (Скалистые горы): состав осадочных комплексов и некоторые особенности его заполнения // Литология и полез. ископаемые. 2022. № 4. С. 362-385.

Маслов А.В. К реконструкции категорий рек, сформировавших выполнение осадочных бассейнов рифея в области сочленения Восточно-Европейской платформ и современного Южного Урала // Изв. вузов. Геология и разведка. 2019. № 5. С. 28-36.

Маслов А.В., Подковыров В.Н. Метаалевропелиты раннего докембрия: РЗЭ-Th-систематика как ключ к реконструкции источников слагающей их тонкой алюмосиликокластики // Литология и полез. ископаемые. 2021. № 3. С. 216-242.

Маслов А.В., Подковыров В.Н. Типы рек, питавших в рифее седиментационные бассейны юго-восточной окраины Сибирской платформы: эскиз реконструкции // Тихоокеанская геология. 2021. Т. 40. № 4. С. 99-117.

Bayon G., Toucanne S., Skonieczny C., Andre L., Bermell S., Cheron S., Dennielou B., Etoubleau J., Freslon N., Gauchery T., Germain Y., Jorry S.J., Menot G., Monin L., Ponzevera E., Rouget M.-L., Tachikawa K., Barrat J.A. Rare earth elements and neodymium isotopes in world river sediments revisited // Geochim. Cosmochim. Acta. 2015. V. 170. P. 17-38.

Medig K.P.R., Thorkelson D.J., Turner E.C., Rainbird R.H., Gibson H.D., Marshall D.D. Mesoproterozoic basins (Yukon, Canada) in the evolution of supercontinent Columbia // Can. J. Earth Sci. 2023. P. 1–62. dx.doi.org/10.1139/cjes-2022-0055

ЭВОЛЮЦИЯ МЕЖДУНАРОДНОЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ ДОКЕМБРИЯ: ОТ ХРОНОМЕТРИИ К ГОРНЫМ ПОРОДАМ

П.В. Медведев^{1,2}, Н.И. Кондрашова^{1,2}

¹Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, e-mail: pmedved@krc.karelia.ru

²Петрозаводский государственный университет, Петрозаводск, e-mail: kondr_natalia@mail.ru

Существуют две принципиально различные концепции построения шкал геологического времени: хронометрическая и хроностратиграфическая. Хронометрическая концепция предусматривает разбиение абстрактного физического времени на те или иные отрезки, определяемые в годах. Следовательно хронометрические подразделения и их границы не имеют и не могут иметь стратотипов. Подразделения, выделяемые в рамках

хронометрической концепции это интервалы времени с фиксированными начальной и конечной границами (принимаемыми по международным соглашениям), которые устанавливаются на основании изотопно-хронологических данных безотносительно к конкретным комплексам горных пород или их последовательности. В хроностратиграфической концепции изотопная геохронология является инструментом численного датирования границ и определения длительности общих, региональных и местных подразделений. Изотопно-геохронологические шкалы (шкалы геологического времени) построены на основании возрастной калибровки границ хроностратиграфических подразделений. Таким образом хроностратиграфическая шкала отражает сумму имеющихся изотопных датировок, и по мере расширения базы данных уточняется, в то время как хронометрическая шкала, построенная на основе официально утвержденных значений изотопного возраста границ, прямо не зависит от эволюции взглядов на изотопный возраст реальных геологических тел.

Исторически стратиграфическая шкала фанерозоя строилась хроностратиграфически. На местности выбирались стратотипические разрезы ярусов, а затем датировались их границы. К настоящему времени продатированы границы подавляющего большинства ярусов, а сами типовые разрезы отражают то или иное геологическое событие глобального масштаба. В отличие от фанерозоя, стратиграфическая шкала докембрия по ряду причин строилась на хронометрической основе. В последнем варианте международной шкалы только два верхних подразделения в ранге системы (наименьшей на сегодня единицы в докембрии) – криогений и эдиакарий выделены хроностратиграфически.

В начале текущего века Международной комиссией по стратиграфии была утверждена хронометрическая шкала докембрия с выделением формальных единиц в ранге периодов с договорными изотопными границами (Gradstein et al., 2004). В последующие годы велась дискуссия о возможности использования хроностратиграфического подхода к расчленению докембрия. Было предложено выделять докембрийские подразделения на основе событийной стратиграфии (Van Kranendonk et al., 2012). Сначала установить наиболее важные события в истории Земли и использовать их для выделения подразделений первого порядка – эонов. Этих глобальных событий два: 1) образование стабильной коры, способствовавшей формированию и сохранению стратиграфической летописи; 2) переход от ранней Земли с восстановительными океанами и атмосферой, накоплением железорудных формаций и прокариотной жизнью к Земле с окислительной экзосферой и преобладанием эукариотных организмов. Этот переход соответствует границе исторически сложившихся крупнейших подразделения докембрия - архея и протерозоя. Для обоснования стратиграфических единиц более низкого ранга предлагается использовать 20 глобальных событий, нашедших отражение в геологической летописи криптозойского времени в интервале от 4568 до 541 млн. лет назад.

Недавно предложен вариант шкалы разделения геологического времени докриогения на основе хроностратиграфической концепции (Shields et al., 2022). При этом существующие границы хронометрических подразделений современной шкалы претерпели бы несущественные изменения. Целью любого пересмотра геологической шкалы времени докембрия должно быть сведение к минимуму нарушений как текущей международной шкалы, так и существующих региональных и национальных стратиграфических норм. Должны соблюдаться следующие критерии: 1) классификация должна быть максимально простой, удовлетворяющей насущные потребности, поскольку каждая дополнительная сложность создает основу для несогласия или отвержения; 2) разделение времени, воплощенное в классификации, должно отражать основные события в истории Земли, но не быть в такой форме, чтобы препятствовать критическому анализу этой истории; 3) классификация должна быть приемлемой для большинства изучающих докембрий; 4) номенклатура не должна быть тесно привязана к одному конкретному региону; и 5) схема разделения должна сопровождаться такими операционными критериями, чтобы отнесение

конкретных геологических разрезов к тем или иным единицам классификации основывалось на объективных, а не теоретических соображениях.

Исследования выполнены за счёт государственного бюджетного финансирования в рамках темы НИР № 215 Института геологии КарНЦ РАН.

Литература

Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G. et al. A new Geological Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene // Episodes. 2004. V. 27. Iss. 2. P. 83–100.

Shields G.A., Strachan R.A., Porter S.M. et al. A template for an improved rock-based subdivision of the pre-Cryogenian timescale // Journal of the Geological Society. 2022. V. 179. Iss. 1. P. 200–222.

Van Kranendonk M.J., Altermann W., et al. A chronostratigraphic division of the Precambrian: possibilities and challenges. / The Geologic Time Scale 2012. Eds. Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M. and Ogg G. Elsevier, 2012. P. 299–392.

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОСАДОЧНЫЕ БАССЕЙНЫ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА (ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ ЩИТ)

П.В. Медведев^{1,2}, Н.И. Кондрашова^{1,2}, А.В. Лютиков¹

¹Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, e-mail: pmedved@krc.karelia.ru

²Петрозаводский государственный университет, Петрозаводск, e-mail: kondr_natalia@mail.ru

Наиболее крупные сохранившиеся бассейны палеопротерозойского осадконакопления на Карельском кратоне приурочены к Пана-Куоляярвинскому и Северо-Онежскому синклиориям, находящихся, соответственно, в северной и южной частях кратона. Сохранившаяся геологическая летопись позволяет сравнить процессы осадконакопления, происходившие в обоих бассейнах в ятулийское и людиковийское время.

Пана-Куоляярвинский синклиорий протягивается в субмеридиональном направлении на расстояние 100 км при ширине около 30 км. На неоархейском фундаменте залегают палеопротерозойские породы, относящиеся к сумийскому, сариолийскому, ятулийскому и людиковийскому надгоризонтам региональной стратиграфической схемы. В основании разреза ятулия (общей мощностью 530 метров) присутствуют конгломераты, кварциты, аркозовые песчаники с прослоями слюдистых и хлорит-карбонатных сланцев, что указывает на предшествующую пенепленизацию территории. Вверх по разрезу они сменяются чередующимися вулканогенными породами: базальтами, андезибазальтами и их туфами. На вулканогенных породах залегают карбонатные породы, карбонат-хлоритовые, серицит-хлоритовые сланцы, сменяемые выше по разрезу кварцито-песчаниками, доломитами, мраморами с прослоями хлорит-биотитовых сланцев (Куликов, Куликова, 2014). Людиковийский надгоризонт представлен полимиктовыми конгломератами, гравелитами, песчаниками, углеродистыми алевролитами, доломитами, а также базальтами, андезибазальтами и их туфами общей мощностью 2800 м.

Северо-Онежский синклиорий охватывает северо-западную часть Онежского озера и прилегающие территории. Это самая крупная палеопротерозойская структура на Карельском кратоне (Онежская..., 2011). В состав ятулийского надгоризонта здесь входят кварцевые конгломераты, гравелиты, песчаники, красноцветные алевролиты, доломиты и известняки, а также толеитовые базальты общей мощностью около 1000 м. Общая мощность людиковийских пород составляет около 2000 м с резким преобладанием вулканогенных пород над осадочными. Последние представлены углеродистыми песчаниками, алевролитами, доломитами и известняками.

Химический состав осадочных пород (большое содержание кремнезема) Пана-Куоляярвинского синклиория характеризует мелководные условия и стабильный привнос осадочного материала (в том числе органического вещества) с прилегающей территории. При переходе от ятулия к людиковию кратковременная регрессия вызвала значительное

поступление в бассейн терригенного материала, что привело к смене ятулийского хемогенного карбонатакопления на формирование горизонтов алевролитов (нижняя часть исследуемого разреза). Затем происходит углубление бассейна, что приводит к возрастанию роли карбонатакопления. Однако поступление обломочного материала с суши продолжается. Осадконакопление происходило в мелководной и прибрежно-мелководной области осадочного бассейна, а терригенный материал в процессе осадконакопления претерпел минимальный перенос. Источником обломочного материала являлись изверженные породы основного состава и, в меньшей степени, породы кислого состава из архейского фундамента. В ходе начавшейся трансгрессии происходит накопление осадков, обогащенных органическим углеродом.

Геохимические характеристики осадочных пород Пана-Куоляярвинского синклинория свидетельствуют об ограниченности развития аноксидных обстановок в палеоводоеме. Отложения формировались при смешанном карбонатно-терригенном и карбонатном типе седиментации, в отличие от Онежского палеобассейна, где в это время преобладало терригенное осадконакопление. Различались и диагенетические преобразования в осадках этих двух палеобассейнов. В Онежском преобладали реакции сульфидообразования, а в Пана-Куоляярвинском – образование оксидов (магнетита, рутила, ильменита).

Микроэлементный состав определялся преимущественно заимствованием микроэлементов из морской воды. Уменьшение величины отрицательной Се аномалии является свидетельством постепенной смены окислительных условий восстановительными.

Анализ геохимических особенностей карбонатных пород Онежского и Пана-Куоляярвинского палеобассейнов показал, что поступление в Онежский осадочный палеобассейн эксгальционного материала было ограничено. Установлено поступление гидротермального материала в периферические части бассейна. В начале позднего ятулия существовали глубоководные условия как в Онежском, так и в Пана-Куоляярвинском палеобассейнах. В области осадконакопления Пана-Куоляярвинской бассейна зафиксировано присутствие эксгальционного материала. Позднее к концу ятулия происходит обмеление обоих бассейнов и усиление гидротермальной деятельности.

В процессе эволюции палеопротерозойских бассейнов Карельского кратона (от позднего ятулия к позднему людиковию) происходит сокращение их площади в северной части кратона. Одновременно происходит уменьшение поступления в область седиментации материала гидротерм, но возрастает поступление эндогенного материала, возможно, туфогенного, что указывает на возрастание магматической активности к людиковию.

Исследования выполнены за счёт государственного бюджетного финансирования в рамках темы НИР № 215 Института геологии КарНЦ РАН.

Литература

Куликов В.С., Куликова В.В. Куоляярвинский синклинорий: новый взгляд на геологическое строение и сводный разрез // Труды Карельского научного центра РАН. 2014. № 1. С. 28–38.

Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минералогия) / Отв. ред. Л. В. Глушанин, Н. В. Шаров, В. В. Щипцов. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2011. 431 с.

ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫЙ КОМПЛЕКС ВЕТРЕННОГО ПОЯСА И ЕГО МЕСТО В РЕГИОНАЛЬНОЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЕ ДОКЕМБРИЯ

С.В. Межеловская¹, А.Д. Межеловский²

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

² Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе (МГРИ), Москва, e-mail: mezhelovskiyad@mgrid.ru

За более чем столетнюю историю изучения докембрия геологи научились расчленять и коррелировать сложнодислоцированные и многократно преобразованные структурно-вещественные комплексы дофанерозойского возраста. Результатом этой работы стала разработка региональных и местных стратиграфических схем, а также серийных легенд к Государственным геологическим картам. В период проведения геологических работ территории страны для расчленения докембрия в основном применялся хроностратиграфический метод, подразумевающий анализ естественной последовательности залегания горных пород. Детальное изучение многочисленных разрезов позволило, в последствии, выбрать эталонные стратотипические объекты, в которых фиксировались конкретные границы картируемых подразделений. Но плохая обнаженность, затрудняющая установление нормальной последовательности залегания пород, сложная дислоцированность и многократная складчатость накладывают ограничение на применение хроностратиграфического подхода. Во второй половине 20 века широко стал применяться хронометрический метод, основанный на изотопно-геохронологических данных. При этом нарушение изотопных систем в минералах геохронометрах, сильная метаморфическая переработка пород, в совокупности с ограничением изотопных методов также не всегда позволяют использовать хронометрический подход.

В последнее время для расчленения и корреляции региональных подразделений палеопротерозоя, в дополнение к основным методам, стал применяться событийный подход, после открытия таких глобальных событий как Гуронское оледенение, изотопное событие Ломагунди, феномен «Шуньга» и многие другие, которые были проявлены по всей планете. Это позволило уточнить геологическое строение и условия формирования многочисленных структур.

В начале раннего протерозоя на территории Балтийского щита в многочисленных рифтовых прогибах формировались мощные осадочно-вулканогенные комплексы. Одной из таких структур является Ветренный пояс, расположенный на окраине Карельского кратона. Он ограничен Беломорским подвижным поясом на северо-востоке и Карельской гранит-зеленокаменной областью на юго-западе. В ходе более чем полувековой истории изучения Ветренного пояса его разрез был расчленен на 4 надгоризонта палеопротерозоя: сумийский, сариолийский, ятулийский, людиковийский. Такое строение разреза корректно увязывалось с аналогичными прогибами (Шомбозерский, Лехтинский и др.) в стратотипической местности. На сумийском уровне в вышеуказанных прогибах широко представлены (снизу вверх): кварцитопесчаники, андезибазальты и кислые вулканиты. Для сариолия характерно наличие различных полимиктовых конгломератов ледникового происхождения. В ятулийском надгоризонте появляются карбонаты, несущие положительную изотопную метку $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$, в породах людиковия появляется органическое вещество. Разрез Ветренного пояса начинается с рассланцованных кварцитов - токшинская свита по (Куликов, 1988), илекская толща по (Государственная, 2001), киричская свита нижняя подсвита по (Никонов, 2019), светло-серого, белого цвета, на 98% состоящих из кварца и являющихся результатом многочисленного рециклинга. Выше, без видимого несогласия, залегают андезибазальты и туфы с прослоями туфоконгломератов - киричская свита верхняя подсвита по (Никонов, 2019). По данным (Куликов и др., 2011) на андезибазальтах залегают полимиктовые конгломераты (калгачинская свита), которые перекрыты аркозовыми метапесчаниками, мраморизованными карбонатами с потоками

плагиобазальтов, туфов и металевролитов (кожозерская свита). Далее по разрезу залегают черные слоистые силициты, металевролиты с углеродистым веществом и кварцитопесчаники (виленгская свита). Завершает разрез свита ветреного пояса, сложенная коматиитовыми базальтами и туфами. Такое строение разреза хорошо согласуется и с событийным подходом к расчленению палеопротерозоя в связи с чем в новых материалах (Никонов, 2019), а также в серийной легенде 200 к Карельской серии листов (Корсакова и др. 2002) Ветренный пояс разделен на 4 надгоризонта. Однако после применения хронометрического подхода были получены изотопные данные для коматиитовых базальтов, завершающих разрез структуры: U–Pb 2405±5 млн лет (Межеловская и др. 2016), Re–Os 2407±6 млн лет (Puchtel et al, 2016) и Sm–Nd 2410±34 млн лет) (Puchtel et al, 1997) и еще ряд датировок с более древними и наоборот более молодыми возрастами U–Pb методом по циркону, что интерпретировалось авторами как ксеногенный циркон или существенно переработанный метаморфическими процессами (Мальков, 2014; Смолькин и др., 2011). Таким образом, весь комплекс структуры следовало бы относить к сумийскому надгоризонту. Учитывая разброс возрастов, полученных локальными изотопными методами, а также сложности с выделением собственного циркона или бадделеита из пород основного состава, авторы ГДП-200 (Мальков, 2014) решили пока не вносить изменений в серийную легенду 200.

Авторами настоящей работы была предпринята попытка определения $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ в карбонатных породах кожозерской свиты, однако она не выявила положительной изотопной аномалии, характерной для ятулийского уровня. Учитывая вышеизложенное, положение стратиграфических подразделений Ветреного пояса остается дискуссионным и требует уточнения. Для возможного решения данного вопроса авторы предлагают обратить внимание на плагиобазальты в составе кожозерской свиты, а также дайки габбро-долеритов слагающих дайковый пояс, приуроченный к полям развития пород виленгской свиты. Получение надежных изотопных данных по указанным объектам, возможно, поможет разобраться в стратиграфии Ветреного пояса.

Литература

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000 Серия Карельская. Листы Р-37-I (Маленьга), Р-37-VII (Сергиево). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2001 94 с.

Корсакова М.А., Иванов Н.М., Легкова В.Г., и др. Совершенствование легенды Карельской серии листов Госгеолкарты РФ масштаба 1:200 000 (второе издание). Информационный отчет. ГПП "Севзапгеология", 2002. 49с.

Куликов В.С. Высокомагнезиальный вулканизм раннего протерозоя // Коматииты и высокомагнезиальные вулканы раннего докембрия Балтийского щита /ред. О.А. Богатиков. Л.: Наука, 1988. С. 20–88.

Куликов В.С. Ветренный пояс: тектоно- и петротип палеопротерозоя Юго-Восточной Фенноскандии / В.С. Куликов, В.В. Куликова, Я.В. Бычкова // Геология Карелии от архея до наших дней. Матер. докладов Всеросс. конф., посвященной 50-летию Института геологии Карельского научного центра РАН. Петрозаводск, 2011. С. 91–103.

Мальков И.А. Отчет о результатах работ по объекту: ГДП-200 листа Р-36-VI (Сумозерско-Пулозерская площадь). ГГУП СФ "Минерал", 2014. Т.1 С. 114–115.

Межеловская С.В., Корсаков А.К., Межеловский А.Д., Бибикина Е.В. Временной диапазон формирования осадочно-вулканогенного комплекса Ветреного Пояса // Стратиграфия. Геол. корреляция». 2016. Т. 24. №2. С. 3–16.

Никонов К. А. Отчет о результатах работ по объекту: "Проведение в 2017-2019 годах региональных геологосъемочных работ масштаба 1:200000 на группу листов в пределах Северо-Западного и Центрального ФО". ФГБУ ВСЕГЕИ, 2019. С. 21–40.

Смолькин В.Ф., Шарков Е.В., Лохов К.И., Капитонов И.Н., Сергеев С.А. Генезис высокомагнезиальных вулкаников Ветреного пояса палеопротерозоя по данным

исследований U-Pb и Lu-Hf систем в цирконах (Восточная Карелия) // Докл. АН. V. 439. № 4. 2011. С. 528–533.

Puchtel I.S., Haase K.M., Hofmann A.W., Chauvel C., Kulikov V.S., Garbe-Schnberg C.D., Nemchin A.A. Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetreny Belt, southeastern Baltic Shield: evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere//Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. P. 1205 – 1222.

Puchtel, I.S., Touboul, M., Blichert-Toft, J., Walker, R.J., Brandon, A.D., Nicklas, R.W., Kulikov, V.S. and Samsonov A.V. Lithophile and siderophile element systematics of Earth's mantle at the Archean-Proterozoic boundary: Evidence from 2.4 Ga komatiites. Geochimica et Cosmochimica Acta. 2016. V. 180. P. 227-255.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ ОТ ДОКЕМБРИЯ ДО ПАЛЕОЗОЯ – СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ

О.Р. Минина*, Н.А. Доронина, В.С. Ланцева

Геологический институт им. Н.Л. Дубрецова СО РАН, г. Улан-Удэ

*e-mail: yaksha@rambler.ru

Складчатые сооружения Западного Забайкалья, объединяемые в Байкальскую горную область (БГО), входят в состав Центрально-Азиатского складчатого пояса. Представления о геологическом развитии региона до сих пор вызывают дискуссии, но всеми исследователями решающее значение признавалось за байкалидами и каледонидами (Беличенко, 1977; Зорин и др., 1997; Гордиенко и др., 2010 и др.). Только в последнее десятилетие в БГО установлены ранние герциниды (Ненахов, Никитин, 2007; Гордиенко и др., 2010; Руженцев и др., 2012 и др.). В центральной и северо-восточной частях региона выделена Байкало-Витимская складчатая система (БВСС), объединяющая комплексы байкальского (RF), каледонского (V–Є–S₁), ранне- (S₂–C₂¹) и позднегерцинского (C₂–P₂) структурных этажей, разделенных поверхностями региональных несогласий (Руженцев и др., 2012). БВСС включает Удино-Витимскую, Витимкан-Ципинскую и Турка-Курбинскую структурно-формационные зоны, представляющие собой сложнопостроенные покровно-складчатые сооружения, где в виде пакетов тектонических пластин совмещены разновозрастные вещественные комплексы (Руженцев и др., 2012).

Байкальский структурный этаж БВСС объединяет следующие комплексы: 1 – метабазалты MORB ауникской толщи (971 млн лет); 2 – ультрабазиты и метагабброиды Шаманской и Джидотгойской сутур (939–892 млн лет); 3 – вулканы усойской и буромской свит (837–789 млн лет) и олнинской толщи (Rf2); 4 – габбро-диориты шаманского комплекса (778–762 млн лет); 5 – жанокскую вулканоплутоническую ассоциацию (830–820 млн лет); 6 – гнейсо-граниты Амалатского массива (780 млн лет); 7 – восточногогорбылокскую толщу (Rf1), хойготскую и талалинскую (PR1-2), бурлинскую, итанцинскую, сиваконскую и асынскую (Rf3) свиты, ципиканскую (Rf3) толщу (Гордиенко и др., 2010; Некрасов и др., 2007; Доронина и др., 2015; Рыцк и др., 2001, 2007; Руженцев и др., 2012).

В последнее время активно обсуждаются две модели развития региона в докембрии. Согласно *первой* модели, в период 1020–720 млн лет, в результате распада суперконтинента Родиния образовался Палеоазиатский океан, являющийся заливом Палеопацифики (Гордиенко и др., 2010 и др.). В Западном Забайкалье в этот период активно формировались Баргузино-Витимский и Байкало-Муйский океанические бассейны. К концу рифея здесь завершилось становление системы островных дуг (Келянская, Метешихинская, Катаевская) и междуговых бассейнов, сформировавшихся в пределах рифейской активной континентальной окраины. Согласно *второй* модели (Рыцк и др., 2001, 2007 и др.) в структуре байкалид отсутствуют следы крупных палеоокеанических бассейнов. Здесь формировались рифтогенные прогибы красноморского типа с субокеанической корой. К концу позднерифейского этапа (630–600 млн лет) регион представлял собой коллаж террейнов различной геодинамической природы, которые образовали вендскую пассивную

континентальную окраину Сибирского континента. Однако следует отметить, что к настоящему времени получены новые данные о палеозойском возрасте отложений, включающихся в состав докембрийских бурлинской, итанцинской, хойготской, асынской свит и ципиканской толщи (Аюржанаева, Минина, 2017; Доронина и др., 2015 и др.).

Каледонский структурный этаж включают вещественные комплексы с возрастным диапазоном венд? – кембрий – ранний силур (Гордиенко и др., 2010; Руженцев и др., 2012; Минина и др., 2016 и др.). Представлен олдындинской свитой и озернинским субвулканическим комплексом ($\text{Є}_1\text{--O}_2$), давыкшинской (Є_1), икатской (Є_{1-2}), золотовской (V?--Є_1) свитами, аиктинской (Є_1) надсвитой. Соотношения нижнепалеозойских толщ с докембрийскими повсеместно тектонические.

Для этого времени также рассматриваются два варианта развития региона. Забайкальский вариант, согласно реконструкциям И.В. Гордиенко по южному обрамлению Сибирской платформы с начала венда формировались спрединговые зоны, энсиматические и энсиалические островные дуги и сопряженные с ними бассейны и междуговые спрединговые окраинные моря (Гордиенко др., 2010 и др.). Важнейшими структурами в это время были Джидинская энсиматического типа и Удино-Витимская (УВОС) энсиалического типа островодужные системы. Предполагается, что формирование последней (УВОС) происходило в геодинамической связи с Забайкальским океаническим бассейном (Абага-Оланская сутура), который существовал к северу от островной дуги. Возраст абага-оланского ультрабазит-базитового комплекса определен как неопротерозойский и соответствует возрасту рифейских офиолитов байкалид (Гордиенко и др., 2010). Однако между временем существования Забайкальского бассейна (рифей) и островной дуги (кембрий–ордовик) существует значительный разрыв и С.В. Руженцевым была предложена альтернативную модель, связывающую формирование Еравнинского надсубдукционного комплекса Удино-Витимской зоны с Монголо-Охотским бассейном (Руженцев и др., 2012). В конце каледонского этапа по складчатому обрамлению Сибирского кратона сформировался пояс коллизионных структур.

Раннегерцинский структурный этаж представлен разнообразными в формационном отношении отложениями среднего палеозоя, выделенными из состава докембрийских и нижнепалеозойских образований (Руженцев и др., 2012; Ненахов, Никитин, 2007; Гордиенко и др., 2010; Минина и др., 2016 и др.). Включает два стратиграфических уровня: верхнесилурийский–позднедевонский ($\text{S}_2\text{--D}_3$) и верхнедевонский–среднекаменноугольный ($\text{D}_3\text{--C}_2^1$). Нижний этаж представлен ороченской (D_{1-2}), якшинской ($\text{D}_3 f_2$), багдаринской ($\text{D}_3 f_3$), бамбуйской (D_{1-2zv}), чуегминской ($\text{D}_3 f_3$), нерундинской ($\text{D}_3 fm_1$), санской ($\text{D}_3 f_3\text{--}fm_3$), курбинской (D_{2-3}), иташинской ($\text{D}_3 f$) и химгильдинской ($\text{D}_3 fm_{1-2}$) свитами, ютаконской серией, озернинской (D_{1-2}), кадалинской и уакитской ($\text{D}_3 f$) толщами. К верхнему этажу относятся точерская ($\text{D}_3 fm_{1-2}$), мухтунная ($\text{D}_3 fm\text{--}C_{1t}$), сырыхская (C_{1-2}), огненная (C_{1tog}), аматканская ($\text{C}_1 am$), пановская (C_1), ямбуйская (C_{1v}) свиты, ауникская ($\text{D}_3 fm_3\text{--}C_{1t}$), алексеевская ($\text{C}_{1v}\text{--}C_2^1$), ульзутуйская ($\text{D}_3 fm_3\text{--}C_{1t}$), кыджимитская (C_{1v}), уендектская толщи ($\text{D}_3 fm\text{--}C_{1t}$) толщи (Руженцев и др., 2012; Минина и др., 2016). Указанные отложения с региональным несогласием залегают на гетерогенном байкальско-каледонском основании.

Предполагается, что в раннегерцинский этап на границе Сибирского континента и Монголо-Охотского океана на байкальско-каледонском фундаменте накапливались карбонатные и терригенно-карбонатные мелководные шельфовые отложения пассивной континентальной окраины (нижний стратиграфический уровень). В середине позднего девона и начале раннего карбона обстановка переменилась, в пределах БВСС возникла активная континентальная окраина андийского типа, связанная с развитием Монголо-Охотского океана и субдукцией его литосферы под Сибирскую континентальную окраину. Здесь сформировались Кыджимитская зона надсубдукционного вулканизма и тыловой Точерский турбидитовый прогиб. Раннегерцинский этап завершился образованием

напряженной покровно-складчатой структуры на рубеже среднего – верхнего карбона (Руженцев и др., 2012; Минина и др., 2016).

Позднегерцинский структурный этаж объединяет формационные комплексы среднего карбона-ранней перми (Гордиенко и др., 2010; Руженцев и др., 2012 и др.). Включает терригенные татауровскую ($C_2-P_1?$), ауглейскую ($C_{2-3}?$) свиты, вулканиты сурхобтинской толщи (C_{2-3}), суховской (C_{2-3}) и тамирской (P_{2tm}) свит, габброиды суховского комплекса (C_{2-3}). Известно, что верхнепалеозойские вулканиты образуют единую ассоциацию с гранитами зазинского комплекса, являясь составной частью Селенгино-Витимского вулcano-плутонического пояса (Гордиенко, 2006; Ярмлюк, Коваленко, 2003 и др.). С.В. Руженцевым этот комплекс структур рассматривается как активная континентальная окраина калифорнийского типа (Руженцев и др., 2012).

Согласно вышеприведенным данным, БВСС на герцинском этапе своего развития представляла собой континентальную окраину Монголо-Охотского (Агинского) палеоокеана, которая характеризовалась последовательной сменой геодинамических обстановок пассивной континентальной окраины, активной андийского и калифорнийского типов. Смена указанных обстановок коррелируется с развитием Агинского бассейна (Монголо-Охотский океан) (Руженцев и др., 2012 и др.).

Таким образом, Западное Забайкалье в палеозое рассматривается как система континентальных окраин, связанных с развитием Забайкальского (каледонский этап) и Монголо-Охотского (герцинский этап) палеоокеанов (Руженцев и др., 2012; Минина и др., 2016).

Однако в настоящее время предлагаемые модели развития БГО в докембрии – палеозое носят общий характер, а появляющиеся новые данные требуют обсуждения.

Исследование выполнено при поддержке гранта Российского Научного Фонда № 22-27-200141.

Литература

Аюржанаева Д.Ц., Минина О.Р. К вопросу о возрасте итанцинской и бурлинской свит селенгинской серии (Юго-Восточное Прибайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып.15. Иркутск: ИЗК СО РАН. 2017. С. 36–38

Беличенко В.Г. Каледониды Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1977. 134 с.

Гордиенко И.В., Булгагов А.Н., Руженцев С.В., Минина О.Р., Климук В.С., Ветлужских Л.И. и др. История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее – палеозое // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 589–614.

Доронина Н.А., Минина О.Р., Небекикутина Л.Н. Новые данные о возрасте ципиканской толщи Байкало-Витимской складчатой системы (Западное Забайкалье) // Вестник Воронежского университета. Серия геологическая. 2015. № 3. С. 17–21.

Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х. Строение земной коры и геодинамика Байкальской складчатой области // Отечественная геология. 1997. № 10. С. 37–44.

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.

Некрасов Г.Е., Родионов Н.В., Бережная Н.Г., Сергеев С.А., Руженцев С.В., Минина О.Р., Голионко Б.Г. U–Pb возраст цирконов из плагиогранитных жил мигматизированных амфиболитов Шаманского хребта (Икат-Багдаринская зона, Витимское нагорье, Забайкалье) // Докл. АН. 2007. Т. 412. № 5. С. 661–664.

Ненахов В.М., Никитин А.В. Структура, магматизм и тектоническая эволюция Уакинской зоны в палеозое в контексте проблем формирования Ангаро-Витимского батолита (Западное Прибайкалье) // Геотектоника. 2007. № 2. С. 34–52.

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.

Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова Н.Г. Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // Стратиграфия и Геол. корреляция. 2001. Т.9. № 4. С. 3–15

Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области // Геотектоника. 2007. № 6. С. 23–51.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Геодинамические обстановки образования батолитов в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика. 2003. Т.44. №12. С.1305–1320.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ТЕРРИГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ ДОКЕМБРИЯ СЕВЕРО-ВОСТОКА ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Е.С. Носкова¹, Г.В. Агафонова^{1,2}

¹ФГБУ Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт, Москва, e-mail: noskova@vnigni.ru

²ФГБОУ ВО Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе, Москва, e-mail: agafonovagalina@inbox.ru

Терригенные комплексы докембрия на северо-востоке Енисейского кряжа представлены отложениями чингасанской и чапской серий (Бутаков и др., 1975). Их геологическое положение определяется узкими, вытянутыми в северо-западном направлении Тейской впадиной и Уволжским грабеном. Прогибы разобщены между собой, ограничены тектоническими нарушениями. Обилие грубообломочного слабо сортированного материала являлось причиной отнесения этих отложений к молассовой формации. Ряд работ, посвященных им, поставили под сомнение подобные выводы. Детальное изучение положения разрезов, соотношения свит и вмещающих пород, литологические особенности, позволили составить модель строения и предположить условия формирования этой части разреза и последующих преобразований.

Отложения чингасанской серии имеют ограниченное распространение: в Уволжском грабене, расположенном вдоль регионального Татарского разлома и в западных блоках Тейской впадины – вдоль зоны Ишимбинского регионального надвига. Чапская серия, эпизодически появляясь в западных разрезах, максимальное распространение имеет в центральных и восточных участках Тейской впадины и сопоставляется с терригенными докембрийскими отложениями, вскрытыми скважинами в пределах окраин платформы. Породы Тейско-Чапского прогиба смяты в линейно-брахиформные складки, осложненные взбросами и надвигами, с угловым несогласием перекрывают пластины и надвиговые зоны более древних комплексов и рассматриваются как неоавтохтон (Объяснительная..., 2018). Мощность колеблется в пределах 0.5–3.0 км. Обнаруженные нами тектониты в основании чингасанской серии подтверждают эту модель строения региона.

Авторами изучены разрезы чингасанской и чапской серий по обнажениям вдоль рек Тея и Чапа. Собраны и проанализированы опубликованные и фондовые материалы по литологии и геохимии этих отложений в Тейско-Чапском районе Енисейского кряжа.

Наиболее полный разрез чингасанской серии обнажается вдоль р. Тея. В основании базальной лопатинской свиты авторами изучен тектонический контакт серии с подстилающими сланцами горбилокской свиты. Нижний пласт представлен метаосадочными породами с миндалекаменной текстурой, с включениями подстилающих пород. Тектурные особенности и характер тектонического контакта указывает на надвигание пород чингасанской серии согласно напластованию пород. Терригенная часть свиты мощностью около 400 м перекрывается пачкой доломитов с линзами и прослоями кремней, мергелей и глинистых сланцев мощностью более 100 м. Фрагменты разреза свиты описаны северо-восточнее стратотипического разреза, по р. Нойба (верхняя карбонатная

пачка), по р. Чапа, в 5 км выше р. Б. Алманакан, в верховьях р. Н. Ведуга (песчаники, алевролиты, алевропелиты с конгломератами в основании разрезов; состав конгломератов близок к изученному нами по р. Тея). Пространственно эти участки располагаются вдоль зоны Татарского разлома, во фронтальной его части.

Карьерная и чивидинская свиты имеют более широкое распространение, что ранее связывалось с особенностями осадконакопления. Нами предполагается, в значительной мере, тектонический контроль для зон развития свит чингасанской серии. Карьерная свита делится на три части: нижняя- песчаники серые, серо-зеленые крупно, среднезернистые, грубослоистые. В средней части песчаники зеленые мелкозернистые, переслаивающиеся с алевролитами и черными слюдястыми глинистыми сланцами, с редкими прослоями крупнозернистых косослоистых песчаников и гравелитов. В верхней части увеличивается количество глинистых сланцев, отмечается переслаивание песчаников крупнозернистых, мелкозернистых, алевролитов, линз доломитов и завершается разрез пачкой доломитовых мергелей (шоколадная пачка в Семихатов, 1962.) Для песчаников карьерной свиты характерен аркозовый состав и значительная доля карбонатного цемента, с увеличением его в западном направлении. Мощность карьерной свиты оценивается в 500–550 м, в районе р. Б. Алманакан – 750 м, в крыльях Чивидинской антиклинали более 800 м.

Чивидинская свита завершает разрез чингасанской серии, сложена сероцветной ритмично-слоистой толщей, отдельные горизонты которой в ряде обнажений представлены так называемыми валунно-галечными аргиллитами. В различных разрезах описаны как согласные взаимоотношения с подстилающими породами, так и залегания с размывом. В стратотипическом разрезе на правом берегу р. Чапа, выше устья р. Чивиды на пачку доломитовых мергелей карьерной свиты (шоколадная пачка) ложится толща ритмично чередующихся прослоев песчаников серых, зеленовато-серых разнозернистых и алевроаргиллитов серых, пепельных. Размеры ритмов до нескольких метров. Этот разрез был детально изучен авторами. В основании ритмов прослой песчаников разнозернистых кварцевых с карбонатно-глинистым цементом мощностью 15–20 см чередуются с прослоями преимущественно глинистых и песчаных алевролитов от 0,8 до первых метров. В верхней части обнажения зафиксированы кулисообразные изгибания прослоев песчаников, взламывание, смещение относительно друг друга, межслоевые проскальзывания внутри ритмов, присутствие послонных скоплений редких гравийных зерен, с увеличением количества их и размеров к северо-восточному краю обнажения, в шлифах отмечены интенсивные пластические деформации по обломкам кварца. Причиной развития деформаций, по-видимому, послужил субвертикальный разлом, пересекающий северо-восточную часть обнажения. Положение и постепенное появление прослоев галечных конгломератов в зоне межслоевого проскальзывания, особенности текстур матрикса указывают на их присдвиговое формирование, подтверждая высказывания Постельникова Е.С. (1973) о возможной олистостромовой природе этих образований. Мощность свиты в разрезе более 600 м.

Отложения чивидинской свиты описаны в районе п. Тея, на р. Уволге, по р. Чапе выше р. Б. Алманакан, характеризуются схожим песчано-алевропелитовым составом, мощностями 500–800 м и отсутствием прослоев конгломератов к востоку и югу от стратотипа. В большом количестве прослой конгломератов появляются в западных разрезах (бассейн р. Вороговки), здесь же отмечено появление линз доломитов, пирокластики и прослоев лав. В северных разрезах отмечается повсеместно присутствие маломощных прослоев конгломератов.

Чапская серия представлена отложениями суворовской, подъемской и немчанской свит. Красноцветные песчаники суворовской свиты развиты в юго-западном борту Тейского прогиба, залегают с размывом и маломощными линзами конгломератов на чивидинской свите. Мощность до 350 м.

Подъемская сероцветная терригенно-карбонатная толща описана в центральной части Тейской впадины, характеризуется мощностями до 200–250 м. Стратотипический разрез

свиты вскрывается вдоль р. Тея, у руч. Подъем. В основании свиты – чередование доломитов сиреневых песчанистых, онколитовых и песчаников бурых, вишневых полимиктовых косослоистых. Выше залегают прослои доломитов песчанистых онколитовых и грубоплитчатых кристаллических (до 30 м), далее доломитов зеленовато-серых и светло-серых песчанистых (до 30–50 м) и завершается разрез ритмично-слоистой толщей чередования сланцев, алевролитов, песчаников светло-серых кварцевых, с увеличением последних вверх по разрезу с многочисленными прослоями и линзами доломитов. К западу и юго-западу (р. Чапа, устье р. Чивиды, р. Уволга) свита становится существенно более карбонатной и увеличивается в мощности до 500–600 м.

Немчанская свита повсеместно перекрывает подъемскую, представлена красноцветными песчаниками с подчиненными прослоями доломитов, алевролитов и конгломератов. Состав обломочной части довольно однороден, в основном это кварц с незначительным количеством калиевых полевых шпатов и единичных плагиоклазов, редко – обломков пород. Изменения литологических особенностей разреза указывает на смену континентальной красноцветной глинисто-терригенной седиментации в нижней части разреза на карбонатно-терригенную, периодически подавляемую, формирующуюся в условиях прибрежного морского мелководья при поступлении в бассейн обильного терригенного вещества.

Наличие крупнообломочного материала свидетельствует о близости источников сноса и активном тектоническом режиме на момент осадконакопления. Однообразный состав и отсутствие в породах неустойчивых минералов свидетельствует о переотложении осадочного материала и не одном цикле седиментации, т.е. основным источником материала были осадочные толщи. Учитывая схожие показатели по цирконам для чингасанской и чапской серий, мы предположили формирование пород немчанской свиты в результате частичного размыва чингасанской.

В результате детальных литологических исследований сделан вывод о формировании пород чингасанской и чапской серий в морской мелководной обстановке. Сделано предположение о тектонической природе крупнообломочных прослоев, изученных в обнажениях лопатинской и чивидинской свит, что указывает на участие пород чингасанской серии в надвигообразовании. Предположение необходимо проверить полевыми работами на других участках развития прослоев конгломератов. Породы чапской серии развиты намного шире чингасанской, восточнее последней, в том числе в пределах платформы. Анализ минерального состава показывает большую зрелость терригенных пород чапской серии, отсутствие в них неустойчивых минералов, сделано предположение, что источником основной массы материала для чапской серии служили породы чингасанской серии.

Литература

Бутаков Е.П., Карпинский Р.Б., Усталов В.В. Венд Тейско-Чапского района // Геолог. и геоф. 1975. № 8. С. 67–77.

Объяснительная записка. Лист Р-46-XXXIII (Тея). М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2018. 164 с.

Постельников Е.С. Байкальский орогенез (на примере Енисейскогорья). М., Наука, 1973, 126 с.

Семихатов М.Л. Рифей и нижний кембрий Енисейского края. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 242 с.

СКОРОСТЬ НАКОПЛЕНИЯ И МАГМАТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ В ОСАДКАХ МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ЛАДОЖСКОГО ГРАБЕНА (КАРЕЛИЯ)

А.А. Носова

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
e-mail: nosova@igem.ru

Становление мезопротерозойских 1.67–1.38 млрд лет анортозит-мангерит-чарнокит-гранитных плутонов (АМСГ типа) и базитовых дайковых роев на северо-западе Восточно-Европейского кратона сопровождало развитие сети грабен-синклинальных структур, внутри которой плутоны АМСГ типа приурочены к локальным осадочным бассейнам (впадины Сатакунта, Мухос, Ладожская, Овручская и др). Происхождение этих осадочных бассейнов связывают как с локальными тектоническими условиями, например, с развитием листрических разрывов, которые образовались в режиме растяжения в верхней части коры при ее воздымании, обусловленным подъемом астеносферы и тепловым воздействием при становлении АМСГ плутонов и последующем остывании коры при завершении этого магматизма (Korja, Heikkinen, 1995), так и с общей геодинамической ситуацией: они рассматриваются как орогенные впадины (Хераскова и др., 2015) или интракратонные бассейны, возникшие над ослабленной зоной в литосфере (Artemieva, Shulgin, 2015).

Одной из крупных структур этой системы является Ладожский грабен, пространственно связанный с Салминским АМСГ массивом. Этот грабен протяженностью 150–180 км характеризуется сложным внутренним строением с чередованием локальных горстов и впадин (Amantov et al., 1996; Хераскова и др., 2015); он выполнен толщей терригенных и подчиненных карбонатных осадков мезо- и неопротерозоя, мощность которых возрастает от 350 м в западном борту до 500 м в восточном и более 600 м в юго-восточном борту; в центральной части грабена может достигать 800 м (Купцова и др., 2011).

В состав осадочной части грабена входят красноцветные и пестроцветные кварцевые и полевошпатово-кварцевые песчаники, гравелиты, мелкогалечниковые конгломераты, осадочные брекчии при подчиненном значении тонкообломочных пород. Хорошо выраженная косая слоистость, присутствие глинистых катунов и невысокая окатанность обломков свидетельствует о принадлежности осадков к аллювиально-дельтовым и мелководным фациям (Андреева и др., 2006). Осадочное выполнение грабена вмещает комплекс магматических тел, включающий две толщи лавовых потоков ферробазальтового состава, крупный Валаамский силлферрогаббро-монцонитового состава и дайки ферродолеритов.

Строения разреза и магматический материал в нем. Строение северной части грабена детально изучалось нами в районе пос. Салми и месторождения Карку в керне многочисленных скважин и в обнажениях на р. Туломайоки. Обобщенный разрез приозерской и салминской свит имеет следующий вид.

В основании разреза наблюдается пачка песчаников аркозового, кварц-аркозового и кварцевого состава с прослоями гравелитов, алевролитов и аргиллитов, залегающая на эродированной поверхности кристаллического фундамента и гранитах Салминского плутона. В верхах пачки локально появляется горизонт туфов и туффитов, мощностью до 2.3 м, в основании туфового горизонта наблюдается тектоническая глинка по туфам (видны зеркала скольжения, неявно выраженная пloyчатость). На ней залегают витрокластические туфы, состоящие в основном из обломков стекла (0.1–0.3 см). Туф хлоритизирован, а внизу интервала наблюдается и слабая гематитизация. На туфах залегают псеффито-агломератовые туффиты, состоящие из хлоритизированных обломков туфов (размером от 0.1 до 10–15 см) и обломков карбонатизированных песчаников (размером от 0.2 до 20 см). Цемент – поровый, карбонатный.

Выше залегают нижняя пачка ферробазальтов (мощность до 130 м), включающая от 1 до 6 лавовых потоков. Подошва нижнего потока залегают либо на песчаниках, либо на туффитовом горизонте, либо непосредственно на выветрелой поверхности

палеопротерозойских гранитов. Поток имеет мощность от 15 до 60 м, его кровля представлена тонкопористым шлаком, иногда лавобрекчией базальтов (их мощность в сумме изменяется от 1.3 до 21 м) с флюидальным гиалиновым цементом. Поры в шлаковых разностях мелкие, выполнены хлоритом, карбонатом, иногда гематитом. Поверхность шлаковой корки часто покрыта кварц-карбонат-хлоритовым агрегатом, микротекстуры которого указывают на формирование за счет водно-силикатно-СО₂ эманаций из остывающего потока. Вышележащие потоки (до 6-ти) залегают непосредственно на кровле подстилающего потока, без осадочных прослоев; они имеют строение, аналогичное описанному нижнему потоку, но меньшую мощность.

На размытой поверхности верхнего базальтового потока нижней толщи залегают пачка гравелитов с прослоями аргиллитов мощностью до 15–20 м, в основании пачки выделяется маломощный туффитовый горизонт (до 0.3 м). На этой терригенной пачке, в свою очередь, залегают верхняя толща базальтов. Ее мощность достигает 60 м. В составе толщи базальтовые потоки (не менее 4-х) перемежаются с туфовыми горизонтами. Строение потоков аналогично описанному в нижней толще; мощность их меньше (у наиболее мощного нижнего потока – до 20 м). Верхняя толща характеризуется более широким развитием обильно миндалекаменных и шлаковых разностей по сравнению с нижней.

Таким образом, характер разреза и текстуры ферробазальтов однозначно указывают на их формирование в аэральской обстановке. Разрез приозерской и салминской свит содержит не только потоки ферробазальтов, но их туфы и туффиты; вулканогенный материал в этих свитах доминирует над терригенным. Вулканогенный материал представлен ферробазальтами, а также гидротермальными карбонатными, карбонатно-силикатными и силикатными образованиями в виде жил, линз и рассеянной карбонатизации терригенных пород.

Скорость осадконакопления. Валаамский силл залегают в осадках вышележащей пашской свиты. Относительный возраст проявлений определяется тем, что породы Валаамского силла содержат ксенолиты ферробазальтов, что установлено на о-ве Вильямой (Свириденко, Светов, 2008). Дайки ферродолеритов мощностью до 25 м, прослеженные по простиранию до 7 км (Lubnina et al., 2010) слагают рой север-северо-западного простирания в Северном Приладожье, их вмещают метаморфические породы свекофенид. Имеется U–Pb датировка по бадделеиту для даек ферродолеритов в 1452 ± 12 млн лет, (Lubnina et al., 2010). Для ферробазальтов была опубликована Sm–Nd датировка с большой ошибкой в 1499 ± 68 млн лет (Богданов и др., 2003). Для Валаамского силла известны U–Pb датировки по циркону в 1459 ± 3 и 1457 ± 2 млн лет (Rämö et al., 2001). Кроме того, наиболее молодой детритовый циркон из базальных горизонтов осадков грабена датирован в 1477 ± 8 млн лет (Купцова и др., 2011). Таким образом, изотопные датировки и геологические соотношения пород, указывают на формирование вулканической ассоциации Ладожского грабена в мезопротерозое в интервале от 1485 до 1440 млн лет.

Определение условий кристаллизации пород Валаамского силла показало, что становление силла происходило при давлениях 0.5–0.7 кбар, т.е. на глубинах около 1.7–2.5 км. Таким образом, мы можем предположить, что за время от излияния базальтов на поверхность (не ранее 1485 и не позднее 1469 млн лет) до внедрения Валаамского силла (1456–1462 млн лет), т.е. за 7–29 млн лет, в среднем за 18 млн лет, накопились осадки мощностью не менее 2000 м. Если мы учтем контракционное сжатие осадков (коэффициент 0.25–0.5, Kim et al., 2020), то мощность можно оценить в 3000–4000 м. Соответственно, скорость накопления осадков составит 0.17–0.22 мм/год, максимальная оценка составит 0.57 мм/год. Эти скорости осадконакопления в целом ниже, чем в рифтовых структурах и сопоставимы только с минимальными скоростями осадконакопления в рифтах. В Байкальской рифтовой зоне они достигали 5.4 мм/год, во входящем в нее бассейне Дархад, где развиты вулканы, эти скорости варьировали от 0.4 до 1.8 мм/год (Krivonogov, Safonova, 2017), в бассейнах с вулканами Северной Америки на пассивной окраине Атлантики – от 0.18 до 1.2 мм/год (Olsen, Schlische, 1988).

Исследование выполнено при финансовой поддержке гранта РФФ 22-27-00318.

Литература

Андреева О.В., Гольцман Ю.В., Лебедев В.А., Носова А.А., Тарасов Н.Н. К проблеме парагенетической взаимосвязи процессов магматизма, катагенезарифейских осадков и формирования уранового оруденения Ладожского прогиба (Карелия) в свете изотопно-геохронологических данных // Изотопное датирование ...: Мат. III росс. конф. по изотоп. геол. Москва: ГЕОС, 2006. Т.1. С.35–38.

Богданов Ю.Б., Саватенков В.В., Иванников В.В., Франк-Каменецкий Д.А. Изотопный возраст вулканитов салминской свиты рифея // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Мат. II Росс. конф. по изотоп. Геохронол. 25-27 ноября 2003 г., СПб: Центр информ. Культуры. 2003. С. 71–72.

Купцова А.В., Худoley А.К., Дэвис В., Рейнбирд Р.Х., Ковач В.П., Загорная Н.Ю. Возраст и источники сноса песчаников приозерской и салминской свит рифея в восточном борту Пашско-Ладожского бассейна (южная окраина Балтийского щита). // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2011. Т. 19. № 2. С. 3–19.

Свириденко Л.П., Светов А.П. Валаамский силл габбро-долеритов и геодинамика котловины Ладожского озера. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2008. 123 с.

Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Антипов М.П., Быкадоров В.А., Сапожников Р.Б. Корреляция позднедокембрийских и палеозойских событий на Восточно-Европейской платформе и в смежных палеоокеанических областях // Геотектоника. 2015. № 1. С. 31–59.

Amantov A., Laitakari I., Poroshin Ye. Jotnian and Postjotnian sandstones and diabases in the surroundings of the Gulf of Finland // Explanation to the Map of Precambrian basement of Gulf of Finland and surrounding area, 1996. Pp. 141

Artemieva, I. M., Shulgin, A. (2015). Is the Proterozoic Ladoga Rift (SE Baltic Shield) a rift? // Precambrian Res., V. 259. P. 34–42.

Kim Y, Huh M, Lee EY. Numerical Modelling to Evaluate Sedimentation Effects on Heat Flow and Subsidence during Continental Rifting. Geosciences. 2020; 10(11):451.

Korja A., Heikkinen P.J. Proterozoic extensional tectonics of the central Fennoscandian Shield: results from the Baltic and Bothnian echoes of the Lithosphere experiment // Tectonics. 1995. V. 14. P. 504–517.

Krивonogov S.K., Safonova I.Y. Basin structures and sediment accumulation in the Baikal Rift Zone: implications for Cenozoic intracontinental processes in the Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Research. 2017. 47 P. 267–290.

Lubnina N.V., Mertanen S., Söderlund U., et al. A new key pole for the East European Craton at 1452Ma: Palaeomagnetic and geochronological constraints from mafic rocks in the Lake Ladoga region (Russian Karelia) // Precambrian Res. 2010. Т. 183. № 3. С. 442–462.

Olsen P.E., Schlische R.W. Unraveling the Rules of Rifts, Lamont Yearbook. 1988, 26-31

Rämö O. T., Mänttari I., Vaasjoki M., Upton B. G. J., Sviridenko L. P. Age and significance of Mesoproterozoic CFB magmatism, Lake Ladoga region, NW Russia. // Geol. Soc. of Amer. Abstract with Programs. 2001. Т. 33. С. 6.

О ПОЛОЖЕНИИ НИЖНЕЙ ГРАНИЦЫ КЕМБРИЙСКОЙ СИСТЕМЫ В РАЗРЕЗАХ ВЕНДА – КЕМБРИЯ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ

П.Ю. Пархаев^{1,*}, Е.А. Жегалло¹, Д. Доржнамжаа², Ю.Е. Демиденко¹, А.Ю. Иванцов¹,
В.А. Литвинский¹, Е.А. Лужная¹, Я.Е. Малаховская¹, А.Л. Рагозина¹, Т.С. Сергеева¹,
Ю.В. Шувалова¹, Г. Алтаншагай², Б. Энхбаатар²

¹Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва

² Институт палеонтологии МАН, Улан-Батор, Монголия

*e-mail: pparkh@paleo.ru

Территория Монголии в позднем докембрии – раннем кембрии представляла собой серию небольших континентальных блоков, или террейнов, располагавшихся в низких широтах северного полушария на некотором удалении от северо-восточной окраины Сибирского палеоконтинента. Их генезис и конфигурация – предмет дискуссий в палеогеографии и тектонике позднего протерозоя – раннего палеозоя (Левашова и др., 2011; Scotese, 2014; Torsvik, Cocks, 2015 и др.). Тем не менее расположение монгольских блоков между Сибирской платформой и Западной Гондваной делает эти микроконтиненты важным источником информации для работ по биостратиграфии и палеобиогеографии венда–кембрия, являясь своеобразным связующим «мостиком» между фаунами трудно коррелируемых региональных стратиграфических шкал этих палеоконтинентов (Peng et al., 2020).

В Монголии венд–кембрийские отложения наиболее широко распространены на западе страны – в Дзабханской структурно-фациальной зоне. Здесь находятся самые полные и последовательные разрезы, хорошо охарактеризованные палеонтологическими остатками, что давно привлекает исследователей (Беззубцев, 1963; Маркова, 1975; Коробов, Миссаржевский, 1977; Дроздова, 1980; Коробов, 1980; Воронин и др., 1982; Есакова, Жегалло, 1996; Brasier et al., 1996a, 1996b; Khomentovsky, Gibsher, 1996; Smith et al., 2016; Torrer et al., 2022). Во всех упомянутых работах одной из центральных проблем было определение положения границы докембрия – кембрия в изучаемых отложениях.

Ко второй половине XX в. в геологии сложилось понимание того, что положение нижней границы кембрийской системы в разрезах переходных венд–кембрийских отложений Сибирской платформы следует определять по массовому появлению скелетных ископаемых, в первую очередь – археоциат (Розанов, Миссаржевский, 1966; Розанов и др., 1969; Розанов, Соколов, 1984; Репина, Розанов, 1992). По этому принципу в качестве нижней границы кембрия была утверждена подошва томмотского яруса (Постановления..., 1983; Решения..., 1983). Такой же подход в той или иной степени был транслирован и на другие регионы мира.

На территории Дзабханской структурно-фациальной зоны переходные венд–кембрийские отложения представлены чередованием карбонатных и терригенных пачек, представленных следующими литостратиграфическими подразделениями (снизу вверх): цаганоломская серия (ранее свита), состоящая из майханульской, тайширской, хонгорской, ольской, шургатской и зунарцинской свит, баянгольская свита, саланыгольская свита и хаирханская свита.

Впервые томмотский фаунистический комплекс в разрезах Дзабханской зоны установил В.А. Сысоев (1975) по хиолитам и проблематикам из баянгольской свиты разреза Баян-гол. Позднее М.Н. Коробов и В.В. Миссаржевский (1977) обосновали отложения томмотского, атдабанского и ленского ярусов в разрезе Салааны-гол по находкам проблематик, хиолитов и моллюсков. Попытки выделения более мелких биостратиграфических подразделений представлены в монографиях сотрудников ПИН АН СССР (Воронин и др., 1982; Есакова, Жегалло, 1996), где впервые на основе многолетних экспедиционных работ (1978–1991 гг.) и детальных фаунистических исследований для нижнего кембрия Западной Монголии выделены слои с фауной по проблематикам и моллюскам (рис. 1).

В работе 1982 г. подошва кембрия проводится в нижней части баянгольской свиты по первому появлению скелетных проблематик комплекса *Tiksitheca licis* – *Maikhanella multa*. Ниже этого уровня скелетных ископаемых авторами не отмечено. В монографии 1996 г. подошва кембрия установлена на близком уровне в нижней части баянгольской свиты по первому появлению скелетных проблематик комплекса *Mongolodus rostriformis* и моллюсков комплекса *Rozanoviella atypica*, ниже – в докембрийской части выделены слои с *Anabarites trisulcatus* с соответствующей ассоциацией примитивных и немногочисленных зоопроблематик. Таким образом, авторы (Воронин и др., 1982; Есакова, Жегалло, 1996) в баянгольской последовательности смогли распознать нижнетоммотский комплекс мелкораковинных ископаемых, близкий к таковому зоны *Nochoroicyathus sunnaginicus* Сибирской платформы, а также выделить интервал разреза, соответствующий зоне *Anabarites trisulcatus* немакит-далдынского яруса Сибири (Есакова, Жегалло, 1996).

Работы по палеонтологии кембрия Сибири выявили присутствие относительно разнообразного комплекса проблематик и моллюсков в достоверно дотоммотских отложениях Сибирской платформы (Хоментовский, Карлова, 2002, 2005; Khomentovsky, Karlova, 1993), соответствующее биостратиграфическое подразделение получило название – зона *Purella antiqua*. Эти и другие работы показали, что резкому и массовому появлению скелетных организмов в разрезах Сибирской платформы на уровне подошвы томмотского яруса предшествует значительный по длительности этап эволюции организмов, отразившийся как минимум в двух фаунистических комплексах – зоны *Anabarites trisulcatus* и зоны *Purella antiqua* немакит-далдынского яруса. Также за последние десятилетия произошел определенный прогресс в систематике и таксономии мелкораковинных ископаемых, были уточнены и дополнены данные по стратиграфическому и географическому распространению многих форм. Все это вынуждает пересмотреть стратиграфические схемы по другим территориям, в том числе и Западной Монголии.

В ходе реализации совместного российско-монгольского проекта «Зональная биостратиграфия венд-кембрийских отложений Западной Монголии» коллективом исследователей проведена ревизия систематического состава мелкораковинных ископаемых, собраны новые материалы из ключевых разрезов венд-нижнекембрийских отложений Дзобханской структурно-фациальной области. Детально проанализировано стратиграфическое распространение проблематик и моллюсков в изученных разрезах. В результате обобщения новых материалов и ранее полученных данных выделены биостратиграфические подразделения в ранге комплексных зон (7 по проблематикам, 7 по моллюскам) в интервале отложений, коррелируемых с немакит-далдынским – ботомским ярусами Сибирской платформы.

Здесь мы уточняем положение нижней границы кембрия в разрезе баянгольской свиты с учетом новых данных (рис. 1). Это уровень появления следующих таксонов: проблематики – *Lapworthella tortuosa* Miss., *Tianzhushania tetramera* Esak., *Hyolithellus tenuis* Miss., *H. vladimirovae* Miss., *H. insolitus* Grig., *Torellella gracilenta* Grig., хиолиты – *Exilitheca multa* Sys., *Turcutheca crassecochlia* (Sys.), *Ovalitheca mongolica* Sys., *Ovalitheca applicata* Sys., *Glabella* sp., и *Spinulitheca* sp., моллюски – *Merismoconcha tommotica* (Zheg.), *Bemella jacutica* (Miss.), *Asiapatella undulata* (Yu.), *Pseudoscenella taishirica* (Zheg.), *Purella tenuis* Zheg., *Protoconus orolgainicus* (Zheg.) и *Watsonella crosbyi* Grab. Этот уровень принимается нами за подошву комплексных зон *Lapworthella tortuosa* – *Tianzhushania tetramera* и *Watsonella crosbyi* – *Merismoconcha tommotica*, которые уверенно распознаются в средней и верхней частях баянгольской свиты разрезов Салааны-гол, Оролгайн-гол, Баян-гол, Тайшир-1, Тайшир-2 и Хэвтэ-Цахир-Нуруу. В разрезах Сибирской платформы следующие виды мелкораковинных ископаемых не встречаются в отложениях древнее томмотского яруса: *Bemella jacutica*, *Watsonella crosbyi*, *Lapworthella tortuosa*, *Hyolithellus tenuis*, *H. vladimirovae*, *H. insolitus*, поэтому отложения зон *Lapworthella tortuosa* – *Tianzhushania tetramera* и *Watsonella crosbyi* – *Merismoconcha tommotica* мы можем уверенно коррелировать с низами томмотского яруса.

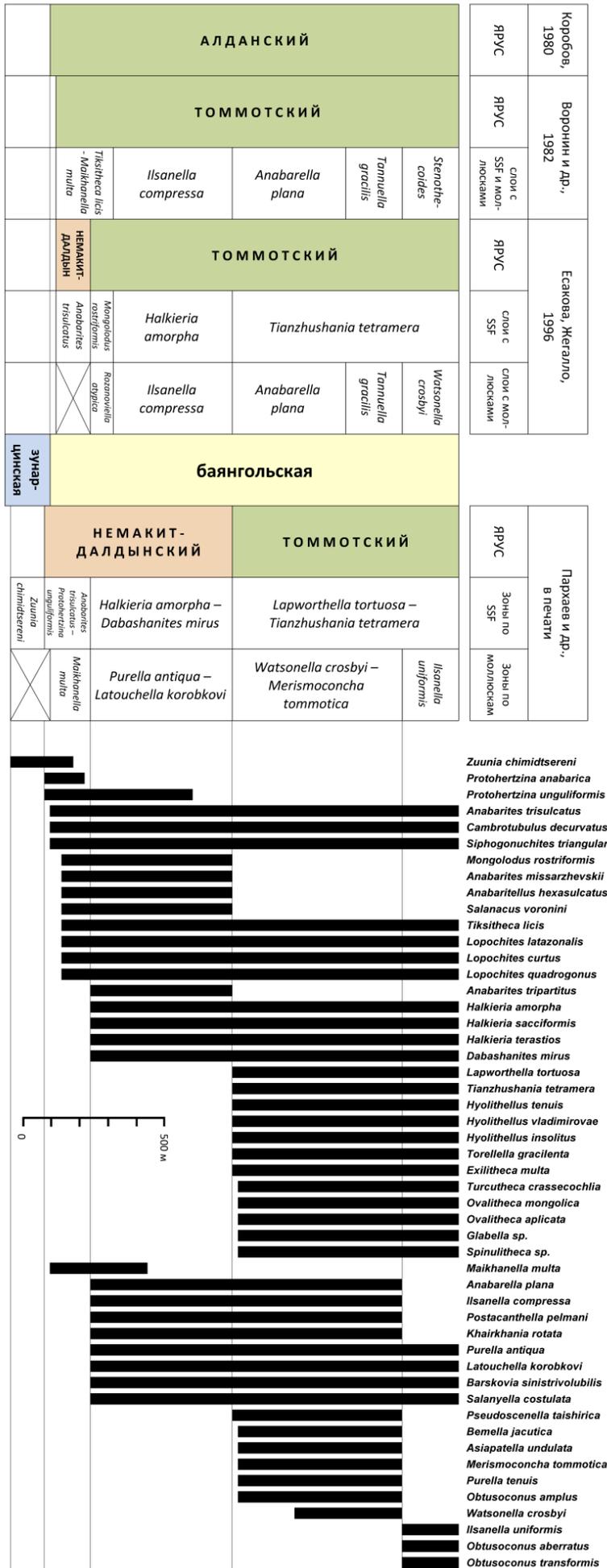


Рис. 1. Биостратиграфическая схема переходных венд-кембрийских отложений Дзабханской структурно-фациальной зоны Западной Монголии.

Ископаемые из подстилающих отложений баянгольской свиты на Сибирской платформе встречаются в немакит-далдыне – томмоте или исключительно в немакит-далдыне, поэтому эти отложения мы относим к докембрию.

Кроме биостратиграфических методов для корреляции венд–кембрийских отложений Западной Монголии были также попытки применять методы изотопной хемотратиграфии (Brasier et al., 1996b; Khomentovsky, Gibsher, 1996; Smith et al., 2016; Topper et al., 2022). Однако сложное тектоническое строение, не исключающее дублирования интервалов разреза, обилие терригенных слоев и пачек без $d^{13}C_{carb}$ характеристики, отсутствие надежных хемотратиграфических маркеров в полученных кривых затрудняют использование данного метода для стратиграфических построений в данном регионе (Landing, Kruse, 2017; Topper et al., 2022). Поэтому основным и важнейшим методом для расчленения и корреляции изучаемых отложений является биостратиграфический.

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ № 20-55-44010.

Литература

Беззубцев В.В. О стратиграфии докембрия и кембрия бассейна р. Дзабхан // Матер. по геологии Монгольской народной республики. М.: Гостоптехиздат, 1963. С. 29–42.

Воронин Ю.И., Воронова Л.Г., Григорьева Н.В., Дроздова Н.А., Жегалло Е.А., Журавлев А.Ю., Рагозина А.Л., Розанов А.Ю., Саютина Т.А., Сысоев В.А., Фонин В.Д. Граница докембрия и кембрия в геосинклинальных областях. М.: Наука, 1982. С. 1–152. (Тр. Совм. Сов.-Монгол. палеонтол. экспед. Вып. 18).

Дроздова Н.А. Водоросли в органогенных постройках нижнего кембрия Западной Монголии. М.: Наука, 1980. 140 с. (Тр. Совм. Сов.-Монгол. палеонтол. экспед. Вып. 10).

Есакова Н.В., Жегалло Е.А. Фауна и биостратиграфия нижнего кембрия Монголии. М.: Наука, 1996. 216 с. (Тр. Совм. Рос.-Монгол. палеонтол. экспед. Вып. 46).

Коробов М.Н. Биостратиграфия нижнего кембрия и карбона Монголии. М.: Наука, 1980. 192 с. (Тр. Совм. Сов.-Монгол. геол. экспед. Вып. 26).

Коробов М.Н., Миссаржевский В.В. О пограничных слоях кембрия и докембрия Западной Монголии (хребет Хасагт-Хайрхан) // Беспозвоночные палеозоя Монголии. М.: Наука, 1977. С. 7–9. (Тр. Совм. Сов.-Монгол. палеонтол. экспед. Вып. 5).

Левашова Н.М., Гибшер А.С., Меерт Дж.Дж. Докембрийские микроконтиненты урало-монгольского пояса: новые палеомагнитные и геохронологические данные // Геотектоника. 2011. № 1. С. 58–79.

Маркова Н.Г. Стратиграфия нижнего и среднего палеозоя Западной Монголии. М.: Наука, 1975. 119 с. (Тр. Совм. Сов.-Монгол. палеонтол. экспед. Вып. 12).

Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Л., 1983. Вып. 21. 74 с.

Репина Л.Н., Розанов А.Ю. (ред.). Кембрий Сибири. Новосибирск: Наука, 1992. 135 с.

Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Ч. 1. Верхний докембрий и нижний палеозой. Новосибирск: Изд-во СНИИГГиМС, 1983. 216 с.

Розанов А.Ю., Миссаржевский В.В. Биостратиграфия и фауна нижних горизонтов кембрия. М.: Наука, 1966. 126 с. (Тр. Геол. ин-та АН СССР. Вып. 148).

Розанов А.Ю., Миссаржевский В.В., Волкова Н.А., Воронова Л.Г., Крылов И.Н., Келлер Б.М., Королюк И.К., Лендзион К., Михняк Р., Пыхова Н.Г., Сидоров А.Д. Томмотский ярус и проблема нижней границы кембрия. М.: Наука, 1969. 380 с. (Тр. Геол. ин-та АН СССР. Вып. 206).

Розанов А.Ю., Соколов Б.С. (ред.). Ярусное расчленение нижнего кембрия. Стратиграфия. М.: Наука, 1984. 184 с.

Сысоев В.А. О первых находках хиолитов в Монголии // Ископаема фауна и флора Монголии. М.: Наука, 1975. С. 290–293. (Тр. Совм. Сов.-Монгол. палеонтол. экспед. Вып. 2).

Хоментовский В.В., Карлова Г.А. Граница между немакит-далдынским и томмотским ярусами (венд–кембрий) Сибири // Стратигр. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 3. С. 13–34.

Хоментовский В.В., Карлова Г.А. Основание томмотского яруса – нижняя граница кембрия Сибири // Стратигр. Геол. корреляция. 2005. Т. 13. № 1. С. 26–40.

Brasier M.D., Dorjnamjaa D., Lindsay J.F. The Neoproterozoic to Early Cambrian in southwest Mongolia: an introduction // Geol. Magaz. 1996a. V. 133 № 4 P. 365–369.

Brasier M.D., Shields G., Kuleshov V.N., Zhegallo E.A. Integrated chemo- and biostratigraphic calibration of early animal evolution: Neoproterozoic-early Cambrian of southwest Mongolia // Geol. Magaz. 1996b. V. 133 № 4 P. 445–485.

Khomentovsky V.V., Gibsher A.S. The Neoproterozoic-lower Cambrian in northern Govi-Altay, Western Mongolia: regional setting, lithostratigraphy and biostratigraphy // Geol. Magaz. 1996. V. 133 № 4. P. 371–390.

Khomentovsky V.V., Karlova G.A. Biostratigraphy of the Vendian–Cambrian beds and lower Cambrian boundary in Siberia // Geol. Magaz. 1993. V. 130. № 1. P. 25–45.

Landing E., Kruse P.D. Integrated stratigraphic, geochemical, and paleontological late Ediacaran to early Cambrian records from southwestern Mongolia: Comment // Bull. Geol. Soc. Amer. 2017. V. 129. № 7/8. P. 1012–1015.

Peng S.C., Babcock L.E., Ahlberg P. Chapter 19. The Cambrian Period // Geologic Time Scale 2020 / Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. (eds.). Amsterdam: Elsevier, 2020. P. 565–629.

Scotese C.R. Atlas of Cambrian and Early Ordovician Paleogeographic Maps (Mollweide Projection), Maps 81–88 // PALEOMAP Project. 2014. V. 5. Evanston, IL. https://www.academia.edu/16785571/Atlas_of_Cambrian_and_Early_Ordovician_Paleogeographic_Maps.

Smith E.F., Macdonald F.A., Petach T.A., Bold U., Schrag D.P. Integrated stratigraphic, geochemical, and paleontological late Ediacaran to early Cambrian records from southwestern Mongolia // Bull. Geol. Soc. Amer. 2016. V. 128 № 3–4. P. 442–468.

Topper T., Betts M.J., Dorjnamjaa D., Li G., Li L., Altanshagai G., Enkhbaatar B., Skovsted C.B. Locating the BACE of the Cambrian: Bayan Gol in southwestern Mongolia and global correlation of the Ediacaran–Cambrian boundary // Earth-Sci. Rev. 2022. V. 229 № 104017 P. 1–34.

Torsvik T.H., Cocks L.R.M. New global palaeogeographical reconstructions for the Early Palaeozoic and their generation // Early Palaeozoic Biogeography and Palaeogeography / Harper D.A.T., Servais T. (eds.). L.: Geological Society, 2013. P. 5–24. (Mem. Geol. Soc. L. V. 38).

К ВОПРОСУ О ВЫДЕЛЕНИИ ПОЗДНЕПРОТЕРАЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДНЫХ КОМПЛЕКСОВ НА ЗАПАДЕ БЕЛАРУСИ

О.А. Пискун

Государственное предприятие «НПЦ по геологии»
Филиал «Институт геологии», Минск, Республика Беларусь
e-mail: piskun_oleg@mail.ru

В докембрийском кристаллическом фундаменте запада Беларуси к настоящему времени выявлено несколько гранитоидных массивов, объединенных в мостовский и гродненский комплексы. Немногочисленные изотопные датировки и сопоставления с однотипными магматическими образованиями смежных территорий показали, что их возраст по данным уран-торий-свинцового метода составляет 1330–1380 млн лет (Пап, 1996), по изотопным определениям, выполненными кинетическим Pb–Pb методом по цирконам – 1550–1650 млн лет и 1505±11 млн лет U–Pb методом по циркону (Skridlaite, Motuza, 2001). Таким образом, их становление относится к позднепротерозойскому посторогенному периоду развития территории, который характеризовался затуханием складчатых процессов и постепенной тектонической стабилизацией региона.

Гранитоиды мостовского комплекса слагают несколько крупных массивов в пределах Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса, в составе которых установлены разновидности пород от кварцевых монцодиоритов до гранитов и кварцевых сиенитов. Часто породы грейзенизированы. В краевых частях интрузий граниты имеют ясно выраженную гнейсовидную текстуру, унаследованную от вмещающих пород (Пискун и др., 2020).

Гранитоиды гродненского комплекса формируют интрузивные тела, развитые в юго-восточной части Инчукалнской (Восточно-Литовской) зоны и западной части Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса. В свое время в состав комплекса кроме гранитоидов были включены породы ультраосновного (перидотиты) и основного (габброиды) составов (Таран, Варакса, 2005). Исследования показали, что перидотиты и габброиды сопоставимы с породами рандамонского комплекса (Rimsa, 2001), развитого на смежной территории Литвы, а гранитоидные породы очень близки по составу с породами мостовского комплекса. Наиболее распространенными образованиями обоих комплексов, являются биотитовые граниты. Породы имеют массивную текстуру, гипидиоморфнозернистую, иногда порфиридовидную структуру.

Помимо близкого структурно-тектонического положения, того же набора разностей пород, схожего минерального состава, текстурно-структурных характеристик, морфологии зерен, мостовский и гродненский комплексы имеют сопоставимые геохимические характеристики, указывающие на сходные условия их формирования.

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	61,35	66,14	71,53	68,14	73,36	72,11	61,45	66,98	70,17	72,32
TiO ₂	1,50	1,19	0,31	0,26	0,24	0,09	1,32	0,71	0,41	0,07
Al ₂ O ₃	13,39	13,47	12,95	15,22	12,89	13,70	14,31	14,69	14,56	14,75
Fe ₂ O ₃	5,07	4,62	2,23	1,25	0,93	0,70	3,34	2,89	2,39	0,18
FeO	2,73	2,22	1,81	0,94	1,98	0,60	4,14	2,21	1,47	0,53
MnO	0,09	0,06	0,03	0,03	0,02	0,01	0,13	0,05	0,04	0,01
MgO	2,11	1,22	0,54	0,85	0,46	0,20	2,19	1,02	0,64	0,20
CaO	3,18	2,22	0,88	1,27	1,09	0,65	4,46	2,09	1,53	0,92
Na ₂ O	3,36	3,17	3,27	2,09	3,15	2,36	2,78	2,50	2,54	2,14
K ₂ O	4,99	4,87	5,36	9,24	5,76	8,97	4,11	6,26	6,23	8,76
P ₂ O ₅	1,05	0,80	0,10	0,38	0,08	0,04	0,49	0,33	0,16	0,06
SO ₃	0,13	0,08	0,06	0,42	0,05	0,08	0,30	0,11	0,08	0,10
П,п,п	1,33	1,06	0,78	0,66	0,79	0,65	1,07	1,01	0,46	0,72
Сумма	100,3	101,1	99,9	100,8	100,8	100,2	100,1	100,8	100,7	100,7
Фобщ	0,79	0,85	0,88	0,72	0,87	0,87	0,78	0,83	0,86	0,78
t'	19,22	17,34	7,60	12,01	8,23	7,24	17,65	13,90	10,61	9,29
al'	1,35	1,67	2,83	5,00	3,82	9,10	1,48	2,40	3,24	16,39
Na ₂ O+K ₂ O	8,35	8,04	8,64	11,33	8,91	11,33	6,89	8,77	8,77	10,90
Na ₂ O/K ₂ O	0,67	0,65	0,61	0,23	0,55	0,26	0,68	0,40	0,41	0,24
n	11	4	7	3	5	12	4	7	5	2

Таблица 1. Химический состав (мас, %) гранитоидов мостовского и гродненского комплексов

1–6 – *мостовский комплекс*: 1 – кварцевые монцодиориты, 2 – граносиениты, 3 – граниты биотитовые умереннощелочные, 4 – граниты биотитовые щелочные, 5 – лейкограниты умереннощелочные, 6 – лейкограниты щелочные; 7–10 – *гродненский комплекс*: 7 – кварцевые монцодиориты, 8 – граносиениты, 9 – граниты биотитовые умереннощелочные, 10 – лейкограниты щелочные.

По содержанию SiO_2 гранитоиды обоих комплексов соответствуют магматическим породам среднего и кислого состава (61–73 %) (табл. 1). Для них характерна от умеренной до повышенной железистость ($F_{\text{общ}} = 0.7\text{--}0.9$), глиноземистость ($al' = 1.4\text{--}9.1$) и титанистость ($t' = 7\text{--}14$). В отдельных разностях (лейкограниты щелочные) гродненского комплекса наблюдается крайне высокая глиноземистость ($al' = 16$) (табл. 1, № 10), а в кварцевых монцодиоритах мостовского комплекса высокая титанистость ($t' = 19$) (табл. 1, № 1). Гранитоиды комплексов относятся в основном к породам умереннощелочного ряда известково-щелочной серии, тип щелочности – калиевый. Они образуют единый ряд дифференциации пород среднего и кислого состава и имеют прямую петрохимическую корреляцию макрокомпонентов в зависимости от содержания кремнезема, с увеличением которого в них уменьшается содержание оксидов титана, магния и кальция, суммы железа.

По содержанию многих микроэлементов и тренду их распределения гранитоиды мостовского и гродненского комплексов в целом похожи (рис. 1). Содержание большинства малых элементов в породах находится в пределах кларковых значений по (Виноградов, 1962). Характерным для пород двух комплексов является повышенные концентрации некоторых халькофильных (Cu), литофильных (Th, Ta, Hf) и редкоземельных (Ce, La, Er, Nd) элементов.

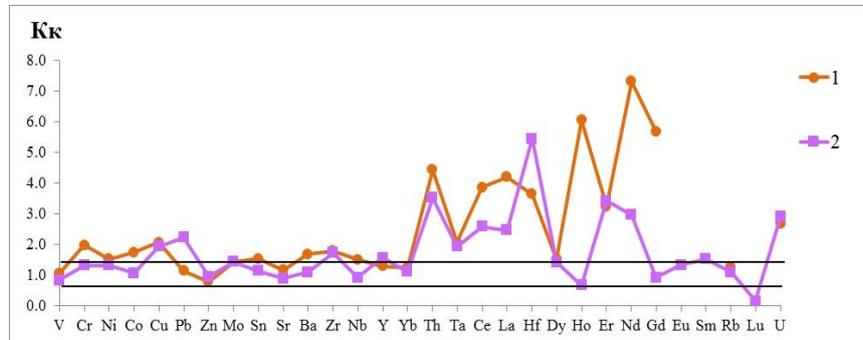


Рис. 1. График распределения микроэлементов в гранитоидах мостовского и гродненского комплексов 1 – мостовский комплекс; 2 – гродненский комплекс. Область значений K_k , близких к кларковым ($K_k = 0.75\text{--}1.5$), выделена двумя линиями.

Для пород характерен смешанный геохимический тип гранитов при значительном содержании I-компоненты и незначительном – A-компоненты (рис. 2).

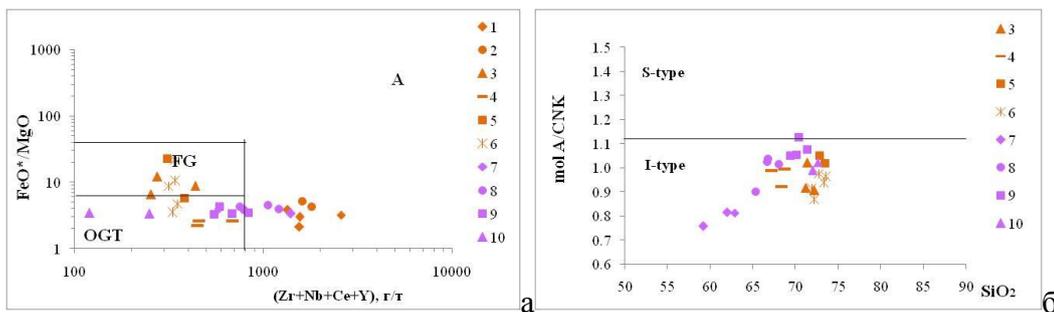


Рис. 2. Классификационная диаграмма (Whalen et al., 1987, White, Chappell, 1983) с фигуративными точками гранитоидов мостовского и гродненского комплексов

Поля на диаграмме: А – граниты А-типа, FG – фракционированные граниты, OGT – нефракционированные граниты M-, I-, и S-типов. Номера у значков соответствуют порядковым номерам разновидностей пород в таблице 1.

Как видно из анализа дискриминационных диаграмм тектонических обстановок формирования (рис. 3), гранитоиды комплексов образуют компактную группу, за исключением некоторых точек состава лейкогранитов, расположенную в поле внутриплитных постколлизийных гранитов с небольшим смещением в сторону синколлизийных.

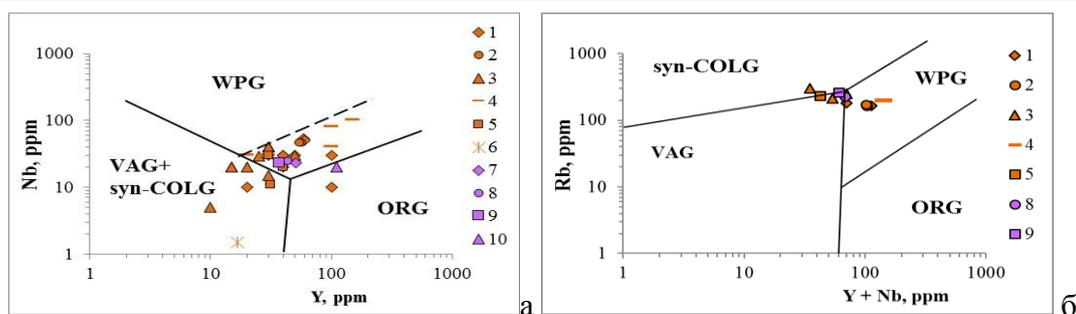


Рис. 3. Дискриминационные диаграммы: а – Nb–Y, б – Rb–(Y+Nb) с фигуративными точками гранитоидов мостовского и гродненского комплексов (Pearce et al., 1984)

ORG – граниты океанических хребтов, WPG – внутриплитные граниты, VAG – граниты вулканических дуг, syn-COLG – синколлизонные граниты. Пунктирной линией показана граница ORG для аномальных рифтов. Номера у значков соответствуют порядковым номерам разновидностей пород в таблице 1.

Близкие минералого-петрографические и геохимические характеристики рассматриваемых пород мостовского и гродненского комплексов, а также их геолого-структурное положение, позволяют сделать вывод об их идентичности и необходимости в дальнейшем рассматривать их как единый гранитоидный комплекс.

Литература

Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555–571.

Пап А.М. Нижний докембрий Беларуси. Минск: Навука і тэхніка, 1996. 212 с.

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

Таран Л.Н., Варакса В.В. Вещественный состав гродненского комплекса в кристаллическом фундаменте северо-западной части Беларуси // Докл. НАН Беларуси. 2005. Т. 49. № 2. С. 89–93.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. P. 956–983.

Rimsa A. The Randaonys TTG-intrusion in Southern Lithuania : Evidence of a 1,84 Ga Island arc / Journal of Conference Abstracts 6, EUG XI, Strasbourg, 8–12 April. Strasbourg. 2001. V. 6. № 1. P. 358

Skridlaite G., Motuza G. Precambrian domains in Lithuania: evidence of terrane tectonics // Tectonophysics. 2001. V. 339. P. 113–133.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. V. 95. P. 407–419.

White A.J., Chappell B.W. Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia // Geological Society of America. 1983. Memoir 159. P. 21–34.

ТРИДЦАТЬ ЛЕТ ХЕМОСТРАТИГРАФИИ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ: УСПЕХИ, ПРОБЛЕМЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ

Б.Г. Покровский

Геологический институт РАН, Москва, e-mail: pokrov@ginras.ru

Работы по изучению изотопного состава С, О, S и Sr в органических и хемогенных осадочных породах стали проводиться еще в 60-е – 70-е годы прошлого столетия, однако интенсивное развитие хемотратиграфии началось около тридцати лет назад. До этого стратиграфически значимые работы были проведены только по изотопному составу в плейстоценовых фораминиферах из кернов глубоководных осадков. С-изотопные аномалии в осадочных карбонатах палеозоя и докембрия обычно интерпретировались как локальные

и связывались, в частности, с соленостью бассейнов седиментации, а вариации изотопного состава стронция – с глобальными геодинамическими событиями, малопригодными для детальной стратиграфии.

Мощный импульс развитию хеостратиграфии дал неопротерозой. В переходных толщах от протерозоя к палеозою на Сибирской платформе (Magaritz et al., 1986), в неопротерозое Шпицбергена и Гренландии (Knoll, et al., 1986) были обнаружены исключительно сильные вариации изотопного состава углерода, вскоре воспроизведённые на других континентах. Стало очевидно, что речь идет о глобальных «изотопных событиях», которые могут стать эффективным инструментом стратиграфии, хотя геохимическая природа этих событий не вполне понятна до настоящего времени. Не менее, а в некоторых случаях существенно более эффективным инструментом датирования и стратиграфического расчленения немых докембрийских толщ стали вариации изотопного состава стронция.

В настоящее время усилиями целого ряда исследовательских коллективов, среди которых в России выделяется ИГГД РАН (Горохов и др., 1995; Кузнецов и др., 2003; 2014 и многие другие работы) созданы детальные кривые изменения изотопного состава С и Sr в позднедокембрийском океане, которые являются надежной основой стратиграфического расчленения и глобальной корреляции «немых» или бедных окаменелостями карбонатных и терригенно-карбонатных толщ. Охватить весь этот колоссальный труд в одном докладе невозможно; в своем сообщении я попытаюсь коснуться лишь небольшой и лучше знакомой мне проблеме: С и Sr – изотопной стратиграфии венда Сибирской платформы и Байкальской складчатой области.

Десять лет назад разрез вендских отложений Уринского поднятия в составе (снизу вверх по разрезу): дальнетайгинской серии (большепатомская, баракунская, уринская и каланчевская свиты), жуинской серии (никольская и ченчинская свиты) и трехверсточной серии (жербинская, тирбесская и тиновская свиты) был предложен в качестве опорного для юга Средней Сибири (Чумаков и др., 2013). Доказательства вендского возраста выделяемых в данном разрезе дальнетайгинской и жуинской серий (ранее относившихся к среднему-верхнему рифею) опирались, главным образом, на данные С- и Sr – изотопной хеостратиграфии (Покровский и др., 2006; Melezhik et al., 2009), которые находились в полном согласии с присутствием в баракунской свите эдиакарских органостенных микрофоссилий, найденными ранее, но считавшихся занесенными из вышележащих горизонтов.

Разрез вендских отложений на Уринском поднятии, а также другие разрезы патомского комплекса, обнажающиеся в 600-километровой дуге, окаймляющей с юга Патомское нагорье, являются в Сибири, а может быть и во всем мире наиболее полными и качественными в хеостратиграфическом отношении, так как в значительной части представлены известняками, характеризующимися исключительно сильными вариациями величин $\delta^{13}\text{C}$, общий разброс которых достигает 29‰, и ультра высокими содержаниями стронция (в среднем 3000–4000, иногда до 24000 ppm), которые максимально уменьшают вероятность постседиментационной модификации отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. У этих разрезов, однако, есть два существенных недостатка. Один из них связан с длительным перерывом между ченчинской и жербинской свитами, в котором исчезла обогащенная ^{13}C карбонатная толща, известная как «позднеэдиакарское позитивное плато». Она присутствует во многих разрезах венда–эдиакария по всему миру (Halverson et al., 2010). Фрагменты этой толщи обнаружены в вендских разрезах р.р. Витим и Б. Чуя, а достаточно представительный ~60-метровый разрез представлен дикимдинской свитой на р. Олекма (Покровский и др., 2020). Другим недостатком являются очень сильные постседиментационные изменения жербинской и тиновской свит, которые затрудняют проведение границы между вендом и кембрием.

В большинстве изученных разрезов Сибирской платформы (Кочнев и др., 2018) и многих других районах по всему миру переходные толщи от венда кембрию в хеостратиграфическом отношении изучены очень детально. Здесь выделяют два

надежных С-изотопных маркера: отрицательный экскурс в основании немакит-далдынского яруса, известный как «Базальный Углеродный Экскурс» (BACE) и положительный экскурс, располагающийся в разрезах Сибирской платформы вблизи основания томмотского яруса, а в международной шкале маркирующий основание Stage 2 нижнего кембрия.

Важнейшим хемотратиграфическим маркером венда является уникальная по длительности и амплитуде отрицательная С-изотопная аномалия «Шурам-Вонока» (580–560 млн лет), представленная в патомском палеобассейне жуинской серией в составе никольской и ченчинской свит и ее аналогами: имняхской свитой в Бодайбинском синклинории и торгинской свитой на юге Сибирской платформы. В фациальном и метаморфическом отношении названные свиты неоднородны, что проявляется в существенно разной мощности (от 250 до 1500 м), литологическом составе и изотопном составе кислорода, однако имеют идентичные на всем простирании значения $\delta^{13}\text{C}$, увеличивающиеся снизу–вверх по разрезу от -12 до -7‰ и отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в наиболее полных разрезах также закономерно увеличивающиеся снизу–вверх от 0.7080 до 0.7085. По основанию этой аномалии удобно проводить границу между нижним и верхним вендом.

Обогащенные ^{13}C , нередко битуминозные карбонаты дальнетайгинской серии, подстилающей жуинскую, характеризуются значительно меньшей однородностью изотопного состава С и Sr. Одной из причин изотопных вариаций в этих породах являются постседиментационные изменения, провоцируемые агрессивными продуктами окисления углеводородов, другой – фациальная неоднородность. Не исключено, что в некоторых разрезах, например, в Локатыкском блоке на р. Б. Чуя, где обнаружена 250-метровая терригенно-карбонатная толща с экстремально высокими значениями $\delta^{13}\text{C}$, достигающими 15‰ , отложения отнесены к венду ошибочно и на самом деле являются довендскими. Вместе с тем, некоторые свиты, отнесенные к верхнему рифею, возможно, являются вендскими – например мариинская свита на р. Жуе, которая по изотопным характеристикам практически не отличается от баракунской. Наиболее древней карбонатной толщей Байкальской горной области, является, по-видимому, няндонинская свита катерской серии, накопившаяся, судя по умеренно высоким значениям $\delta^{13}\text{C}$ до 4.9‰ , и минимальным отношениям $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7056$ в самом начале раскрытия палеоазиатского океана 800–850 млн лет назад (Покровский, Буякайте, 2016).

Несмотря на объективные проблемы, геохронологическую шкалу позднего докембрия уже невозможно представить без данных С- и Sr-изотопной стратиграфии, включение которой в стратиграфический кодекс России является давно назревшей необходимостью. На основе хемотратиграфии может быть осуществлена глобальная корреляция позднедокембрийских осадочных последовательностей и согласована граница между протерозоем и палеозоем.

Литература

Горохов И.М., Семихатов М.А., Баскаков А.В. и др. Изотопный состав стронция в карбонатных породах рифея, венда и нижнего кембрия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 1. С. 3–33.

Кочнев Б.Б., Покровский Б.Г., Кузнецов А.Б., Марусин В.В. С- и Sr-изотопная стратиграфия карбонатных отложений венда-нижнего кембрия центральных районов Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 6. С. 731–755.

Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М., и др. Изотопный состав Sr в карбонатных породах каратавской серии Южного Урала и стандартная кривая вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в позднерифейском океане // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 5. С. 3–39.

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

Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И. Изотопный состав С, О, Sr и S в позднедокембрийских отложениях патомского комплекса, Центральная Сибирь // Литология и полез. ископаемые. 2006. № 5. С. 505–530.

Покровский Б.Г., Буякайте М.И. Изотопный состав С, О, Sr, S и проблема возраста катерской и уакитской серий, Западное Забайкалье // Литология и полез. ископаемые. 2016. № 4. С. 307–328.

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., Семихатов М.А., Сергеев В.Н. Опорный разрез вендских отложений юга Средней Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013. Т. 21. № 4. С. 26–51.

Halverson G.P., Wade B.P., Hurtgen M.T., Barovich K.M. Neoproterozoic chemostratigraphy // Precambrian Res. 2010. V. 182. P. 337–350.

Knoll A.H., Hayes J.M., Kaufman A.J., Swett K., Lambert I.B., Secular variation in carbon isotope ratios from upper Proterozoic successions of Svalbard and East Greenland Nature // 1986. V. 321. P. 443–455.

Magaritz M., Holser W.T., Kirshwink J.L. Carbon-isotope events across the Precambrian-Cambrian boundary on the Siberian platform // Nature. 1986. V. 320. P. 258–259.

Melezhik V.A., Pokrovsky B.G., Fallick A.E., Kuznetsov A.V. Constraints on $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ of Late Ediacaran seawater: insight from Siberian high-Sr limestones // Journal of the Geological Society. 2009. V. 166. P. 183–191.

АРШИНИЙ (АРШИНСКАЯ СЕРИЯ) – НОВЫЙ СТРАТОН РИФЕЯ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

В.Н. Пучков¹, Н.Д. Сергеева², С.А. Дьякова²

¹Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого (УрО РАН), Екатеринбург,
e-mail: puchkv2@mail.ru

²Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра РАН, Уфа,
e-mail: riphey@ufaras.ru

Новый стратон – **аршиний**, завершающий рифейскую эонотему на Южном Урале, выделен на восточном крыле Башкирского мегантиклинория в Тирлянской синклинали в возрастном интервале 650–750 млн лет на основании U–Pb изотопных SHRIMP – датировок: 709.9 ± 7.3 млн лет 707.0 ± 2.3 млн лет и 732.1 ± 1.7 млн лет, цирконов из аршинских вулканитов (Козлов и др., 2011; Пучков и др., 2007; Краснобаев и др., 2012). Аршинские образования в ранге свиты со стратотипом по р. Арша севернее пос. Тирлян впервые были выделены А.И. Ивановым (1956) и сопоставлены с ашинской серией венда западного склона Южного Урала, что было принято в Стратиграфических схемах Урала (1993). В структурном отношении рассматриваемые образования приурочены к зоне сочленения Башкирского мегантиклинория, Уралтауского антиклинория и Зилаирского синклинория и распространены на территории Тирлянского, Кривоулюкского и Кирябинского районов (рис. 1).

В **Тирлянской синклинали** (страторегионе) образования аршинской серии восточного крыла с размывом залегают на метаморфических образованиях мазаринской и арвякской свит верхнего рифея Уралтауского антиклинория, которые прорваны габбро и гранитами Барангуловского комплекса с возрастом 725 ± 5 млн лет (Краснобаев и др., 2007), а на западном крыле структуры – на укской свите верхнего рифея (обломки известняков в тиллитах аршинской серии отвечают укской свите по составу, структурно-текстурным особенностям и наличию микрофитолитов (Козлов, 1982). В центральной части синклинали аршинские толщи перекрыты с угловым несогласием фаунистически охарактеризованными песчаниками тирлянской свиты среднего – верхнего ордовика. Ранее (Иванов, 1956; Козлов, 1982) аршинские образования не расчленились, но с изменением статуса аршиния

литологически обособленные и хорошо стратифицируемые толщи были выделены (Козлов и др., 2011) в самостоятельные свиты (снизу): байнасскую (существенно сланцевую, в основании с кварцито-песчаниками, содержащими маломощные прослои конгломератов); махмутовскую (преимущественно песчаниковую с горизонтом тиллитов); игонинскую (осадочно-вулканогенную, включающую игонинский базальтовый комплекс) и шумскую (кварцито-песчаниковую). Суммарная мощность отложений аршинской серии в Тирлянском синклинали изменяется от 1100 до 1900 м и определяется наличием и мощностью вулканитов игонинской и тиллитов махмутовской свит в конкретных разрезах (рис. 1Б).

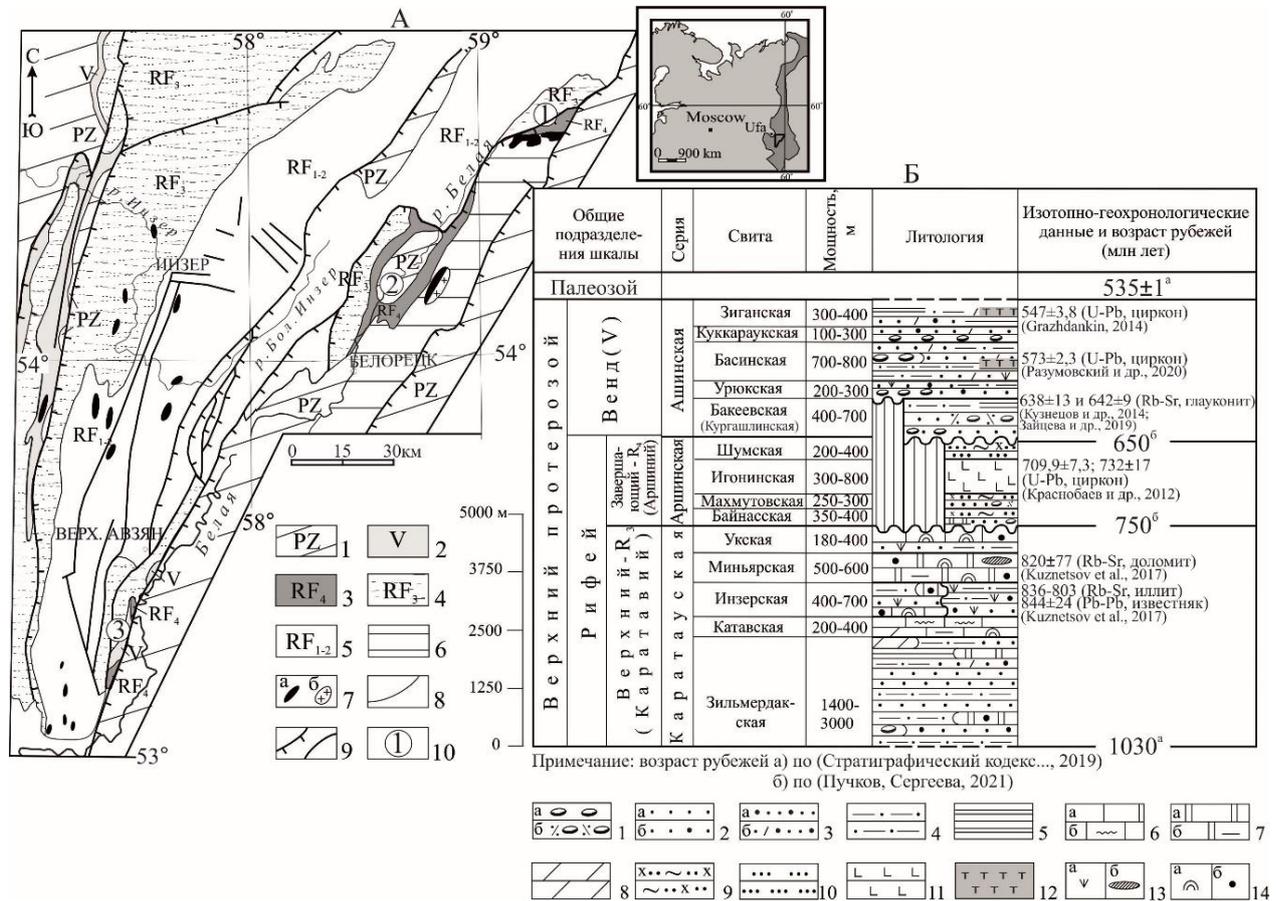


Рис. 1. Фрагменты схематической геологической карты (А) и сводной литолого-стратиграфической колонки рифея и венда (Б) Башкирского мегантиклинория Южного Урала

Условные обозначения к карте (А): 1–5 – нерасчлененные отложения: 1 – палеозоя, 2 – венда, 3–5 рифея (3 – терминального – аршиний; 4 – верхнего, 5 – среднего и нижнего); 6 – метаморфические образования Уфалейского и Уралаугского антиклинориев; 7 – магматические образования: габбро-долериты (а), граниты (б); 8 – геологические границы; 9 – основные разрывные нарушения; 10 – районы распространения отложений аршиния (цифры в кружках): 1 – Кирябинский, 2 – Тирлянский, 3 – Криволукский.

К колонке (Б): 1 – конгломераты (а) и тиллиты (б); 2–3 – песчаники: 2-кварцевые (а), полевошпат-кварцевые (б); 3 – аркозовые (а), полимиктовые (б); 4 – алевролиты; 5 – аргиллиты; 6 – известняки массивные (а), струйчатые (б); 7 – доломиты (а) и углеродистые доломиты (б); 8 – мергели; 9 – сланцы переменного слюдисто-хлорит-кварцевого состава; 10 – кварциты; 11 – вулканогенные породы (лавы); 12 – туфы; 13–14 – характеристика породы: 12 – глауконит (а), кремни (б); 13 – органические остатки: строматолиты (а), микрофитолиты (б).

В Криволукской синклинали, южнее страторегии аршинской серии, осадочный цикл каратауской серии верхнего рифея завершала криволукская свита, впервые выделенная М.И. Гаранем (1963). Свита, мощностью 100-250 м, сложена кварцитовидными песчаниками и алевролитами с прослоями глинистых и углеродисто-глинистых сланцев (Стратиграфический кодекс..., 1993), залегает стратиграфически выше уксских известняков и перекрывается с размывом отложениями кургашлинской свиты ашинской серии венда. По своему положению криволукские отложения аналогичны аршинским образованиям

Тирлянского района, что позволяет сопоставить криволукскую свиту с частью отложений аршинской серии и отнести к завершающему рифею.

В **Кирибинском районе**, севернее Тирлянского стратотипа, аршинские отложения обнажены слабо и представлены сланцами переменного мусковит-хлорит-кварцевого состава, метаморфизованными вулканитами, гравелитами, песчаниками, конгломератами с прослоями кварцитов и линзами известняков. Эти отложения с юга контактируют с Кирибинским расслоенным пироксенит-габбровым комплексом с датировкой 680 ± 3.4 млн лет (Краснобаев и др., 2013), которая позволяет отнести отложения, вмещающие Кирибинский комплекс, к аршинской серии завершающего рифея.

В западных районах Башкирского мегантиклинория возрастные аналоги аршиния отсутствуют, и там вендская ашинская серия лежит с разрывом преимущественно на укской свите каратавия.

Надежно датированное магматическое событие (игонинский базальтовый комплекс) в завершающем рифее позволяет использовать аршиний как надежный реперный уровень в стратиграфических построениях.

Исследования выполнены в рамках научно-исследовательских работ Института геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, г. Уфа (тема государственного задания FMRS-2022-0013) и Института геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург (тема государственного задания АААА-А19-119072990020-6).

Литература

Гарань М.И. Стратиграфия СССР: Верхний докембрий. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С.114–161.

Иванов А.И. Древние "немые" свиты Южного Урала // Совещание по унификации стратиграфических схем Урала и соотношению древних свит Урала и Русской платформы (тез. докл.). Л., 1956. С. 57–59.

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

Козлов В.И., Пучков В.Н., Краснобаев А.А. и др. Аршиний – новый стратон рифея в стратотипических разрезах Южного Урала // Геол. Сборник № 9 / ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2011. С. 52–56.

Краснобаев А.А., Козлов В. И., Пучков В. Н., Ларионов А.Н., Нехорошева А.Г., Бережная Н.Г. Полигенно-полихронная цирконология и проблема возраста Барангуловского габбро-гранитного комплекса // Докл. АН. 2007. Т.416. №2. С. 241–246.

Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В. Новые данные по цирконовой геохронологии аршинских вулканитов (Южный Урал) // Литосфера. 2012. № 4. С. 127–140.

Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Лепехина Е.Н. Цирконология пироксенитов Кирибинского пироксенит-габбрового комплекса (Южный Урал) // Докл. АН. 2013. Т. 450. № 2. С. 1–5

Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Козлов В.И., Матуков Д.И., Нехорошева А.Г., Лепехина Е.Н., Сергеев С.А. Предварительные данные о возрастных рубежах нео- и мезопротерозоя Южного Урала в свете новых U–Pb датировок // Геологический сборник №6. Информационные материалы. ИГ УНЦ РАН. Уфа: ООО ДизайнПолиграфСервис», 2007. С. 3.

Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Межвед. Стратигр. Комитет России, 1993. 151 схема.

Стратиграфический кодекс России. Издание третье, исправленное и дополненное. СПб.: Издательство ВСЕГЕИ, 2019. 96 с.

**РЕЗУЛЬТАТЫ U–Pb (LA–SF–ICP–MS) ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНОВ
ИЗ БАЗАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ
ПРИПОЛЯРНОГО И ПОЛЯРНОГО УРАЛА**

**А.М. Пыстин¹, О.В. Гракова¹, Ю.И. Пыстина¹, К.С. Попвасев¹, Е.В. Кушманова¹,
И.Л. Потапов¹, В.Б. Хубанов²**

¹Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, e-mail: pystin.48@mail.ru

²Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ

В Тимано-Североуральском регионе, в отличие от южных районов Урала, нет возрастных аналогов бурзянской серии, а выделяемые в стратиграфических схемах и на геологических картах нижнерифейские стратоны на Приполярном Урале, на самом деле, относятся к нижнедокембрийскому кристаллическому основанию (Пыстин, Пыстина, 2019 и др.).

В последнее десятилетие на основе U–Pb датирования детритовых цирконов из метатерригенных отложений нижних частей видимого разреза тимано-североуральского верхнего докембрия показано, что их возраст близок к границе среднего и позднего рифея и с большей степенью вероятности не опускается ниже этой границы. Однако из-за отсутствия в большинстве случаев выходов более древних подстилающих образований многие исследователи допускают, что нижние, не вскрытые эрозией части разрезов верхнего докембрия, могут относиться к среднему рифею. В пределах Тимано-Североуральского региона достоверно установленные базальные отложения верхнего докембрия с видимыми взаимоотношениями с подстилающими их глубокометаморфизованными образованиями известны на Приполярном и Полярном Урале. При этом только на Приполярном Урале корректно обоснована верхняя возрастная граница залегающих в основании докембрийского разреза метаморфических толщ по U–Pb возрасту метаморфогенных цирконов – 2127 ± 31 млн лет (Пыстина и др. 2019). Здесь же к настоящему времени U–Pb датировки детритовых цирконов получены по всем стратонам терригенной части (досаблегорской) верхнедокембрийского разреза (снизу вверх): пуйвинской, хобеинской и мороинской свитам (Пыстин и др., 2022). Установленные минимальные возрастные датировки детритовых цирконов из пород пуйвинской свиты (около 900 млн лет) свидетельствуют о том, что нижняя возрастная граница формирования базальных слоев верхнего докембрия Приполярного Урала не выходит за пределы позднего рифея.

На Полярном Урале в пределах Харбейского антиклинория в основании верхнедокембрийского разреза выделяется няровейская серия предположительно среднерифейского возраста. Возраст отложений принимается по их залеганию ниже мраморизованных известняков немурюганской свиты с микрофитолитами укского комплекса рифея (Стратиграфические..., 1993). Подстилающие няровейскую серию метаморфические образования харбейского комплекса большинство специалистов относят к нижнему протерозою (Стратиграфические..., 1993; Государственная..., 2014 и др.). Однако вопрос остается спорным, поскольку полученные в последние годы U–Pb возрастные определения по циркону и другие изотопно-геохронологическим системам открывают возможность для иных интерпретаций. Так, А.Л. Коновалов с соавторами (Коновалов и др., 2016) оценивают максимально возможный возраст протолитов метаморфических пород харбейского комплекса, как позднерифейский, а Н.С. Уляшева с соавторами (Уляшева и др., 2022) – не древнее рубежа среднего–позднего рифея. Тем не менее, базальные отложения верхнего докембрия, представленные няровейской серией, залегают на метаморфических породах харбейского комплекса с резким структурным и стратиграфическим несогласием (Государственная..., 2014), что определяет доняровейский возраст протолитов метаморфических пород и их принадлежность к основанию докембрийского разреза рассматриваемого района.

Няровейская серия (снизу вверх) подразделяется на терригенно-карбонатную верхнехарбейскую и терригенно-вулканогенную минисейшорскую свиты. В целом, в разрезе серии преобладают парасланцы, переслаивающиеся с metabазальтами. Выше

согласно залегает немурюганская свита, основной объем которой составляют парасланцы с линзами доломитовых мраморов; в нижней части свиты преобладают метаэффузивы, их туфы и туфопесчаники (Государственная..., 2014).

Результаты датирования детритовых цирконов из пород нижней части минисейшорской свиты показали, что она сформировалась не раньше второй половины позднего рифея; выделение ее в качестве среднерифейского стратона является ошибочным (Уляшева и др. 2019). Полученные впервые датировки детритовых цирконов из метаалевролитов верхнехарбейской свиты (рис.) показывают сходство возрастного спектра с соответствующим спектром цирконовых датировок из пород минисейшорской свиты. Средневзвешенный возраст трех наиболее молодых зерен циркона из пород верхнехарбейской свиты составляет 686 ± 1 млн лет. Проба отобрана из средней части разреза свиты. С учетом небольшой мощности (400–500 м), нижняя возрастная граница свиты, очевидно, не выходит за пределы первой половины позднего рифея. Ее верхний возрастной рубеж не должен выходить за границу рифея и венда из-за наличия микрофитоцитов укского комплекса рифея в вышележащих породах немурюганской свиты. Это также подтверждается полученным нами U–Pb (LA–SF–ICP–MS) возрастом циркона из метариолитов нижней части немурюганской свиты – 656 ± 2 млн лет.

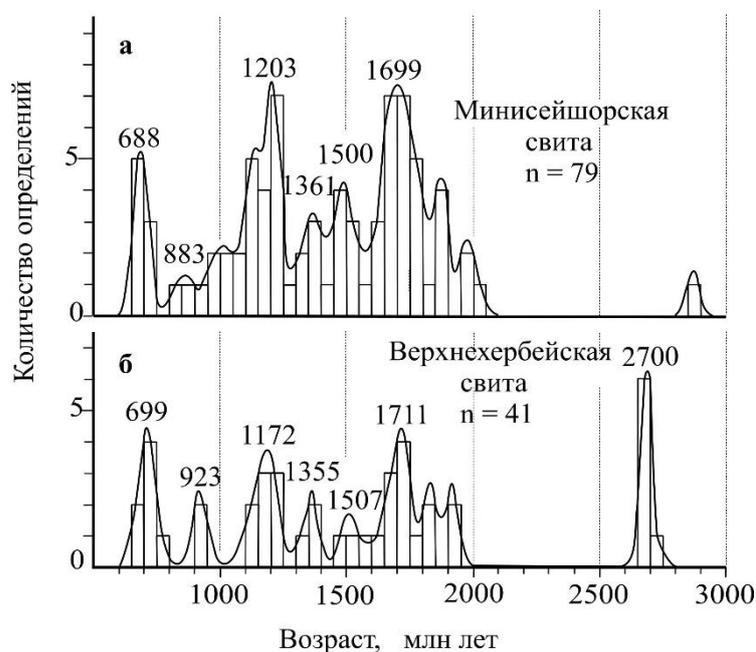


Рис. Гистограммы и кривые плотности вероятности U–Pb возрастов детритовых цирконов из метатерригенных верхнедокембрийских отложений Полярного Урала
а – по Н.С. Уляшевой и др. (2019); б – авторские данные

Таким образом, отложения няровейской серии сформировались в узком возрастном интервале в конце позднего рифея около 750–650 млн лет назад в аршинское время. Сходство возрастных спектров цирконов из пород верхнехарбейской и минисейшорской свит (рис.) дает основание считать, что при формировании няровейской серии основные источники сноса терригенного материала существенно не менялись. Слабая окатанность зерен циркона указывает на близкие источники сноса. Как отмечалось в (Уляшева и др., 2019), доминирующая роль при формировании отложений минисейшорской свиты принадлежала продуктам размыва недалеко расположенных массивов кристаллических пород, фрагменты которых на современном эрозионном срезе обнажаются в Харбейском, Марункеуском и Малыкском блоках на Полярном Урале. В полной мере это относится и к верхнехарбейской свите. Источником популяции цирконов с модальным значением возраста 2700 млн лет (рис., б) могли быть гранулиты основного состава, аналогичные тем, которые широко представлены в Малыкском блоке. U–Pb (SHRIMP-II) возраст ранней популяции цирконов в метабазах малыкского гранулит-матабазитового комплекса

2736±42 млн лет (Душин и др., 2008). Наряду со скандинавскими источниками, определенная роль ближних источников сноса могла быть и при формировании приполярноуральского верхнего докембрия (Пыстин и др., 2022).

Сравнение возрастных спектров детритовых цирконов из пород няровейской серии Полярного Урала и верхнерифейских отложений Приполярного Урала показывает сходство первых с верхней частью приполярноуральского разреза (верхами хобинской свиты и мороинской свитой) (Пыстин и др., 2022). Эти данные дают основание для предположения о накоплении осадков Полярного и Приполярного Урала во второй половине позднего рифея в общем бассейне седиментации. Некоторые различия графиков распределения возрастов детритовых цирконов в породах этого возрастного уровня, вероятно, обусловлены влиянием местных источников сноса.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ. Проект № 22-27-00119.

Литература

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Серия Полярно-Уральская. Лист Q-42-VII, VIII. Объяснительная записка / Редактор А.П. Казак. СПб.: ВСЕГЕИ, 2014. 384 с.

Душин В.А., Бурмако П.Л., Ронкин Ю.Л. и др. Состав и новые возрастные датировки метаабброидов малыкского комплекса на Полярном Урале // Матер. Межд. науч. конф. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2008. С. 27–29.

Коновалов А.Л., Лохов К.И., Черкашин А.В., Вакуленко О.В. О тектонической границе между метаморфическими сланцевыми и кристаллическими образованиями позднего протерозоя Харбейского антиклинория (Полярный Урал) // Региональная геология. 2016. № 68. С. 6–20.

Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. Докембрий Приполярного Урала: хроностратиграфический аспект // Труды Карельского НЦ РАН. Серия: Геология докембрия. 2019. № 2. 34–52.

Пыстин А.М., Гракова О.В., Пыстина Ю.И. и др. U–Pb (LA–SF–ICP–MS) возраст и вероятные источники сноса детритовых цирконов из терригенных отложений верхнего докембрия Приполярного Урала // Литосфера. 2022. № 6. С. 242–249.

Пыстина Ю.И., Пыстин А.М., Хубанов В.Б. Нижний докембрий в структуре палеозойд на Приполярном Урале // Докл. АН. 2019. Т. 486. № 5. С. 72–576.

Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Уралгеолком, 1993.

Уляшева Н.С., Пыстина Ю.И., Пыстин А.М. и др. Первые результаты U–Pb LA–SF–ICP–MS датирования детритовых цирконов из среднерифейских (?) терригенных отложений Полярного Урала // Докл. АН. 2019. Т. 485. № 4. С. 488–492.

Уляшева Н.С., Серов П.А., Травин А.В. Sm/Nd- и ⁴⁰Ar/³⁹Ar-изотопно-геохронологические исследования амфиболитов ханмейхойской свиты харбейского метаморфического комплекса (Полярный Урал) // Докл. АН. 2022. Т. 506. № 2. С. 194–201.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ АКЦЕССОРНОГО АПАТИТА ДЛЯ ОБОСНОВАНИЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ПОЗИЦИИ МАНЬХОБЕИНСКОЙ И ЩОКУРЬИНСКОЙ СВИТ В РАЗРЕЗЕ ДОКЕМБРИЯ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

Ю.И. Пыстина, А.М. Пыстин, И.Л. Потапов

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар,
e-mail: yuliya_pystina@mail.ru

В доверхнерифейском разрезе Приполярного Урала выделяются следующие стратиграфические подразделения (снизу вверх): няртинский метаморфический комплекс – PR₁, маньхобеинская и щокурьинская свиты – RF₁, пуйвинская свита – RF₂ (Стратиграфические..., 1993). Однако вопрос о возрасте этих стратиграфических

подразделений остается спорным. Нашими прежними работами было показано, что метаморфические толщи, выделенные, как маньхобеинская и щокурьинская свиты, относятся к дорифейским образованиям, а верхнепротерозойский разрез Приполярного Урала начинается не с маньхобеинской, а с пуйвинской свиты, которая имеет не среднерифейский, а позднерифейский возраст (Пыстин, Пыстина, 2014, 2019 и др.).

В маньхобеинскую свиту ошибочно выделен комплекс низкотемпературных диафторитов, который развит преимущественно по периферии высокотемпературных метаморфических пород няртинского комплекса – продуктов амфиболитовой и гранулитовой (?) фаций. Щокурьинская свита резко отличается от няртинского комплекса и так называемой маньхобеинской свиты существенно карбонатным составом пород, поэтому ее выделение в качестве отдельного стратона, в отличие от маньхобеинской свиты, вполне оправдано. Породы свиты также представлены низкотемпературными диафторитами, среди которых сохранились реликты высокотемпературных метаморфитов. Время проявления раннего этапа метаморфизма пород няртинского комплекса, установленное на основании U–Pb датирования циркона «гранулитового типа» (округлых многогранников) – 2127 ± 31 млн лет (Пыстина и др. 2019), однозначно указывает на раннедокембрийский возраст субстрата метаморфических образований. По цирконам «гранулитового типа», отобранного из пород щокурьинской свиты, максимальная U–Pb-возрастная датировка (2156 ± 44 млн лет) в пределах погрешности совпадает с изохронным возрастом «гранулитовых» цирконов из гнейсов няртинского комплекса (Пыстин, Пыстина, 2019).

Пуйвинская свита сложена парасланцами, вулканитами основного и кислого состава и их туфами, претерпевшими проградный метаморфизм зеленосланцевой фации.

С целью возможного использования акцессорного апатита для разделения продуктов проградного и ретроградного метаморфизма были изучены морфологические особенности и микроэлементный состав этого минерала из высокотемпературных метаморфитов няртинского комплекса, диафторитов щокурьинской и так называемой маньхобеинской свиты, а также проградно метаморфизованных низкотемпературных пород пуйвинской свиты.

Исследования, посвященные вариации состава метаморфических апатитов и их типоморфных свойств, не так многочисленны, а результаты противоречивы. Так изучение перераспределения REE, Th и U в метаморфическом апатите известково-щелочной серии ортогнейсов при прогрессивном высокотемпературном метаморфизме: от амфиболитовой до гранулитовой фаций (Bingen et al., 1996) продемонстрировали, что содержание MREE и HREE в апатите увеличивается с увеличением степени метаморфизма. Увеличение REE, а также U в апатите с увеличением степени метаморфизма объясняются за счет конкурирующего роста/растворения алланита и P3Э-эпидота (Henrichs et al., 2019). Ф. Беа и П. Монтеро (Bea, Montero, 1999), изучая перераспределение REE, Y, Zr, Th, и U в апатитах при прогрессивном метаморфизме от средних ступеней до гранулитовой фации и частичном плавлении метapelитов из зоны Ивреа-Вербано на северо-западе Италии, пришли к выводу, что во время прогрессивного метаморфизма пород содержание Y, HREE и MREE в апатитах снижается. В породе увеличивается соотношение Th/U и наблюдается резкое падение содержания U в апатите. Относительное обеднение апатитов торием и LREE при повышении степени метаморфизма пород может быть связано с когенетическим ростом апатита и монацита при высоких температурах или во время анатексиса (Nutman, 2007). О.Г. Сафонов с соавторами (Сафонов и др., 2019) связывают образование монацитовых каемок в апатитах из гранулитов с чарнокитизацией пород.

В результате проведенных нами исследований установлено, что апатиты из метаморфических пород Приполярного Урала относятся к фторapatитам. Они в отличие от апатитов из магматических пород сильно обеднены легкими REE. С повышением степени метаморфизма количество фтора в минерале увеличивается, несколько повышается содержание REE, но при этом содержание LREE существенно не меняется. Величина этих параметров также зависит от состава пород.

Наиболее значимые различия в составе апатитов из низко- и высокотемпературных метаморфитов, которые могут быть обусловлены изменением P–T условий кристаллизации при проградном метаморфизме, связаны с перераспределением Sr, Y, U и Th. Концентрация первых двух элементов возрастает с повышением степени метаморфизма пород, а U и Th уменьшается. Кроме того, апатиты из высокотемпературных метаморфитов характеризуются наличием положительных Eu аномалий, а для апатитов из продуктов проградного низкотемпературного метаморфизма характерны отрицательные Eu аномалии.

Таким образом, микроэлементный состав апатита является хорошим индикатором условий проградного метаморфизма пород. В то же время процессы ретроградного метаморфизма в меньшей степени влияют на изменение микроэлементного состава апатитов. Этот факт можно использовать как критерий различия низкотемпературных метаморфических пород – продуктов проградного и ретроградного метаморфизма.

Дополнительным морфологическим критерием для различия апатитов, кристаллизовавшихся в разных P–T условиях метаморфизма, может быть наличие или отсутствие в кристаллах этого минерала дополнительных граней: в апатитах из пород пуйвинской свиты в отличие от «высокотемпературных» апатитов отсутствуют дополнительные грани {2131}, {2021}, появление которых связывают с составом расплава или раствора и обстановкой его кристаллизации (Путивцева, 1985). В диафторированных метаморфических породах отмечается две генерации апатита. Поздняя генерация этого минерала характеризуется специфическим перламутровым отливом и отсутствием минеральных включений. В апатитах из продуктов проградного низкотемпературного метаморфизма отсутствуют оторочки монацита, характерные для апатитов из высокотемпературных метаморфитов и диафторитов по ним.

Из вышесказанного следует, что, как по микроэлементному составу апатита, так и по некоторым морфологическим особенностям этого минерала можно отличать продукты проградного низкотемпературного метаморфизма от ретроградно измененных метаморфических пород (диафторитов), которые часто визуальны не различимы.

Полученное нами новое обоснование диафторической природы низкотемпературных метаморфитов «маньхобеинской» и щокурьинской свит подтверждает ранее сделанный вывод о принадлежности этих структурно-вещественных комплексов к первоначально высокотемпературным метаморфитам. С учетом полученных геохронологических данных можно утверждать, что весь допуйвинский разрез Приполярного Урала относится к нижнему докембрию, а верхнедокембрийский разрез начинается с пуйвинской свиты позднерифейского возраста.

Литература

- Путивцева Н.В. Морфология апатита // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1985. № 2. С. 31–37.
- Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. Базальные отложения верхнего докембрия в Тимано-Североуральском регионе // Литосфера. 2014. № 3. С. 41–50.
- Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. Докембрий Приполярного Урала: хроностратиграфический аспект // Труды Карельского НЦ РАН. Серия: Геология докембрия. 2019. № 2. 34–52.
- Пыстина Ю.И., Пыстин А.М., Хубанов В.Б. Нижний докембрий в структуре палеозойа на Приполярном Урале // Докл. АН. 2019. Т. 486. № 5. С. 72–76.
- Сафонов О.Г., Бутвина В.Г., Лиманов Е.В., Косова С.А. Минеральные индикаторы реакций с участием солевых компонентов флюидов в глубокой литосфере // Петрология, 2019. 27(5). С. 525–556.
- Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Уралгеолком, 1993.
- Bea F., Montero P. Behavior of accessory phases and redistribution of Zr, REE, Y, Th, and U during metamorphism and partial melting of metapelites in the lower crust: an example from

the Kinzigite Formation of Ivrea-Verbano, NW Italy // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1999. 63(7–8). P. 1133–1153.

Bingen B, Demaiffe D, Hertogen J. Redistribution of rare earth elements, thorium, and uranium over accessory minerals in the course of amphibolite to granulite facies metamorphism: the role of apatite and monazite in orthogneisses from southwestern Norway // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1996. 60. P. 1341–1354.

Henrichs I.A. Chew, G. J. O'Sullivan, C. Mark, C. McKenna, Guyett P. Trace-element (Mn-Sr-Y-Th-REE) and U–Pb isotope systematics of metapelitic apatite during progressive greenschist- to amphibolite-facies Barrovian metamorphism // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2019. 20(8). P.1–57.

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

ВОЗРАСТЫ ЗЕРЕН ЦИРКОНА ИЗ МЕТАТУФОПЕСЧАНИКОВ ШИДЖАТМАЗСКОЙ СВИТЫ СЕВЕРНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА: ВКЛАД В РЕГИОНАЛЬНУЮ СТРАТИГРАФИЮ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ

Т.В. Ромانيук¹, Н.Б. Кузнецов², А.А. Разумовский¹, И.В. Латышева², А.В. Шаццлло¹,
И.В. Федюкин¹, К.И. Данцова³, А.С. Новикова², А.С. Дубенский², К.Г. Ерофеева²,
В.С. Шешуков²

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта, Москва, Россия,
e-mail: tromanyuk@mail.ru

² Геологический институт РАН, Москва, Россия

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

Одна из целей проекта РНФ 23-27-00409 – определение питающих провинций, продуктами эрозии которых сложены обломочные породы мезозойских и кайнозойских толщ северного склона Большого Кавказа (БК) и северного Предкавказья, а также – ответ на вопрос «*обломочные породы этих толщ сложены продуктами эрозии комплексов БК или комплексов, слагающих структуры платформенного типа, расположенные к северу от Предкавказья – древней Восточно-Европейской платформы и/или эпигерцинской Скифской платформы (СП)*». Для достижения этой цели критически важно сформировать представление о «провенанс-сигнале» БК, т.е. создать «геохронологический образ» Большого Кавказа. Поэтому необходимо накопление геохронологической информации не только по кристаллическим комплексам БК – первичным источникам зерен детритового циркона (dZr), но и о возрастах dZr из домезозойских толщ БК, являющихся потенциальными вторичными источниками dZr. Для этого изучены dZr из метатуфогенных пород одной из толщ, сопоставляемых с верхним рифеем и распространенных на северном склоне БК.

Северная и центральная части горного сооружения БК образованы вовлеченным в орогенез краем СП. Фундамент плиты обнажен в зоне Главного хребта (ядро антиклинория БК) и в отделенной от него Пшекиш-Тырныаузским швом зоне Передового хребта. Иногда часть Передового хребта, в пределах которой обнажены домезозойские образования, выделяют как Бечасынскую зону (Somín, 2011 и др.). В этой зоне мезозойские толщи чехла СП слагают пологую моноклираль, стратиграфически перекрывающую покровно-складчатую структуру её фундамента. В строении этого фундамента участвуют метаморфизованные породы хасаутской серии, разные уровни разреза которой отнесены к разным уровням верхнего докембрия. Несогласно перекрывающая их урлешская свита сложена преимущественно кварцевыми песчаниками, тектонически ограниченными блоками силурийских, девонских и раннекаменноугольных пород (Письменный и др., 2013; Потапенко, 2004). Для фрагментов офиолитового разреза спрединговых комплексов установлен лохковский (413±6 млн лет) (Разумовский и др., 2023), а для гранитоидов -

среднепалеозойский (Снежко и др., 2021) возраст. Во внутреннем строении фундамента в пределах Бечасынской зоны выделяют Хасаутскую и Верхнемалкинскую впадины, разделенные поднятием, ядро которого сложено гранитами Малкинского интрузива. При составлении среднемасштабной Государственной геологической карты (ГГК-200) первого поколения большая часть фундамента в пределах Хасаутской впадины (бассейн р. Малка и ее притоков) показана как нерасчлененный комплекс нижнего палеозоя, а перекрывающая их урлешская свита условно отнесена к нижнему силуру (Потапенко, 1965). На ГГК-200 второго поколения, подстилающие урлешскую свиту образования, выделены в составе позднепротерозойской хасаутской серии (Письменный и др., 2013). Ранее доминировала точка зрения, в соответствии с которой вулканогенно-осадочные образования хасаутской серии надстраивают разрез чегемской серии, сложенной преимущественно метатерригенными породами шаукольской и таллыккольской свит, вместе с которой их объединяли в бечасынский комплекс (Потапенко, 1982). В последующем было показано, что наиболее молодые **dZr** из кварцитов (проба П-81, р. Чегем) таллыккольской свиты чегемской серии имеют возраст в диапазоне 560–444 млн лет (Сомин, Потапенко, 2008; Somin, 2011) и, на наш взгляд, не могут служить прямым ограничением возраста хасаутской серии.

В сводном разрезе хасаутской серии выделяют нижние и верхние стратиграфические элементы. Первые из них – это муштинский, каратюбинский и караныкольский метаморфические комплексы, сложенные кристаллическими сланцами и амфиболитами, совокупной мощностью примерно 1500 м. На основании «общего геологического положения», возраст всей нижней метаморфической части хасаутской серии принят как среднерифейский (Письменный и др., 2013).

В вышележащей части сводного разреза хасаутской серии выделяют халтухакольскую, долинонарзанную и шиджатмазскую свиты (Письменный и др., 2013). Халтухакольская свита сложена метавулканитами и метатуффидами кислого, среднего и основного состава, широко распространены метатерригенные породы, реже – известняки. Мощность свиты составляет 500–650 м (Письменный и др., 2013). Возраст свиты принят как средне-верхнерифейский, на основании Sm–Nd изохронной датировки (930 ± 130 млн лет), полученной по участвующим в ее сложении вулканитам (Снежко, Потапенко, 2001). Долинонарзанная свита в различных разрезах имеет мощность от 180 до 600 м. Свита 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 сложена преимущественно серицит-хлоритовыми сланцами или сланцами с пачками метатуффитов. Мощность свиты варьирует в широких пределах (от 1100 до 500 м), что связывают с предурлешским размывом. Шиджатмазская свита на основании «общего геологического положения» так же, как и долинонарзанная свита, не смотря на то, что шиджатмазская свита залегает структурно и стратиграфически выше долинонарзанной, отнесена к верхнему рифею (Письменный и др., 2013).

Средняя часть разреза шиджатмазской свиты образована метапесчаниками, представляющими собой псаммитовые метатуфы, либо метатуффиты. Это преимущественно псаммитовые зеленые массивные, реже слабо рассланцованные породы. В туфопесчаниках присутствуют тонкие от 0,8 до 5–10 см линзы и прослои туфоалевролитов. Из массивных метаморфизованных туфопесчаников средней части разреза шиджатмазской свиты в точке с координатами $43^{\circ}42'18.78''$ с.ш., $42^{\circ}40'40.44''$ в.д. нами отобрана проба DN223A для выделения **dZr** для их последующего U–Th–Pb-изотопного датирования.

Зёрна **dZr** из пробы DN223A выделены и изучены по стандартной методике (Никишин и др., 2020) в ЦКП ЛХАИ ГИН РАН. U–Th–Pb изотопное датирование выполнено для 120 зёрен **dZr**. В 57 случаях аналитический сигнал позволил получить два значения возраста – для каймы и ядра, а в 11 случаях – три значения возраста, так что всего

получено 202 датировки. Из них 13 не кондиционны, а 189 использованы для построения гистограммы и кривой плотности вероятности (**КПВ**).

На **КПВ** проявлены пики 558, 631, 654, 680 и 730 млн лет. Минимальный возраст 544 ± 6 млн лет ($D1=0.2\%$, $D2=0.7\%$). Взвешенное среднее значение по 5 самым молодым значениям возраста – 548 ± 5 млн лет ($MSWD=0.2$), а по 10 самым молодым датировкам – 550 ± 4 млн лет ($MSWD=0.2$) (Рис.). Таким образом, получены надежные данные, позволяющие поставить под сомнение позднерифейский возраст шиджатмазской свиты. Результаты U–Th–Pb-изотопного датирования **dZr** из метатуфопесчаников средней части разреза шиджатмазской свиты ограничивают ее возраст снизу самым концом венда.

Исследования поддержаны РНФ (проект 23-27-00409, рук. Романюк Т.В.).

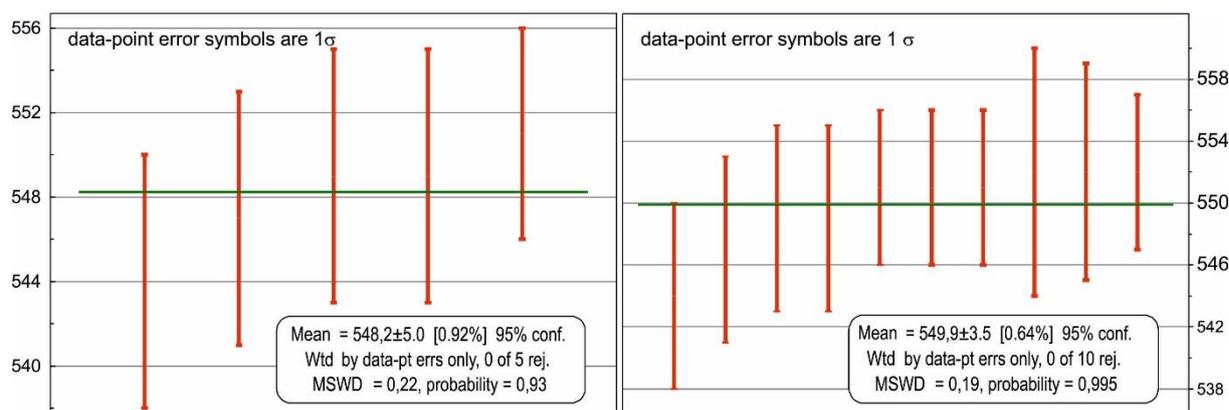


Рис. Средневзвешенные значения возраста, вычисленные по 5 (слева) и 10 (справа) значениям самых молодых возрастов **dZr** из метатуфопесчаников шиджатмазской свиты (проба DN223A), долина Нарзанов, **БК**.

Литература

Никишин А.М., Романюк Т.В., Московский Д.В., Кузнецов Н.Б., Колесникова А.А., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Ляпунов С.М. Верхнетриасовые толщи Горного Крыма: первые результаты U–Pb датирования детритовых цирконов // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 2020. № 2. С. 18–33.

Письменный А.Н., Пичужков А.Н., Зарубина М.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Серия Кавказская. Лист К-38-I, VII (Кисловодск). М.: МФ ВСЕГЕИ. 2013. 365 с.

Потапенко Ю.Я. Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Лист К-38-I. Кавказская серия. Ред. К.Н. Паффенгольц. М.: Недра, 1965.

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

Потапенко Ю.Я. Стратиграфия и структура додевонских комплексов Северного Кавказа. Тбилиси: КИМС. 1982. 168 с.

Разумовский А.А., Кузнецов Н.Б., Рязанцев А.В., Романюк Т.В. U–Pb изотопный возраст кварцевых диоритов Архызской офиолитовой ассоциации (Передовой хребет, Северный Кавказ) // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы. 2023. М.: ГЕОС. 2023. Т.2. С.141–144.

Снежко В.А., Потапенко Ю.Я. Особенности состава протерозойских вулканитов Хасаутского синклинория 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., Шарпёнок 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.

2.14 МЛРД ЛЕТ – ПЕРВЫЙ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЙ РЕПЕР В РАЗРЕЗЕ ЗАОНЕЖСКОГО ГОРИЗОНТА ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ

**А.В. Самсонов^{1,2}, А.В. Степанова², Е.Б. Сальникова^{3,2}, Ю.О. Ларионова^{1,2},
М.Ю. Гущина^{4,2}, К.Г. Ерофеева^{1,2,4}, Ю.В. Плоткина³**

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, e-mail: samsonovigem@mail.ru

²Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, e-mail: stepanov@krc.karelia

³Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, e-mail: katesalnikova@yandex.ru

⁴Институт геологии РАН, Москва, e-mail: dybree@yandex.ru

Геохронологическая характеристика палеопротерозойских осадочных разрезов является наиболее сложной и актуальной задачей стратиграфических исследований. В палеопротерозое произошли кардинальные изменения в эволюции экзосферы Земли – резкое увеличение содержания кислорода в атмосфере, изотопные экскурсы С, S, Mo (Reddy, Evans, 2009). Вопрос о точном возрасте и причинах этих изменений является предметом дискуссий. Одни исследователи предполагают глобальный характер событий (Bekker et al., 2006), другие рассматривают изменения как отражение асинхронных региональных процессов (Prave et al., 2022). Ключ к решению этих проблем – датирование осадочных толщ в палеопротерозойских осадочных бассейнах.

Палеопротерозойские осадочные комплексы хорошо сохранились лишь в нескольких структурах мира, в том числе в Онежской структуре (ОС), которая представляет наиболее крупный останец некогда обширного осадочного бассейна, сформировавшегося в среднем палеопротерозое на архейской коре Карельского кратона. В ОС открыты карбонаты с аномально тяжелым изотопным составом углерода (событие Ломагунди – Ятулий), эвапориты с сульфатами и залежами галита, шунгиты, фосфориты (Онежская, 2011, Melezhik et al., 2013, Blättler et al., 2018). Породы Онежской структуры слабо метаморфизованы, сохранили первичные структурные и текстурные характеристики и служат основой для построения детальной и хорошо обоснованной литолого-стратиграфической схемы среднего палеопротерозоя (надгоризонты ятулий и людиковий и их более дробные подразделения), которая была разработана в 70-х годах прошлого века и используется до сих пор (Онежская, 2011; Melezhik et al., 2013). Недостаток этой схемы – ее слабая геохронологическая обоснованность, поэтому принятые возрасты границ стратиграфических подразделений являются условными.

Средний палеопротерозой включает два крупных подразделения – ятулий (2.30–2.06 млрд лет) и людиковий (2.06–1.92 млрд лет). Терригенные отложения ятулия со стратиграфическим и структурным несогласием и местами с корами выветривания перекрывают породы архея и нижнего палеопротерозоя, включая сумийские вулканиты с возрастом около 2.45 млрд лет и сариолийские конгломераты с возрастом около 2.4 млрд лет (Онежская, 2011). Соответственно, принятая нижняя возрастная граница ятулия 2.3 млрд лет является условной. Силлы базитов в ОС датированные возрастными 1.96–2.00 млрд лет, служат верхним ограничением возраста. Для осадочных пород среднего палеопротерозоя получены всего две оценки изотопного возраста: 1) 2090 ± 70 млн лет – Pb–Pb изохронный возраст по карбонатам туломозерской свиты ятулия (Овчинникова и др., 2007) и 2) 2050 ± 50 млн лет – Re–Os изохронный возраст по высокоуглеродистым породам заонежской свиты людиковия (Hannah et al., 2008). Столь неопределенные возрастные характеристики разрезов оставляют открытыми вопросы реального времени накопления осадочных пород в ОС и положения в них «изотопно аномальных горизонтов», а также затрудняет корреляцию осадочных разрезов на Карельском кратоне с другими кратонами

мира. В докладе будут представлены первые результаты геохимических, изотопно-геохимических и U–Pb геохронологических исследований вулканогенно-осадочных пород заонежского горизонта людиковия по коренным обнажениям на северо-востоке Заонежского полуострова Толвуйской синклинали и по керну Онежской параметрической скважины (ОПС).

На северо-востоке Заонежского полуострова проведено изучение пород нижней части разреза заонежской свиты, перекрывающей доломиты туломозерской свиты и подстилающей горизонты высокоуглеродистых пород заонежской свиты. Вулканогенно-обломочные породы преобладают в этой части разреза и представлены туффитами пелитовой, реже псаммитовой размерности. Местами в породах сохранились горизонтально- и косослоистые текстуры. Минеральный состав пород сильно преобразован, что усложняет их петрографическую диагностику. Породы обогащены MgO (4–12%), Cr, Ni, имеют обедненные спектры легких РЗЭ и положительные Nb аномалии, и, вероятно, образовались при поступлении материала, близкого по составу к N-MORB, и являются геохимическими аналогами вулканитов и даек базитов MORB-типа с возрастом 2140–2110 млн лет, широко представленных на всей территории Карельского кратона (Stepanova et al., 2014). Прослойки обломочных пород редки. В их составе преобладает кварц (~95%), для которого характерно мозаичное погасание. Полевые шпаты и слюдястые минералы составляют 5% объема пород. Большая часть зерен полевых шпатов замещена карбонатом. Породам свойственно сочетание конформной и бластической структур. Отличительной особенностью состава обломочных пород являются высокие содержания SiO₂ (84–94%) и очень низкие концентрации всех несовместимых элементов, включая РЗЭ, суммы которых варьируют от 2.8 до 14 г/т.

В ОПС в интервале глубин 1223–1226 м среди углеродсодержащих пород заонежской свиты зафиксирован горизонт тонкослоистых пород, содержащий три прослоя, резко обогащенные цирконием (до 1300 ppm). Согласно первичной документации керна, изученный интервал отвечает средней части заонежской свиты, непосредственно подстилает горизонт высокоуглеродистых пород (Онежская, 2011). Мощность зон, обогащенных цирконием, не превышает 1.5 см, в их составе преобладают хлорит, альбит, кварц, титанит, апатит. По химическому составу породы характеризуются умеренными и низкими содержаниями SiO₂ (30–55 мас. %), высокими содержаниями MgO (до 21 мас. %), низкими содержаниями Ca, Na и K. Характерной особенностью является ярко выраженная деплетированность Sr и Eu и обогащение высокозарядными элементами, прежде всего Zr, Hf, Nb. Для двух образцов фиксируется слабое обогащение HREE ([Gd/Yb]_n=0.6). По всей вероятности, эти породы имеют туфогенное происхождение и могут относиться к метабентонитам. Обогащенные цирконием породы в пределах изученного горизонта содержат циркон. Из образца (ОРН-2068, глубина 1226 м) массой 25 г было выделено более 60 зерен морфологически однородного циркона, образующего идиоморфные призматические прозрачные бесцветные кристаллы с хорошо сохранившимися гранями и ребрами, размер которых изменяется от 20 до 200 мкм. Циркон характеризуется зональным строением и присутствием расплавных включений. Совокупность морфологических характеристик этого циркона позволяет предположить его поступление из однородного проксимального магматического источника. Для проведения U–Pb ID TIMS геохронологических исследований циркон был подвергнут предварительной химической абразии с высокотемпературным отжигом. Верхнее пересечение дискордии, рассчитанной для точек его изотопного состава, составляет 2134 ± 6 млн лет (СКВО=0.86) и совпадает с величиной конкордантного возраста 2144 ± 7 (СКВО=0.89). Близкие к нулю величины ϵ_{NdT} от –1.0 до +0.85 и Sm–Nd модельные возрасты T_{NdDM} от 2.27 до 2.47 млн лет указывают на резкое преобладание в изученных туфогенных породах ювенильного палеопротерозойского материала, возможно, с незначительной добавкой материала архейской коры.

Таким образом, U–Pb изотопный возраст циркона из туфогенных пород равный 2134 ± 6 млн лет является первой прямой оценкой возраста процессов накопления разреза

заонежской свиты людиковийского надгоризонта. Это требует пересмотра положения возрастной границы ятулия и людиковия, которая в настоящее время проводится по рубежу 2060 (2100) млн лет (Онежская, 2011).

Геохимические характеристики туфогенных пород заонежской свиты людиковия в сочетании с новыми геохронологическими и изотопными данными предполагают, что их накопление могло происходить в рифтогенных структурах на фоне растяжения литосферы Карельского кратона. В этом случае корректно сопоставлять заонежскую свиту ОС с морским ятулием (Ojakangas et al., 2001).

Новая оценка возраста дает дополнительные геохронологические ограничения для событий Шуньга и Ломагунди-Ятулий и может быть использована для корреляции с вещественно-геохимическими экскурсами в других структурах мира и оценки глобальности или локальности ответственных за них экзогенных событий.

Исследования выполнены при поддержке гранта РФФ 23-17-00260.

Литература

Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Мележик В.А и др. Pb–Pb возраст ятулийских карбонатных пород: туломозерская свита юго-восточной Карелии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15. № 4. С. 20–33.

Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минералогия) // Глушанин Л.В., Шаров Н.В., Щипцов В.В. (Отв. ред.). Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2011. 431 с.

Bekker A., Karhu J.A., Kaufman A.J. Carbon isotope record for the onset of the Lomagundi carbon isotope excursion in the Great Lakes area, North America // Precambrian Res. 2006. N. 148. № 1–2. P. 145–180.

Blättler C.L., Claire M.W., Prave A.R., et al. Two-billion-year-old evaporites capture Earth's great oxidation // Science. 2018. V. 360. № 6386. P. 320–323.

Hannah J.L., Stein H.J., Zimmermann A., et al. Re–Os geochronology of shungite: A 2.05 Ga fossil oil field in Karelia // Geochimica Cosmochim. Acta. 2008. № 72(12). P. A351.

Melezhik V.A., Hanski E.J. Palaeotectonic and Palaeogeographic Evolution of Fennoscandia in the Early Palaeoproterozoic // Reading the Archive of Earth's Oxygenation, Volume 1: The Palaeoproterozoic of Fennoscandia as Context for the Fennoscandian Arctic Russia – Drilling Early Earth Project Frontiers in Earth Sciences. / Eds. V.A. Melezhik, A.R. Prave, A.E. Fallick et al. Springer Berlin Heidelberg, 2013. P. 111–178.

Ojakangas R.W., Marmo J.S., Heiskanen K.I. Basin evolution of the Paleoproterozoic Karelian Supergroup of the Fennoscandian (Baltic) Shield // Sediment. Geol. 2001. V. 141–142. P. 255–285.

Prave A.R., Kirsimäe K., Lepland A., et al. The grandest of them all: the Lomagundi–Jatuli Event and Earth's oxygenation // J. Geol. Soc. London. 2022. V. 179. № 1.

Reddy S.M., Evans D.A.D. Palaeoproterozoic supercontinents and global evolution: correlations from core to atmosphere // Geol. Soc. London, Spec. Publ. 2009. № 323. P. 1–26.

Stepanova A.V., Samsonov A.V., Salnikova E.B., et al. Paleoproterozoic continental MORB-type tholeiites in the Karelian craton: petrology, geochronology and tectonic setting // J. Petrology. 2014. V. 55. P. 1719–1751.

АКТУАЛИЗИРОВАННАЯ СХЕМА СТРАТИГРАФИИ ОТЛОЖЕНИЙ РИФЕЯ КАМСКО-БЕЛЬСКОГО И СЕРНОВОДСКО-АБДУЛИНСКОГО АВЛАКОГЕНОВ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (ВОЛГО-УРАЛЬСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Н.Д. Сергеева¹, В.Н. Пучков², **Т.В. Карасева³**, С.А. Дьякова¹

¹ Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа, Россия, e-mail: riphey@ufaras.ru

² Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого Уро РАН, Екатеринбург, Россия, e-mail: puchkv2@mail.ru

³ Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия

На территории Волго-Уральской области (ВУО) отложения рифея распространены в пределах Камско-Бельского, Серноводско-Абдулинского и Рязано-Саратовского (Пачелмского) авлакогенов Восточно-Европейской платформы. При уточнении стратиграфической схемы рифея ВУО наряду с историко-геологической информацией использованы данные событийной стратиграфии, связанной с датированием магматических комплексов (Puchkov et al., 2021 и ссылки в этой работе), а также результаты изотопно-геохронологических (Козлов и др., 2003), микропалеонтологических и хемотратиграфических исследований осадочных пород (Сергеева и др. 2021 и ссылки в этой работе). При корреляции местных стратиграфических разрезов рифейских отложений (табл. 1) принята схема структурно-фациального районирования, предложенная в (Стратиграфическая..., 2000).

Основные предложения по изменению существующей схемы стратиграфии региона включают *вновь выделенные стратиграфические подразделения*: **сарапупльскую** подсерию (**RF_{1sr}**) в составе **сигаевской** (**RF_{1sg}**) и **костинской** (**RF_{1ks}**) свит в основании кырпинской серии нижнего рифея северной приосевой зоны Камско-Бельского авлакогена (см. табл. 1, колонка 4) со стратотипом в скв. 1 Сарапупльская (Козлов, Сергеева, 2010); **леузинскую свиту** (**RF_{3lz}**) в абдулинской серии верхнего рифея в восточной зоне Камско-Бельского авлакогена (см. табл. 1, колонка 7) со стратотипом в скв. 1 Леузинская (Козлов и др., 2003); **кипчакскую свиту** (**RF_{4kp}**) завершающего рифея в скв. 1 Кипчакская (Сергеева и др., 2021) в центральной зоне Камско-Бельского авлакогена (см. табл. 1, колонка 6), выделенную на основании датировки (734 млн лет) базальтов кипчакской свиты (Горожанин, 2009) и их корреляции с базальтами (709–732 млн лет) игонинской свиты аршинской серии завершающего рифея Уральского разреза.

Подразделения, стратиграфическое положение и статус которых пересмотрены. Разрез **кабаковской свиты** (мощностью более 1000 м) кырпинской серии нижнего рифея в скв. 1 Восточно-Аскинская предлагается в качестве **гипостратотипического**, т.к. в стратотипе (скв. 62 Кабаковская) свита имеет небольшую (91 м) мощность и недостаточно представлена керном. Изменено стратиграфическое положение **надеждинской свиты**, которая в Стратиграфической схеме 2000 г. относилась к кырпинской серии и располагалась между калтасинской и кабаковской свитами. Постепенный переход,

наблюдаемый между кабаковской и калтасинской свитами в скв. 1 Восточно-Аскинская, исключает подобное положение надеждинской свиты в разрезе рифея. Надеждинская свита, в составе которой отмечены эффузивы, сочтена (Козлов, 2009) аналогом машакской свиты среднего рифея Уральского стратотипа и отнесена к серафимовской серии среднего рифея (см. табл. 1, колонки 5 и 8).

Предлагается упразднить название местных стратиграфических подразделений: карачевская серия, кузякинская, курмашевская и зияшевская свиты, выделенные в скв. 20005 Карачевская (Аксенов и др., 1984) как самые древние образования рифея. По особенностям строения разреза и литолого-петрографического состава отложений, проявлению базальтоидного вулканизма и минералогическим признакам образования карачевской серии отвечают норкинской и ротковской свитам кырпинской серии (Козлов и др., 1995).

Общая стратиграфическая шкала		Корреляция местных стратиграфических разрезов						Стратиграфическая схема смежного региона
		Камско - Бельский авлакоген						
Акротеча	Оночтеча	Серноводско-Абдулинский авлакоген (восточная зона)		Северная приосевая зона		Центральная зона	Восточная зона	Серия
		Северо-восток	Юго-восток	Западная и северная прибортовых зоны	Северная приосевая зона			
650	Завертший (аршинин)	Возраст рубежей (млн лет)	скв. 1 М; 500 Лнд; 377 Сер; 20007 Сул; 18 Лен; 128 ТК;	скв. 59 и 740 Шкп; 183 и 203МА; 50 НУ	скв. 7000 Ар; 1 Ср; 27 Нд; 133 АП; 203 Б	скв. 4 АК; 100 КК; 1 Кпч; 1 ВА; 800 Срг; 5 Ших; 6 Ахм	Утопена (Козлов, 2009; Пучев, 2013; Сергеев, Пучов, 2022)	Южный Урал)
760	Верхний (картавий)	650	Приотовская свита 10-52 м Леонидовская свита 167-801 м Усинская свита 35-168 м Ольховская свита 45-105 м Тучавская свита 35-163 м Миняевская свита 59-105 м Калтагинская свита 59-105 м	Приотовская свита 211-278 м Леонидовская свита 1276 м	Приотовская свита 50-419 м Леонидовская свита 208-580 м Усинская свита 175-410 м Ольховская свита 137-615 м Тучавская свита 60-780 м	Кинчакская свита 80 м	Шумская свита 200-400 м Игонинская свита 300-800 м 707-732 Махмутовская свита 250-300 м Байнасская свита 330-400 м Усинская свита МСТ IV 180-400 м Миняевская свита МСТ V 300-800 м Инзерская свита МСТ III 400-700 м Катавская свита МСТ III 150-200 м	Арушнская
1030*	Средний (норматиний)	1030*	Серафимовская свита 45-105 м Тучавская свита 35-163 м Миняевская свита 59-105 м Калтагинская свита 59-105 м	Серафимовская свита 120-225 м Тучавская свита 90 м	Серафимовская свита 137-615 м Тучавская свита 60-780 м Надеждинская свита 43-244 м	Киринская свита 90 м	Миняевская свита МСТ I 1400-3000 м Авлянская свита МСТ II 1500-2000 м Зиталино-комаровская свита 1000-1200 м Зиталинская свита 250-400 м Машаская свита 2100-3000 м 1340-1368	Юрматинская
1400	Нижний (бурзиний)	1400	Миняевская свита 59-105 м Ротковская св. 34-303 м	Киринская свита 90 м	Киринская свита 90 м Калтагинская свита 605-1176 м	Каболовская свита 90 м	Байнаская свита 1200-1400 м Салтагинская свита 2000-2400 м МСТ I Анская свита 1700-2500 м 1752	Бурзинская
1800	Подстилающие образования	1800	Миняевская свита 59-105 м Ротковская св. 34-303 м	Киринская свита 90 м	Киринская свита 90 м	Каболовская свита 90 м	Байнаская свита 1200-1400 м Салтагинская свита 2000-2400 м МСТ I Анская свита 1700-2500 м 1752	Бурзинская

Изотопный возраст (млн лет): К-Аг метод – 1542; Rb-Sr метод – селадонита – 734; U-Pb метод: циркона – 1752; Re-Os метод: артилита – 1414; Pb-Pb метод – 900 карбонатов.

Таблица 1. Актуализированная схема стратиграфии отложений рифея Камско-Бельского и Серноводско-Абдулинского авлакогенов Волго-Уральской области.
 Названия разведочных площадей: АП-Азино-Пальниковская, Ар – Арланская, АК – Аслыкульская, Ахм – Ахмеровская, Б – Бедряжская, Бр – Бородулинская, ВА – Восточно-Аскинская, КБ – Кабаковская, Кар – Карачевская, Кпч – Кипчакская, КУ – Красноуольская, КК – Кушкульская, Лен – Ленинская, Лнд – Леонидовская, Лз – Леузинская, М – Морозовская, МА – Мензелино-Актанышская, Нд – Надеждинская, НУ – Новоурнянская, Ср – Сарапульская, Сер – Серафимовская, Срг – Сергеевская, Сул – Сулинская, ТК – Таткандызская, Ших – Шиханская, Шкп – Шаповская, ЮТ – Южно-Гавтимановская. Расшифровка сокращений: М – микрофоссилии, СТ – строматолиты, I-IV – комплексы строматолитов. Стратиграфические подразделения. AR-PR₁ – архей – нижний протерозой, V – венд, Pz – палеозой. Возраст рубежей (млн лет): 1030* – по (Стратиграфический ..., 2019).

Уточнение стратиграфии Волго-Уральской области имеет важное значение для познания закономерностей формирования крупных осадочных комплексов в пределах платформенных структур (авлакогенов) и разработке стратегии поисков углеводородов.

Исследования выполнены в рамках научно-исследовательских работ Института геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, г. Уфа (тема государственного задания FMRS-2022-0013) и Института геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург (тема государственного задания АААА-А19-119072990020-6).

Литература

Аксенов Е.М., Баранов В.В., Кавеев И.Х. и др. Новые данные по верхнему докембрию востока Русской плиты // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 7. С. 144–147.

Горожанин В.М. Rb–Sr датирование неопротерозойских вулканитов по поствулканическому селадониту скважины Кипчак 1, Серноводско-Абдулинский авлакоген // Изотопные системы и время геологических процессов: Мат-лы IV Российской конф. по изотопной геохронологии. СПб, 2009. С.145–147.

Козлов В.И. Об объеме и возрасте некоторых стратонов рифея западного Башкортостана // Бюллетень Региональной межведомственной стратиграфической комиссии по центру и югу Русской платформы. Вып.4. М.: РАЕН, 2009. С. 30–39.

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 / УНЦ РАН, ООО «ИК БашНИПИнефть», ИГГД РАН. Уфа, 2003. 40 с.

Козлов В.И., Муслимов Р.Х., Гатиятуллин Н.С., Генина Л.А., Сергеева Н.Д., Ларионов Н.Н., Михайлов П.Н., Баранов В.В. Верхний докембрий восточных районов Татарстана и перспективы его нефтегазоносности. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1995. 218 с.

Козлов В.И., Сергеева Н.Д. Нижний рифей северных районов Волго-Уральской области // Геология и нефтегазоносность северных районов Урало-Поволжья. Сб. мат-в Всерос. науч.-практ. конф., посвященной 100-летию со дня рождения проф. П.А. Софроницкого / Перм. гос. ун-т. Пермь, 2010. С.45–49.

Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Сергеева Н.Д. Новое в стратиграфии стратотипического разреза рифея // Общая стратиграфическая шкала России: состояние и перспективы ее обустройства: Матер. Всерос. конф. М.: ГИН РАН, 2013. С. 70–72.

Сергеева Н.Д., Пучков В.Н. Региональная стратиграфическая схема отложений верхнего и завершающего Рифея и Венда Южного Урала (ПРОЕКТ 2022) // Геологический вестник. 2022. № 2. С. 3–14.

Сергеева Н.Д., Пучков В.Н., Карасева Т.В. Верхний протерозой (рифей, венд) Волго-Уральской области в параметрических и глубоких скважинах. Уфа: Книга-Принт, 2021. 196 с.

Стратиграфическая схема рифейских и вендских отложений Волго-Уральской области / В.И. Козлов, Е.М. Аксенов, Н.Д. Сергеева и др. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2000. 2 л.

Стратиграфический кодекс России. Издание третье, исправленное и дополненное. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2019. 96 с.

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.

**ПОЛОСЧАТЫЕ ЖЕЛЕЗИСТЫЕ КВАРЦИТЫ
КАК АРХИВ ТЕКТОНО-ТЕРМАЛЬНОЙ ИСТОРИИ
(НА ПРИМЕРЕ КОСТОМУКШСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО КОМПЛЕКСА)**

А.И. Слабунов^{1,*}, Н.С. Нестерова¹, А.В. Кервинен¹, О.А. Максимов¹, П.В.Медведев¹

¹Институт геологии ФГБУН Федерального исследовательского центра "Карельский научный центр
Российской академии наук", Петрозаводск

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

Оценка истории становления осадочных пород крайне важна для стратификации любых, в том числе архейских зеленокаменных комплексов. Особенно это интересно по отношению к таким уникальным осадочным породам как полосчатые железистые кварциты (banded iron formation – BIF), которые формировались только в докембрии.

Среди акцессорных минералов, которые встречаются в BIF, циркон – главный минерал-геохронометр – устанавливается далеко не всегда, но это не относится к большей части BIF Костомукшского зеленокаменного пояса (КЗП) Карельского кратона.

Циркон в осадках имеет обычно детритовую природу и его изучение позволяет, прежде всего, реконструировать состав пород в области сноса. При этом по наиболее молодым зернам циркона можно оценить верхнюю границу процесса осадконакопления. Однако, если осадочные породы метаморфизованы, то критически важно найти способы разделения детритового и метаморфогенного циркона, а также установить прямые геологические индикаторы верхней возрастной границы осадконакопления (например, секущие полосчатость дайки или иные интрузии).

BIF КЗП относятся к Алгома-типу и входят в состав четырех разновозрастных ассоциаций: с мезоархейскими (2.87–2.84 млрд лет (Ga)) базальт-коматиитами контоксской серии – BIF-1, с мезо-наорхейскими (2.8–2.79 Ga) кислыми вулканитами шурловаарской свиты – BIF-2, неоархейскими (2.76–2.74 Ga) граувакками и кислыми вулканитами костомукшской свиты – BIF-3 и с неоархейскими граувакками сурлампинской свиты – BIF-4. Циркон найден во всех изученных пробах из BIF-1-3, но пока не установлен в BIF-4, поэтому геохронологические исследования (SHRIMP-II или LA-ICP-MS) были проведены только в BIF-1-3 (Слабунов и др., 2022, 2023, Slabunov et al., 2023).

Анализ строения кристаллов циркона из BIF указывает на существование зерен с ядрами, наличие нескольких генераций кайм, но в каждой из ассоциаций есть и свои особенности.

Из BIF-1 (рувинваарская свита контоксской серии), представленного (гранат)-амфибол-биотитовым магнетитовым кварцитом с относительно низким содержанием Fe и крайне высоким – SiO₂, Al₂O₃, TiO₂, Zr (Слабунов, 2023), выделено более 200 зерен циркона и получено методом LA-ICP-MS 116 U–Th–Pb датировок возраста (Слабунов и др., 2023). По результатам оценки ²⁰⁷Pb–²⁰⁶Pb возраста (T_{Pb}) циркона из BIF-1 выделяется три возрастных кластера. T_{Pb} циркона первого кластера, которые рассматриваются как детритовые, варьирует в пределах 2.86–2.83 Ga, второго (резко преобладают в выборке) – ранние метаморфогенные – 2.79–2.68 Ga, T_{Pb} третьего – поздние метаморфогенные – 1.89–1.83 Ga. Аналитические точки первого (детритового) кластера образуют компактное поле, что позволяет оценить его конкордантный возраст (T_c) в 2837±5 млн лет (Ma). Аналитические точки второго кластера образуют дискордию, что позволяет оценить их U–Pb возраст по верхнему пересечению в 2748±7 Ma. Th/U отношение в цирконах варьирует 0.13–2.27, его корреляция с морфологическими особенностями и оценками возраста не отмечено.

Из BIF-2 (шурловаарская свита) изучен циркон из двух проб представленных амфиболовым и амфибол-биотитовым магнетитовым кварцитом с умеренно низким содержанием Al₂O₃, TiO₂, Zr (Слабунов, 2023). Из одной пробы BIF-2 выделено около 200 зерен циркона и получено 117 датировок (LA-ICP-MS). Часть зерен характеризуется хорошо проявленной осцилляционной зональностью, другие достаточно однородны. Признаков окатанности нет. По результатам оценки T_{Pb} циркона выделяется три кластера.

T_{Pb} первого, который рассматривается как детритовый, – 2.81–2.79 Ga, второго (резко преобладает и рассматривается как ранний метаморфогенный) – 2.78–2.65 Ga, третьего (поздние метаморфогенные) – 2.41 Ga. Циркон раннего метаморфогенного кластера составляет 95 % всей выборки и его аналитические точки образуют дискордию, что позволяет оценить U–Pb возраст этой популяции по верхнему пересечению дискордии в 2725 ± 6 Ma. Th/U отношение в цирконе первого кластера варьирует 0.36–0.67, во втором – 0.1–1.09 (в среднем – 0.48), третьего – 0.31.

Из второй пробы BIF-2 было выделено 60 зерен и получено (SHRIMP-II) 13 определений возраста. Циркон представлен зернами призматического габитуса с тонкой осцилляторной зональностью. Признаков окатанности нет. Th/U отношение в цирконе 0.17–0.90. T_{Pb} циркона в этой пробе BIF-2 варьирует в узком диапазоне 2.75–2.70 Ga и их T_c возраст оценивается в 2734 ± 3.5 Ma. Таким образом в обеих пробах BIF-2 доминирует метаморфогенный циркон с возрастом 2.73 Ga.

Из BIF-3 (костомукшская серия) изучен циркон из трех проб, сложенных (гранат)-биотит-амфиболовым магнетитовым кварцитом с относительно низким содержанием SiO_2 , Al_2O_3 , Zr (Слабунов, 2023). В одной из них выделено более 150 зерен циркона, из которых 113 датировано (LA-ICP-MS). По результатам анализа T_{Pb} цирконов среди них выделяется 4 возрастных кластера: 2.91, 2.72 (2.8–2.7), 2.66 и 2.45 Ga. T_{Pb} первого кластера, рассматриваемого как детритовый – 2910 ± 12 Ma. Среди зерен второго кластера по особенностям морфологии выделяются две группы: первая – преимущественно с осцилляторной зональностью – имеет возраст 2753 ± 4 Ma и интерпретируется как детритовая. Вторая рассматривается как ранняя метаморфогенная и ее возраст – 2720 ± 2.9 Ma. T_c циркона третьего кластера – 2652 ± 5 Ma, Th/U отношение в их 0.01–0.7 (среднее – 0.11), что существенно отличает этот циркон от остальных. Он интерпретируется как метаморфогенный, синхронный с образованием граната. Четвертый кластер представлен лишь двумя палеопротерозойскими (2.56 и 2.45 Ga) зернами. Метаморфогенные цирконы с возрастом моложе, чем суб-синхронные с осадконакоплением и вулканизмом неогархейские (2.74–2.76 млрд лет) кислые вулканы (Слабунов и др., 2021), составляют 88 % выборки цирконов из этой пробы BIF-3.

Из другой пробы (отобранной в Корпангском карьере) было выделено около 200 зерен, 16 из которых датированы (SHRIMP-II, 21 аналитическая точка). По результатам оценки T_{Pb} циркона среди них выделяется три кластера, первый из них представлен лишь одним зерном с возрастом 2914 ± 7 Ma. Возраст циркона второго кластера 2.74–2.72, третьего – 2.64–2.62 Ga. Аналитические точки циркона второго и третьего кластером образуют дискордии, по верхнему пересечению которых их U–Pb возраст оценивается в 2732 ± 5 и 2639 ± 7 Ma, соответственно. Th/U отношения в цирконе первого кластера 0.74, второго – 0.22–0.9 (до 2.47), третьего – 0.17–0.51.

Основные выводы

Проведенные исследования цирконов из BIF Костомукшского зеленокаменного пояса позволяют сделать ряд важных выводов для понимания возможностей использования этих данных для оценки возраста и условий формирования осадочных пород:

(1) в BIF – этих метаморфизованных хемогенно-осадочных с примесью детритового вещества породах – может: (а) присутствовать как детритовый, так и метаморфогенный циркон, (б) присутствовать только метаморфогенный циркон, (в) отсутствовать циркон;

(2) метаморфогенный циркон, который моложе возраста становления вмещающих BIF породы, как правило, преобладает и часто имеет структурные (призматические кристаллы с осцилляторной зональностью) и геохимические (Th/U отношение) характеристики больше присущие магматогенному циркону;

(3) изучение детритового циркона позволяет уточнить особенности источников формирования BIF. На примере КЗП показано, что BIF-1 и BIF-2 формировались в бассейнах осадконакопления, куда поступал только местный детритовый материал, а при становлении наиболее рудоносной ассоциации BIF-3 в бассейн наряду с местным, попадал

и экзотический материал, при формировании ВIF-4 бассейн в наименьшей степени засорялся терригенным материалом;

(4) циркон из ВIF с примесью детритового вещества обладает большей, чем из других окружающих его пород, чувствительностью к тектоно-термальным процессам. На примере ВIF КЗП, показано, что комплекс претерпел неоднократные как в архее (2.72 и 2.64 Ga), так и в палеопротерозое (2.45–2.2 и 1.85 Ga) метаморфические преобразования, причем архейские имеют сквозное развитие, палеопротерозойские проявлены локально.

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

Литература

Слабунов А.И. Архейские железистые кварциты Карельского и Бунделкхандского кратонов: геохимия, геохронология и геодинамические условия формирования // Материалы X международного совещания «Литогенез и минерогенез осадочных комплексов докембрия и фанерозоя Евразии». Воронеж. 2023 (в печати).

Слабунов А.И., Кервинен А.В., Нестерова Н.С. Егоров А.В., Максимов О.А., Медведев П.В. Полихронная история формирования неоархейских полосчатых железистых кварцитов главной рудной толщи Костомукшского зеленокаменного пояса: возраст цирконов и акцессорные минералы // Труды Карельского научного центра РАН. 2022. № 5. С. 139–143

Слабунов А.И., Кервинен А.В., Нестерова Н.С. Егоров А.В., Максимов О.А., Медведев П.В. Главные эпизоды формирования полосчатых железистых кварцитов Костомукшского зеленокаменного пояса (Карельский кратон): данные U–Th–Pb датирования циркона // Труды Карельского научного центра РАН. 2023. № 2. С. 5–22

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. 2023. doi:10.1080/00206814.2023.2248501.

РЕЗУЛЬТАТЫ U–PB (LA–ICP–MS) ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ДОКЕМБРИЙСКОГО РАЗРЕЗА БОЛЬШЕЗЕМЕЛЬСКОГО МЕГАБЛОКА ФУНДАМЕНТА ПЕЧОРСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

А.А. Соболева¹, В.Л. Андреичев¹, Е.Г. Довжикова², В.Б. Хубанов³, И.Д. Соболев⁴

¹Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, e-mail: aa_soboleva@mail.ru

²Ухтинский государственный технический университет, Ухта, e-mail: dovzh57@yandex.ru

³Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ, e-mail: khubanov@mail.ru

⁴Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, e-mail: sobolev_id@mail.ru

Терригенные породы верхней части докембрийского разреза Большеземельского мегаблока фундамента Печорской синеклизы вскрыты рядом скважин (4-Сандивей, 63-Возей, 90-Возей, 1-Ронаель, 11-Ронаель, 2-Чаркаю-Лунывож, 1-Баган, 10-Южный Баган и др.) в интервале глубин 3.5–4.5 км. Они представлены полимиктовыми красноцветными и сероцветными ритмичнослоистыми алеволитами, песчаниками, гравелитами, конгломератами, часто с примесью вулканического материала, прослоями туфов кислого и смешанного состава, и объединены Л.Т. Беляковой (Белякова, 1983) в сандивейскую свиту верхнего венда (вулканогенную молассу) со стратотипом в скв. 90-Возей в интервале глубин 3475–3945 м. Мощность свиты более 450 м. В скважинах 2-Чаркаю-Лунывож, 1-Ронаель, 4-Сандивей и 63-Возей сандивейская свита с угловым несогласием залегает на вулканических породах (Белякова и др., 2008), возраст которых соответствует концу позднего рифея–началу венда (Государственная., 2013, Государственная., 2015, Соболева и др., 2023), или эдиакарию. Поздневендский возраст сандивейской свиты был принят условно, так как отсутствовали находки фауны. В связи с этим для корректировки вероятного времени

седиментации входящих в ее состав обломочных пород мы произвели U–Pb (LA–ICP–MS) датирование зерен детритового циркона из песчаников, вскрытых в призабойных частях скважин 1-Баган (инт. 4384–4385 м) и 10-Южный Баган (инт. 4549–4550 м) (рис. 1), пробуренных в южной части Большеземельского мегаблока на междуречье Усы и Колвы.

В результате проведенных исследований установлено, что в обоих образцах песчаников присутствуют зерна циркона, имеющие возрасты в диапазоне от архея до раннего ордовика с резким преобладанием зерен с позднекембрийскими датировками (рис. 2). Полученные данные однозначно свидетельствуют о том, что рассматриваемые обломочные породы сформировались не в докембрии, а в палеозое, не ранее тремадокского века раннего ордовика. Следовательно, скважины 1-Баган и 10-Южный Баган, вероятнее всего, не вышли из нижнего ордовика в доордовикский фундамент, и мощность ордовикских пород в Большеземельском мегаблоке больше, чем предполагалось ранее.

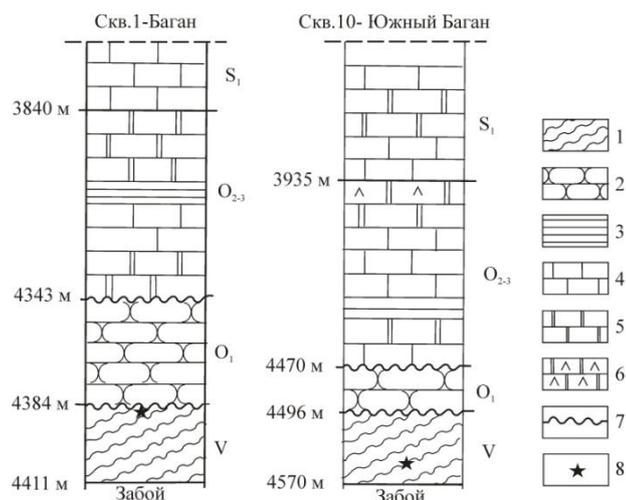
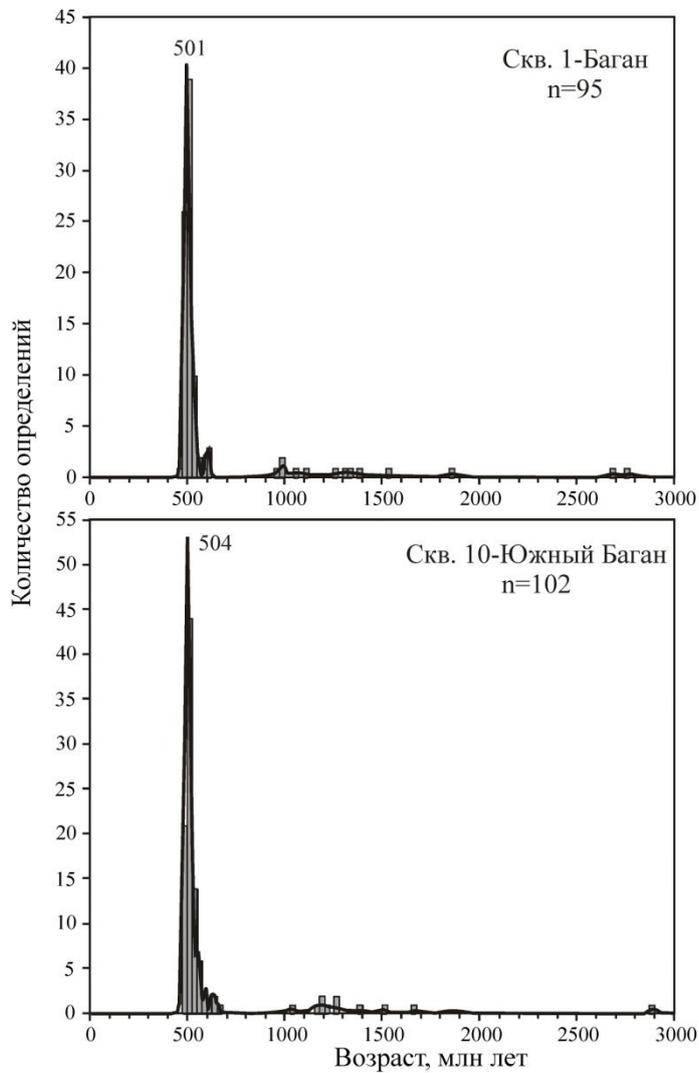


Рис. 1. Разрезы скважин 1-Баган и 10-Южный Баган. 1 – глинистые сланцы, 2 – песчаники, 3 – аргиллиты, 4 – известняки, 5 – доломиты, 6 – глинистые доломиты, 7 – перерыв в осадконакоплении, 8 – место отбора проб.

По величинам Th/U отношения (0.2–1.8) в датированных зернах циркона и присутствию в изученных песчаниках заметного количества обломков кремнекислых вулканитов, гранитоидов, зерен кварца, калиевого полевого шпата и плагиоклаза, а также учитывая полученные распределения цирконовых возрастов, можно предположить, что главными источниками детритовых цирконов были магматические породы, формировавшиеся в эдиакарии–раннем ордовике. Согласно одной из современных концепций тектонического развития Тимано-Североуральского региона (Кузнецов и др., 2007), в это время на рассматриваемой территории происходило становление позднеэдиакарско–раннекембрийского коллизийного орогена Протоуралид-Тиманид, спаявшего Балтику и Арктиду, затем его коллапс, и практически сразу в кембрии началась деструкция образовавшегося композитного континента Аркт-Европа. В среднем кембрии на его уральском краю сформировалось предрифтовое поднятие, сменившееся в позднем кембрии–раннем ордовике континентальным рифтогенезом. Тектонические процессы сопровождались сопряженным магматизмом.

Таким образом, результаты датирования зерен детритового циркона показали, что терригенные породы, вскрытые глубокими скважинами 1-Баган и 10-Южный Баган, не относятся к верхам докембрийского разреза фундамента, а представляют нижнюю часть палеозойского чехла Печорской синеклизы.

Работа выполнена по теме НИР ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН «Глубинное строение, геодинамическая эволюция, взаимодействие геосфер, магматизм, метаморфизм и изотопная геохронология Тимано-Североуральского литосферного сегмента». Геохронологические определения проведены в ЦКП «Геоспектр» ГИН СО РАН (Улан-Удэ), исследования катодолюминесценции циркона – в ЦКП «ИГЕМ-Аналитика» (аналитик Т.И. Голованова) по госзаданию ИГЕМ РАН.



Эратема Эра	Период Система	Отдел Эпоха	Возраст, млн лет	Число зерен циркона	
				Скв. 1-Баган n=95	Скв. 10-Ю. Баган n=102
Палеозойская	Ордовикская	Нижний	470.0±1.4	3	—
			477.7±1.4	3	2
			485.4±1.9	16	13
	Кембрийская	Фуронгский	~ 497	25	29
		Миалингский	~ 509	17	20
		Отдел 2	~ 521	9	12
Неопротерозойская		Терреновский	538.8±0.2	9	13
		Эдиакарий	~ 635	—	2
		Криогений	~ 720	3	—
		Тоний	1000	7	9
Мезопротерозойская			1600	1	1
Палеопротерозойская			2500	2	—
Неоархейская			2800	—	1
Мезоархейская			3200	—	—

Рис. 2. Распределения U-Pb возрастов зерен детритового циркона из песчаников сандивейской свиты, вскрытых скв. 1-Баган и 10-Южный Баган. Возраст границ по: (<http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2023-04.pdf>).

Литература

- Белякова Л.Т. Стрoение фундамента Ижма-Печорской впадины и Большеземельского блока // Верхний докембрий Севера европейской части СССР. Сыктывкар, 1983. С. 72–75.
- Белякова Л.Т., Богацкий В.И., Богданов Б.П., Довжикова Е.Г., Ласкин В.М. Фундамент Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна. Ухта: ГУП РК ТП НИЦ. 2008. 288 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист Q-40 (Печора). Объяснительная записка. СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. 365 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Мезенская серия. Лист Q-39 (Нарьян-Мар). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2015. 517 с.

Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоратина О.В., Герцева М.В., Андреичев В.Л., Дорохов Н.С. Доуральская тектоническая эволюция северо-восточного и восточного обрамления Восточно-Европейской платформы. Ст.2. // Литосфера. 2007. №1. С.32–45.

Соболева А.А., Хашимова Ю.В., Андреичев В.Л., Довжикова Е.Г., Адамская Е.В., Львов П.А. Эдиакарский вулканизм Большеземельской зоны фундамента Тимано-Печорской плиты // Материалы VI Всерос. науч. конф. «Геодинамика и минерагения Северной Евразии». Улан-Удэ, 2023. С. 491–493.

НИЖНИЕ ГРАНИЦЫ ВЕНДА И ЭДИАКАРИЯ: АЛЬТЕРНАТИВА ВЫБОРА

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

История выделения и обоснования вендской системы широко известна (Соколов, 2013), она тесно связана с философскими представлениями Б.С. Соколова о том, что все геологические системы историчны, т.е. они всегда геодинамически определенные осадочные системы. В обоснование выделения позднедокембрийских стратиграфических систем венда и эдиакария были положены разные критерии: 1) серия отложений платформенного типа Восточно-Европейской платформы, залегающая непосредственно стратиграфически ниже кембрийских отложений (Соколов, 1952), с ледниковыми отложениями под её базальной частью, или с включением «варангерского» (лапландского) гляциогоризонта в базальную часть серии (Соколов, 2013, с. 26); 2) основание пачки постледниковых карбонатных «трансгрессивных» отложений – «венчающих карбонатов» (Чумаков и др., 2013а), «покровных доломитов», «кэп-доломитов» (CD). Литотип «кэп-карбонатов» – формация Нуккалина в Ю. Австралии (Cloud, Glaessner, 1982; Knoll et al., 2006; Gehling, Droser, 2012).

Точке отсчета начала эдиакарской системы была посвящена статья об «очевидности» завершения позднекриогенского (Маринонского) оледенения «всеобщим» подъемом уровня Мирового океана и его трансгрессией на континенты (Cloud, Glaessner, 1982; Knoll et al., 2006). Убежденность исследователей не была поколеблена тем, что постгляциальные карбонатные «трансгрессивные» отложения терминального протерозоя в разных районах мира имели разное строение и «архитектуру». Например, пачка кэп-доломитов формации Найбург в Северной Норвегии имеет очень незначительную толщину и распространена локально (Edwards, 1984), также как, кэп-доломиты пачки Наккалина над тиллитом Элатина в хр. Флиндерс Ю. Австралии (Gehling, Droser, 2012) и аналогичные постледниковые доломиты кумахулахской свиты на Алданской плите. Баракунская и голоустенская свиты Патомского нагорья и Прибайкалья (Чумаков и др. 2013б), формация доушаньто в Ю. Китае (Jiang et al., 2011), которые также рассматриваются как «венчающие карбонаты», представляют огромные окраинно-континентальные карбонатные осадочные бассейны. Разное происхождение и возраст постмаринонских карбонатных пачек было показано в (Чумаков и др, 2013а; Sovetov, 2011; Romanov et al. 2021.), что ставит проблему альтернативности выбора нижней границы эдиакария.

Доломиты, связанные с позднекриогенским (маринонским) оледенением в Присяянском прогибе, установлены на трех стратиграфических уровнях марнинской свиты: 1) в *карачетуйской* пачке, 2) в *чёрнинской* и одновременной ей *тыгнейской* пачках, 3) в

озеркинской пачке. *Каранчетуйская* и синхронная *нерсинская* пачки – доледниковые и образовались при таянии вечной мерзлоты (пермафроста) в непостоянных речных руслах и прудах (Советов, Соловецкая, 2021). Прудовые прерывистые доломитовые строматолитовые слои сантиметровой и, реже, дециметровой толщины, парагенетически связаны с аллювием термокарстовой пролювиально-флювиальной системы (Sovetov 2011).

Чёрнинская пачка представлена в стратотипической местности (приустьевая часть притока р. Уда – р. Чёрная и правый берег р. Уда в 1 км ниже устья речки Уляха) рыжевато-серыми и палево-серыми, с поверхности, тончайшеслоистыми (биостромовыми?) доломитами с плитчатой или массивной отдельностью. В 1 км ниже устья реч. Уляха на правом берегу р. Уды обнажён нижний контакт *чёрнинской* пачки с чёрным диамиктитом (тиллитом) уляхской пачки марнинской свиты (Советов, Комлев, 2005; Sovetov, 2011). Диамиктиты представляют в этом разрезе завершающую часть позднекриогенской (ранневендской) морены с кривассами и озами (Sovetov, 2011). Именно такое строение абляционных морен фиксирует завершение оледенения, и перекрывающую *чёрнинскую* пачку тончайшеслоистых доломитов можно называть «покровными доломитами» (sardolomite – CD). В этом разрезе пачка «покровных доломитов» вскрыта не полностью (до 4 м) и имеет характерные деформационные текстуры взрывного подъема метана при разрушении газогидратов. В устье р. Чёрная пачка «покровных доломитов» увеличивается до 10 м и включает слои темно-серых битуминозных доломитов с биостромовым строением. На правом берегу р. Уда, в 1–2 км ниже руч. Тыгней, вскрыта *тыгнейская* пачка чёрных аргиллитов (Советов, Комлев, 2005, Sovetov, 2011), содержащая редкие слои (2–10 см) палево-серых (на поверхности) тончайшеслоистых доломитов, которые имеют текстурное и структурное сходство с доломитами *чёрнинской* пачки. *Тыгнейская* пачка залегает на тиллитах *уляхской* пачки, а один из доломитовых слоев сингенетично деформирован дегазацией.

Постгляциальные кэп-карбонаты (CD), к которым отнесены тончайшеслоистые долостоуны *чёрнинской* и *тыгнейской* пачек, образовались в континентальных водоемах: наледных прудах-озёрах с ледяными берегами. Эти водоемы на первой стадии эволюции были изолированы от кластического материала, который могли принести талые воды, и стали ловушками только эоловой пыли. Стоячие водоемы были идеальной щелочной средой для расцвета микробиальной биоты и образования тончайшеслоистых чёрных аргиллитов и доломитового микрита, либо только долмикрита (пачка Нуккалина в Ю. Австралии). Аргиллиты отождествлялись с «криоконитом» (Советов, Соловецкая, 2021). На второй стадии эволюции наледных прудов-озер появились источники кластического материала и последовательное отложение: тонкослоистых алевритов, чередование тонкослоистого алеврита и песка, песка с проградацией от мелкого до крупного песка, (величины слоев – от ламин до массивных) с отдельными гальками и валунами. По архитектуре – это типичные фэн-дельты, которые сменяются вверх постледниковыми наземными гляциофлювиальными конусами выноса – верхняя часть *плитнинской* (*красовской*) пачки марнинской свиты (Советов, Соловецкая, 2021; Sovetov, 2011).

Третий стратиграфический уровень накопления постгляциальных карбонатных отложений представлен типичной морской карбонатной системой, которая образовалась сразу после накопления гляциофлювиальных отложений верхней части *плитнинской* (*красовской*) пачки. Морская карбонатная система здесь выделена в *озеркинскую* пачку марнинской свиты со статусом «кэп-доломитов» (Советов, Комлев, 2005; Sovetov, 2011). Статус этой карбонатной системы в качестве «покровных доломитов» принимался по стратиграфическому положению (выше тиллитов и гляциофлювиалов) и по геохимии – отрицательной изотопной аномалии $\delta^{13}\text{C}$. Убежденность подкреплялась сопоставлением озеркинских доломитов с чёрнинскими доломитами, залегающими непосредственно на тиллите *уляхской* пачки (Sovetov, 2011). *Озеркинская* пачка была изучена детально в береговых обнажениях р. Уда на её отрезке между притоками р. Марня и р. Бол. Айса. В целом, отложения *озеркинской* пачки представляют собой карбонатный рамп. Аналогичный

одновозрастный карбонатный рамп представлен отложениями нижней части голоустенской свиты байкальской серии в Прибайкальском прогибе (Kuznetsov et al., 2013) и баракунской свиты Патомского прогиба (Чумаков и др. 2013б), которые составляют единый пояс ранневендской пассивной окраины Сибирского кратона (Romanov et al. 2021). Образование карбонатных рампов связано с эвстатическим подъемом уровня океана, что можно объяснить повсеместным таянием ледников позднекриогенской эпохи Марино и началом постледниковой эпохи.

Озеркинский карбонатный рамп от побережья к нижней части берегового склона сложен разнообразными отложениями: строматолитовыми биогермами, карбонатными и песчано-карбонатными валами («песчаными волнами») и подводными дюнами, косослоистыми доларенитовыми сериями течения и волнения, ламинитовым течениевым и микробильным доломитовым микритом обстановки ниже действия штормовых волн. Образование карбонатного рампа и относительно глубоководных обстановок началось вместе с региональной трансгрессией моря на Сибирскую платформу. Вертикальная последовательность литофаций от ламинитовых долмикритов к волновым долмикритам а затем – биогермам и доларенитовым дюнам отображает латеральную проградацию всей системы на ЮЗ. Прилегание рампа к фундаменту Сибирской платформы маркировано примесью полевошпат-кварцевого обломочного материала в карбонатных отложениях. Прекращение рампового карбоната накопления и регрессия морского бассейна произошли резко, с перерывом и глубоким врезанием (локальные промоины до нескольких метров) *огнитской* пачки ортокварцитов в карбонатные отложения. В целом, озеркинский карбонатный рамп соответствует отдельной стратиграфической секвенции и, по масштабу, может быть маркирующей корреляционной системой с собственным наименованием, например, доломиты эвстатического подъема уровня океана (ED). Что предпочесть в качестве нижней границы позднедокембрийской терминальной геологической системы (эдиакария): 1) кэп-доломиты (CD) эфемерных наледных прудов-озер, как принято (Knoll et al., 2006, Gehling, Droser, 2012) или 2) карбонатные морские отложения (ED) постледникового подъема уровня Мирового океана и трансгрессии моря (Чумаков и др. 2013 б)?

Литература

Советов Ю.К., Комлев Д.А. Тиллиты в основании оселковой серии Присяня и положение нижней границы венда на юго-западе Сибирской платформы. Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. № 1. С. 3–34.

Советов Ю.К., Соловецкая Л.В. Венд и эдиакарий северо-западного Присяня: литостратиграфия и границы // Стратиграфия верхнего докембрия: проблемы и пути решения: Материалы VII Российской конференции по проблемам геологии докембрия (г. Санкт-Петербург, 21–24 сентября 2021 г.). СПб: Свое изд-во. 2021, С. 180–183.

Соколов Б.С. Вендская система в Общей стратиграфической шкале России (Приложение к сборнику статей конференции «Общая стратиграфическая шкала России: состояние и перспективы обустройства». Москва, 23-25 мая 2013 г.). Москва: Изд.-во ГИН РАН, 2013. 48 с.

Соколов Б.С. О возрасте древнейшего осадочного покрова Русской платформы // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1952. № 5. с. 21–31.

Чумаков Н.М., Покровский Б.Г., Маслов А.В. Стратиграфическое положение карбонатных пород, связанных с неопротерозойскими ледниковыми горизонтами Урала. // Стратиграфия. Геол. корреляция, 2013а. Т.21. № 6. С. 1–21.

Чумаков Н.М., Семихатов М.А., Сергеев В.Н. Опорный разрез вендских отложений юга Средней Сибири. Стратиграфия. Геол. Корреляция. 2013б, Т. 21. № 4. С. 26–51.

Cloud P., Glaessner M.F. The Ediacaran Period and System: Metazoa inherit the Earth. // Science. 1982. V. 218. P. 783–792.

Edwards M.B. Sedimentology of the Upper Proterozoic glacial records, Vestertana Group, Finnmark, North Norway. Norges geologiske undersøkelse (NGU), Bulletin 394, Trondheim. Norway, 1984. 76 p.

Gehling J.G., Droser M.L. Ediacaran stratigraphy and the biota of the Adelaida Geosyncline, South Australia // Episodes. 2012. V. 35. № 1. P. 236–246.

Jiang G., Shi X., Zhang S., Wang Y., Xiao S. Stratigraphy and paleogeography of the Ediacaran Doushantuo Formation (635–551 Ma). Gondwana Research, 19, 2011, p. 831–849.

Knoll A.H., Walter M.R., Narbonne G.M., Christie-Blick N. The Ediacaran Period: a new addition to the geologic time scale // Lethaia. 2006. V. 39. P. 13–30.

Kuznetsov A.B., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., Letnikova E.F., Kaurova O.K., Konstantinova G.V.. Age constraints on the Neoproterozoic Baikal Group from combined Sr isotopes and Pb-Pb dating of carbonates from the Baikal type section, southeastern Siberia // J. Asian Earth Sci. 2013. V. 62. P. 51–66.

Romanov M., Sovetov, J.K., Vernikovskiy, V.A., Rosenbaum, G., Wilde S., Vernikovskaya A., Matushkin, N., Kadilnikov P. 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. Is. 13. P.1658–1681.

Sovetov J.K., Late Cryogenian (Vendian) glaciogenic deposits in the Marnya Formation, Oselok Group, in the foothills of the East Sayan Range, southwestern Siberian Craton, in E. Arnaud, G.P. Halverson and G. Shields-Zhou, eds., The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations: Geological Society of London. Memoirs. 2011. P. 317–329.

КОРРЕЛЯЦИЯ ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ МАНСКОГО ПРОГИБА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН) И ВОСТОЧНОГО СКЛОНА КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ ПО ОСТАТКАМ НЕВЛАНДИЕВОЙ БИОТЫ (К УТОЧНЕНИЮ РЕГИОНАЛЬНОЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ СХЕМЫ ВЕРХНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ)

О.В. Сосновская¹, Д.А. Токарев²

¹Сибирский федеральный университет, Красноярск, e-mail: sosnov51@yandex.ru

²Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. Трофимука СО РАН, Новосибирский государственный университет, Новосибирск, e-mail: Tokarevda@ipgg.sbras.ru

Стратиграфическое расчленение и возраст верхнепротерозойских отложений Манского прогиба (до жистыкско-анастасьинского уровня венда–раннего кембрия), а также корреляция их с докембрийскими отложениями восточного склона Кузнецкого Алатау до сих пор дискуссионны.

Ранее (Решения..., 1983) в Манском прогибе выделялась нерасчлененная кувайская серия верхнего рифея, которая была скоррелирована с вулканогенной кульбюрстюгской свитой Кузнецкого Алатау. Наряду с этим существовал вариант расчленения кувайской серии на (снизу вверх) урманскую (терригенная), манскую (известняковая) и бахтинскую (вулканогенная) свиты и корреляции их с разрезом не только кульбюрстюгской, но и ее подстилающих тюримской (известняковая) и сыннигской (ритмичная карбонатно-терригенная с кислыми вулканитами) свит. Все подразделения относились к рифею.

В принятой новой региональной схеме (РС) (Терлеев и др., 2019) (табл. 1, Б) разрез кувайской серии существенно преобразован: изменилась последовательность свит, их наименования, корреляции разрезов серии на разных участках ее распространения. Нижняя часть кувайской серии представлена вулканогенными отложениями кершульской (джеильской) свиты, сменяющейся вверх по разрезу фациально изменчивыми карбонатными, вулканогенными и терригенными толщами, выделенными в кунгуровскую, беретскую и урманскую свиты. Разрез завершает ангалойская свита, которую коррелируют с манской свитой. Перечисленные подразделения датируются *поздним рифеем* на основании

определения возраста (774.6 млн. лет) эффузивов кершульской ситы (Терлеев и др., 2019). В колонке с разрезом восточного склона Кузнецкого Алатау сохранены сыннигская, тюримская и кульбюрстюгская свиты, но возраст их омоложен до *венда* (табл. 1, А).

В таблицах 1 и 3 звездочкой указаны свиты, в которых известна невландиевая биота (НБ).

Таблица 1

€ ₁	Таржувльская свита	Жистыкская свита* и ее аналоги	
	Кульбюрстюгская* (амарская) свита		
	Тюримская свита*		
V	Сыннигская свита*	Кувайская серия	
	Белоюсская свита		
RF ₃		Манская* (ангалойская) свита	
		Урманская (кунгуровская, беретская*) свита	
		Кершульская (джеильская) свита 774.6 млн.лет	
	А	Б	

Таким образом, свиты Манского прогиба и Кузнецкого Алатау, которые считались ранее разновозрастными, помещены на разные стратиграфические уровни.

Вендский возраст свит Кузнецкого Алатау обоснован наличием в сыннигских и кульбюрстюгских отложениях спикул губок. Рифейский же возраст кувайской серии доказывается единственной датировкой эффузивов ее нижней части. Результаты получены достаточно давно – в 1999 году (Терлеев и др., 2019) и требуют проверки.

Однако, в настоящее время имеются палеонтологические данные, подтверждающие ранее принятые (до новой РС) корреляции. В докембрии Кузнецкого Алатау часто встречаются остатки НБ, комплексы которых последовательно сменяются в разрезе (Сосновская, Шипицын, 1994; Терлеев и др., 2019). В Манском прогибе окаменелости НБ также известны (Сосновская, 2005). Они собраны в бассейне р.р. Береть-Жистык, где, по мнению авторов, обнажены породы (снизу вверх) манской (mn), бахтинской (bh), беретской (br) свит, перекрытые базальным конгломератом жистыкской (gs) свиты венда–нижнего кембрия (рис. 1).

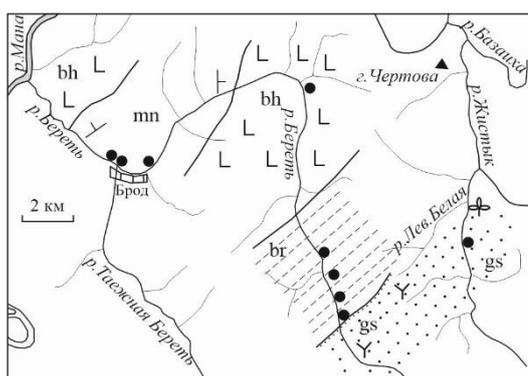


Рис. 1. Основные местонахождения окаменелостей в бассейнах р.р. Береть и Жистык:

- - невландиевой биоты,
- Y - спикул губок,
- ⊕ - водорослей Korylophyton (в гальке конгломератов)

Самая древняя НБ обнаружена по правому борту р. Береть (у д. Брод) в темно-серых сероводородистых известняках, сопоставляемых авторами с манской свитой. Здесь встречены *Ijussia nomokonovi* Schip. et Sosn. (табл. 2, фиг. 1), *Clatristroma* sp. в виде плоских тел с грубыми концентриками, *Caryschia* sp., пластообразные саралинскииды и окаменелости с меандрическими элементами. Все они известны в тюримской свите Кузнецкого Алатау.

У развилки дорог из бассейна р. Береть в бассейн р. Жистык (в 8 км от д. Брод выше по течению р. Береть) в известняках в поле вулканитов бахтинской свиты найдены камазииды *Camasia* sp. и в большом количестве *Tricuspидатia trigonata* Sosn.

В верхнем течении р. Береть в беретьской свите собраны камазииды семейства Tridiidae (*Tricuspidatia trigonata* Sosn., *Plumifascicularia media* Sosn., *Tridia* ex gr. *koptevi* Schip. и др.), многочисленные *Camasia* (табл. 2, фиг. 2), единичные *Clatristroma* sp. с очень тонкими концентриками (табл. 2, фиг.3) и *Incertadia* cf. *sera* Sosn. Комплекс НБ в отложениях бахтинской и беретьской свитах сходен с таковым в арамонской пачке и кульбюрстюгской свитах Кузнецкого Алатау, поскольку содержит значительное количество тридиид.

Таблица 2



Таким образом, окаменелости кувайской серии оказались похожи на НБ Кузнецкого Алатау. Сходство выражается в систематическом составе и распределении остатков в разрезе: сначала появляются те, что известны в тюримской свите, затем характерные для арамонской пачки и кульбюрстюгской свиты.

В жистыкской свите НБ представлена невландидами и не сравнима с теми остатками, которые обнаружены в подстилающих отложениях.

За пределами Алтае-Саянской складчатой области представители НБ встречены преимущественно в вендских отложениях (Патомское нагорье, Малый Хинган и др.). Из формации Денин (эдиакарий) Китая описаны близкие иноссиям формы под названием *Curviacus* и тридииды в составе сборного рода *Yangtziramulus* Shen et al.

Имеются новые данные также о возрасте ангалойской свиты. В районе Красноярского водохранилища (водораздел р.р. Кулюк и Осиновка) в ее породах обнаружены эпифитоновые водоросли, а близ д. Овсянка (у скалы Манский Бык) – спикюлы губок.

Таблица 3

Є ₁	Таржувльская свита	Жистыкская свита* и ее аналоги	
V	Амарская свита	Кувайская серия	Ангалойская (беретьская*) свита, ниже бахтинская свита (верхняя часть кунгуровской свиты)
	Кульбюрстюгская свита*		
	Арамонская пачка* тюримской свиты		
	Тюримская свита*		
	Сыннигская свита*		
RF ₃	Белоинюсская свита	Урманская свита (нижняя часть кунгуровской свиты)	Джеильская свита

А

Б

Предлагаем обратить внимание на палеонтологические данные, которые вкпе с остальными сведениями, используемыми ранее при корреляции разрезов Манского прогиба и Кузнецкого Алатау, помогут усовершенствовать РС. В таблице 3 приведен авторский вариант сопоставления стратиграфических подразделений верхнего протерозоя восточного склона Кузнецкого Алатау (А) и Манского прогиба (Б).

Литература

Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Ч. 1. Верхний докембрий и нижний палеозой. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1983. 215 с.

Сосновская О.В. Невландиевая проблематика Манского прогиба (Восточный Саян) / Эволюция жизни на Земле (мат. симп.). Томск: Изд-во ТГУ, 2005. С. 101–103.

Сосновская О.В., Шипицын В.А. О региональных стратиграфических подразделениях верхнего протерозоя Алтае-Саянской складчатой области // Отечественная геология. 1994. №11–12. С. 30–33.

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. № 8с. С. 33–68.

**ПОДГРУППА (?) АКРИТАРХ IMPLETHOMORPHITAE JANK. ET MIKH.,
ЗНАЧЕНИЕ ФОРМ ДЛЯ СТРАТИГРАФИИ ДОКЕМБРИЯ
И ВЕРОЯТНАЯ ПРИРОДА**

А.М. Станевич

Институт земной коры СО РАН, Иркутск
e-mail: stan@crust.irk.ru

Следует затронуть вопросы, природы, классификации и стратиграфического значения малоосвещенных в печати форм акритарх из отложений позднего докембрия. Они мало изучены. И основной причиной являются их малые размеры (в среднем 5–20 мкм), что заведомо предопределяет, особенно для молодых исследователей, трудоемкость их распознавания и идентификации. Для сравнения, если широко распространенные формы типа *Leiosphaeridia* при размерах 200–400 и до 1000 мкм отчетливо распознаются и описываются при увеличениях $\times 200$ –400, то акритархи подгруппы *Implethomorphae* будут наблюдаться в виде темных точек и не будут изучены. А последнее возможно только при использовании иммерсионных объективов.

При сравнении их с формами многочисленных микробиот позднего докембрия мира, отчетливо устанавливается одно основное морфологическое различие. Оно заключается в том, что большинство форм подгруппы имеет способность сохранять объём своих оболочек и внутренние признаки в условиях диагенеза и начальной субфации зеленосланцевой фации метаморфизма. Указанная особенность, обычно не акцентируемая в печати, присуща и ряду форм из других местонахождений (Moogman, 1974; Янкаускас, 1982, и др.). Микрофоссилии, обладающие подобным свойством и имеющие меньшие размеры отличаются от многих акритарх, которые сплющиваются в плоскую пластинку ещё в начале литификации осадка (Бурзин, 1997) и с которыми преимущественно знакома подавляющая часть микрофитологов. Предположение о существовании двух морфологических типов микрофоссилий, оболочки которых по разному реагируют на литостатическое давление, возникло на основе изучения материала из отложений Саяно-Байкальского и других регионов (Станевич, 1989) и «оформилось» в выделение новой подгруппы акритарх *Implethomorphae* Jank. et Mikh. (Микрофоссилии..., 1989). Ряд таксонов объёмных форм был открыт нами в хорошо изученных "микробиотах" рифея Сибири и Урала. Уплощенные и объёмные формы нередко присутствуют в одних пробах.

Выделение новой подгруппы перевело проблему дальнейших исследований в чисто формальное, классификационное русло, не затрагивая перспектив её решения. В то же время, имеющиеся данные показывают, что различие двух типов форм обусловлено в большей мере их прижизненными свойствами. Во вторых, данная проблема является многоаспектной и находится в стадии понимания её как таковой. В третьих, косвенно, но указанное различие предоставляет возможности для поисков и конкретизации критериев

биологического разделения части форм, относимых к акритархам. При обсуждении вопроса приватно и на коллоквиуме 1986 г. у большинства коллег он встретил непонимание или опровержение. Основным доводом оппонентов являлась большая вероятность сохранения объёма у мелких форм, чем у крупных, вследствие меньшего давления в межзерновом пространстве терригенного осадка. Хотя, изучение шлифов показывает, что в пелитах, где наиболее часто захороняются органические микроостатки, кластогенные зерна редки и сопоставимы или меньше размером, чем формы микрофоссилий. Объёмные тельца в массе имеют меньшие размеры и набор признаков внутри оболочек, не известный в уплощенных формах. Этот факт дал основание утверждать, что различие их физико-химических свойств обусловлено природными (естественно-систематическими) различиями групп организмов (Станевич, 2011; Станевич и др. 2006). Данное, чисто эмпирическое предположение, основанное на просмотре материала, пусть значительного, но малоизвестного, нуждалось в апробации и дальнейшем развитии.

Понимание этой проблемы нашло лишь у Т.В. Янкаускаса, материал которого из рифейских отложений Южного Урала также включал мелкие объёмные формы. В результате, в обобщающей сводке по микрофоссилиям докембрия СССР (Микрофоссилии..., 1989) была выделена подгруппа акритарх, основным свойством которых постулировалось сохранение объёма и внутренних признаков форм в условиях литогенеза.

Тафономия органических остатков докембрия является малоразработанной. В наибольшей степени изученными являются вопросы кремнистой консервации микрофоссилий (Ушатинская, 2002; Schopf, 1974 и др.) В отношении спорополлениновых объектов, какими являются микрофоссилии, основным фактором их посмертных изменений, не считая бактериальной дезинтеграции, представляется степень устойчивости против давления при диагенезе и начальном метаморфизме (Станевич и др., 2006). Высокоустойчивые полимерные материалы участвуют в строении репродуктивных и других органов фанерозойских и современных растений (Водоросли..., 1989). Химическая неоднородность вещества не только особей различных таксономических групп, но и в пределах одного индивида, обуславливает избирательную сохранность при фоссилизации. В не меньшей мере, различие в прижизненном и посмертном противодействии внешним агентам было, скорее всего, присуще и докембрийским организмам.

Анализ результатов исследований показывает, что у микробиологов докембрия преобладает убеждение в однотипности сохранных свойств древних организмов. Существует распространённое мнение о том, что органостенные микрофоссилии могут иметь объём только при образовании минеральных псевдоморфоз. Вместе с тем, в многочисленных местонахождениях давно известны формы, размерами 3–25, до 50 мкм, которые сохраняют своё трёхмерное строение и разнообразные признаки, в том числе и тончайшие, при условиях начальной ступени зеленосланцевой фации метаморфизма (Станевич и др., 2006; Немеров, Станевич, 2001). Хорошей иллюстрацией к затронутой теме являются экспериментальные данные по определению прижизненной устойчивости современных бактерий к давлению (Кузнецов и др., 1962). Некоторые бактерии, находящиеся в фазе роста, отмирали при 500–600 атм., а их размножение задерживалось при 300 атм. Можно заключить, что объём и морфологические признаки многих бактерий могут сохраняться при давлениях, соответствующих условиям начального метаморфизма. Вышеотмеченное только подтверждает общеизвестное мнение, что бактерии быстро фоссилизируются и хорошо сохраняются в ископаемом состоянии (Розанов, 2004). Вполне закономерно, и это подтверждается многочисленными находками, что структуры поверхностных тканей растений также достаточно устойчивы при благоприятных биохимических условиях захоронения (Гниловская и др., 1988).

Большинство изученных нами объёмных форм, судя по нахождению их в средне и глубоководных углеродистых слоях, можно с уверенностью сопоставлять с хемолитотрофными анаэробными и другими бактериями (Станевич и др., 2006). Обнаруженные в ченчинской свите венда *Dictyotidium minor* Stan. по ряду признаков уже

соотносится с представителями зеленых водорослей (Станевич и др., 2006). К этому же отделу, скорее всего, относится и целый ряд форм новых родов, в том числе выделяемых в III-а подкомплекс (Файзулина, Станевич, 1985), которому придавалось нижнекембрийское значение.

Литература

- Бурзин М.Б. *Tunnia Burzin, gen. nov.* - Новый порядок вендских колониальных коккоидных органикостенных микрофоссилий // Палеонтол. журн. 1997. № 2. С. 20–28.
- Водоросли. Справочник. / С.П. Вассер, Н.В. Кондратьева, Н.П. Масюк и др. Киев: Наук. Думка, 1989. 608 с.
- Гниловская М.Б., Ищенко А.А., Колесников Ч.М. и др. Вендотениды Восточно-Европейской платформы. Л.: Наука, 1988. 143 с.
- Кузнецов С.И., Иванов М.В., Ляликова Н.Н. Введение в геологическую микробиологию. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 239 с.
- Микрофоссилии докембрия СССР. Ред. Янкаускас Т.В. Л.: Наука, 1989. 190 с.
- Немеров В.К., Станевич А.М. Эволюция рифей-вендских обстановок биолитогеоза в бассейнах Байкальской горной области // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 3. С. 456–470.
- Розанов А.Ю. Бактериальная палеонтология, седиментогенез и ранние стадии эволюции биосферы / Современные проблемы геологии. М.: Наука (Тр. ГИН РАН, вып. 565), 2004. С. 427–447.
- Станевич А.М. Морфогенетические особенности акритарх позднего докембрия Байкало-Патомской горной области // Палинология и полезные ископаемые. Минск: БелНИГРИ. 1989. С. 267–268.
- Станевич А.М. Микрофоссилии в стратиграфии позднего протерозоя Саяно-Байкальского и Анабаро-Оленекского регионов. Автореф. дисс. докт. геол.-минерал. наук. Новосибирск: ИНГИ СО РАН, 2011. 44 с.
- Станевич А.М., Немеров В.К., Чатта Е.Н. Микрофоссилии протерозоя Саяно-Байкальской складчатой области. Обстановки обитания, природа и классификация. Новосибирск: Академ. изд-во "Гео", 2006. 204 с.
- Ушатинская Г.Т. Процесс окремнения / Бактериальная палеонтология. М.: ПИН РАН, 2002. С. 66–67.
- Файзулина З.Х., Станевич А.М. Растительные микрофоссилии и их значение для стратиграфии / V Всесоюзная палинологическая конференция "Палинологические таксоны в биостратиграфии". М.: ГИН АН СССР, 1985. С. 217–218.
- Янкаускас Т.В. Микрофоссилии рифея Южного Урала / Стратотип рифея. Палеонтология и палеомагнетизм. М.: Наука (Тр. ГИН АН СССР, вып. 386). 1982. С. 84–120
- Moorman M. Microbiota of the Late Proterozoic Hector Formation, Southwestern Alberta, Canada // *J. Paleontol.*, 1974. V. 48. № 3. P. 524–540.
- Schopf J.W. Paleobiology of the Precambrian: the age of the blue-green algae. *Evol. Biol.* (New York – London). 1974. V. 7. № 4. 143 p.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ РАЗНЫХ ТИПОВ МИКРОФОССИЛИЙ В ДОКЕМБРИИ

А.М. Станевич

Институт земной коры СО РАН, Иркутск
e-mail: stan@crust.irk.ru

Таксономическое разнообразие и сложное строение органостенных форм, известных сегодня в разрезах не только неопротерозоя (поздний рифей и венд), но и мезопротерозоя (ранний и средний рифей) более определенно обозначили тенденции развития палеобиологического и биостратиграфического направлений в микробиологии

докембрия. В биостратиграфическом направлении усилилась тенденция, когда многие сложнопостроенные микрофоссилии, которым придавалось значение позднерифейских, вендских и даже нижнепалеозойских маркеров, обнаруживаются в гораздо более древних слоях (Микрофоссилии..., 1989).

В Байкальском регионе (БР) примером «удревнения» возрастного значения акритарх может быть род *Dictyotidium* Eis., emend. Stapf., виды которого хорошо известны и используются для корреляции разрезов палеозоя (Кирьянов, 1978). В БР формы этого рода были найдены в ченчинской свите неопротерозоя (Станевич и др., 2006). Можно указать на известные микрофоссилии рода *Bavlinella* Schep., которым на основании их широкого распространения в венде, придавалось исключительно это возрастное значение (Vidal, 1976; Семихатов и др., 1990). Одним из ярких примеров являются акантоморфиты неопротерозоя (Микрофоссилии..., 1989; Moczydlowska et al., 1993), многие из которых ранее считались только палеозойскими остатками.

Вышеприведенные и многие другие примеры отчетливо демонстрируют, что для микрофитологии докембрия характерна неоднозначность стратиграфического распространения многих форм. Мировой материал, накопленный за более чем 50 лет многоаспектного изучения фитоцитов (строматолитов и микрофитоцитов) и микрофоссилий показал: 1) сложность и разнообразие форм их существования в докембрийских морях; 2) различную степень перспективности применения их форм в стратиграфии в зависимости от морфологической сложности; 3) существование определенных ограничений для корреляции по формам фитоцитов и микрофоссилий. С точки зрения автора, главное ограничение состоит в учете только уровня появления эмпирически значимых таксонов (Станевич, Файзулина, 1992, Станевич и др., 2006). Основанием является наличие достаточно простых аксиом. Во-первых, из анализа множества схем распространения микрофоссилий в разрезах докембрия видно, что, "появляясь" однажды, многие формы обнаруживаются в слоях более молодых фрагментов разрезов. Во-вторых, для остатков микроорганизмов, хорошо сохраняемых при переносе в верхних слоях водной среды, присутствует большая вероятность переотложения их в более молодые толщи. Важность этого положения возрастает при исследованиях в складчатых регионах. Учет только уровня появления естественно сужает взгляды на возможности микрофоссилий в стратиграфии докембрия. С другой стороны, такой подход уменьшает вероятность ошибок в спорных случаях корреляции.

Большинство морфологических новаций, посредством появления которых были протрассированы слои региональных горизонтов в разрезах складчатых районов БР (Немеров, Станевич, 2001; Станевич и др., 2006) принадлежит акритархам, сопоставляемым с зелёными водорослями. Часть их известна и в отложениях венда опорных разрезов. В ассоциацию этих акритарх подгруппы *Implethomorpha* Jank. et Mikh. входят, как виды новых родов *Centrum* Stan., *Retiforma* Mikh., *Tchujia* Stan., *Aducta* Fajz., *Bailikania* Trestsh., *Paracrassosphaera* Rud. in Trestsh., em. Stan., *Sibiriella* Fajz., и др. включаемые в т.н. III-а подкомплекс Сибирской платформы. Отложения БР с этими формами коррелировались со слоями нижнего кембрия Восточно-Европейской платформы (Файзулина и др., 1973), что противоречило существующим тогда построениям (Хоментовский, 2002). Многие признаки указанных акритарх впервые появляются в дальнетайгинском горизонте, но таксономически ясное оформление приобретают лишь в жуинское время, при формировании бассейна форланда (Станевич и др., 2006).

В полученных ассоциациях форм среднего рифея Якутии присутствует ряд сложнопостроенных форм, широко известных в разрезах позднего докембрия других регионов. Но, попытки применить изученные таксоны для уточнения возрастного положения стратиграфических подразделений Оленекского и Уджинского районов повлекут создание более противоречивых корреляционных схем, чем существующие. Так, формы родов *Elatera* Herm., *Miroedichia* Herm., *Trachyhystrichosphaera* Tim. et Herm. и другие из дебенгдинской свиты известны только из позднерифейских отложений Сибири и

Урала (Микрофоссилии., 1989), а *Simia* Mikh. et Jank., найденная первоначально в позднем рифее, сейчас описана из раннего рифея Анабарского района (Вейс, Воробьева, 1992; Сергеев и др., 2007). Микрофоссилии *Valeria* Jank. и *Satka* Jank. из несомненно среднерифейской уджинской свиты также сейчас известны из отложений раннего (Javaux et al., 2001 и позднего (Микрофоссилии., 1989) рифея, а формы последнего рода обнаружены нами в томторской свите венда.

Вышесказанное свидетельствует о далеко недостаточной изученности докембрийских микробиот, которое ограничено только биостратиграфическим направлением. Но, последнее может выступать в своём истинном смысле только при комплексных исследованиях микрофоссилий, включающем обособление ассоциаций форм, где могут быть зафиксированы любые эволюционные изменения. На примере ассоциаций форм БР было показано, что возрастное усложнение морфологии микрофоссилий, интерпретируемых как сообщество зеленых водорослей, связывается с изменением биогеохимических условий при становлении бассейна форланда. Набор таксономически идентичных форм из дебенгдинской и уджинской свит, которые мы относим к зеленым водорослям и цианобактериям, был известен в джелиндуконской и юрубчонской толщах Среднеангарского региона. Литолого-формационная близость толщ обоих регионов и однотипность ассоциаций микрофоссилий позволяют с уверенностью сопоставлять их в стратиграфическом отношении, что с большой долей вероятности указывает на существование системы сообщающихся бассейнов, развивающихся в результате рифтогенного процесса среднерифейского возраста (Наговицин и др., 2010).

Для преобладающего количества известных микрофоссилий докембрия границы их возрастного распространения остаются неясными. Результаты исследований подтверждают положение, что эволюционные новации, как в фанерозойских, так и в докембрийских биотах могут быть выявлены, скорее всего, только в возрастной последовательности биологически родственных морфотипов и в пределах их низших таксономических групп. Учитывая ограниченность чисто морфологического подхода, необходимо совершенствовать широко используемую классификацию акритарх с целью учета неформальных критериев разделения их форм.

Литература

- Вейс А.Ф., Воробьева Н.Г. Микрофоссилии рифея и венда Анабарского массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 1. С. 114–130.
- Кириянов В.В. Акритархи силура Вольно-Подольи. Киев: Наукова думка, 1978. 115 с.
- Микрофоссилии докембрия СССР. Ред. Янкаускас Т.В. Л.: Наука, 1989. 190 с.
- Наговицин К. Е., Станевич А.М., Корнилова Т.А. Стратиграфическое положение и возраст высокоорганизованных протерозойских ископаемых биот с *Tarpania* в Сибири // Геология и геофизика/ 2010. Т. 51. № 11. С. 1531–1538.
- Немеров В.К., Станевич А.М. Эволюция рифей-вендских обстановок биолитогеоза в бассейнах Байкальской горной области // Геология и геофизика/ 2001. Т. 42. № 3. С.456–470.
- Семихатов М.А., Федонкин М.А., Вейс А.Ф. и др. Палеонтологический метод в стратиграфии докембрия / Общие вопросы расчленения докембрия СССР. Тез. докл. II Всес. совещ. Уфа: Баш. НЦ АН СССР. 1990. С. 35–45.
- Сергеев В.Н., Воробьева Н.Г., Петров П.Ю. Новые местонахождения рифейских микробиот в билляхской серии Северного Прианбарья (бассейн р. Фомич): к вопросу о биостратиграфии рифея Сибирской платформы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15. № 1. С. 3–14.
- Станевич А.М., Немеров В.К., Чатта Е.Н. Микрофоссилии протерозоя Саяно-Байкальской складчатой области. Обстановки обитания, природа и классификация. Новосибирск: «Гео», 2006. 204с.
- Станевич А.М., Файзулина З.Х. Микрофоссилии в стратиграфии позднего докембрия Байкало-Патомской горной области. М.: Недра, 1992. 158с.

Хоментовский В.В. Байкалий Сибири (850–650 млн. лет) // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 4. С. 313–333.

Файзулина З.Х., Лысова Л.А., Трещетенкова А.А. Микрофоссилии из нижнекембрийских отложений Иркутского амфитеатра / Микрофоссилии древнейших отложений. М.: Наука, 1973. С. 25–28.

Moczydlowska M., Vidal G., Rudavskaya V..A. Neoproterozoic (Vendian) phytoplankton from the Siberian Platform, Yakutia // Palaeontology. 1993. V. 36. Part 3. P. 495–521.

Javaux E.J., Knoll A.H., Walter M. R. Morphological and ecological complexity in early eukaryotic ecosystems // Nature. 2001. V. 412. P. 66–69.

Vidal G. Late Precambrian microfossils from the Visingsö beds in Southern Sweden // Fossils and strata. 1976. V. 9. P. 1–57.

РЕГИОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА ОТЛОЖЕНИЙ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ САЯНО-БАЙКАЛО-ПАТОМСКОГО РЕГИОНА (ЮГ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

А.М. Станевич^{*}, А.Г. Вахромеев

Институт земной коры СО РАН, Иркутск

^{*}e-mail: stan@crust.irk.ru

В 2018 г. была опубликована «Региональная стратиграфическая схема позднего докембрия Саяно-Байкало-Патомского региона (СБПР) юга Сибирской платформы (Объяснительная..., 2018). Разработка общей, детальной и пригодной для реального использования стратиграфической шкалы позднего докембрия является одной из важнейших задач современной геологии. Без нее невозможно качественное осмысление отрезка истории развития планеты, по длительности в два раза превышающего фанерозой. Это весьма существенно в связи с тем, что отложения интервалов последнего, в общем, близки по составу и облику, чего нельзя сказать о более древних толщах.

В последние 20 лет разными исследователями независимо были получены изотопные и палеонтологические данные кардинально меняющие представления о возрастном положении позднедокембрийских толщ СБПР, а следовательно о палеогеографической и палеогеодинамической истории этой обширной территории. Предлагаемый вариант стратиграфической схемы (рис.) учитывает большинство имеющихся на сегодняшний день новых данных. Вместе с тем, при рассмотрении схемы на совещании ИГГД СО РАН в 2012 г. был предложен ряд доработок, часть которых ввиду трудоемкости, а главное, при практическом отсутствии опытных исполнителей, не представляется возможным выполнить в настоящее время.

Вместе с тем, сегодня (2022 г.) получены сходные, вендские данные из дальнетайгинского и жунского горизонтов в Присаянском, Прибайкальском, Патомском, Бодайбинском районах и все они опубликованы. Отложения трёх серий баллаганаскоого горизонта по цирконометрии дали нижнепротерозойский возраст, что великолепно коррелируется с геодинамическими построениями (пассивная окраина, Немеров, 1988, Gladkochub et al., 2010, Станевич, Вахромеев, 2018). Что касается рекомендаций по более углубленным исследованиям микрофоссилий, то за 60 лет проанализировано несколько десятков их богатых местонахождений, многие формы из которых показывают возраст не ниже венда. Но беда в том, что многие из них не признаются большинством коллег и формально относятся к подгруппе акритарх *Implethomorpha*, характеристика которой будет затронута в следующем докладе.

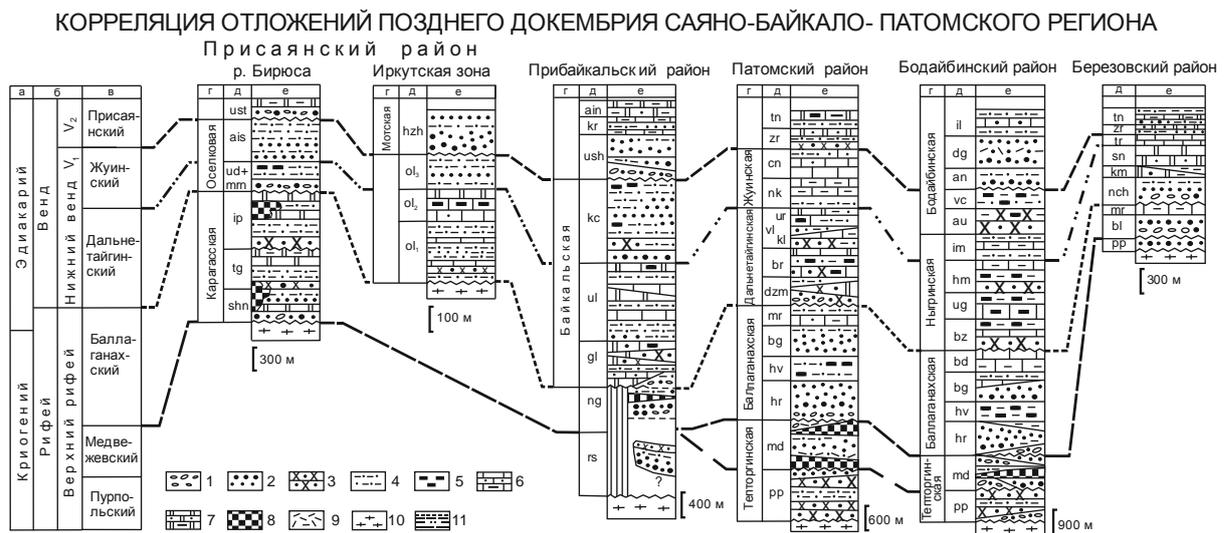


Рис. Корреляция докембрийских отложений Саяно-Байкало-Патомского региона. а - международная шкала; б - российская шкала; в - региональные горизонты (Решения..., 1983); г - серии; д - свиты; е - литология. 1 - конгломераты; 2 - гравелиты, песчаники полимиктовые, аркозовые; 3 - песчаники кварцевые, полевошпатово-кварцевые; 4 - алевропелитовые отложения; 5 - углеродсодержащие отложения; 6 - известняки, известняки песчаные, алевропелитовые, их переслаивание; 7 - доломиты, доломиты песчаные, алевропелитовые; 8 - вулканические породы основного состава; 9 - туфы, туффиты; 10 - граниты, гнейсы, кристаллические сланцы нижнего докембрия; 11 - границы региональных горизонтов.

В своё время отсутствие изотопно-геохронологических данных и неоднозначность коррелятивного значения межрегиональных форм фитолигов и микрофоссилий оставили спорным вопрос об объёме позднего рифея в эталонных разрезах внешних зон СБПР (Решения..., 1983, Станевич, Вахромеев, 2018). Крайние точки зрения на возраст базальных слоёв дальнетайгинского горизонта (Станевич и др, 2006) различаются интервалом более чем в триста миллионов лет. На совещании в 1979 г. в Новосибирске официально был принят компромиссный, но явно алогичный, вариант проведения границы среднего и позднего рифея по подошве верхних свит дальнетайгинского горизонта (улунтуйская, валюхтинская и др. свиты) (Решения..., 1983). Новые данные уверенно свидетельствуют о принадлежности этих подразделений к вендской системе (Голубкова и др., 2010, Станевич, Вахромеев, 2018). В связи со сложностью представленной ситуации, необходимо понизить статус стратиграфической схемы СБПР с унифицированной (она и не была унифицированной) до корреляционной или региональной.

Литература

Голубкова Е.Ю., Раевская Е.Г., Кузнецов А.Б. Нижневендские комплексы микрофоссилий Восточной Сибири в решении стратиграфических проблем региона // Стратиграфия. Геолог. корреляция, 2010. Т. 18. № 4. С. 3–27.

Немеров В.К. Геохимические черты эволюции условий накопления позднедокембрийских толщ Байкало-Патомского нагорья // Докл. АН. 1988. Т. 298. № 6. С. 1446–1449.

Объяснительная записка и стратиграфические табл. / Под ред. Гладкочуба Д.П., Станевича А.М. Иркутск. Изд-во ИРНТУ, 2018. 46 с.

Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1983. 215 с.

Станевич А.М., Вахромеев А.Г. Стратиграфическая схема позднего докембрия Саяно-Байкальской складчатой области. Справочник. Иркутск: Изд-во ИРНТУ, 2018. 46 с.

Станевич А.М., Немеров В.К., Чатта Е.Н. Микрофоссилии протерозоя Саяно-Байкальской складчатой области. Обстановки обитания, природа и классификация. Новосибирск: Академ. изд-во "Гео", 2006. 204 с.

Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Ernst R.E., Wingate M.T.D., Söderlund U., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Hamilton M.A., Hanes J.A. Proterozoic mafic magmatism in Siberian craton: An overview and implications for paleocontinental reconstruction // Precambrian Res. 2010. V. 183. P. 660–668.

КИСЛОРОДНЫЕ СОБЫТИЯ И ТРИ АДАПТИВНЫЕ СТРАТЕГИИ МНОГОКЛЕТОЧНЫХ НА РУБЕЖЕ ВЕНД-КЕМБРИЙ

Е.Л. Сумина^{1, *}, Д.Л. Сумин², А.А. Захарова¹

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва,

²Сетевая ассоциация независимых исследователей, педагогов и экспертов по биополитике, Москва

*email: stromatolit@list.ru

Граница между докембрием и фанерозоем является чисто биологической – это граница массового появления минеральных скелетов у систематически разнообразных групп организмов. Однако такое всеобщее изменение облика жизни может свидетельствовать только о принципиальном изменении свойств среды в планетарных, или геологических, масштабах.

Необходимость в массивных минеральных скелетах у форм с самой разной организацией, вероятнее всего, связана с интенсификацией питания, в том числе, хищничества. Это закономерно вызвало интенсификацию движения и развитие опорных и защитных структур, которыми являются скелеты.

Необходимо сразу оговориться, что появление в кембрии скелетных форм не является эволюционным появлением соответствующих систематических групп. Их разнообразие и степень развития говорит о том, что их эволюция прошла в глубоком докембрии и к началу кембрия у многих из них фактически завершилась, по крайней мере, на уровне типов, а иногда даже и классов.

Отсутствие соответствующих находок может быть вызвано чисто тафономическими причинами. Биоценозы всегда стремятся к возвращению в свой круговорот органического вещества, поэтому захоронение остатков является не только редким событием со статистической точки зрения, но и происходит там, где не может образовываться развитый гумусовый слой. Соответственно, в местах, благоприятных для захоронения, не могут возникнуть развитые биоценозы, и не может идти интенсивная прогрессивная эволюция. Чаще всего в такие ландшафты отесняются реликтовые формы. По этой причине палеонтология чаще всего имеет дело с концами филетических линий и почти никогда – с их началом.

При всей скудности палеонтологических данных докембрия, геологические сведения указывают на постоянное возрастание концентрации кислорода в гидросфере (Рожнов, 2013).

В частности, об этом может свидетельствовать постепенное прекращение накопления джеспилитов и начало образования красноцветных отложений в протерозое (Анатольева, 1978; Мотузко, 2003; Розанов, 2003; Гусев, 2020; Астафьева, 2021).

В фанерозое изменение, по крайней мере, наземной биоты также, вероятнее всего, вызваны постепенным формированием озонового слоя, что также связано с увеличением концентрации кислорода в атмосфере (Gehrels, et al., 2003). Таким образом, увеличение концентрации кислорода в гидросфере и атмосфере по самым разным данным прослеживается на протяжении всей геологической и, соответственно, палеонтологической истории Земли.

Изменение стратегий существования многоклеточных животных на границе кембрия может быть связано со сменой в среде дефицита ресурсов в паре «кислород – органическое вещество». Если до этого основным был дефицит кислорода, и интенсификация питания не имела смысла, поскольку дополнительную пищу нечем было окислить, то увеличение концентрации кислорода вызывало интенсификацию питания, фактически ничем не ограниченную.

Если в общем рассмотреть организацию современных типов, то центральным органом всего организма будет кишечник, а все остальные органы будут обслуживать его деятельность, включая движение к источнику пищи, распределение продуктов пищеварения и т.д.

Важно отметить, что современные типы трёхслойных животных подразделяются на два подраздела – первично- и вторичноротых, ротовые отверстия которых имеют разное происхождение, а их передний и задний концы находятся в противоположном соотношении. Несмотря на такое различие, в самом общем смысле их строение соответствует схеме с организующим положением кишечника, то есть она выработана не в соответствии с собственными эволюционными стратегиями организмов, а диктуется условиями, обеспечивающими энергетику организмов. Этой группе современных типов мы дали рабочее название «желудки». Также к ней может быть отнесён и ряд вендских форм, у которых установлено наличие кишечника, например, *Kimberella* (Bobrovskiy et al., 2022).

В предшествующих кембрию отложениях венда встречаются животные не только мягкотелые, но и принципиально отличающиеся от современных по своей общей организации. Настолько, что с современными типами они никак не могут быть сопоставлены и, вероятнее всего, относятся к вымершим типам. Среди них можно выделить две группы «типов».

К первой можно отнести сидячие перистые формы (*Charniodiscus*) и формы, тело которых имеет разветвлённую систему сосудов (*Ventogyrus*) (Иванцов, 2016). Вероятнее всего, эти организмы ориентировались на интенсификацию дыхания. Перистые формы имеют сходство с жабрами, то есть максимальную внешнюю поверхность, контактирующую со средой. Тело других форм пронизано канальцами, и, вероятнее всего, являются водными «лёгкими». Этой группе «типов» мы дали рабочее название «жабры».

Среди вендских организмов есть также подвижные формы и имеются разнообразные следы их питания – *Dickinsonia*, *Tribrachidium* (Иванцов, 2009, 2013; Закревская, Иванцов, 2015). Однако, настолько развитых органов пищеварения, как у современных типов, у них не обнаружено. Вероятнее всего, они переваривали и всасывали пищу нижней поверхностью тела. Этой группе типов мы дали рабочее название «пищевики».

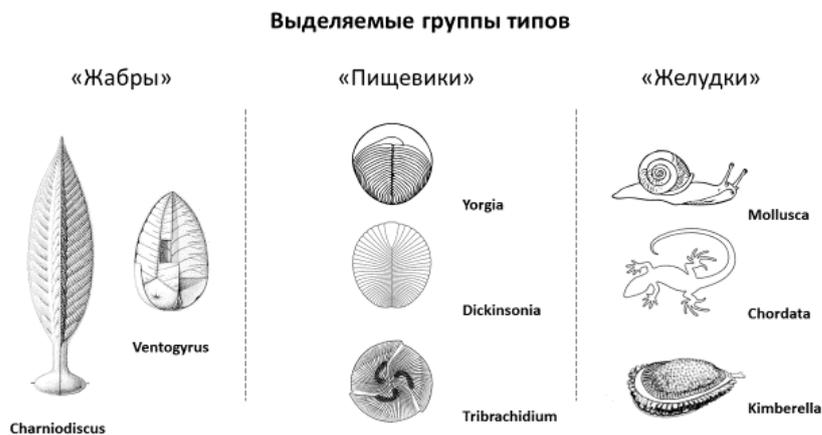


Рис. 1. Группы типов по основным направлениям специализации (для вендских организмов понятие «тип» применяется условно)

Не касаясь эволюционных связей или даже последовательности возникновения этих групп организмов, можно выделить следующие стадии смены доминирующих форм в ландшафтах, в которых возможно захоронение ископаемых остатков. Наиболее древними в условиях увеличения концентрации кислорода будут организмы, ориентированные на малое его содержание, то есть максимально развивающие дыхательную функцию при отсутствии каких-либо заметных специализаций к добыванию пищи. Это группа «типов» «жабры». Далее, при увеличении концентрации кислорода питание начинает играть

существенную роль в жизни организмов и возникают начальные специализации в этом направлении. В основном это специализация поверхности тела, чаще нижней, но, возможно, иногда и верхней. Их мы объединили в группу «типов» «пищевики». Фанерозой же – время организмов, для которых питание имеет основное значение, а дыхание фактически подчиненное в связи с окисленностью всех внешних оболочек Земли. Они в целом могут быть объединены в группу типов «желудки» (рис. 1).

Биологические рубежные события лежат в основе расчленения и корреляции вообще, и переходных отложений венда–кембрия, в частности, поэтому их природа, на взгляд авторов, представляет интерес для стратиграфии.

Авторы искренне благодарны А.Ю. Иванцову за обсуждение материала.

Литература

Анатольева А.И. Главные рубежи в эволюции красноцветных формаций. Наука. Сибирское отделение. 1978. 190 с.

Астафьева М.М. Железистые кварциты (джеспилиты) – взгляд палеонтолога // Палеонтол. журн. 2021. №3. С. 104–116.

Гусев А. П. Историческая геология: эволюция биосферы: практическое пособие. Гомельский университет им. Ф. Скорины. Гомель: Гомельский университет. 2020. 47 с.

Закревская М. А., Иванцов А. Ю. Эволюция взглядов на природу *Dickinsonia costata* (многоклеточное животное вендского периода) // Современные проблемы палеонтологии. Материалы LXI сессии Палеонтологического общества при РАН. СПб., 2015. С. 40–41.

Иванцов А. Ю. Новая реконструкция Кимбереллы – проблематического вендского многоклеточного животного // Палеонтологический журнал. 2009. № 6. С. 3–12.

Иванцов А.Ю. Следы жизнедеятельности докембрийских многоклеточных животных – «вендобрионтов» и «моллюсков» // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013. Т. 21. № 3. С. 8–21.

Иванцов А. Ю. Реконструкция *Charniadiscus yorgensis* (Макробиота Белого моря) // Палеонтол. журн. 2016. № 1. С. 3–13.

Мотузко А.Н. Основы палеогеографии. Минск: БГУ., 2003. 120 с.

Рожнов С.В. На заре аэробной биосферы: влияние кислорода на развитие биоты в протерозое и раннем палеозое // Проблемы эволюции биосферы. Серия «Гео-биологические системы в прошлом». М. ПИН РАН. 2013. С. 95–118.

Розанов А. Ю. Ископаемые бактерии, седиментогенез и ранние стадии эволюции биосферы // Палеонтол. журн. 2003. № 6. С. 41–49.

Bobrovskiy I., Nagovitsyn A., Hope J., Luzhnaya E., Brocks J. Guts, gut contents, and feeding strategies of Ediacaran animals // *Current Biology*. 2022. 32 (24). P. 5382–5389.

Gehrels N., Claude M. Laird, Charles H. Jackman, John K.M. Cannizo, Barbara J. Mattson, Wan Chen. Ozone depletion from Nearby Supernovae // *The Astrophysical Journal* 2003. 585. P. 1169–1176.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРАТИГРАФИИ ДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ ВНЕШНИХ ОСТРОВОВ ФИНСКОГО ЗАЛИВА

Е.Н. Терехов¹, С.Г. Скублов², Н.Б. Кузнецов¹, Т.В. Романюк³

¹ Геологический институт РАН, Москва, e-mail: terekhoff.zhenya@yandex.ru

² Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

³ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва

Расположенный в Финском заливе Балтийского моря архипелаг Внешних островов (о-ва Б. и М. Тютерс, Гогланд, Сомерс, Мощный и др.) в тектоническом положении расположен в пределах Южно-Финской структурной зоны Балтийского щита (БЩ). Докембрийские комплексы, слагающие эту зону, по мнению финских исследователей, претерпели два деформационных этапа, связанных с: (1) Финской аккреционной орогенной

(1.92–1.87 млрд лет) и (2) Свекобалтийской коллизией по типу «континент-континент» (1.84–1.79 млрд лет). Из литературы известно два варианта временного соотношения этих событий. Согласно первому, упомянутые этапы аккреционного и коллизионного тектогенеза были разделены интра-орогеническим этапом растяжения (Lahtinen et al., 2005). В соответствии с другими представлениями, свекофенские аккреционные и коллизионные процессы в Южной Финляндии протекали непрерывно, без длительных временных разрывов и быстрого прекращения мантийного магматизма на уровне 1.87 млн лет назад (Gorbatshev, Bogdanova, 1993).

Важным репером для тестирования моделей и решения вопроса о существовании или отсутствии временного перерыва между этапами аккреционного и коллизионного тектогенеза, могут быть осадочные породы. Однако их стратиграфические корреляции в Южной Финляндии и в Северном Приладожье затруднены, т.к. эти образования местами интенсивно метаморфизованы, вплоть до гранулитовой фации. В этой ситуации особое значение могут играть обломочные высокозрелые кварцевые толщи, которые представляют собой надежные индикаторы наличия или отсутствия активных тектонических процессов. Накопленные геохронологические данные указывают на то, что в Южной Финляндии и Северном Приладожье магматизм в интервале 1.89–1.79 млрд лет проявлен почти непрерывно. При этом к середине этого интервала приурочены кварцитовидные образования, которые сформированы в обстановке наиболее зрелой коры выветривания (Lahtinen, Nironen, 2010).

На о. Б. Тютерс значительная часть коренных пород представлена кварцитами. Для них мы предполагаем метасоматическую природу; рассматриваем их в соответствии с терминологией советских геологов (Наковник, 1968) как вторичные кварциты, и связываем (Терехов и др., 2017) с эксгаляционной деятельностью вулканов – коагматов гранитов рапакиви Выборгского массива (1.65–1.63 млрд лет). Следы проявления этого вулканизма – кварцевые порфиры, развитые на о. Гогланд, расположенном в 15 км севернее о. Б. Тютерс. Вторичные кварциты о. Б. Тютерс прорваны небольшим гранитным массивом и серией даек такого же состава. По содержанию петрогенных компонентов эти граниты близки к гранитам рапакиви, но не имеют овоидных структур, а фигуративные точки анализов гранитов о. Б. Тютерс на дискриминантных диаграммах попадают в поля, соответствующие составам синскладчатых и островодужных гранитоидных серий. Изотопный возраст (1830 млн лет, SHRIMP-II) гранитов о. Б. Тютерс, полученный по аксессуарному циркону, позволяет рассматривать их как самый южный массив Южно-Финского гранит-мигматитового пояса. При этом для кристаллов циркона из рассматриваемых гранитов характерна зональность. Центральные части кристаллов окружены высокоурановыми (до 8000 г/т) оболочками. Сходная зональность характерна для позднескладчатых свекофенских гранитов (Kurhila et al., 2010).

Датировки гранитов, прорывающих кварциты на о. Б. Тютерс, указывают на то, что эти кварциты допозднесвекофенские и не могут иметь рифейский возраст. Это позволяет предположить, что часть, а, возможно и большая часть кварцитов, известных в Южной Финляндии, может представлять собой аналогичные образования. Учитывая, что понятие «вторичный кварцит» отсутствует в англоязычной литературе, это предположение только усиливается.

Другим аспектом важности изучения вторичных кварцитов о. Б. Тютерс является факт находок необычных кварцевых конгломератов в основании немногочисленных разрезов раннерифейских отложений в этом районе. Конгломераты на 95% состоят из кварцевых галек и валунов. В частности на о. Гогланд, где выделена раннерифейская хогландская серия (нижний йотний), основание ее разреза сложено именно такими конгломератами. Конгломераты иногда имеют неясную слоистость, их гальки хорошо окатаны, а матрикс, состоящий из мелких кварцевых зерен, не содержит полевого шпата. Почти монокварцевый состав обломочной части этих конгломератов не отражает состав фундамента, сложенного гранитами, гнейсами, амфиболитами – породами, содержащими полевые шпаты.

Аналогичные конгломераты известны в мегаксенолите Тааликкала на северном склоне Выборгского батолита (Narju et al., 2010), а также слагают ксенолиты в диабазовых дайках (возраст 1.65 млрд лет) в рое даек Хяме к СЗ от этого батолита. Финские геологи предполагают, что это остатки кварц-аренитовых толщ базальных уровней чехла этой части БЩ, которые маркируют собой ранее неизвестный этап осадконакопления, предшествовавший внедрению гранитов рапакиви 1.65–1.62 млрд лет (Pokki et al., 2013). Более молодые, но тоже раннерифейские толщи – это «йотнийские» красные песчаники трогов Сатакунта и Ладожского озера, пространственно связанные с массивами рапакиви. Минимальный возраст этих толщ (1256 и 1460 млн лет) определен датировками прорывающих их даек и Валаамского силла.

На о. Гогланд из матрикса кварцевых конгломератов основания разреза хогландской серии, отобрана проба для выделения и последующего изучения зерен детритового циркона (dZr). Выделение зёрен dZr, изготовление аналитического препарата и изучение U–Pb изотопной системы выделенных зёрен dZr выполнено в ГИН РАН. Всего изучено 141 зерно и выполнено 150 анализов. Большинство зерен сильно окатаны и приобрели округлую форму; 13 из изученных зерен в той или иной мере сохранили «игольчатую» удлиненную форму. Они имеют возрасты от 1893 до 2122 млн лет. Остальные U–Pb датировки формируют три группы. В первой доминирующей группе (85 датировок) датировки заключены в интервале 1.87–2.22 млрд лет. Датировки двух других групп (13 и 22 датировки) попадают в интервалы 2.32–2.61 и 2.67–2.93 млрд лет, соответственно. При этом датировки в интервале 1.65–1.85 млрд лет отсутствуют. То есть в полученном возрастном наборе возрастов dZr интервал протяженностью 200 млн лет, предшествующий предполагаемому времени начала формирования хогландской серии (1.64 млрд лет), не представлен. Если породы с возрастными 1.65–1.80 млрд лет слагают небольшие по мощности тела в этой части БЩ и не могут быть источником большого количества dZr, то широко развитые в южной части Финляндии и Северного Приладожья позднеорогенные калиевые граниты с возрастными 1.85–1.80 млрд лет слагают множество массивов и мигматитовых полей. Отсутствие в полученном наборе датировок dZr с такими возрастными неожиданно и требует объяснения.

В работе (Pokki et al., 2013) указано, что среди dZr, извлеченных из той же породы, имеется несколько зерен, отвечающих возрасту рапакиви (1.65 млрд лет), при этом никаких подобных зерен в пробе из кварцевого валуна не обнаружено. На наш взгляд отсутствие «молодых» цирконов (1.85–1.60 млрд лет) можно объяснить тем, что в период, предшествующий рифейскому осадконакоплению, не было интенсивной эрозии свекофенских образований, а эрозии были подвергнуты лишь вторичные кварциты, слагающие плащеобразные близповерхностные залежи.

В районе Финского залива раннерифейские супракрустальные образования известны с начала XX века. В составе хогландской серии эти образования занимают большую часть о. Гогланд, вытянутого поперек простирания основных тектонических элементов южного ограничения БЩ. Наличие рифейских толщ на других островах Финского залива дискуссионное. Ранее была высказана точка зрения о том, что от крупного авлакогена в Ботническом заливе существует небольшое ответвление в сторону Финского залива, достигающее до о. Гогланд (Валиев, 1978). Это предположение не нашло подтверждения. Но зато восточнее о. Гогланд на Гос. геол. карте (1:1 000 000) показана субширотная структура, выполненная нижним рифеем, для которого, однако, не было геохронологических подтверждений. Мы изучили единственное естественное обнажение коренных пород в этой структуре, расположенное на о. Соммерс (в 40 км к СВ от о. Гогланд). На этом небольшом (900× 500 м) острове, вытянутом в широтном направлении, мы выделили две толщи: южную, сложенную исключительно кварцевыми порфирами, и северную, сложенную кварцевыми порфирами, дацитами и порфиритами. По порфирам южной толщи на ионном микрозонде SHRIMP-II получен возраст циркона 1662 ± 8 млн лет, что на 20 млн лет древнее, чем возрасты, известные ранее для основания хогландской серии – 1640–1630 млн лет на о. Гогланд. Для северной толщи получены более молодые датировки: трахибазальты –

1591±14 млн лет и кварцевые порфиры – 1578±5 млн лет (Терехов и др., 2022). Их возрасты не соответствуют возрастам Выборгского (1655–1625 млн лет) и Салминского плутонов (1550 млн лет), но попадают в интервал возрастов Рижского плутона и массивов Аландских островов. Учитывая это, а также наличие в береговой зоне о-вов Соммерса и Мощного множества валунов красных кварцитов, можно предполагать, что рифейская троговая структура, прослеженная на восток от о. Соммерс, сложена не хогландской, а аналогами приозерской свиты, выполняющей низы разреза Пашского грабена.

Работа выполнена в рамках исследований по темам Государственного задания ГИН РАН, ИГГД РАН и ИФЗ РАН.

Литература

- Валиев Р.Н. Авлакогены Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1978. 152 с.
- Наковник Н.И. Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. М.: Недра, 1968. 335 с.
- Терехов Е.Н., Макеев А.Б., Прокофьев В.Ю., и др. О природе вторичных кварцитов острова Большой Тютерс (Финский залив, Россия) // Литосфера. 2017. Т.17. №6. С.97–115.
- Терехов Е.Н., Скублов С.Г., Макеев А.Б. и др. Новые данные о раннерифейском возрасте (U-PB, SHRIMP-II) кислых и основных эффузивов Финского залива (о. Соммерс, Россия) // Доклады РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 506. № 1. С. 22–31.
- Gorbatschev R., Bogdanova S. Frontiers in the Baltic shield // Precambrian Res. 1993. V. 64. P. 3–21.
- Harju S., Rämö O.T., Mänttari I., Luttinen A. The Taalikkala megaxenolith. In: Guide to the IGCP-510 (A-type granites and related rocks through time) Field Trip, Southeastern Finland, August 14–18, 2010. Department of Geosciences and Geography, C 3. Helsinki: University of Helsinki, 2010. P. 40–41.
- Kurhila M., Andersen T., Rämö O.T. Diverse sources of crustal granitic magma: Lu–Hf isotope data on zircon in three Paleoproterozoic leucogranites of southern Finland // Lithos. 2010. V. 115. P. 263–271.
- Lahtinen R., Korja A., Nironen M. Paleoproterozoic tectonic evolution. In Precambrian geology of Finland: Key to the evolution of the Fennoscandian shield. Elsevier B.V.: Amsterdam, Netherlands, 2005. P. 481–532.
- Lahtinen R., Nironen M. Paleoproterozoic lateritic paleosol-ultramature/mature quartzite-meta-arkose successions in southern Fennoscandia – intra-orogenic stage during the Svecofennian orogeny // Precambrian Res. 2010. V. 183. P. 770–790.
- Pokki J., Kohonen J., Rämö O.T. et al. The Suursaari conglomerate (SE Fennoscandian shield; Russia) – Indication of cratonic conditions and rapid reworking of quartz arenitic cover at the outset of the emplacement of the rapakivi granites at ca. 1.65 Ga // Precambrian Res. 2013. V. 233. P. 132–143.

ПРАКТИЧЕСКОЕ ПРИМЕНЕНИЕ С-ИЗОТОПНОЙ ХЕМОСТРАТИГРАФИИ НА ПРИМЕРЕ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ДОКЕМБРИЯ БАЙКИТСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

К.А. Тихонова^{1*}, Н.Б. Красильникова¹

ООО «РН-КрасноярскНИПИнефть», Красноярск

*e-mail: tihonovakseniya94@mail.ru

С-изотопная хемотратиграфия является одним из инструментов стратиграфической корреляции геологических объектов в условиях слабо охарактеризованных палеонтологическими остатками толщ. Она основана на вариациях значений $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатных породах, отражающих изменения в балансе органического и карбонатного углерода в морской воде. У рассматриваемого метода есть как преимущества, так и недостатки. К преимуществам стоит отнести возможность повышения достоверности

расположения корреляционных границ. А к недостаткам - влияние постседиментационных процессов на величину $\delta^{13}\text{C}$. На примере карбонатных пород докембрия проведена оценка использования этого метода для стратиграфии Байкитской антеклизы в пределах одного лицензионного участка.

На изучаемой территории, расположенной в центральной части Байкитской антеклизы Сибирской платформы, к докембрию отнесены метаморфические породы архея – раннего протерозоя и терригенно-карбонатные, сульфатно-карбонатные осадочные образования позднего протерозоя. Согласно представлениям ООО «РН-КрасноярскНИПИнефть» о геологическом строении рассматриваемого участка, основывающимся на датировании К-Аг методом, скважинами вскрыты отложения среднего рифея. Образцы для исследований были отобраны из нижней юрубченской (скв. первая и вторая), долгоктинской (скв. третья и четвертая), нижней (скв. третья, четвертая, пятая) и средней куюмбинской (скв. пятая) толщ (рис.1). Такая же стратиграфическая позиция изучаемой части разреза рассмотрена в ряде работ Е.М. Хабарова (Хабаров и др., 2002, Хабаров, Варакина, 2011). Для определения минерального и химического составов пород были выполнены рентгенофазовый, рентгенофлуоресцентный анализы, масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой и изотопный анализ углерода. Также для небольшого количества образцов был выполнен петрографический анализ.

Определение изотопов углерода выполнено на изотопном масс-спектрометре Delta V Plus (ThermoFisher Scientific, Германия) в режиме постоянного потока посредством модуля Conflo IV. Для оценки сохранности изотопной системы были использованы граничные значения отношений Mn/Sr и Fe/Sr (Хабаров, Изох, 2014; Кочнев и др., 2018]. Содержания Fe и Mn были пересчитаны из их оксидов, концентрации которых определены с использованием аналитического комплекса СПЕКТРОСКАН МАКС-GVM на базе вакуумного рентгенофлуоресцентного кристаллдифракционного сканирующего спектрометра. Содержание Sr определено масс-спектрометром с индуктивно-связанной плазмой Agilent 7500сх. Условие Mn/Sr <10 и Fe/Sr <40 оказалось выполнимо только для 23% образцов, поэтому было принято решение на данном этапе не учитывать это условие.

Анализ изотопной характеристики был выполнен на образцах, в которых содержание доломита более 80%. Изучаемые образцы распределились следующим образом по толщам: верхняя юрубченская – 20 образцов, долгоктинская – 17 образцов, нижняя куюмбинская – 53 образца, средняя куюмбинская – 4 образца. На рис. 1 (а) значения $\delta^{13}\text{C}$ (VPDB) нанесены на изотопную кривую карбонатного углерода довендских отложений Байкитской антеклизы (Хабаров, Варакина, 2011). Видно, что значения $\delta^{13}\text{C}$ в скважинах три, четыре и пять не легли в принятые диапазоны, определенные Е.М. Хабаровым и И.В. Варакиной для рассматриваемой территории. Учитывая С-изотопную характеристику, выполнен пересмотр стратиграфических границ между толщами в анализируемых скважинах.

На рис. 1 (б) отображена изотопная кривая карбонатного углерода со значениями $\delta^{13}\text{C}$, расположенного в других стратиграфических границах. Для верхней юрубченской толщи (20 образцов) значения $\delta^{13}\text{C}$ изменяются от -0.99‰ до 0.18‰, для долгоктинской (10 образцов) – от -1.77‰ до -1.3‰, для нижней куюмбинской (64 образца) – от -1.39‰ до 0.78‰.

В результате применения С-изотопной хемотратиграфии была пересмотрена стратиграфическая приуроченность отложений, вскрытых разведочными скважинами (скв. четвертая и пятая), и уточнены границы внутри куюмбинской толщи. По значениям $\delta^{13}\text{C}$ кровля нижней куюмбинской толщи была сдвинута на кровлю ранее выделяемой средней куюмбинской толщи в пятой скважине, подошва нижней куюмбинской толщи была сдвинута ниже (рис.1). Таким образом, после выполнения вышеописанных действий была скорректирована геологическая модель рифейских отложений.

Полученные результаты демонстрируют возможность применения С-изотопных характеристик карбонатных пород среднего рифея для стратиграфической корреляции геологических объектов на территории центральной части Байкитской антеклизы.

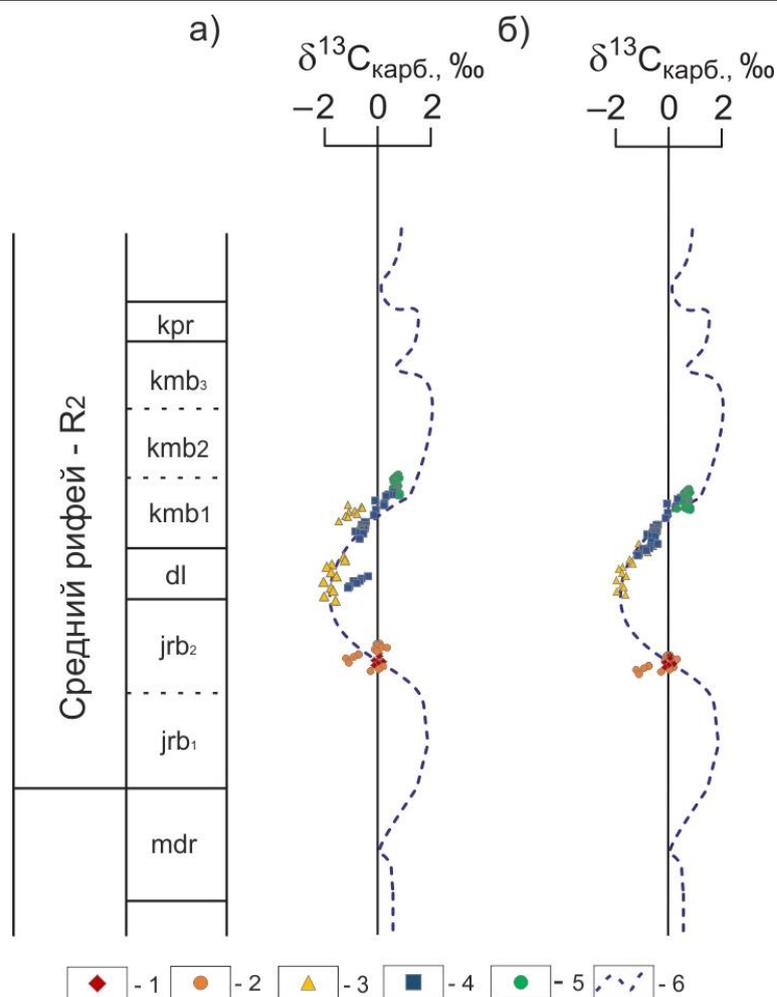


Рис.1. Изотопные кривые карбонатного углерода в отложениях среднего рифея Байкитской антеклизы. а) – значения $\delta^{13}\text{C}$ расположены по стратиграфическим комплексам согласно геологической модели; б) – значения $\delta^{13}\text{C}$ расположены по стратиграфическим комплексам согласно изотопной характеристике.

Значения $\delta^{13}\text{C}$ (VPDB) по скважинам: 1-первая, 2-вторая, 3-третья, 4-четвертая, 5-пятая, 6-изотопная кривая карбонатного углерода довендских отложений Байкитской антеклизы (Хабаров, Вараксина, 2011)

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

Хабаров Е.М., Вараксина И.В. Строение и обстановки формирования мезопротерозойских нефтегазоносных карбонатных комплексов запада Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. №8. С.1173–1198

Хабаров Е.М., Изох О.П. Седиментология и изотопная геохимия рифейских карбонатных отложений Хараулахского поднятия севера Восточной Сибири // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. №5–6. С. 797–820.

Хабаров Е.М., Пономарчук В.А., Морозова И.П., Вараксина И.В., Сараев С.В. Вариации уровня моря и изотопного состава карбонатного углерода в рифейском бассейне западной окраины Сибирского района (Байкитская антеклиза) // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. №3. С.211–239

МЕЖВЕДОМСТВЕННЫЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ: ИСТОРИЯ, ЗАДАЧИ И ПУТИ РАЗВИТИЯ

Т.Ю. Толмачева^{1,*}, А.С. Алексеев^{2,3}

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, *e-mail: tatiana_tolmacheva@vsegei.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва

³ Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва

В 2024 г. исполняется 70 лет со дня выхода в свет первого в истории нашей страны нормативно-методического документа по стратиграфии – брошюры «Стратиграфические и геохронологические подразделения» (1954), подготовленной Стратиграфической комиссией ВСЕГЕИ к Всероссийскому совещанию по общим вопросам стратиграфической классификации (ВСЕГЕИ, январь 1955 г.). Эта книга, которая стала прообразом отечественного Стратиграфического кодекса, положила начало эпохе унификации и создания единого подхода к стратиграфическим исследованиям. На этом совещании было предложено создать Межведомственный стратиграфический комитет СССР (МСК), который и был образован в 1955 г. по приказу Министерства геологии и охраны недр СССР № 472 от 02.06.1955 г. и Постановлением бюро Отделения геолого-географических наук АН СССР.

МСК начал свою работу с подготовки двух изданий книги «Стратиграфическая классификация и терминология» (1956, 1960) и ее расширенной версии «Стратиграфическая классификация, терминология и номенклатура» (1965). Были выпущены методические документы «Задачи и правила изучения и описания стратотипов и опорных разрезов» (1963) и «Инструкция по составлению корреляционных стратиграфических схем...» (1958). Шагом к созданию отечественного «Стратиграфического кодекса» стал и «Обзор зарубежных геологических кодексов» (Жамойда и др., 1969), существовавших к этому времени в 12 странах.

В 1970 г. МСК издал первый проект «Стратиграфического кодекса», в 1974 году – его второй вариант, который был рассмотрен на пленарном заседании МСК и утвержден к печати в мае 1976 г. В 1977 г. «Стратиграфический кодекс СССР» был опубликован тиражом 15 тыс. экземпляров.

Еще при первом председателе МСК академике Д.В. Наливкине сложился порядок работы МСК, сочетающий, по словам А.И. Жамойды (Жамойда, Прозоровская, 2005), «широкое открытое обсуждение и обязательность принятых решений». Тогда же были определены следующие основные направления деятельности МСК:

Определение и уточнение положения ярусных границ Общей стратиграфической шкалы (ОСШ). Это направление работ МСК долгие годы было в центре горячих дискуссий стратиграфов. В отечественной стратиграфии утвердилась концепция комплексности обоснования основных стратиграфических подразделений ОСШ, подразумевающая взаимосвязь разных геологических процессов и отражение этапов истории Земли в каком-то конкретном разрезе или регионе. Соответствие границ общих и региональных стратиграфических подразделений резким, легко узнаваемым в обнажениях и керне скважин уровням смены характера седиментации или залегания слоев, давало хорошую возможность для картографирования и корреляции стратонов.

Международная комиссия по стратиграфии (ICS), в то же время, пошла по пути определения общих стратонов как хроностратиграфических единиц (единиц временной шкалы) с границами, обозначенными биостратиграфическими, палеомагнитными, климатическими или другими маркерами, позволяющими распознавать в разрезе хронологические рубежи. Ярусные границы с начала 1970-х годов стали определяться через «глобальные стратотипические разрезы и точки» (Global Stratotype Section and Point – GSSP), выбор и утверждение которых стали базовой задачей ICS (Cowie, 1986).

Несмотря на горячие дискуссии и возражения, которые вызвал у многих отечественных стратиграфов такой путь, построения Международной

хроностратиграфической шкалы (МСШ) (например, Гладенков, 2004; Жамойда, 2004), МСК, при допущении о самостоятельности ОСШ, одной из своих задач считал приближение ОСШ к МСШ (Жамойда, 2011). В соответствии с ярусным составом и их границами в МСШ были полностью приведены отечественные ярусные шкалы ордовика и силура, карбона; идентичными считаются ярусные шкалы девона, триаса, юры, мела, палеогена и неогена ОСШ. Кембрий и пермь в ОСШ существенно отличаются и по структуре, и по набору ярусов от таковых соответствующих систем МСШ. А стратиграфическая шкала докембрия России основана на ином, историко-геологическом принципе и имеет не так много общего с МСШ.

В настоящее время внимание ICS сфокусировано на завершении формирования МСШ, поскольку до сих пор 22 яруса из 102 не имеют утвержденных границ, а также на уточнении геохронологического возраста ярусных границ МСШ. В связи с недостаточным количеством отечественных исследований в этом направлении МСК было принято решение использовать для границ ОСШ геохронологические датировки границ соответствующих ярусов МСШ, прошедших утверждение в подкомиссиях по системам ICS (Постановления..., 2023).

Для увеличения корреляционных возможностей GSSP и прослеживания ярусных границ в разных биогеографических провинциях, климатических зонах и фациях ICS ввела вспомогательные стратотипы (гипостратотипы) – Auxiliary Stratotype Point (Cowie, 1986), заменив их позднее на Standard Auxiliary Boundary Stratotype (SABS) (Head et al., 2022, 2023), требования для выбора которых соответствуют таковым GSSP. В этой связи установление вспомогательных стратотипов ярусных границ МСШ на разнородной в геологическом плане территории России является одной из важных задач, решение которой позволит надежнее прослеживать ярусные границы МСШ, точнее сопоставлять их с границами ярусов ОСШ и их корреляцию с региональными подразделениями.

Разработка региональных стратиграфических шкал и стратиграфических схем. Выделение региональных подразделений (горизонтов или региональных ярусов и подъярусов) является одной из основных задач, которую решают специалисты – стратиграфы при возрастном расчленении осадочных, вулканических и метаморфических толщ отдельного региона или седиментационного бассейна. Региональная шкала осадочного чехла платформ чаще всего отражает историю развития региона, а границы ее подразделений часто имеют комплексное обоснование. В складчатых областях гетерогенного строения региональная шкала, наоборот, традиционно больше опирается на биоэональные последовательности, так как этапность развития региона, как правило, не прослеживается в сближенных тектонических блоках разнофациальных толщ.

Региональные и местные стратиграфические схемы по сути являются модельным представлением стратиграфии о геологическом строении участков недр или регионов. За время работы МСК рассмотрел и утвердил 467 региональных схем на все регионы страны и бывших союзных республик и на все стратиграфические интервалы от докембрия до четвертичного времени. Несмотря на значительную потерю государственного интереса к созданию и обновлению региональным стратиграфическим схемам эта работу необходимо продолжать.

Разработка специальных стратиграфических шкал. С построения специальных шкал начинается работа стратиграфов и палеонтологов. К этим шкалам отнесены последовательности биостратиграфических зон, а также литостратиграфических, климатостратиграфических, магнитостратиграфических, сейсмостратиграфических подразделений, которые «устанавливаются с помощью отдельных методов» в отличие от «основных стратиграфических подразделений, которые имеют геосистемную природу и отражают некий этап в развитии геосферы в целом или ее участка» (Стратиграфический..., 1992, с. 16). Эта категория подразделений детально рассмотрена в «Дополнениях к Стратиграфическому кодексу» (2000).

За последние десятилетия значительно вырос уровень лабораторно-аналитических методов стратиграфических исследований, в особенности большое значение приобрело

изучение вариаций стабильных изотопов углерода, кислорода, стронция, неодима в осадочных породах и фаунистических остатках. С помощью методов геохронологии стало возможным определять в единицах физического времени возраст любых отложений, слабо охарактеризованных фауной и флорой. Появилась концепция событийной стратиграфии, дающая новый инструмент для корреляции разнофациальных толщ (Walliser, 1996). Постоянно уточняются магнитостратиграфические шкалы, расширяется число групп фауны и флоры, по которым строятся, уточняются и детализируются биозональные последовательности.

5. Разработка нормативных документов Межведомственного стратиграфического комитета. Нормативными документами МСК являются «Стратиграфический кодекс» и публикации его решений в регулярных «Постановлениях МСК и его постоянных комиссий». Близкое к современному виду содержание «Стратиграфического кодекса» было разработано еще к 1992 г., когда в основном были завершены дискуссии по общим вопросам и проблемам стратиграфии, установлению процедур, номенклатуры и классификации стратиграфических подразделений, возникшие в связи с большим объемом геолого-съёмочных работ масштаба 1: 200 000 и 1: 50 000. Все последующие нормативные решения МСК были связаны с требованиями развернувшейся в начале века программы по созданию государственной геологической карты масштаба 1: 1 000 000 третьего поколения. В результате в «Стратиграфическом кодексе» 2006 г. был сокращен ряд статей, примечаний и примеров, не включены приложения, помещенные в «Дополнениях к Стратиграфическому кодексу России» (2000). В 2019 г. при переиздании кодекса были внесены минимальные изменения, касающиеся организационных вопросов рассмотрения региональных стратиграфических схем. В настоящее время, когда в геологических организациях накопился опыт картографирования в масштабе 1: 1 М и 1: 200 000, к «Стратиграфическому кодексу», который по существу не обновлялся с 2006 г., возник ряд замечаний и вопросов, в том числе, касающихся уточнению категорий листостратиграфических подразделений и многое другое.

Стратиграфия – важнейший раздел геологии, делающий эту науку действительно исторической, так как создает ее временной каркас – стратиграфические шкалы и схемы. От надежности стратиграфических схем, которые лежат в основе легенд листов и серий листов геологических карт и обязательны для использования при работах по картографированию и геологической съёмке, зависит достоверность и точность геологических карт, а следовательно, и суверенитет государства над своими недрами. В связи этим статус и значение МСК должны быть существенно повышены.

Литература

Гладенков Ю.Б. Некоторые проблемы стратиграфии начала XXI века и ее основные направления // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 4. С. 14–19.

Дополнения к Стратиграфическому кодексу России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 112 с.

Жамойда А. И. Проблемы Международной (Общей) стратиграфической шкалы и ее совершенствование // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 4. С. 3–13.

Жамойда А. И. Эскиз структуры и содержания теоретической стратиграфии. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011. 196 с. (Труды. Нов. серия. Т. 352).

Жамойда А.И., Ковалевский О.П., Моисеева А.И. Обзор зарубежных стратиграфических кодексов // Тр. МСК. М.: Наука, 1969. Т. 1. 103 с.

Жамойда А.И., Прозоровская Е.Л. Пять десятилетий Межведомственного стратиграфического комитета // Региональная геология и металлогения. 2005. № 24. С. 160–170.

Задачи и правила изучения и описания стратотипов и опорных разрезов / отв. Л.С. Либрович, Н.К. Овечкин. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 28 с

Инструкция по составлению корреляционных стратиграфических схем для территории СССР и отдельных ее регионов / отв. Л.С. Либрович, А.И. Жамойда. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 18 с.

Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 47. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2023. 68 с.

Стратиграфическая классификация и терминология / Под ред. А.П. Ротая. М.: Госгеолтехиздат, 1956. 27 с.

Стратиграфическая классификация и терминология / Под ред. А.П. Ротая, 2-е изд., перераб. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 59 с.

Стратиграфическая классификация, терминология и номенклатура / Под ред. А.И. Жамойды Л.: Недра, 1965. 70 с.

Стратиграфические и геохронологические подразделения. Их принципы, содержание, терминология и правила применения / Под ред. Л. С. Либровича. М.: Госгеолтехиздат, 1954. 87 с.

Стратиграфический кодекс России. Издание третье. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 96 с.

Стратиграфический кодекс СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1977. 79 с.

Стратиграфический кодекс. Издание второе, дополненное. СПб.: МСК, 1992. 120 с.

Cowie, J.W. Guidelines for Boundary Stratotypes // Episodes. 1986, V. 9. P. 78–82.

Head, M.J., Aubry, M.-P., Piller, W.E., and Walker, M., 2022, Standard Auxiliary Boundary Stratotype (SABS) approved to support the Global boundary Stratotype Section and Point (GSSP) // Episodes. 2023. V. 46. № 1. P. 99–100.

Head, M.J., Aubry, M.-P., Piller, W.E., and Walker, M. The Standard Auxiliary Boundary Stratotype: a proposed replacement for the Auxiliary Stratotype Point in supporting a Global boundary Stratotype Section and Point (GSSP) // Episodes. 2023. V. 46. № 1. P. 35–45.

Walliser O.H. (ed.) Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic. Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo, Hong Kong: Springer-Verlag. 1996. 333 pp.

ВОЗРАСТНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ДРЕВНИХ ВЫСОКОМЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ТОЛЩ (ХАНМЕЙХОЙСКАЯ СВИТА, ХАРБЕЙСКАЯ СЕРИЯ, ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

О.В. Удоратина¹, Н.С. Уляшева¹, В.Б. Хубанов²

¹Институт геологии ФИЦ КНЦ УрО РАН, Сыктывкар, e-mail: udoratina@geo.komisc.ru

²Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, e-mail: khubanov@mail.ru

На Полярном Урале в центральной части Харбейского антиклинория на поверхность выведены высокометаморфизованные породы – амфиболиты, плагиомигматиты, гнейсо-граниты одноименного комплекса. В основании харбейского комплекса залегает ханмейхойская свита *раннепротерозойского* возраста (Душин и др., 2014, Зылева и др., 2013).

Первичная природа пород, подвергшихся ультраметаморфизму, реконструируется на основании петрохимических и геохимических характеристик как вулканогенно-осадочная. Амфиболиты – толеитовые и известково-щелочные базальты, их туфы, пеплы и возможно туфопесчаники (Уляшева, 2012). Плагиомигматиты и гнейсо-граниты как продукты плавления (реморфизма) *in-situ* (возможно с незначительным перемещением) вышеописанного первично неоднородного субстрата (Удоратина и др., 2022, 2023; Голубева, 2011).

Для всех выделенных типов пород предприняты попытки определения абсолютного возраста (единичные кристаллы циркона U–Pb SIMS): амфиболиты (Уляшева и др., 2022а), гранитизированные амфиболиты и плагиомигматиты (Коновалов и др., 2016, Удоратина и др., 2023), гнейсо-граниты (Голубева, 2011).

Конкордантный возраст циркона из амфиболитов ханмейхойской свиты (U–Pb, LA ICP MS) центральной части харбейского метаморфического комплекса по 29 зернам составил 583.2 ± 2.9 млн лет при СКВО – 0.18, обнаруженные в выборке цирконы с древними возрастными (2462–1023 млн лет) авторы считают захваченными, ксеногенными (Уляшева и др., 2022б).

Цирконы из гранитизированного амфиболита ханмейхойской свиты (U–Pb, SHRIMP II) также обнаруживают широкий диапазон возрастов (2055–412 млн лет), авторами диапазон 678–577 млн лет выбран как соответствующий возрасту пород, цирконы с

возрастами 556–502 млн лет и 425–412 млн маркируют возраст метаморфизма, циркон с древними возрастaми (2700–800 млн лет) рассматривается как захваченный, ксеногенный (Коновалов и др., 2016).

Возрастные значения 392–367 млн лет, 348 млн лет, полученные по амфиболитам ханмейхойской свиты Sm–Nd и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методами, соответствуют времени метаморфизма (Уляшева и др., 2022a).

Для гнейсо-гранитов характерны цирконы одной генерации, возраст которых соответствует 557 и 497 млн лет (разные тела, U–Pb, SHRIMP II, Голубева, 2011), в амфиболитах и плагиомигматитах обнаружены цирконы с широким диапазоном возрастов и формой не оставляющей сомнений в их ксеногенной природе.

Исключая граниты в которых набор кристаллов циркона однотипен и возраст соответствует времени их выплавления, исключая цирконы с возрастaми, отражающими возраст позднее проявленного метаморфизма, ключевой вопрос возраста первичного субстрата и соответственно стратиграфического положения ханмейхойской свиты заключен в содержащихся как в амфиболитах, так и в плагиомигматитах одинаковых возрастных наборах цирконов.

Исследуемые нами плагиомигматиты, образующие различной мощности тела среди амфиболитов, характеризуются серо-белым цветом с зеленоватым оттенком, мелко- и среднезернистой структурой; массивной, гнейсовидной и полосчатой текстурой. В них наблюдаются гетеробластовая, нематогранобластовая, лепидонематогранобластовая, пойкилобластовая микроструктуры. Породы состоят (об., %) из плагиоклаза – олигоклаза (An_{23}) (50–60), кварца (10–30), амфибола (чермакит ($f_{0,37-0,53}$) – 5–15), клиноцоизита (1–15), биотита (0–5), граната (гроссуляр-альмандин ($\text{Alm}_{51-54}, \text{GrS}_{24-25}, \text{Sps}_{8-10}, \text{Prp}_{7-9}$) – 0–ед. зерна), КППШ (0–ед. зерна), апатита (1), циркона (менее 1), мусковита (ед. зерна), титанита (ед. зерна), рудного минерала (срастания титаномагнетита и ильменита) (1–2). На диаграммах реконструкции первичного состава породы точки составов плагиомигматитов занимают зону перекрытия полей осадочных и магматических пород.

Полученный нами диапазон возрастов циркона из плагиомигматита (U–Pb, LA ICP MS) необычайно широкий (от 2705 до 113 млн лет). В выборке наблюдались кристаллы, зерна и их обломки. Среди цирконов распространены округлые зерна со сглаженными и полусглаженными ребрами и индивиды с выраженными кристаллографическими формами. На катодолюминесцентных изображениях наблюдается различный цвет циркона (желтый, голубоватый, синий), во внутренних частях зерен наблюдается магматическая зональность. Все это указывает на присутствие в выборке популяций циркона, имеющих различный генезис и источники.

Принимая во внимание, что граниты с возрастом 557 и 497 млн лет (Голубева, 2011) прорывают ханмейхойскую свиту, то цирконы в плагиомигматитах с аналогичными или близкими значениями возраста (547–502 млн лет) являются, по-видимому, продуктами флюидной гранитной переработки пород.

Цирконы с возрастaми от 620 до 556 млн лет, составляющие 40 % выборки, рассматриваются нами как возраст, отражающий время формирования пород, цирконы с архейскими, раннепротерозойскими и рифейскими возрастaми (2705–805 млн лет) рассматриваются как ксеногенные, а цирконы с возрастaми 469–453 и 370–364 млн лет отражающие, по-видимому, метаморфизм. Объяснения единичных значений возраста цирконов 279–246 млн лет и 139–113 млн лет, пока нет.

Авторами решались следующие задачи: 1) как цирконы с древними возрастaми поступали в расплав, либо в место формирования (аккумуляции) пород, 2) могли ли цирконы с возрастaми 620–556 млн лет кристаллизоваться из базальтовой магмы.

Цирконы с древними возрастaми, как предположение: 1) могли поступать захваченные расплавом при магмогенерации из верхней мантии или при продвижении в верхние горизонты, если в основании островной дуги находился энсиалический блок, либо 2) могли поступать с осадочным материалом размыва континентального блока (например

ВЕР) в бассейн, куда изливались базальты, поступал туфовый и пепловый материал и где формировались, возможно и туфопесчаники впоследствии подвергавшиеся ультраметаморфизму.

Цирконы с возрастом, отражающим формирование пород (толщи), по своим геохимическим характеристикам должны соответствовать цирконам из основных магматитов. Определение редких, рассеянных и редкоземельных элементов в цирконах с возрастными интервалами 620–556 млн лет проведено на ионном зонде (г. Ярославль, С.Г. Симакин). Полученные данные (цирконы с возрастными интервалами 602, 580, 567, 556 млн лет) показали, что на различных диаграммах, используемых для диагностики (Belousova et al., 2002), положение точек неоднозначное, так как во многом поля цирконов мафических пород, гранитоидов и пегматитов перекрываются. Но в целом мы рассматриваем соответствие данных цирконов цирконам габбро-базальтовой группы пород. Для цирконов других возрастных групп получены данные, указывающие на их поступление из различных источников (пород), что подтверждается различной окраской на катодолюминесцентных снимках.

Таким образом, учитывая все полученные нами и предшественниками данные возрастной истории ханмейхойской свиты харбейской серии Полярного Урала соответствует, скорее всего, возрасту верхний рифей–венд. Основанием служат полученные данные U–Pb, SIMS по цирконам из амфиболитов (центральная часть), гранитизированных амфиболитов (западная часть) и плагиомигматитов (центральная часть) ханмейхойской свиты харбейского комплекса.

Литература

Голубева И.И. Первые результаты U–Pb датирования цирконов гнейсогранитов харбейского комплекса Полярного Урала // ДАН. 2011. Т. 439. № 4. С. 508–513.

Душин В.А., Сердюкова О.П., Малюгин А.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Полярно-Уральская. Лист Q-42-VII-VIII (Обской). Объяснительная записка. СПб.: Картогр. фабрика ВСЕГЕИ, 2014. 446 с.

Зылева Л.И., Коновалов А.Л., Казак А.П. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Западно-Сибирская серия – Лист Q-42 (Салехард). Объяснительная записка. СПб.: Картогр. фабрика ВСЕГЕИ, 2013. 387 с.

Коновалов А.Л., Лохов К.И., Черкашин А.В., Вакуленко О.В. О тектонической границе между метаморфическими сланцевыми и кристаллическими образованиями позднего протерозоя Харбейского антиклинория (Полярный Урал) // Региональная геология. ВСЕГЕИ. 2016. № 68. С. 6–20.

Удортатина О.В., Уляшева Н.С., Куликова К.В., Шуйский А.С. Минералогическая характеристика метаморфитов нижней части ханмейхойской свиты (руч. Хабинсово-Шор, Полярный Урал) / Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 11. Мат-лы XI Всерос. Петрограф. конф. с межд. уч-ем. Томск. 2022. С. 142–149.

Удортатина О.В., Уляшева Н.С., Хубанов В.Б., Куликова К.В., Шуйский А.С., Капитанова В.А. Плагиомигматиты ханмейхойской свиты (Харбейский метаморфический комплекс, Полярный Урал): новые данные / Геодинамика и минерагения Северной Евразии: материалы VI Международной научной конференции, посвященной 50-летию Геологического института им. Н. Л. Добрецова СО РАН. Улан-Удэ: Изд-во Бурятского ун-та, 2023. С. 530–533.

Уляшева Н.С. Метабазиты харбейского комплекса (Полярный Урал). Сыктывкар: Геопринт. 2012. 98 с.

Уляшева Н.С., Серов П.А., Травин А.В. Sm/Nd и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопно-геохронологические исследования амфиболитов ханмейхойской свиты харбейского метаморфического комплекса (Полярный Урал) // Докл. АН. 2022а. Т. 506. №2, С. 194–201.

Уляшева Н.С., Шуйский А.С., Хубанов В.Б. Результаты U–Pb LA ICP MS датирования циркона из амфиболитов ханмейхойской свиты (харбейский метаморфический комплекс, Полярный Урал) / Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Мат-лы 31-й науч. конф. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2022б. С. 123–126.

Belousova E.A., Griffin W.L., Suzanne Y. O'Reilly, Fisher N.I. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type / Contrib Mineral Petrol. 2002. № 143. 602–622.

О ПРОТОЛИТЕ ГРАНУЛИТОВ ЛАРБИНСКОГО БЛОКА: РЕСТАВРАЦИЯ ПЕРВИЧНОЙ ПРИРОДЫ ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

А.В. Юрченко^{1,*}, Ш.К. Балтыбаев^{1,2}

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург,

²Санкт-Петербургский государственный университет – Институт наук о Земле, Санкт-Петербург

*e-mail: yurchenko-nastya@yandex.ru

Гранулиты Ларбинского блока выявлены в отдельных слабообнаженных для изучения площадях в пределах юго-восточной части Джугджуро–Становой складчатой области (Великославинский и др., 2017). Пока не до конца ясным остается вопрос о протолите этих гранулитов, также как и вопрос о возможном диапазоне накопления толщ, впоследствии метаморфизованных в условиях высоких температур и давлений. По небольшому числу опубликованных ранее работ можно сделать вывод, что гранулиты Ларбинского блока являются архейскими образованиями (Бибикова и др., 1984), хотя некоторые считают, что такая точка зрения не является бесспорной (Rozen, 1994).

Ларбинский блок некоторые исследователи относили к Тындинскому террейну (Смелов, Тимофеев, 2003), в котором развиты архейские образования двух комплексов: становой и ларбинского, амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма соответственно. Ларбинский гранулитовый комплекс в виде небольших тектонических блоков ограничен разломами северо-западного простирания (Rosen, 1994). Наряду с гранулитами предполагается наличие метаморфизованных вулканогенных и осадочно-вулканогенных пород раннепротерозойского возраста (гилюйский комплекс), которые некоторыми исследователями рассматриваются как фрагменты зеленокаменных поясов (Соколовский и др., 1994). Считается, что ларбинский комплекс включают эндербиты и амфибол-биотитовые гнейсы, хлорит-амфиболовые сланцы, переслаивающиеся с пироксеновыми гнейсами и кинцигитами, содержит также известково-силикатные породы, мраморы и кварциты, включая железистые. Степень метаморфизма этих пород оценивают как соответствующую гранулитовой фации повышенных и высоких давлений (Кастрыкина, 1983).

Судя по изотопному датированию эндербитов, ларбинский гранулитовый комплекс несомненно испытал как минимум один высокотемпературный метаморфизм в палеопротерозое – 1884 млн лет назад (авторские данные), что следует из результатов U–Pb анализа метаморфогенных оболочек циркона из изученных эндербитов. Пока нашими исследованиями прямые данные о наличии архейского метаморфизма не получены, но такой метаморфизм скорее всего имел место, особенно, если учесть, что Nd модельный возраст изученных гранулитов 2.8–3.0 млрд лет, а возраст эндербитов ~ 2.55 млрд лет.

Дискриминационный анализ по общему набору макроэлементов (Великославинский и др., 2013) позволяет разделить метаморфизованные породы по исходному протолисту на две группы: магматическую и осадочную (рис. 1). Выделяются группы магматических пород (8 точек), осадочных (3 точки), а часть проб (18 точек) попадает в поле неопределенности, где предположительно первично магматические двупироксеновые кристаллосланцы (4 точки) имеют отрицательные значения DF(x) и тяготеют к полю магматических протолитов, в то время как гранатсодержащие глиноземистые гнейсы (предположительно исходно осадочные, 10 точек) имеют положительные DF(x) и тяготеют к полю осадочных протолитов. Для 4х проб в этом поле на основе дискриминантного анализа нельзя определить протолит.

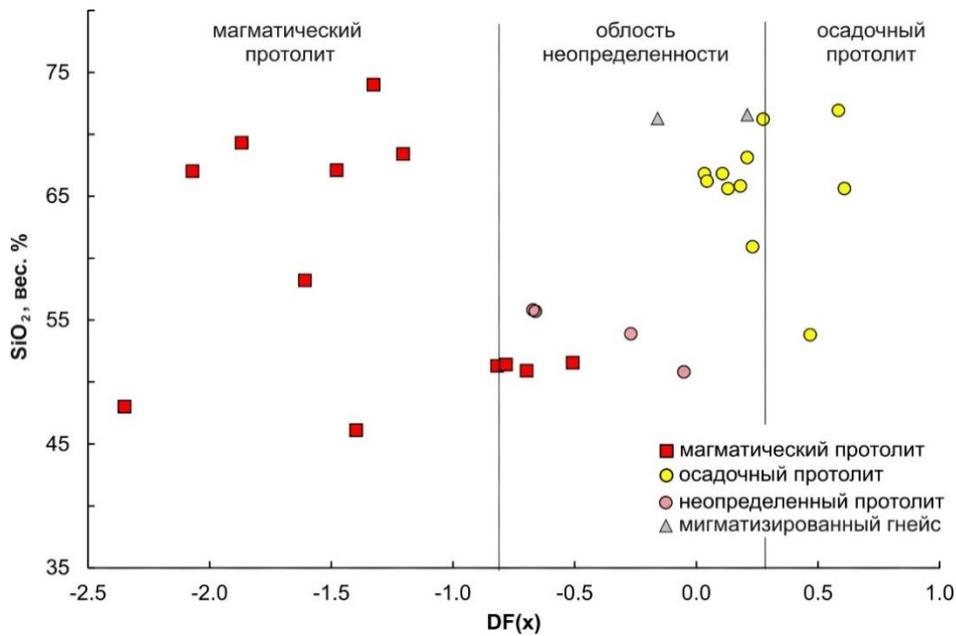


Рис. 1 – Диаграмма SiO_2 – $\text{DF}(x)$ для орто- и парапород Ларбинского участка. Параметр $\text{DF}(x)$ метаморфических пород рассчитан по (Великославинский и др., 2013).

Петрохимические параметры, оцененные по методике А.Н. Неелова (1980) показали, что ларбинские высокоглиноземистые гнейсы сложены более сортированными осадками (пелитами), а другие гнейсы представлены менее дифференцированными песчаниками, алевролитами и алевропелитами. В соответствии с этими данными, распределение точек составов пород связано в большей степени с гранулометрической дифференциацией вещества (рис. 2а). Породы характеризуются умеренной щелочностью при значительной роли калия, содержания которого увеличиваются от песчаников к пелитам, что отражается на увеличении длины вектора.

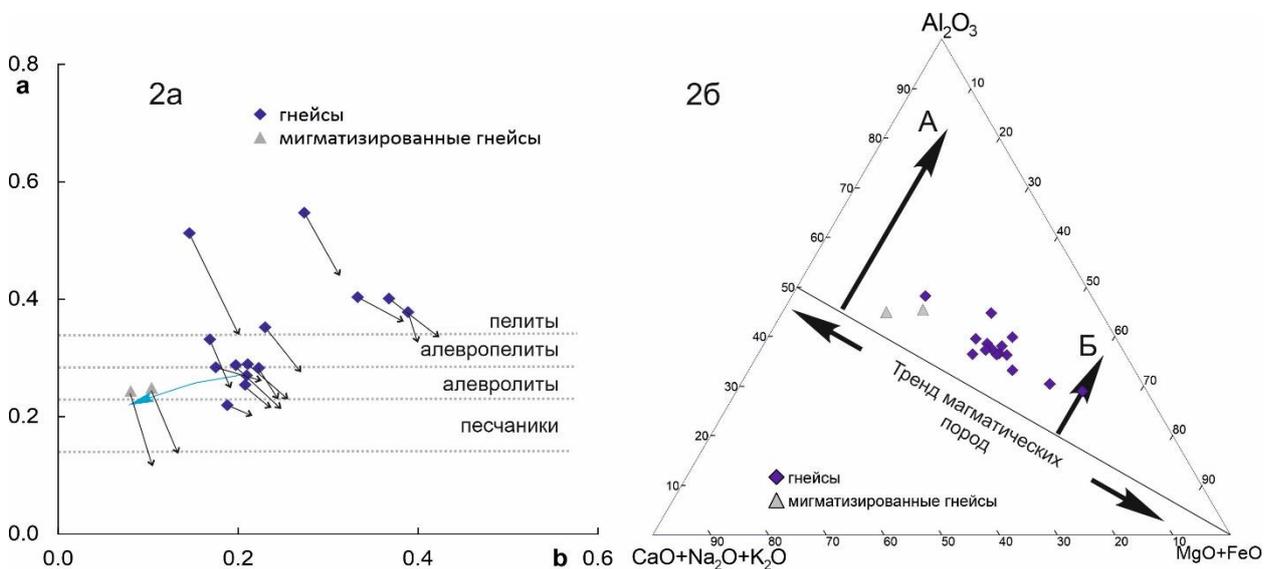


Рис. 2 – положение парапород Ларбинского участка: (а) – диаграмма ab ($a = \text{Al}/\text{Si}$), $b = (\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn} + \text{Ca} + \text{Mg})/1000$, $n = \text{K} + \text{Na}$ – длина вектора, $k = \text{K}/(\text{K} + \text{Na})$ – наклон вектора (Неелов, 1980)); (б) – диаграмма Al_2O_3 – $(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ – $(\text{FeO}_{\text{общ}} + \text{MgO})$ (Nesbitt, Yong, 1984). Стрелками показаны направления изменения состава при химическом выветривании кислых (А) и основных (Б) магматических пород. Синяя стрелка – изменения положения состава пород при мигматизации.

Слабая и средняя зрелость осадков иллюстрируется и тройной диаграммой Al_2O_3 – $(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$ – K_2O (рис. 2б), предложенной в работах (Nesbitt, Young, 1984). Породы Ларбинского участка образуют слабо сгруппированное поле, вытянутое в направлении

увеличения степени выветривания (к вершине треугольника), что свидетельствует о неравномерном химическом выветривании широкого спектра терригенного материала в области сноса. Часть точек близка к направлению изменения состава основных (Б) магматических пород при химическом выветривании.

Изучение редких и редкоземельных элементов в породах показало, что метаосадки Ларбинского участка имеют однотипные спектры распределения, которые близки спектрам распределения элементов в постархейском среднем глинистом сланце Австралии PAAS (Nance, Taylor, 1976).

Выводы.

1) Породы Ларбинского участка имели слабо и умеренно выветрелые источники сноса.
2) Метаморфизованные породы по исходному протолисту подразделяются на две неравные группы: большую – магматическую и, соответственно, подчиненную – осадочную (пелиты, песчаники, алевролиты и алевропелиты). Вариации составов метаосадочных пород связаны в большей степени с гранулометрической дифференциацией вещества.

3) Для значительной части проб (> 60%) природу протолиста по содержанию петрогенных элементов определить затруднительно, что связано с воздействием высокотемпературного метаморфизма. Мигматизация пород является наиболее существенным фактором, искажающим реконструкцию состава исходной породы.

Исследования выполнены при финансовой поддержке тем НИР ИГГД РАН: FMUW-2022-0002 Минобрнауки России.

Литература

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., 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.

Великославинский С.Д., Глебовицкий В.А., Крылов Д.П. Разделение силикатных осадочных и магматических пород по содержанию петрогенных элементов с помощью дискриминантного анализа // Докл. АН. 2013. Т. 453. № 3. С. 310–313.

Кастрыкина В.М. Метаморфизм центральной части Джугджуро-Становой складчатой области // Метаморфизм до кембрия в районе Байкало-Амурской магистрали. Л.: Наука, 1983. С. 140–163.

Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.

Смелов А.П., Тимофеев В.Ф. Террейновый анализ и геодинамическая модель формирования Северо-Азиатского кратона в раннем докембрии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 42–54.

Соколовский А.К., Федчук В.Л., Корсаков А.К., Соболев В.М. Строение нижнего докембрия Становой области Алданского щита // Геология и разведка. 1994. № 5. С. 9–18.

Nance W.B., Taylor S.R. Rare earth element patterns and crustal evolution – In: Australia post-Archean sedimentary rocks // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1976. V.40. Iss. 12. P. 1539–1545.

Nesbitt H.W., Young G.M. Prediction of some weathering trend of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic consideration // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1984. V.48, Iss. 7. P.1523–1534.

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 VIII Российской конференции
по проблемам геологии докембрия

25–29 сентября 2023 г.
ИГГД РАН, Санкт-Петербург

Электронное издание

ISBN 978-5-4386-2301-4

Издательство «Свое издательство»

<https://isvoe.ru/>

Е-mail: editor@isvoe.ru

Тел.: (812) 900-21-45