# СОДЕРЖАНИЕ

-

\_

# Том 30, номер 1, 2022

Супракрустальные образования разновозрастных архейских зеленокаменных структур Карельского кратона Фенноскандинавского щита на границе со Свекофеннским блоком: состав, возраст, происхождение <i>Т. А. Мыскова, П. А. Львов</i>	3
Источники сноса верхнедокембрийских глинистых пород Южного Урала: результаты геохимических и Sm—Nd изотопно-геохимических исследований А. В. Маслов, А. Б. Кузнецов, А. Ю. Крамчанинов, Л. В. Шпакович, Э. З. Гареев, В. Н. Подковыров, С. Г. Ковалев	33
Представители миаохенской биоты из дошурамских отложений эдиакария (венда) Патомского нагорья Сибири <i>П. Ю. Петров, Н. Г. Воробьева</i>	55
Новые данные по стратиграфии юрских (плинсбах-ааленских) отложений района мыса Цветкова, Восточный Таймыр О. А. Лутиков, Б. Н. Шурыгин, В. В. Сапьяник, А. Н. Алейников, А. С. Алифиров	69
Развитие природной среды на мысе Малый Чукочий (Колымская низменность) в среднем—позднем неоплейстоцене: реконструкция по микропалеонтологическим данным	
О. Г. Занина, Д. А. Лопатина, Я. С. Овсепян, С. А. Кузьмина, А. Ю. Степанова, Е. Е. Талденкова, Т. А. Вишнивецкая, Е. М. Ривкина	94
ПЕРСОНАЛИИ	
Памяти Александра Ивановича Жамойды (1921–2021)	115
Авторский указатель тома 29, 2021 г.	118

# CONTENTS

-

\_

# Vol. 30, No. 1, 2022

Supracrustal Formations of Different Age Archean Greenstone Structures of the Karelian Craton of Fennoscandian Shield at the Border with the Sphekofennian Block: Composition, Age, and Origin	
T. A. Myskova and P. A. Lvov	3
<ul> <li>Provenances for the Upper Precambrian Clayey Rocks of the Southern Urals:</li> <li>Results of Geochemical and Sm–Nd Isotope Geochemical Investigations</li> <li>A. V. Maslov, A. B. Kuznetsov, A. Yu. Kramchaninov, L. V. Shpakovich,</li> <li>E. Z. Gareev, V. N. Podkovyrov, and S. G. Kovalev</li> </ul>	33
Representatives of the Miaohe Biota from the Pre-Shuram Ediacaran (Vendian) Strata of Patom Highland, Siberia <i>P. Yu. Petrov and N. G. Vorob'eva</i>	55
New Data on Stratigraphy of the Jurassic (Pliensbachian–Aalenian) Sediments of the Cape Tsvetkova Region, Eastern Taymir O. A. Lutikov, B. N. Schurygin, V. V. Sapjanik, A. N. Aleinikov, and A. S. Alifirov	69
Development of the Environment at the Maly Chukochy Cape (Kolyma Lowland) in the Middle-Late Neopleistocene: Reconstruction Based on Micropaleontological Data O. G. Zanina, D. A. Lopatina, Ya. S. Ovsepyan, S. A. Kuzmina, A. Yu. Stepanova, E. E. Taldenkova, T. A. Vishnivetskaya, and E. M. Rivkina	94
PERSONALIA	
In memory of Aleksandr Ivanovich Zhamoida (1921–2021)	115
Author's Index of Volume 29, 2021	118

УДК 552.313:551.71 (470.22)

# СУПРАКРУСТАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ АРХЕЙСКИХ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ СТРУКТУР КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА НА ГРАНИЦЕ СО СВЕКОФЕННСКИМ БЛОКОМ: СОСТАВ, ВОЗРАСТ, ПРОИСХОЖДЕНИЕ

© 2022 г. Т. А. Мыскова<sup>1, \*</sup>, П. А. Львов<sup>1, 2</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия <sup>2</sup>Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия \*e-mail: tmyskova@gmail.com Поступила в редакцию 21.01.2021 г. После доработки 29.05.2021 г. Принята к публикации 05.07.2021 г.

Получены новые данные о составе и возрасте архейских супракрустальных комплексов Ялонвара-Пертинъярвинской, Корпиярвинской и Пастаярвинской структур краевой части Карельского кратона Фенноскандинавского щита в области его сочленения со Свекофеннским орогеном. Структуры традиционно относились к единому зеленокаменному поясу Ялонвара-Иломантси. На основании геохронологических, петрографических и геохимических данных установлено, что только Корпиярвинскую и Пастаярвинскую структуры с возрастом 2.73 млрд лет можно считать продолжением финского зеленокаменного пояса Хатту провинции Иломантси. Более древние образования Ялонвара-Пертинъярвинской структуры, имеющие возраст 2.95–2.93 млрд лет, могут быть сопоставлены с мезоархейской базальт-андезит-дацит-риолитовой стратотектонической ассоциацией Хаутаваарской структуры Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. В отличие от древних зеленокаменных образований, представленных преимущественно туфами, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций, более молодые неоархейские образования представлены гнейсами и амфиболитами и метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации. Породы обоих комплексов по геохимическим признакам близки к вулканитам надсубдукционных обстановок, но различаются соотношением вещества мантийного клина и субдуцирующей плиты.

*Ключевые слова:* Карелия, неоархей, мезоархей, вулканиты, U–Pb геохронология **DOI:** 10.31857/S0869592X22010057

## введение

Архейские супракрустальные комплексы, которым посвящена настоящая статья, развиты в краевой юго-восточной части Карельского кратона Фенноскандинавского щита вблизи его контакта со Свекофеннским орогеном. Изученные породы слагают мелкие структуры (Ялонвара-Пертинъярвинскую, Корпиярвинскую и Пастаярвинскую), которые рассматривались в составе единого более крупного неоархейского (2.75 млрд лет) зеленокаменного пояса Ялонвара-Иломантси (Иващенко и др., 2007; Государственная..., 2015 и др.). Пояс вытянут в субмеридиональном направлении, и основная его часть находится на территории Финляндии.

Значительная часть площади исследований приходится на Карельский кратон, сложенный архейскими мигматизированными гранито-гнейсами, среди которых в подчиненном количестве (не более 5%) присутствуют фрагменты зеленокаменных структур. На юго-западе Ялонвара-Пертинъярвинская структура примыкает к зоне сочленения Карельского кратона со Свекофеннским орогеном, в составе которой преобладают вулканогенно-осадочные породы палеопротерозоя (рис. 1).

На геологических картах первого поколения распространенность архейских супракрустальных образований была сильно завышена: они изображались в виде широких полос неправильной формы, залегающих среди мигматит-гранитов. Выделялось восемь толщ и подтолщ, что в условиях плохой обнаженности и региональной гранитизации представляется некорректным.

Степень изученности структур разная и неравномерная. Наиболее детально зеленокаменные образования пояса Ялонвара-Иломантси изучены на территории Финляндии в провинции Иломантси, где в конце прошлого века были выявлены ме-



Рис. 1. Схема геологического строения площади исследований.

1–5 – нижний протерозой: 1 – калевийские метатерригенные осадки (ритмично-слоистые сланцы и песчаники), 2 – вулканогенно-осадочные образования людиковия (базальты, туффиты, доломиты, сланцы), 3 – осадки ятулийского надгоризонта (доломиты и кварцито-песчаники); 4, 5 – дайки габбро-долеритов зоны сочленения Карельского кратона со Свекофеннским орогеном (4) и Карельского кратона (5); 6–8 – архей: 6, 7 – зеленокаменные образования неоархейских Корпиярвинской и Пастаярвинской структур (6) и мезоархейской Ялонвара-Пертинъярвинской структуры (7); 8 – гранитоиды фундамента. Структурные домены (буквы в кружках): КК – Карельский кратон, РЛ – зона сочленения Карельского кратона со Свекофеннским орогеном, известная как Раахе-Ладожская. В виде дроби приведены: в числителе – значение возраста (в млн лет), в знаменателе – номер пробы. Контурами и римскими цифрами в кружках обозначено местоположение и номера детальных разрезов в пределах: І–III – Ялонвара-Пертинъярвинской структуры (1 – Ялонварской синформы, II – Соанварской синформы, III – Пертинъярвинской синформы); IV – Корпиярвинской структуры; V и VI – Пастаярвинской структуры. Внизу справа на врезке показано расположение изученных зеленокаменных структур на региональной схеме: 9 – архейские гранито-гнейсы кратона, 10 – протерозойские супракрустальные породы; арабскими цифрами обозначены зеленокаменные структуры: 1 – Ялонвара-Пертинъярвинская.

сторождения и рудопроявления золота (Пампало и др.). Возраст, геология и вещественный состав зеленокаменных образований пояса Хатту освещены в ранних публикациях финских исследователей (Vaasjoki et al., 1993; O'Brien et al., 1993; Sorjonen-Ward, 1993), более поздние работы посвящены процессам рудогенеза и датированию пород в соседних провинциях, новых геохронологических данных для данной территории не приводится (Huhma et al., 2012; Sorjonen-Ward et al., 2015). В разрезах пояса Хатту преобладают кислые вулканиты и мощные граувакковые толщи. Толеитовые и коматиитовые потоки обычно ограничиваются несколькими горизонтами в пределах вулканогенно-осадочного комплекса, также невелика доля вулканического и вулканокластического материала среднего состава. Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой—амфиболитовой фаций. Вулканиты зеленокаменного пояса Хатту имеют неоархейский возраст 2750 млн лет (Vaasjoki et al., 1993). По химическому составу они варьируют от коматиитов до дацитов, причем базальты принадлежат к толеитовой и известково-щелочной сериям, а андезиты и дациты — к известковощелочной серии (O'Brien et al., 1993). Формирование комплексов происходило в условиях активной континентальной окраины или коллизии этой окраины с островной дугой (Vaasjoki et al., 1993).

На российской территории из трех рассмотренных структур лучше всего изучена Ялонвара-Пертинъярвинская. Геохимические особенности, петрология слагающих ее зеленокаменных образований и вопросы рудогенеза освещены в работах (Кондрашова, 2000, 2007; Иващенко и др., 2007 и др.). В них установлено, что породы обогащены крупноионными, высокозарядными и сидерофильными элементами и легкими лантаноидами и относятся к известково-шелочной серии. Сделано заключение о смешанном мантийно-коровом источнике магм. Ялонвара-Пертинъярвинская структура рассматривается в качестве архейского аналога фанерозойских внутриконтинентальных вулканоплутонических поясов (Кондрашова, 2007). Для диабазов Ялонвара-Пертинъярвинской структуры известно единственное определение возраста (2.9 млрд лет), полученное Pb-Pb изохронным методом (<sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb-<sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb) по валовым пробам (Попов. 1991. с. 253). Корпиярвинская и Пастаярвинская структуры до настоящего времени оставались неизученными.

Участие в проекте по составлению Госгеолкарты-200 второго поколения листов Р-36-XIII, XIV (Северо-Янисъярвинская площадь) (ГГУП "СФ "Минерал" в сотрудничестве с ИГГД РАН) позволило авторам статьи собрать представительный материал для комплексного изучения пород выделенных структур. Задачи настоящего исследования состояли в изучении возраста и вещественного состава пород, сопоставлении зеленокаменных образований между собой и с вулканитами смежных структур Карелии и Финляндии по петрографическим, геохимическим, U-Pb (по циркону) изотопно-геохронологическим и Sm-Nd изотопно-геохимическим характеристикам, а также в установлении природы магм и геодинамических обстановок их формирования.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

**Ялонвара-Пертинъярвинская структура**. Находится на юге в непосредственной близости от зоны сочленения Карельского кратона со Свекофеннским орогеном. Она вытянута в субмеридиональном направлении на расстояние около 25 км (от оз. Янисъярви до оз. Пертинъярви) при ширине 3–5 км (рис. 1).

Структура имеет сложное внутреннее строение, обусловленное чередованием фрагментов зеленокаменного разреза с интрузивами неоархейских гранитоидов и телами палеопротерозойских габбро-долеритов, данные по возрасту пород получены авторами в ходе проекта по геологическому доизучению площади масштаба 1 : 200000.

Азимуты простирания сланцеватости зеленокаменных пород субмеридиональные и варьируют в пределах 335°-350°, углы падения субвертикальные. Вдоль оси структуры развита сеть тектонических зон северо-западной-субмеридиональной ориентировки. С ними связано рассланцевание и метасоматоз (Иващенко и др., 2007). Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и эпидотамфиболитовой фаций. Ялонвара-Пертинъярвинская структура включает три более мелких синформы (с юга на север): Ялонварскую, Соанварскую и Пертинъярвинскую (рис. 1).

Составление сволного разреза супракрустальных образований Ялонвара-Пертинъярвинской структуры проблематично из-за изменчивости состава и мощности пород, претерпевших интенсивную мигматизацию. В связи с плохой обнаженностью наиболее информативными считались частные литолого-стратиграфические колонки, построенные по керну скважин в ходе поисковосъемочных работ 1950-1970-х годов, но они оказались малодостоверными. Так, в состав нижней части толщи ошибочно были включены силы и дайки долеритов палеопротерозойского возраста, а в состав верхней части – измененные средние и кислые породы (кварц-серицит-хлорит-карбонатные сланцы), первичная природа которых осталась невыясненной.

Наиболее полный фрагмент разреза изучен нами на юге, в пределах Ялонварской синформы, имеющей наилучшую обнаженность (рис. 1, 2а, 3). Зеленокаменные образования прослежены с югозапада на северо-восток на расстояние чуть более 3 км. В центральной части изученного участка присутствуют многочисленные тела и дайки неоархейских гранитоидов и палеопротерозойских габбродолеритов. На долю супракрустальных пород приходится не более одной трети разреза. Юго-западный фланг детального участка сложен чередованием метавулканитов основного и среднего состава с маломощными горизонтами кислых пород, северо-восточный фланг — метавулканитами среднего состава с единичными прослоями базитов (рис. 2а). В метавулканитах хорошо сохранились первичные структуры, свидетельствующие о туфовой природе пород (рис. 3).

К северо-западу от этого участка в пределах Соанварской синформы закартирована более узкая полоса выходов, ширина которой 250–300 м

том 30 № 1 2022



Рис. 2. Планы фрагментов разреза Ялонварской (а) и Соанварской (б) синформ.

1 – палеопротерозойские габбро-долериты; 2 – неоархейские гранитоиды; 3 – неоархейские диориты; 4 – неоархейские микроклиновые граниты; 5, 6, 7 – зеленокаменные образования: 5 – метабазальты, 6 – метатуфы и металавы андезитов, 7 – метатуфы дацитов и риодацитов; 8 – место отбора геохронологической пробы; 9 – элементы залегания (а – наклонные, цифрами указан угол падения, 6 – вертикальные). Римские цифры в кружках – номера разрезов: І – Ялонварской синформы, II – Соанварской синформы. Арабскими цифрами обозначены номера обнажений и отобранных проб.



**Рис. 3.** Фотографии фрагментов обнажений агломератовых метатуфов среднего состава Ялонвара-Пертинъярвинской структуры. На фоне основной мелкозернистой массы видны крупные обломки близких по составу, но более крупнозернистых пород. Цифрами обозначены номера обнажений.

(рис. 1, 2б). По сравнению с Ялонварским участком, породы Соанварского фрагмента сильнее метаморфизованы и деформированы. Разрез представлен преимущественно полосчатыми Bt-Amp, Amp-Bt и Ep-Amp-Bt<sup>1</sup> сланцами, развитыми по вулканитам среднего и средне-кислого состава.

Севернее, в пределах Пертинъярвинской синформы, из-за плохой обнаженности вулканогенно-осадочные образования прослежены преимущественно по простиранию, что не дает представления об истинной мощности толщи (рис. 1, 4а). Зеленокаменные образования представлены Атр, Ер-Атр и Ер-Вt-Атр породами, часто рассланцованными и развитыми по вулканитам андезитового, дацитового и андезибазальтового состава.

Во всех разрезах преобладают метавулканиты среднего состава, менее характерны основные и кислые разности. С запада на восток вкрест простирания структуры уменьшается количество основных и увеличивается доля средних и кислых пород.

Корпиярвинская и Пастаярвинская структуры. Расположены севернее Ялонвара-Пертинъярвинской структуры (рис. 1). Они хуже обнажены, и слагающие их породы подверглись значительной тектонической переработке и гранитизации. превратившись в интенсивно мигматизированные гранито-гнейсы и гнейсо-граниты. Супракрустальные образования (амфиболиты и гнейсы по вулканитам основного, среднего и кислого состава) изучены в небольших разноориентированных останцах, сохранившихся среди полей мигматитгнейсов. Из-за плохой обнаженности о масштабах этих останцов судить сложно, но, скорее всего, их размеры не превышают первые сотни метров. Вулканиты метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации, мигматизированы и утратили первичные структуры. Они представлены чередующимися полосами (мощностью 0.5-1 м) Bt-Qz-Fsp и Amp-Bt гнейсов, Срх-Атр сланцев и амфиболитов (рис. 5).

В пределах Корпиярвинской структуры изучен фрагмент разреза, сложенный полосами Bt-Amp, Amp-Bt и Ep-Bt-Amp гнейсов, заключенными в мигматит-гранитах (рис. 1, 46, 5). Видимая мощность полос от десятков сантиметров до первых метров. Об истинной мощности этого фрагмента разреза судить сложно.

В Пастаярвинской структуре изучены два фрагмента разреза. Они сложены Ep-Bt гнейсами, амфиболитами и Cpx-Amp сланцами, мигматизированными и инъецированными жилами гранитоидов (рис. 1, 5, 6). Предполагаемая мощность толщи 200 и 400 м.

Основные, средние и кислые метавулканиты в пределах северных структур присутствуют приблизительно в одинаковых количествах.

#### ПЕТРОГРАФИЯ ПОРОД

## Ялонвара-Пертинъярвинская структура

Метавулканиты среднего состава представлены метаморфизованными лито-кристаллокластическими, редко кристалловитрокластическими туфами андезитов, андезидацитов и андезибазальтов, в подчиненном количестве встречаются лавы. Количество кластогенного материала непостоянное и варьирует в широких пределах (от 0 до 50%). Размер литокластов от 5-20 см в агломератовых туфах до 5 мм в мелкообломочных разностях. Форма обломков от угловатых до округлых (рис. 3). По химическому составу обломки близки к цементу, но имеют более крупнозернистые структуры. Кристаллокласты представлены угловатыми и округлыми зернами Pl и Qz (размером 1-2 мм и мельче), редко темноцветными минералами. Тонкозернистый матрикс имеет Bt-Pl-Qz (±Amp, Ep, Chl, Cb) состав. В кристалловитрокластических туфах в связующей массе присутствует раскристаллизованное вулканическое стекло, кластогенный материал – Qz и Pl, часто корродированные по краям. В ряде мест туфы превращены в Вt-Атр плагиосланцы.

Метавулканиты основного состава представлены туфами и лавами. К группе метабазальтов отнесены тонкозернистые породы со скрытокристаллической основной массой, сложенной разноориентированными лейстами плагиоклаза, в интерстициях которых развито девитрифицированное стекло, замещенное Chl. Метатуфы базитов присутствуют в виде рассланцованных мелкозернистых слоистых образований Pl-Ep-Bt-Amp состава, с варьирующими содержаниями породообразующих минералов и атакситовым сложением.

Метавулканиты кислого состава представлены метаморфизованными кристаллокластическими туфами дацитов и риодацитов, обычно измененными до Bt-Ser-Pl-Qz (±Ер и Сb) сланцев. Не исключено присутствие лавовых фаций. Часто имеет место переслаивание туфов кислого состава с туфами андезитов с постепенными переходами. Для пород характерна неравномернозернистая структура и присутствие кластогенных зерен Qz и Fsp (10-25%) на фоне основной тонкозернистой массы. Обломки угловатые и округлые, размером 0.1-1 мм. Содержание Qz возрастает до 30-65%, он преобладает как в матриксе, так и в составе обломков. Количество Вt варьирует (5-15%), иногда он полностью отсутствует или замещается Ser, Ер и Сb до 3%.

Геохронологические пробы были отобраны из типичных для разрезов Ялонварской и Пертинъярвинской синформ пород кислого состава.

**Проба 5010** (метатуф риодацита) (рис. 7а). Обломки составляют 25–40% от объема породы и распределены неравномерно. Форма обломков преимущественно неправильная и угловатая, раз-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Здесь и далее сокращения названий минералов приведены по (Whitney, Evans, 2010).



Рис. 4. Планы фрагментов разреза Пертинъярвинской синформы (а) и Корпиярвинской структуры (б). 1 – палеопротерозойские габбро-долериты; 2 – неоархейские гранитоиды; 3 – неоархейские диориты; 4, 5, 6 – метавулканиты Пертинъярвинской синформы: 4 – метабазальты, метатуфы андезибазальта, 5 – метатуфы андезита, 6 – метатуфы дацита; 7, 8 – метавулканиты Корпиярвинской структуры: 7 – Вt-Атр (±Ер) сланцы, 8 – Вt (±Ер) гнейсы; 9 – место отбора геохронологической пробы; 10 – элементы залегания (а – наклонные, цифрами указан угол падения, 6 – вертикальные). Римские цифры в кружках – номера разрезов: Ш – Пертинъярвинской синформы, IV – Корпиярвинской структуры. Арабскими цифрами обозначены номера обнажений и отобранных проб.



**Рис. 5.** Фотографии фрагментов обнажений Корпиярвинской (5358) и Пастаярвинской (5324 и 5325/4) структур. Чередование полос амфибол-биотитовых гнейсов, пироксен-амфиболовых сланцев и амфиболитов, инъецированных жилами лейкогранитов. Цифрами обозначены номера обнажений.



**Рис. 6.** Планы фрагментов разреза Пастаярвинской структуры. 1 – неоархейские гранитоиды; 2 – неоархейские диориты; 3–5 – зеленокаменные образования: 3 – Срх-Атр сланцы, 4 – Bt-Amp, Amp-Bt (±Ep) гнейсы и сланцы, 5 – Bt (±Ep) гнейсы; 6 – место отбора геохронологической пробы; 7 – элементы залегания (а – наклонные, цифрами указан угол падения, б – вертикальные). Римскими цифрами в кружках обозначены номера разрезов (V и VI). Арабскими цифрами обозначены номера обнажений и отобранных проб.

мер 0.1—1.5 мм. В обломках присутствуют Qz и соссюритизированный Fsp, в подчиненном количестве пластинки Ms и мелкие обломки девитрифицированного стекла. Цемент базальный и представляет собой тонкозернистую массу, сложенную Qz, Fsp и Ser. Структура кристаллокластическая, текстура массивная.

Проба 5070 (метатуф дацита) (рис. 76). Порода сложена мелкими обломками Qz и Fsp неправильной и угловатой формы (преобладающий размер 0.1–0.3, редко 0.5–0.8 мм). Цемент контактовый. В подчиненном количестве (до 7%) в виде вытянутых по сланцеватости тонких полос и линзовидных скоплений присутствуют темноцветные минералы (Вt и Ер), неравномерно распределенные по породе. Характерно присутствие относительно крупных зерен (0.5–1 мм) рудных

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

минералов (до 1%). Структура кристаллокластическая, текстура массивная.

#### Корпиярвинская и Пастаярвинская структуры

<u>Метавулканиты основного состава</u> представлены Срх-Атр сланцами, Bt-Атр гнейсами и амфиболитами, которые без видимых переходов сменяют друг друга. Породы темно-серого цвета, часто полосчатые. Породообразующими минералами выступают Атр (Hbl) (15–60%), Срх (Di) (15–20%), Bt (3–15%), Pl (20–55%), в небольшом количестве Qz и Ep (1–10%). Hbl замещается Bt и Ep, Pl – Ser и Ep.

<u>Метавулканиты среднего состава</u> представлены Bt-Amp, Amp-Bt и реже Ep-Bt гнейсами, в редких случаях сохранившими реликты порфировых

том 30 № 1 2022



**Рис.** 7. Фотографии фрагментов обнажений, из которых были отобраны геохронологические пробы. a – проба 5010, б – проба 5070, в – проба 5300/1, г – проба 5308.

структур (во вкрапленниках Pl, при этом его края корродированны или раздроблены). Это мелкозернистые полосчатые породы серого цвета, участками порфиробластические. Содержания темноцветных минералов сильно варьируют: Bt 10–20%, Amp 0–15%, Ep 5–10%.

<u>Метавулканиты кислого состава</u> представлены разнозернистыми Bt и Ms-Bt гнейсами зеленовато-серого цвета. Количество Bt варьирует от 10 до 15%. Ms встречается редко. В небольшом количестве присутствует Ер.

Геохронологические пробы были отобраны из типичных для разрезов Пастаярвинской структуры пород средне-кислого и среднего состава.

Проба 5308 (Вt гнейс по андезидациту) (рис. 7г). Порода сложена Pl и Qz, в подчиненном количестве присутствуют пластинки Bt (до 15%) и Ep (до 5%). Pl и Qz представлены зернами чаще неправильной и угловатой, реже изометричной формы, размером 0.4—1 мм. Bt и Ep (размером 0.5 мм и мельче) выполняют интерстиции между зернами Pl и Qz и беспорядочно ориентированы. Структура гранобластовая, текстура массивная.

**Проба 5300/1** (Вt гнейс по андезитовому порфириту) (рис. 7в). Основная масса сложена зернами Pl, Qz и пластинками Bt, находящимися приблизительно в равных количествах. В подчиненном количестве присутствует Ер. Форма зерен, слагающих основную массу, разнообразная, размер составных частей 0.5–0.1 мм. Большинство пластинок Bt ориентировано беспорядочно, в редких случаях вытянуто по сланцеватости. На фоне основной массы наблюдаются крупные (2–5 мм) субидиоморфные, иногда сдвойникованные вкрапленники Pl. Структура основной массы лепидогранобластовая, текстура порфировая реликтовая.

## МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Концентрации главных, редких и редкоземельных элементов определены в 60 пробах метавулканитов в Центральной лаборатории ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург. Эта лаборатория участвует в Программе геохимических проверок квалификации (Великобритания) с 1999 г. Концентрации основных породообразующих оксидов определяли методом рентгенофлуоресцентной спектрометрии с использованием спектрометра ARL 9800 фирмы "Thermo Electron SA", Швейцария. Образцы смешивали с флюсом (50% метабората лития + 50% тетрабората лития) в пропорции 1:9, а затем таблетки для анализа плавили в золото-платиновых тиглях на установке Classe Fluxer-Bis фирмы "Claisse Fluxer" (Канада). Содержания редких и редкоземельных элементов определяли методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (погрешности до 10%) на приборе ELAN-DRC-е с использованием компьютерной программы обработки данных TOTALOUANT, включающей автоматический учет изотопных и молекулярных наложений на масс-спектральные аналитические линии определяемых элементов, или на приборе AGILENT-7700х. Способ разложения проб сплавлением основан на полном растворении пробы в плавне (флюсе) – метаборате лития — и переведении образующейся смеси твердых комплексных оксидов в раствор азотной кислотой. Проба в виде раствора, полученного по завершении стадии разложения, вводится в аэрозольном состоянии в высокочастотную индуктивно-связанную аргоновую плазму при помощи перистальтического насоса. В плазменном факеле горелки происходит полное испарение микрокапель аэрозоля, термическая диссоциация молекулярных компонентов и ионизация атомов.

U-Рb возраст оценен в цирконах из 4 проб, в двух из них определен изотопный состав Sm и Nd. Пробы отбирали из наименее переработанных пород, а затем отбраковывали с помощью шлифов, микрозондового анализа и аналитических данных. Выделение акцессорных цирконов проводили по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Катодолюминесцентные изображения были получены с помощью сканирующего электронного микроскопа CamScan MX2500 с катодолюминесцентной системой CLI/QUA2, Bentham. Изотопный анализ U и Pb в цирконах выполнен на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург). Данные обрабатывали согласно процедуре, описанной в (Williams, 1998), с использованием программ SQUID (Ludwig, 2000) и Isoplot/Ex (Ludwig, 2001). Pb/U отношения нормализованы на 0.0665 для <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U в стандартном цирконе TE-MORA, соответствующем возрасту 416.7  $\pm$  1.30 млн лет (2 $\sigma$ ) (Black et al., 2003).

Для выделения Nd и Sm использована методика, близкая к приведенной в работе (Richard et al., 1976). Изотопные составы Nd и Sm измерены на многоколлекторных масс-спектрометрах Finnigan MAT-261 и TRITON T1. Измеренные отношения <sup>149</sup>Sm/<sup>147</sup>Sm нормализованы к <sup>152</sup>Sm/<sup>147</sup>Sm = = 1.783079, а <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd – к <sup>146</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.7219. Точность определения концентраций Sm и Nd составляла 0.5%, изотопных отношений <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd – 0.5%, <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd – 0.003% (2 $\sigma$ ). Уровень холостого опыта за время исследований составлял 0.05 нг для Sm и 0.1 нг для Nd. Средневзвешенное значение <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd в Nd-стандарте La Jolla по резуль-

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

татам 25 измерений равно 0.511850 ± 5 (2 $\sigma$ ). При расчете величины  $\varepsilon_{Nd}(T)$  использованы современные значения для однородного хондритового резервуара (CHUR) <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.512638 и <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd = 0.1967 (Jacobsen, Wasserburg, 1984). Модельные значения возраста  $T_{Nd}(DM)$  вычислены в соответствии с моделью (Goldstein, Jacobsen, 1988), согласно которой изотопный состав Nd деплетированной мантии линейно эволюционировал от 4.55 млрд лет назад и имеет современное значение  $\varepsilon_{Nd}$  (0) = +10, <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.513151, <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd = 0.2136. Двухстадийные Nd-модельные возрасты  $T_{Nd}$  (DM-2st) рассчитаны в соответствии с моделью (Keto, Jacobsen, 1987).

## ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

#### Ялонвара-Пертинъярвинская структура

Метавулканиты по соотношению суммы щелочей (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) и SiO<sub>2</sub> (Le Maitre et al., 1989) образуют непрерывный ряд от базальтов до риоланитов преимущественно нормальной шелочности, с некоторым количеством субщелочных разностей среднего состава (рис. 8а). Содержания K<sub>2</sub>O изменяются от 0.80 до 3.40 мас. %, что позволяет отнести породы к среднекалиевым, а в ряде случаев к высококалиевым лавам (рис. 86, табл. 1). Проанализированные вулканиты имеют натровую специализацию с отношениями K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O < 1 (редко встречаются более высокие аномальные значения). На бинарных диаграммах они образуют непрерывные тренды (рис. 9, 10). Характерной особенностью рассматриваемых вулканитов (от основных до кислых) являются значительные вариации содержаний большинства петрогенных и редких элементов (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, Ba, Rb, Nb, Zr). Такие широкие вариации составов могут отражать как разнообразие литофациальных разновидностей и присутствие переменного количества кристаллокластов разного состава, так и изменение условий кристаллизации или явления контаминации. На многофазность магматического процесса, приведшего к контрастному чередованию вулканитов разной кремнекислотности по всему разрезу, указывают и Иващенко с соавторами (2007). Весь ряд вулканитов от основных до кислых разностей принадлежит к известково-щелочной серии (рис. 11). Средние и кислые разности имеют умеренно- и высокоглиноземистый характер (ASI = 0.60 - 1.17) и относятся к магнезиальным (Mg# 0.45-0.69) (рис. 12, табл. 1). Все они (от основных до кислых) характеризуются схожими слабодифференцированными спектрами распределения РЗЭ ( $La_N/Lu_N = 3-15$ ) без заметных европиевых аномалий (Eu/Eu\* = 0.90-1.26) (табл. 1, рис. 13) Только в двух случаях (в кислых разностях) породы отличаются обогащением легкими РЗЭ, с



**Рис. 8.** Положение составов метавулканитов Ялонвара-Пертинъярвинской, Корпиярвинской и Пастаярвинской структур на диаграммах (a) TAS (Le Maitre et al., 1989) и (б) SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O.

1, 2, 3 – зеленокаменные образования Ялонвара-Пертинъярвинской структуры: 1 – метабазальты, метатуфы базальтов и андезибазальтов, 2 – метатуфы и металавы андезитов, 3 – метатуфы дацитов и риодацитов; 4, 5, 6 – зеленокаменные образования Корпиярвинской и Пастаярвинской структур: 4 – Срх-Атр сланцы и амфиболиты, 5 – Bt-Amp, Amp-Bt (±Ep) гнейсы и сланцы, 6 – Bt (±Ep) и Ms-Bt гнейсы.

La<sub>N</sub>/Lu<sub>N</sub> до 33. Отсутствие европиевых аномалий может свидетельствовать о несущественной роли фракционирования плагиоклаза или о низких содержаниях европия в источнике. На мультиэлементных спайдерграммах породы демонстрируют отчетливо выраженные отрицательные Nb-аномалии, во многих случаях положительные Zr-аномалии и неоднозначное поведение Sr (рис. 13).

#### Корпиярвинская и Пастаярвинская структуры

По соотношению суммы щелочей (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) и SiO<sub>2</sub> (Le Maitre et al., 1989) состав пород изменяется от базальтов до риодацитов нормальной щелочности с заметными вариациями концентраций большинства петрогенных и редких элементов (рис. 8а). Метавулканиты основного состава относятся к среднекалиевым, а среднего и кислого состава – к средне- и высококалиевым лавам с содержаниями K<sub>2</sub>O 0.60−3.11 мас. % и имеют натровую специализацию с отношениями  $K_2O/Na_2O < 1$  (рис. 8б, табл. 2). Средние и кислые разности обогащены Rb, Sr, Zr и Y, принадлежат к известково-щелочной серии, являются магнезиальными (Мg# 0.31-0.68), умеренно- и высокоглиноземистыми (ASI = 0.48-1.14) (рис. 9-12). Для них характерны дифференцированные спектры лантаноидов  $(La_N/Lu_N = 6-22)$  (табл. 2, рис. 13). Метабазиты принадлежат к толеитовой серии и имеют горизонтальные линии распределения  $P3\Im (La_N/Lu_N = 1-2)$ (рис. 11, 13). Все породы на мультиэлементных спайдерграммах имеют Nb-минимумы (у средних и кислых разностей они более отчетливые) (рис. 13).

## РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Изотопный возраст циркона определен в 4 пробах: в кислых метавулканитах Ялонвара-Пертинъярвинской структуры (5010 и 5070) и в метавулканитах Пастаярвинской структуры (5308 и 5300/1). Места отбора проб показаны на рис. 1 и на детальных разрезах. Результаты U—Pb датирования приведены на рис. 14, 15 и в табл. 3.

## Ялонвара-Пертинъярвинская структура

**Проба 5010** (метатуф риодацита, 62°00'51.23" с.ш., 31°12'25.23" в.д.). Из пробы весом около 900 г было выделено более 200 зерен циркона.

Циркон представлен коричневатыми прозрачными и полупрозрачными короткопризматическими субидиоморфными кристаллами размером 100-200 мкм, с коэффициентом удлинения 1.5-2. Зерна имеют сравнительно низкую интенсивность катодолюминесценции и плохо сохранившуюся зональность, преимущественно осцилляторную, реже секториальную (в 4 кристаллах, отличающихся и своей морфологией), что, вероятно, связано с изменением условий кристаллизации (рис. 14а). Группа из 4 зерен имеет также более низкие концентрации урана (40-76 против 118-293 мкг/г) и в целом более низкие содержания Th (28-75 против 49-142 мкг/г). Th/U отношения в обеих группах варьируют от 0.36 до 0.82, лишь в единственном случае достигая 1.03 (табл. 3). Несмотря на отличия морфологии, внутреннего строения и геохи-



**Рис. 9.** Вариационные диаграммы (SiO<sub>2</sub>, мас. %-петрогенные элементы, мас. %) для метавулканитов Ялонвара-Пертинъярвинской, Корпиярвинской и Пастаярвинской структур. Условные обозначения см. рис. 8. Серыми тонами показаны оконтуренные поля составов вулканитов Хаутоваарской

Условные обозначения см. рис. 8. Серыми тонами показаны оконтуренные поля составов вулканитов Хаутоваарской структуры Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (светло-серый цвет) (Светов, 2005) и пояса Хатту провинции Иломантси (серый в косую полоску) (O'Brien et al., 1993).

## МЫСКОВА, ЛЬВОВ

IZ						Ялонвар (	оская си разрез ]	нформа [)	l				
Компо- ненты	20	4027	5008/1	5008/2	5051/1	5007	5043	5044/1	5044	21	5051/2	5014	5010*
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	51.87	52.31	52.50	56.04	56.47	56.50	56.63	57.16	57.42	57.48	59.25	66.37	70.58
TiO <sub>2</sub>	0.81	1.99	0.75	0.61	073	0.81	0.63	0.77	0.62	0.63	0.69	0.50	0.28
$Al_2O_3$	14.60	14.54	16.39	15.49	15.71	17.68	17.79	16.33	16.86	14.85	15.62	15.34	16.47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.20	14.64	7.64	7.41	6.89	7.13	5.26	7.06	7.38	7.14	5.57	4.45	1.54
MnO	0.22	0.21	0.20	0.12	0.19	0.14	0.14	0.14	0.12	0.16	0.18	0.09	0.04
MgO	10.41	4.32	8.42	5.85	4.87	7.06	5.88	5.94	7.57	6.26	3.44	3.35	1.74
CaO	7.64	6.85	8.56	9.99	10.54	4.01	6.97	8.27	4.14	7.70	9.85	4.08	2.38
Na <sub>2</sub> O	3.21	3.79	2.94	3.51	3.78	5.62	5.28	1.63	2.43	4.99	3.98	4.43	3.94
K <sub>2</sub> O	2.04	1.35	2.59	0.99	0.81	1.05	1.42	2.69	3.45	0.79	1.02	1.38	3.04
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0.64	0.36	0.88	0.28	0.21	0.19	0.27	1.63	1.42	0.16	0.26	0.31	0.77
Mg#	0.69	0.37	0.69	0.61	0.58	0.66	0.69	0.63	0.67	0.63	0.53	0.60	0.69
ASI	0.69	0.73	0.73	0.63	0.60	1.01	0.78	0.80	1.11	0.65	0.62	0.95	1.17
Ba	413	323	320	435	757	101	615	279	358	150	596	487	302
Rb	52	61	62	29	14	37	32	73	116	22	12	36	103
Sr Zr	1/8	110	112	365	437	106	269	169	173	176	466	468	246
ZI LIF	88 2.47	141	135	/8	80 2.34	84 2.20	93 2 41	82	85 2 21	/4 2.12	114	102	80 2.25
v	15	21	12	10	14	14	10	13	2.51 Q	11	17	2.49 Q	2.23 A
Nh	4	21	5	3	4	3	3	4	3	3	7	3	2
Ta	0.18	1.23	0.23	0.18	0.23	0.19	0.21	0.19	0.15	0.15	0.51	0.14	0.17
Cr	107	41	39	255	105	333	113	88	153	201	61	113	30
Ni	49	54	53	184	53	202	46	55	93	77	30	47	24
Co	25	47	47	19	23	25	18	26	33	19	19	13	6
V	151	253	250	131	138	134	81	156	120	126	110	68	24
La	6.85	25.90	14.20	12.70	18.40	17	8.60	11.90	8.79	9.77	35.80	9.70	13.70
Ce	15.90	53.90	29.80	27.10	35.50	35.9	20.50	26.50	18.4	21.9	71.00	22.30	24.70
Pr	2.49	6.62	3.69	3.31	4.37	4.36	2.80	3.69	2.57	2.95	8.53	3.09	2.63
Nd	12.60	26.20	14.30	13.60	17.80	17.6	11.20	15.30	10.6	13.1	30.40	13.20	9.44
Sm	3.44	5.11	2.75	2.84	3.25	3.69	2.54	3.43	2.62	2.65	4.86	3.28	1.73
Eu	1.09	1.43	0.96	0.81	0.95	1.11	0.94	1.07	0.74	0.85	1.30	0.97	0.53
Gd	2.96	5.06	2.62	2.45	3.05	3.44	2.04	2.97	2.06	2.64	4.00	2.74	1.32
Tb	0.44	0.68	0.38	0.34	0.43	0.52	0.27	0.39	0.29	0.39	0.56	0.36	0.17
Dy	2.54	3.95	2.17	1.89	2.37	2.82	1.62	2.43	1.46	2.15	3.02	1.68	0.77
Но	0.51	0.81	0.45	0.40	0.53	0.56	0.36	0.43	0.32	0.42	0.60	0.33	0.13
Er	1.41	2.28	1.20	1.06	1.34	1.41	0.96	1.28	0.82	1.23	1.70	0.89	0.36
Tm	0.19	0.32	0.16	0.15	0.19	0.19	0.14	0.20	0.11	0.17	0.25	0.12	0.045
Yb	1.41	2.02	1.01	1.05	1.29	1.23	1.00	1.04	0.79	1.16	1.64	0.82	0.31
Lu	0.21	0.32	0.16	0.14	0.20	0.19	0.15	0.17	0.14	0.18	0.27	0.15	0.04
Th	2.09	3.08	2.23	2.10	4.25	2.03	2.32	2.62	1.94	2.15	7.00	4.53	3.19
U	0.71	0.56	0.61	0.50	1.00	0.55	0.93	0.76	0.47	0.65	1.54	1.19	1.00
La <sub>N</sub> /Lu <sub>N</sub>	3	9	10	10	10	10	6	8	7	6	14	7	33
Eu/Eu*	1.04	0.86	1.09	0.94	0.92	0.95	1.26	1.02	0.97	0.98	0.90	0.99	1.07

Таблица 1. Представительные составы метавулканитов Ялонвара-Пертинъярвинской структуры

Таблица 1. Окончание

		Соанварская синформа						Пертинъярвинская синформа					
Компо-			(разр	ез II)					(разр	ез III)			
ненты	5035	5053	5054	5	5122	5079	5071	5072/1	5068	5072/2	5072	5070*	
	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	
SiO <sub>2</sub>	51.05	57.02	58.29	62.29	63.19	69.76	50.32	53.51	64.12	64.36	64.94	68.19	
TiO <sub>2</sub>	0.97	1.13	0.65	0.84	0.47	0.43	1.54	1.65	0.70	0.62	0.63	0.48	
$Al_2O_3$	15.36	16.06	15.48	16.82	16.91	12.70	13.64	15.37	16.36	15.74	16.51	15.50	
$Fe_2O_3$	9.24	8.32	7.57	7.23	6.40	4.89	15.46	10.07	5.51	4.56	3.32	3.14	
MnO	0.20	0.16	0.16	0.10	0.10	0.08	0.21	0.09	0.09	0.06	0.07	0.05	
MgO	9.23	6.56	6.35	2.95	2.76	3.69	6.22	4.95	2.84	3.26	3.21	2.46	
CaO	9.07	4.79	6.36	4.42	4.38	3.03	9.94	8.90	4.40	5.53	5.56	4.73	
Na <sub>2</sub> O	3.77	3.56	3.97	4.03	4.17	3.25	1.69	5.20	4.50	5.47	4.96	4.59	
$K_2O$	1.10	2.40	1.17	1.66	1.61	2.16	0.98	0.25	1.47	0.41	0.80	0.85	
$K_{2}O/Na_{2}O$	0.29	0.67	0.30	0.41	0.39	0.66	0.58	0.05	0.33	0.08	0.16	0.19	
Mo#	0.66	0.61	0.62	0.45	0.46	0.60	0.20	0.09	0.55	0.59	0.66	0.61	
ASI	0.65	0.01	0.02	1.03	1.03	0.00	0.44	0.42	0.97	0.35	0.00	0.01	
Ba	753	475	299	646	596	477	239	102	458	196	288	337	
Rb	71	99	39	75	73	56	32	4	45	10	24	27	
Sr	477	245	203	242	241	227	144	334	308	350	389	332	
Zr	198	149	78	104	94	86	87	153	127	129	133	124	
Hf	5.45	3.94	2.25	2.58	2.63	2.33	2.55	4.19	3.41	3.70	3.76	3.15	
Y	37	17	11	10	8	7	21	21	11	11	13	9	
Nb	12	8	3	7	4	8	6	10	7	6	8	7	
Та	0.65	0.47	0.18	0.28	0.25	0.27	0.34	0.49	0.48	0.39	0.47	0.43	
Cr	712	224	247	56	42	84	92	424	57	106	72	71	
Ni	237	127	116	32	23	51	82	224	30	52	41	36	
Co	38	28	31	23	18	15	47	25	16	10	7	13	
V	275	129	124	60	55	58	281	182	76	76	73	54	
La	74.10	26.60	8.78	16.10	11.60	13.30	8.71	24.7	15.5	13.5	15.70	13.50	
Ce	149.00	71.70	18.60	32.30	21.40	26.40	19.60	59.1	35.1	31.4	35.70	28.40	
Pr	20.00	7.73	2.54	3.65	2.40	2.99	2.67	8.2	4.02	4.21	4.28	3.51	
Nd	80.80	30.60	10.80	14.10	9.51	11.40	11.90	34.5	15.3	16.8	18.00	13.80	
Sm	16.00	6.49	2.52	2.66	1.71	2.08	3.00	7.06	3.36	3.65	3.84	2.88	
Eu	4.02	1.77	0.79	0.89	0.58	0.63	1.07	1.94	0.99	0.92	1.08	0.85	
Gd	11.7	5.42	2.35	2.26	1.54	1.74	3.48	5.95	2.59	3.03	3.22	2.37	
Tb	1.57	0.72	0.35	0.31	0.23	0.26	0.65	0.82	0.39	0.43	0.48	0.32	
Dy	7.59	3.63	2.06	1.73	1.43	1.30	3.87	4.18	2.06	2.06	2.40	1.71	
Но	1.33	0.67	0.41	0.36	0.29	0.26	0.75	0.76	0.4	0.41	0.45	0.33	
Er	3.70	1.72	1.24	1.06	0.82	0.72	2.24	1.89	1.03	1.07	1.34	0.86	
Tm	0.47	0.21	0.19	0.15	0.12	0.091	0.32	0.27	0.15	0.14	0.20	0.12	
Yb	3.21	1.42	1.08	1.06	0.84	0.63	2.11	1.55	0.97	1.04	1.2	0.78	
Lu	0.44	0.19	0.18	0.17	0.17	0.11	0.33	0.26	0.15	0.16	0.19	0.15	
Th	13.7	6.31	1.85	4.25	3.51	3.84	1.02	4.29	6.83	6.57	7.12	7.29	
U	2.24	1.17	0.45	1.03	0.92	0.93	0.26	0.89	1.54	1.34	1.53	2.22	
$La_N/Lu_N$	18	15	5	10	7	13	3	10	11	9	9	10	
Eu/Eu*	0.90	0.91	0.99	1.11	1.09	1.01	1.01	0.92	1.03	0.85	0.94	0.99	

Примечание. Главные элементы приведены в мас. %, редкие элементы – в мкг/г, все железо в виде  $Fe_2O_3$ . ASI (мол. %) =  $= Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$ . (\*) – геохронологические пробы. Mg# – магнезиальность. 1, 2, 3, 20 – метабазальты; 4, 17 – метаандезиты; 5 и 11 – матрикс и обломки агломератовых метатуфов андезита соответственно; 6, 7, 8, 9, 10, 15, 16, 18 – метатуфы андезита; 12, 19, 22, 23, 24, 25 – метатуфы дацита; 13 – метатуф риодацита; 14 – метатуф базальта, 21 – метатуф андезибазальта. Номера проб соответствуют номерам обнажений, указанных на детальных разрезах. Проба 4027 отобрана в 3.5 км северо-восточнее разреза I, проба 5035 – в 3 км североне соответствие разреза II.



**Рис. 10.** Вариационные диаграммы (SiO<sub>2</sub>, мас. %–редкие элементы, мкг/г) для метавулканитов Ялонвара-Пертинъярвинской, Корпиярвинской и Пастаярвинской структур. Условные обозначения см. рис. 8, 9.



Рис. 11. Классификационные диаграммы для зеленокаменных образований Ялонвара-Пертинъярвинской, Корпиярвинской и Пастаярвинской структур.

(а) – диаграмма AFM (Irvine, Baragar, 1971); (б) – диаграммы Th–Yb и Y–Zr (Barrett, MacLean, 1999). Условные обозначения см. рис. 8.

мии 4 зерен, все проанализированные цирконы имеют близкий возраст, определенный в 20 точках, располагающихся на дискордии вблизи конкордии (рис. 14а, табл. 3). Средневзвешенное значение возраста (для 20 точек) по отношению  $^{207}$ Pb/ $^{206}$ Pb составляет 2928 ± 4 млн лет (СКВО = 0.61).

**Проба 5070** (метатуф дацита, 62°11'10.79" с.ш., 31°04'13.57" в.д.). Из пробы весом около 900 г было выделено более 200 зерен циркона.

Облик и внутреннее строение зерен циркона такие же, как и в монофракции пробы 5010. Они

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

полупрозрачные, розовато-коричневатые, субидиоморфные, короткопризматические, размером от 150 до 200 мкм, с удлинением 1.5–2. Зернам циркона свойственна низкая интенсивность катодолюминесценции и плохо сохранившаяся секториальная и осцилляторная зональность (рис. 146). Для них характерны варьирующие содержания U (62– 343 мкг/г), Th (36–389 мкг/г) и величины Th/U отношения (0.47–1.17) (табл. 3). Возраст циркона по 10 аналитическим точкам, расположенным на конкордии, составил 2953 ± 8 млн лет (вероятность конкордантности = 0.48, СКВО конкор-

том 30 № 1 2022



Рис. 12. Классификационные диаграммы для средних и кислых метавулканитов Ялонвара-Пертинъярвинской, Корпиярвинской и Пастаярвинской структур. (а) – диаграмма FeO\*/(FeO\* + MgO)–SiO<sub>2</sub> (Frost et al., 2001); (б) – диаграмма Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O)–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO + Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) (Maniar, Piccoli, 1989). 1, 2 – Ялонвара-Пертинъярвинская структура: 1 – метатуфы и металавы андезитов, 2 – метатуфы дацита и риодацита; 3, 4 – Корпиярвинская и Пастаярвинская структуры: 3 – Bt-Amp, Amp-Bt (±Ep) гнейсы и сланцы, 4 – Bt (±Ep) и Ms-Bt гнейсы.

дантности = 0.51). Средневзвешенное значение, рассчитанное по отношению  ${}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb}$ , близко к конкордантному и отвечает 2950 ± 6 млн лет (СКВО = 0.81) (рис. 146, табл. 3).

#### Пастаярвинская структура

**Проба 5308** (Вt гнейс по андезидациту, 62°29'52.61" с.ш., 31°27'34.45" в.д.). Из пробы весом около 600 г было выделено более 200 зерен циркона.

Циркон представлен полупрозрачными, розовыми, длиннопризматическими зернами и обломками кристаллов среднего размера (100-200 мкм), с коэффициентом удлинения 2-4. Им свойственна низкая интенсивность катодолюминесценции с едва различимыми реликтами зональности (рис. 15а). средние содержания U (247-492 мкг/г), Th (299-651 мкг/г) и высокие значения Th/U отношения (1.12-1.56) (табл. 3). Длиннопризматический габитус зерен циркона, присутствие реликтов осцилляторной зональности и высокие Th/U отношения свидетельствуют в пользу их магматической природы, и полученный возраст, вероятнее всего, соответствует времени кристаллизации пород. Средневзвешенное значение возраста (по отношению <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb) для 10 точек, расположенных на конкордии и вблизи нее (с дискордантностью 2-4), составило 2733 ± 3 млн лет (СКВО = 0.36) (рис. 15а, табл. 3).

**Проба 5300/1** (Вt гнейс по андезитовому порфириту, 62°29′46.18″ с.ш., 31°32′17.72″ в.д.). Из пробы весом около 800 г было выделено 10 мг циркона.

Циркон представлен желтовато-розовыми длиннопризматическими субидиоморфными кристаллами размером 150-250 мкм, с коэффициентом удлинения 2-4. Зерна ширкона имеют слабую интенсивность катодолюминесценции и в некоторых случаях едва заметную зональность (рис. 15б). Для них характерны варьирующие содержания U (113-817 мкг/г), Th (40-1296 мкг/г) и Th/U отношения (преимущественно в диапазоне 0.23-1.04). Зерна были выделены из пород, имеющих реликтовую порфировую текстуру, и обладают признаками магматического происхождения (длиннопризматический облик, реликты осцилляторной зональности и средние и высокие Th/U отношения). Это позволяет предположить, что полученное значение возраста является временем кристаллизации пород. По верхнему пересечению дискордии с конкордией (для 11 аналитических точек) получен возраст 2715  $\pm$  21 млн лет (рис. 15б). Конкордантный возраст для 5 точек составил  $2733 \pm 9$  млн лет (рис. 156, табл. 3).

Изотопно-геохимические Sm—Nd исследования выполнены для 2 образцов: метатуфов риодацитов Ялонвара-Пертинъярвинской структуры (проба 5010) и метаандезидацитов Пастаярвинской структуры (проба 5308) (табл. 4). Для метавулканитов обеих структур характерны древние модельные возрасты 3.18 млрд лет (проба 5010) и 3.19 млрд лет (проба 5308) и  $\varepsilon_{\rm Nd}$  0.38 и –1.04 соответственно. Такие характеристики свидетельствуют о смешанном мантийно-коровом источнике магм.



**Рис. 13.** Нормированные к хондриту и примитивной мантии по (Sun, McDonough, 1989) распределения редкоземельных и редких элементов в метавулканитах Ялонвара-Пертинъярвинской, Корпиярвинской и Пастаярвинской структур. Условные обозначения см. рис. 8. Сплошной и пунктирной линиями показаны распределения элементов N-MORB и E-MORB соответственно.

## МЫСКОВА, ЛЬВОВ

		Корпия	рвинская ст	руктура		Пастая	рвинская ст	руктура
Компо-	5358	5356/2	5356/1	2546a	5356/3	5326	5325/1	5324
пспты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	54.94	56.74	61.33	62.77	69.18	48.40	48.56	49.82
TiO <sub>2</sub>	0.92	0.77	0.71	0.52	0.48	0.79	1.16	1.07
$Al_2O_3$	17.37	16.28	16.27	17.66	15.46	15.60	16.39	15.97
$Fe_2O_3$	8.06	7.73	6.26	5.72	3.82	10.40	11.16	8.46
MnO	0.16	0.14	0.10	0.13	0.05	0.33	0.19	0.24
MgO	5.05	5.46	3.48	1.59	1.31	6.00	7.44	7.38
CaO	7.75	7.78	6.11	4.85	3.46	15.00	11.96	13.44
Na <sub>2</sub> O	3.59	2.82	3.63	4.54	4.89	2.87	2.51	2.88
K <sub>2</sub> O	2.16	2.28	2.11	2.20	1.36	0.60	0.63	0.74
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0.60	0.81	0.58	0.48	0.28	0.21	0.25	0.26
Mg#	0.56	0.58	0.52	0.36	0.40	0.53	0.57	0.63
ASI	0.78	0.77	0.85	0.95	0.98	0.48	0.62	0.54
Ba	671	399	472	1230	502	69	58	64
Rb	84	186	170	123	98	7	14	26
Sr	552	518	530	941	369	98	114	153
Zr	197	83	163	136	235	36	48	59
Hf	4.77	2.37	4.28	3.42	5.63	1.10	1.44	1.61
Y	18	14	13	14	9	19	21	20
Nb	7	4	6	5	6	2	3	5
Та	0.27	0.19	0.34	0.27	0.38	0.17	0.17	0.26
Cr	36	122	68	2	14	388	291	478
Ni	66	88	46	2	14	113	76	158
Co	26	31	18	9	9	51	40	40
V	144	137	95	69	40	298	322	273
La	26.60	18.10	22.30	3.97	15.90	3.50	3.29	5.39
Ce	58.30	44.70	59.70	10.80	32.10	8.22	9.26	12.50
Pr	7.12	5.30	5.65	1.67	3.53	1.29	1.49	1.97
Nd	27.00	20.2	21.00	8.25	12.10	6.41	7.65	9.15
Sm	4.93	4.30	3.85	2.59	2.16	1.87	2.47	2.65
Eu	1.58	1.25	1.24	1.22	0.77	0.77	1.01	0.96
Gd	4.30	3.61	3.38	2.45	1.99	2.42	2.84	3.20
Tb	0.58	0.48	0.44	0.42	0.31	0.50	0.6	0.56
Dy	3.32	2.67	2.43	2.53	1.73	2.93	3.45	3.53
Но	0.68	0.56	0.49	0.48	0.34	0.76	0.82	0.73
Er	1.81	1.38	1.22	1.41	0.9	2.00	2.2	2.02
Tm	0.25	0.19	0.18	0.20	0.15	0.30	0.34	0.32
Yb	1.76	1.28	1.30	1.36	0.92	1.90	2	2.06
Lu	0.28	0.18	0.17	0.23	0.15	0.32	0.33	0.33
Th	3.24	3.49	8.11	1.90	10.40	0.80	0.26	0.52
U	1.05	1.18	2.15	0.67	2.28	0.66	0.05	0.33
La <sub>N</sub> /Lu <sub>N</sub>	10	11	14	2	11	1	1	2
Eu/Eu*	1.05	0.97	1.05	1.48	1.14	1.11	1.17	1.01

Таблица 2. Представительные составы метавулканитов Корпиярвинской и Пастаярвинской структур

Таблица 2. Окончание

			Ι	Тастаярвинс	кая структур	a		
Компо- ненты	5305	5300/1*	8112	5308*	5303/2	5307	8108	5331
пенты	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO <sub>2</sub>	53.93	55.57	57.29	58.70	62.05	64.01	64.51	65.39
$TiO_2$	1.02	0.76	0.88	0.86	1.20	0.71	0.74	0.79
$Al_2O_3$	16.33	14.30	17.11	16.80	18.66	15.90	16.20	15.69
$Fe_2O_3$	10.18	9.12	7.81	8.19	6.09	5.91	5.81	5.67
MnO	0.24	0.17	0.13	0.15	0.09	0.14	0.08	0.11
MgO	3.82	6.64	4.28	3.85	1.40	3.48	1.96	2.29
CaO	10.08	8.01	5.99	5.86	3.49	3.77	4.96	5.36
Na <sub>2</sub> O	3.53	3.47	3.40	2.73	4.69	2.97	4.27	2.82
K <sub>2</sub> O	0.88	1.96	3.11	2.86	2.32	3.11	1.46	1.86
$K_{2}O/Na_{2}O$	0.25	0.57	0.91	1.05	0.49	1.05	0.34	0.66
Mo#	0.43	0.69	0.52	0.48	0.31	0.54	0.40	0.44
ASI	0.13	0.64	0.82	0.93	1 13	1.06	0.10	0.96
Ba	358	222	630	989	690	1090	626	446
Rb	18	179	118	145	125	143	63	73
Sr	301	429	674	673	531	425	565	337
Zr	60	98	127	128	209	179	209	187
Hf	1.74	2.57	3.55	3.35	5.01	4.47	5.59	4.82
Y	21	16	19	24	25	18	22	24
Nb	3	5	4	6	8	6	6	7
Та	0.19	0.31	0.23	0.50	0.63	0.46	0.26	0.63
Cr	245	247	26	32	139	78	13	72
Ni	90	38	23	17	60	46	12	38
Co	40	28	25	22	21	16	13	15
V	277	148	145	169	155	104	88	112
La	6.67	19.80	28.20	27.60	39.10	52.40	32.50	51.80
Ce	14.40	43.50	62.00	62.20	85.20	109.00	68.70	101.00
Pr	1.94	5.43	8.22	7.70	10.50	13.00	8.40	12.60
Nd	9.03	22.20	34.3	31.80	41.30	49.20	33.60	44.00
Sm	2.29	4.11	6.31	6.90	6.83	6.80	5.92	7.40
Eu	0.79	1.14	1.67	1.80	1.93	1.68	1.39	1.54
Gd	3.12	3.78	5.44	5.78	6.09	5.41	5.23	5.55
Tb	0.56	0.49	0.67	0.82	0.92	0.79	0.67	0.86
Dy	3.73	2.67	3.49	4.45	4.79	3.46	3.94	4.51
Но	0.78	0.55	0.70	0.89	0.83	0.65	0.83	0.88
Er	2.08	1.54	1.86	2.43	2.65	1.78	2.22	2.36
Tm	0.36	0.21	0.27	0.36	0.37	0.27	0.30	0.35
Yb	2.02	1.49	1.84	2.25	1.86	1.59	2.08	2.02
Lu	0.38	0.23	0.24	0.37	0.33	0.26	0.27	0.33
Th	1.04	3.65	2.51	6.94	6.92	13.5	5.55	14.7
U	0.60	0.77	0.70	1.89	1.68	2.77	0.47	2.12
La <sub>N</sub> /Lu <sub>N</sub>	2	9	13	8	13	22	13	17
Eu/Eu*	0.90	0.88	0.87	0.87	0.91	0.85	0.76	0.73

Примечание. Главные элементы приведены в мас. %, редкие элементы – в мкг/г, все железо в виде  $Fe_2O_3$ . ASI (мол. %) =  $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$ . (\*) – геохронологические пробы. Mg# – магнезиальность. 1-4 – Bt-Amp (±Ep) сланцы, 5 – Ep-Bt гнейсы, 6-8 – Cpx-Amp сланцы, 9 – Amp сланец, 10 – Ep-Bt сланец с реликтами порфировой текстуры, 11-13 – Ep-Bt сланцы, 14–16 – Bt гнейсы с редким Ep. Номера проб соответствуют номерам обнажений, указанных на детальных разрезах. Проба 2546а отобрана в 7 км южнее детального разреза IV, а пробы 8112 и 8108 в 3 км и 4 км южнее детального разреза V.



**Рис. 14.** График с конкордией для цирконов из метавулканитов Ялонвара-Пертинъярвинской структуры и изображение цирконов в катодолюминесценции: а – проба 5010 (метатуф риодацита), б – проба 5070 (метатуф дацита).



**Рис. 15.** График с конкордией для цирконов из метавулканитов Пастаярвинской структуры и изображение цирконов в катодолюминесценции: а – проба 5308 (метаандезидацит), б – проба 5300/1 (метаандезит).

Ĩ	10JINIJA J.			· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·		·		annayar adaar	rt u uovoiniadu				
	c	2060	0	одержани	В	$\Omega_{88}$	Изо с коррекциеі	топные отношк й на обыкновен	зния іный свинец		Изотопнь с коррек обыкновенл	ий возраст цией на ный свинец	
	Зерно Точка	% %	<sup>206</sup> Pb*, MKT/F	U, MKT/F	Th, MKT/F	<sub>27</sub> /41 <sub>222</sub>	%∓ 9d <sub>907</sub> /9d <sub>∠07</sub>	%∓ ∩ <sub>8€7</sub> /9d <sub>907</sub>	%∓ ∩ <sub>\$\$₹7</sub> /9d <sub>∠07</sub>	Kho	, <sup>206</sup> рь/ <sup>238</sup> U,	, 197 <sup>2067</sup> дб 2077-дб	Disc. %
I						Alon	вара-Пертины	арвинская струл	cmypa				
C	-	0.01	9 00	100	00	710	00011500	a 5010	0170271	0 001		V1 + 210C	Ċ
بر	_ ;	10.0	0.26	188	65 61	0.40	$9.0 \pm 0.0112.0$	$0.5/32 \pm 1.7$	$10.72 \pm 1.9$	168.0	$2921 \pm 40$	2010 ± 14	<b>&gt;</b> (
_ СТ	).lre	c0.0	129	255	112	0.46	$0.2118 \pm 0.5$	$0.5861 \pm 1.7$	$17.12 \pm 1.7$	0.961	$2973 \pm 39$	$2920 \pm 8$	7 -
≍ ſ₽∕	.1	0.04	76.4	156	69	0.46	$0.2120 \pm 0.6$	$0.5693 \pm 1.7$	$16.64\pm1.8$	0.947	$2905 \pm 40$	$2921 \pm 9$	μ
: \TI	-	0.12	64.1	133	50	0.38	$0.2120\pm0.6$	$0.5595\pm1.7$	$16.35 \pm 1.8$	0.940	$2864 \pm 39$	$2921 \pm 10$	7
н ИП	2.1re	0.10	83.7	175	66	0.59	$0.2122\pm0.6$	$0.5562 \pm 1.7$	$16.27\pm1.8$	0.950	$2851 \pm 40$	$2922 \pm 9$	n
PA	5.1	0.18	20.7	40	32	0.82	$0.2124 \pm 1.7$	$0.6020 \pm 2.1$	$17.64\pm1.7$	0.782	$3039 \pm 52$	$2924 \pm 28$	4-
 ФИ	2.1	0.08	102	218	142	0.67	$0.2126\pm0.5$	$0.5450\pm1.8$	$15.96 \pm 1.9$	0.966	$2803 \pm 42$	$2925 \pm 8$	4
ні П.	3.1	0.10	87.8	163	58	0.37	$0.2125\pm0.6$	$0.6270\pm1.7$	$18.38\pm1.8$	0.954	$3139 \pm 43$	$2925 \pm 9$	-7
сі ГЕ	1	0.14	105	228	132	0.60	$0.2127\pm0.5$	$0.5324\pm1.7$	$15.61 \pm 1.7$	0.958	$2751 \pm 37$	$2926 \pm 8$	9
іі ЮЛ	7.1	0.12	28.2	57	28	0.51	$0.2126 \pm 1.0$	$0.5750\pm1.9$	$16.87 \pm 2.1$	0.887	$2930\pm45$	$2926 \pm 16$	0
		0.06	101	205	107	0.54	$0.2128\pm0.6$	$0.5742\pm1.7$	$16.85\pm1.8$	0.938	$2925 \pm 39$	$2927 \pm 10$	0
ю ИЧ	1	0.06	145	293	111	0.39	$0.2129\pm0.4$	$0.5740\pm1.6$	$16.85\pm1.7$	0.968	$2924 \pm 39$	$2928 \pm 7$	0
- ieo	t.1	0.18	22.4	45	31	0.71	$0.2129 \pm 1.1$	$0.5780\pm2.0$	$16.96 \pm 2.3$	0.873	$2939 \pm 47$	$2928 \pm 18$	0
ς CK	1	0.06	76.8	155	54	0.36	$0.2130\pm0.6$	$0.5777\pm1.7$	$16.97 \pm 1.8$	0.947	$2939\pm40$	$2929 \pm 9$	0
∞ ∞ R∕	1	0.12	79.1	164	61	0.38	$0.2134\pm0.6$	$0.5596\pm1.7$	$16.46 \pm 1.8$	0.948	$2865\pm40$	$2931 \pm 10$	2
н кс	.1re	0.08	56.1	120	49	0.42	$0.2136\pm0.7$	$0.5448\pm1.8$	$16.05 \pm 1.9$	0.936	$2804\pm41$	$2933 \pm 11$	5
ين PPF	1	0.04	115	228	66	0.45	$0.2139\pm0.5$	$0.5869\pm1.7$	$17.31 \pm 1.7$	0.960	$2977\pm40$	$2936 \pm 8$	-1
'. ЕЛ	1	0.06	58.1	118	53	0.46	$0.2149\pm0.7$	$0.5710\pm1.7$	$16.92 \pm 1.8$	0.937	$2912 \pm 41$	$2943 \pm 10$	1
т яш	5.1	0.13	37	76	75	1.03	$0.2149 \pm 1.5$	$0.5670\pm1.8$	$16.80\pm2.4$	0.773	$2895 \pm 43$	$2943 \pm 24$	7
(N) 4		0.07	89	181	65	0.37	$0.2153 \pm 0.6$	$0.5725\pm1.7$	$16.99 \pm 1.8$	0.951	$2918 \pm 39$	$2946 \pm 9$	1
ł							Πpo6	a 5070					
T-	1	0.29	31	62	38	0.63	$0.2122\pm0.9$	$0.5795 \pm 1.6$	$16.96 \pm 1.8$	0.861	$2947 \pm 37$	$2922 \pm 15$	-1
ом 4	Ţ	0.00	64.7	129	78	0.62	$0.2150\pm0.6$	$0.5863\pm1.3$	$17.38 \pm 1.4$	0.902	$2974 \pm 30$	$2943 \pm 10$	
∞ 30	1	0.00	111	219	166	0.78	$0.2153 \pm 0.5$	$0.5891\pm1.1$	$17.49 \pm 1.2$	0.924	$2986 \pm 26$	$2946 \pm 7$	-2
1(	.1	0.04	170	343	389	1.17	$0.2159\pm0.4$	$0.5749\pm1.0$	$17.11 \pm 1.1$	0.940	$2928\pm24$	$2950 \pm 6$	1
∑	1	0.16	39.2	79	44	0.58	$0.2159\pm0.8$	$0.5796\pm1.5$	$17.25 \pm 1.7$	0.873	$2947 \pm 35$	$2950 \pm 13$	0
сі 1	1	0.13	71.3	141	89	0.65	$0.2165\pm0.6$	$0.5896 \pm 1.2$	$17.60 \pm 1.4$	0.900	$2988 \pm 30$	$2955 \pm 10$	-1
 20	1	0.00	78.6	156	76	0.50	$0.2166\pm0.6$	$0.5855\pm1.2$	$17.49 \pm 1.3$	0.906	$2971 \pm 28$	$2956 \pm 9$	-1
ف 220	1	0.15	54.5	108	49	0.47	$0.2168\pm0.7$	$0.5875\pm1.3$	$17.56 \pm 1.5$	0.887	$2979 \pm 32$	$2957 \pm 11$	-1
Э.	1	0.07	97.3	195	180	0.95	$0.2172 \pm 0.5$	$0.5806 \pm 1.1$	$17.38 \pm 1.2$	0.913	$2951 \pm 27$	$2960 \pm 8$	0

26

## МЫСКОВА, ЛЬВОВ

		0	Содержани	RI	Π8	с коррекцие)	топные отнош й на обыкнове	ения ный свинец		Изотопнь с коррек обыкновени	ій возраст цией на ный свинец	
Зерно Точка	<sup>206</sup> Pb <sub>c</sub> , %	<sup>206</sup> Pb*, MKF/F	U, MKT/T	Th, MKT/T	<sub>ez</sub> /4L <sub>zez</sub>	%∓ 9d <sub>907</sub> /9d <sub>∠07</sub>	%∓ ∩ <sub>8£7</sub> /9d <sub>907</sub>	%∓ ∩ <sub>\$£7</sub> /9d <sub>∠07</sub>	Rho -	млн лет 206Pb/ <sup>238</sup> U,	, <sup>207</sup> Рь/ <sup>206</sup> Рь,	Disc %
9.1	0.16	33.3	68	36	0.56	$0.2200\pm0.9$	$0.5737 \pm 1.5$	$17.40 \pm 1.8$	0.872	$2923 \pm 36$	$2981 \pm 14$	2
	_	_	_	_	_	Пастаярвинс	кая структура	_	_			_
						Πpoն	ia 5308					
3.1	0.04	164	372	520	1.44	$0.1882\pm0.3$	$0.5132 \pm 1.6$	$13.31 \pm 1.6$	0.984	$2670 \pm 35$	$2726 \pm 5$	2
2.1	0.02	145	320	400	1.29	$0.1887\pm0.5$	$0.5284\pm1.6$	$13.75\pm1.7$	0.958	$2735 \pm 36$	$2731 \pm 8$	0
4.1	0.05	145	323	443	1.42	$0.1888\pm0.3$	$0.5228\pm1.6$	$13.61 \pm 1.7$	0.983	$2711 \pm 36$	$2731 \pm 5$	-
1.1	0.02	166	382	415	1.12	$0.1890\pm0.3$	$0.5056 \pm 1.6$	$13.17 \pm 1.6$	0.985	$2638 \pm 35$	$2733 \pm 5$	4
9.1	0.00	210	480	723	1.56	$0.1890\pm0.3$	$0.5101 \pm 1.6$	$13.29 \pm 1.6$	0.988	$2657 \pm 35$	$2733 \pm 4$	ε
10.1	0.01	114	247	299	1.25	$0.1890\pm0.3$	$0.535 \pm 1.6$	$13.94\pm1.9$	0.985	$2763 \pm 43$	$2733 \pm 6$	Ξ
6.1	0.04	172	378	452	1.23	$0.1890\pm0.3$	$0.5273 \pm 1.6$	$13.74\pm1.6$	0.986	$2730 \pm 36$	$2734 \pm 5$	0
10.1re	0.02	184	415	577	1.44	$0.1892\pm0.3$	$0.5162 \pm 1.6$	$13.46 \pm 1.6$	0.986	$2683 \pm 36$	$2735 \pm 5$	7
5.1	0.00	213	492	651	1.37	$0.1892\pm0.3$	$0.5043 \pm 1.6$	$13.16 \pm 1.6$	0.980	$2632 \pm 35$	$2735 \pm 5$	4
7.1	0.00	159	363	421	1.20	$0.1893\pm0.3$	$0.5113 \pm 1.6$	$13.34 \pm 1.6$	0.985	$2662 \pm 35$	$2736 \pm 5$	ς
	_	-	_	_	_	Проба	1 5300/1	_	-			_
9.1	0.49	290	794	438	0.57	$0.1566 \pm 0.4$	$0.4235 \pm 0.9$	$9.14 \pm 1.0$	0.926	$2276 \pm 17$	$2419 \pm 6$	9
11.1	0.27	300	797	475	0.62	$0.1624\pm0.3$	$0.4364\pm0.9$	$9.78\pm0.9$	0.941	$2335 \pm 17$	$2481 \pm 5$	9
7.1	0.49	217	523	525	1.04	$0.1744\pm0.4$	$0.4805 \pm 0.9$	$11.55\pm1.0$	0.920	$2529 \pm 19$	$2600 \pm 7$	ŝ
3.1	0.36	143	334	160	0.49	$0.1764\pm0.5$	$0.4960 \pm 0.9$	$12.06 \pm 1.1$	0.886	$2596 \pm 20$	$2619 \pm 8$	1
5.1	0.13	299	695	379	0.56	$0.1780 \pm 0.3$	$0.4998 \pm 0.9$	$12.27 \pm 1.1$	0.950	$2613 \pm 20$	$2634 \pm 5$	-
4.1	0.32	348	817	1296	1.64	$0.1784\pm0.3$	$0.4935 \pm 0.9$	$12.14 \pm 0.9$	0.948	$2586 \pm 19$	$2638 \pm 5$	7
3.2	0.79	151	333	73	0.23	$0.1870\pm0.8$	$0.5224\pm1.0$	$13.47 \pm 1.2$	0.796	$2709 \pm 22$	$2716 \pm 12$	0
1.1	0.28	143	319	97	0.31	$0.1879\pm0.4$	$0.5215\pm0.9$	$13.51 \pm 1.0$	0.904	$2706 \pm 21$	$2724 \pm 7$	μ
8.1	0.56	147	319	221	0.72	$0.1887\pm0.5$	$0.5344\pm1.0$	$13.90 \pm 1.1$	0.873	$2760 \pm 21$	$2731 \pm 9$	Ϊ
6.1	0.12	260	570	47	0.09	$0.1897\pm0.3$	$0.5301 \pm 0.9$	$13.86\pm1.0$	0.945	$2742 \pm 21$	$2740 \pm 5$	0
2.1	0.43	51.8	113	40	0.37	$0.1917 \pm 0.8$	$0.5315 \pm 1.1$	$14.05 \pm 1.3$	0 824	7748 + 74	2756 + 12	0

## СУПРАКРУСТАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ АРХЕЙСКИХ...

Название породы № пробы	U–Рb возраст, млн лет	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	$^{143}$ Nd/ $^{144}$ Nd $\pm 2\sigma$	ε <sub>Nd</sub> (T)	Т <sub>Nd</sub> (DM), млн лет	T <sub>Nd</sub> (DM-2st), млн лет
Метатуф риодацита (проба 5010)	2930	1.768	9.592	0.1114	$0.511007 \pm 6$	0.38	3175	3197
Метаандезидацит (проба 5308)	2733	6.192	29.220	0.1281	0.511348 ± 5	-1.04	3191	3151

Таблица 4. Sm—Nd изотопно-геохимические данные для метавулканитов Ялонвара-Пертинъярвинской и Пастаярвинской структур

Примечание. <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd ± 2σ – величины погрешностей соответствуют последней значащей цифре после точки.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Изученные архейские структуры ранее рассматривались в составе единого зеленокаменного пояса Ялонвара-Иломантси (Иващенко и др., 2007; Государственная..., 2015 и др.). Наши исследования позволили пересмотреть эти взгляды. Было установлено, что структуры различаются по возрасту, составам слагающих их вулканитов и степени тектонической и метаморфической переработки зеленокаменных комплексов.

Южная Ялонвара-Пертинъярвинская структура сформирована значительно раньше и сложена мезоархейскими (2.95-2.93 млрд лет) метавулканитами, варьирующими по составу от основных до кислых разностей. Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. В вулканитах хорошо сохранились первичные структуры, обломочный характер которых свидетельствует о туфовой природе пород (рис. 3). Туфы представлены литокристаллокластическими и кристаллокластическими разностями и по размеру обломков варьируют от агломератовых до пелитовых. Изредка в разрезах встречаются лавы. Присутствие грубообломочных туфов может указывать на относительную близость территории к центру извержения.

Северные структуры Корпиярвинская и Пастаярвинская более молодые, неоархейские (2.73 млрд лет), и представлены гнейсами и амфиболитами. По составу породы отвечают основным, средним и кислым вулканитам, но метаморфизованным в условиях более высокотемпературной амфиболитовой фации с потерей (за редким исключением) первичных структурно-текстурных особенностей.

Породы всех трех структур подверглись значительной гранитизации, что не позволяет в полной мере судить о пропорциях слагающих их пород. В изученных фрагментах разреза в Ялонвара-Пертинъярвинской структуре преобладают породы среднего состава, основные и кислые разности находятся в подчиненном количестве. В Корпиярвинской и Пастаярвинской структурах присутствует приблизительно одинаковое количество основных, средних и кислых пород. Описанные ассоциации вулканитов являются типичными для архейских зеленокаменных поясов. Основываясь на геохимических особенностях изученных вулканитов, мы рассматриваем условия их формирования в контексте уже существующих для этого региона плейттектонических моделей (Vaasjoki et al., 1993; Светов, 2005 и др.), в рамках которых они ближе всего к породам надсубдукционных обстановок.

В целом можно говорить о близости по геохимическим особенностям средних и кислых вулканитов и существенных различиях основных разностей древней и более молодой ассоциаций.

Средние и кислые метавулканиты обеих возрастных групп принадлежат к известково-щелочной серии. Они сходны по содержаниям большинства петрогенных и редких элементов, однако неоархейские вулканиты отличаются незначительно более низкими концентрациями Na<sub>2</sub>O и магнезиальностью и более высокими содержаниями Rb, Sr, Zr и Y (рис. 9, 10). Все они демонстрируют дифференцированные спектры распределения лантаноидов (рис. 13), близкие к таковым для андезитов II, дацитов FII и риолитов FI архейских зеленокаменных поясов, выделенных К. Конди (1983), который показал их сходство с вулканитами современных островодужных систем. На мультиэлементных спайдерграммах изученные породы демонстрируют характерные для вулканитов надсубдукционных обстановок отчетливые Nb-минимумы (рис. 13). На тектонических дискриминационных диаграммах Y-Nb и Yb-Ta их составы попадают в поля островодужных обстановок (рис. 16б).

Основные породы сравниваемых ассоциаций имеют существенные различия. Базиты древней Ялонвара-Пертинъярвинской структуры относятся к известково-щелочным и по характеру распределения редкоземельных элементов сопоставимы с базальтами TH2 архейских зеленокаменных поясов, которые, в свою очередь, близки к базальтам известково-щелочных островодужных серий и толеитов океанических островов (Конди, 1983). По сравнению с толеитами N-MORB, изученные породы обогащены легкими лантаноидами (рис. 13) и имеют характерные для надсубдук-



Рис. 16. Дискриминационные диаграммы (a) Nb/Y–Zr/Y (Condie, 2005) и (б) Nb–Y и Ta–Yb (Pearce et al., 1984) для метавулканитов Ялонвара-Пертинъярвинской, Корпиярвинской и Пастаярвинской структур. Условные обозначения см. рис. 8. OIB – базальты океанических островов, N-MORB – базальты срединно-океанических хребтов, ARC – базальты островных дуг, UC – верхняя кора, EN – литосферная мантия, PM – примитивная мантия, DM – деплетированная мантия, DEP – глубинная деплетированная мантия, EM1 и EM2 – обогащенная мантия, REC – рециклированный компонент.

ционных обстановок повышенные содержания  $K_2O$ , крупноионных литофильных элементов (Rb, Ba, Th, La, Ce) и отчетливые ниобиевые аномалии (табл. 1, рис. 13). На дискриминационной диаграмме Zr/Y–Nb/Y их составы тяготеют к полям составов островных дуг (рис. 16а).

В отличие от основных вулканитов мезоархейской ассоциации, более молодые метабазиты Корпиярвинской и Пастаярвинской структур на дискриминационной диаграмме Zr/Y–Nb/Y располагаются в поле составов, близких к веществу примитивной мантии (рис. 16а). Они относятся к толеитовой серии и характеризуются нефракционированным распределением РЗЭ, подобно базальтам архейских зеленокаменных поясов TH1

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

(Конди, 1983), что сближает их с вулканитами E-MORB современных тектонических обстановок (рис. 11, 13). Для базальтов субдукционных обстановок спектры РЗЭ могут изменяться от слабодеплетированных, сходных с таковыми MORB, в толеитовых базальтах, до в различной степени обогащенных легкими лантаноидами в известково-щелочных разностях. По сравнению с базальтами E-MORB, метабазиты неоархейского комплекса обогащены крупноионными литофильными элементами (Rb, Ba и в ряде случаев Th) и имеют Nb-минимумы (а не максимумы, как E-MORB) (рис. 13), что позволяет предположить присутствие субдукционного компонента в составе расплавов.

том 30 № 1 2022

При сравнении геохимии изученных пород и вулканитов хорошо известных древних зеленокаменных поясов полной аналогии не наблюдается. Но в целом можно видеть общие черты, связанные с особенностями распределения редкоземельных и редких элементов. Это касается обогащения вулканитов легкими лантаноидами и присутствия Nb/Nb\* минимумов, которые отмечаются в вулканитах хорошо изученных древних (2.9 млрд лет) базальт-андезит-дацит-риолитовых серий Хаутаваарской и Сумозерско-Кенозерской зеленокаменных структур Фенноскандинавского щита (Puchtel et al., 1999; Светов, 2005). В обоих случаях вулканиты считаются продуктами субдукционного магматизма, сформированными в конвергентных зонах перехода океан-континент. Такие же особенности геохимии редких и редкоземельных элементов характерны и для вулканитов архейских (2.7 млрд лет, Tomlinson et al., 2002; 3.0-2.9 млрд лет, Hollings et al., 1999) зеленокаменных поясов провинции Сьюпириор (Канада), считающихся примерами древних островодужных обстановок. В последнем случае чередование коматиитов и кислых вулканитов островодужного типа объясняется взаимодействием восходящего мантийного плюма с прилегающими зонами субдукции.

Широко проявленная гранитизация и интенсивная тектоническая переработка структур привели к появлению редуцированных стратиграфических разрезов, что не дает возможности в деталях реконструировать эволюцию вулканизма. Вместе с тем полученные аналитические данные позволяют произвести сравнение изученных комплексов с породами близко расположенных и хорошо известных геологических структур российской и финской территорий — Хаутаваарской структуры Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса и пояса Хатту провинции Иломантси.

По содержаниям петрогенных и редких элементов ассоциации вулканитов Ялонвара-Пертинъярвинской, Корпиярвинской, Пастаярвинской, Хаутаваарской структур и пояса Хатту мало чем отличаются (поля их фигуративных точек в целом совпадают) (рис. 9, 10). Хотя часть анализов средних и кислых вулканитов Корпиярвинской и Пастаярвинской структур слабо обогащена Rb и Sr, что характерно и для пород пояса Хатту, а также Zr и Y, что свойственно вулканитам Хаутаваары.

Изученные зеленокаменные структуры различаются временем формирования и степенью тектонической и метаморфической переработки слагающих их пород. По этим параметрам только северные Корпиярвинская и Пастаярвинская структуры могут рассматриваться в качестве продолжения зеленокаменного пояса, протягивающегося на российскую территорию со стороны Финляндии из провинции Иломантси. Структуры близки по возрасту (2.73 и 2.75 млрд лет соответственно), со-

ставу, условиям формирования (субдукционные обстановки) и степени метаморфической переработки пород (Vaasjoki et al., 1993; O'Brien et al., 1993). По всем перечисленным параметрам обнаруживается сходство и с неоархейской (2.7 млрд лет) ассоциацией вулканитов Хедозеро-Большозерской структуры (Мыскова и др., 2020).

Более древний комплекс Ялонвара-Пертинъярвинской структуры (2.95-2.93 млрд лет) может быть сопоставлен с мезоархейской базальт-андезит-дацит-риолитовой стратотектонической ассоциацией Хаутаваарской зеленокаменной структуры Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (Светов, 2005). Сравниваемые образования имеют много общих черт. Так же как и зеленокаменные породы Ялонвара-Пертинъярвинской структуры, вулканиты базальт-андезит-дацит-риолитовой ассоциации Хаутаваарской структуры варьируют по составу от базальтов и андезибазальтов до риодацитов, причем со значительным преобладанием в разрезах пород среднего состава. Для обоих комплексов отмечается преимущественно вулканогенно-обломочная природа пород (лавы находятся в подчиненном количестве) и присутствие разнообразных литофациальных разновидностей. В разрезах преобладают лавобрекчии и разнозернистые туфы от агломератовых до псаммитовых. Вулканиты Хаутаваарской структуры принадлежат к известковощелочной серии с натриевой специализацией. Они метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации с сохранением первичных вулканических структур. Имеющиеся определения U-Pb возраста циркона составляют 2995 ± 20 млн лет (Сергеев, 1989) и 2945 ± 19 млн лет (Овчинникова и др., 1994). Формирование ассоциации вулканитов Хаутаваарской структуры происходило в островодужной обстановке (Светов, 2005).

#### выводы

1. Изученные структуры сформированы в разное время: южная Ялонвара-Пертинъярвинская в мезоархее (2.95–2.93 млрд лет), северные Корпиярвинская и Пастаярвинская в неоархее (2.73 млрд лет).

2. Комплексы различаются степенью тектонической и метаморфической переработки. Вулканиты древнего мезоархейского комплекса слабее метаморфизованы, и в них сохранились первичные вулканические структуры. Породы более молодой неоархейской ассоциации переработаны в большей степени и преобразованы в гнейсы и амфиболиты.

3. Обе ассоциации вулканитов близки к породам надсубдукционных обстановок. Средние и кислые вулканиты изученных разновозрастных комплексов характеризуются близостью составов. Основные породы имеют геохимические отличия: древ-

ние относятся к известково-щелочной серии, с большой долей субдукционного компонента в исходных расплавах, более молодые принадлежат к толеитовой серии, с весомым вкладом мантийного материала.

4. Неоархейские Корпиярвинская и Пастаярвинская структуры традиционно считались продолжением пояса Хатту-Иломантси, и это согласуется с вновь полученными данными. Зеленокаменные образования Ялонвара-Пертинъярвинской структуры, ранее не рассматриваемые в качестве более древней мезоархейской ассоциации, в первом приближении сопоставимы с вулканитами базальтандезит-дацит-риолитовой ассоциации Хаутаваарской зеленокаменной структуры Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса.

Представленные в статье выводы базируются на впервые полученных для зеленокаменных образований этой территории геохронологических данных и на анализе ограниченного числа петрогеохимических данных. Геологическое строение района нуждается в дальнейшем изучении для уточнения площади распространения вулканитов разного возраста и оценки процессов мантийнокорового взаимодействия.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках темы НИР № FMUW-2022-0004.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Балтийская. Лист P-(35), 36 (Петрозаводск). Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. 400 с.

Иващенко В.И., Лавров О.Б., Кондрашова Н.И., Соколов С.Я. Комплексное благороднометалльное оруденение участка Хатуноя архейского зеленокаменного пояса Ялонвара-Иломантси // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 10. Петрозаводск: Изд-во Карельского научного центра РАН, 2007. С. 117–139.

*Конди К.* Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.

Кондрашова Н.И. Состав вулканогенных пород и эволюция магматизма шовной зоны сочленения Свекофеннского и Карельского геоблоков (Балтийский щит). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Москва, 2000. 28 с. http://elibrary.krc.karelia.ru/id/eprint/158

Кондрашова Н.И. Корово-мантийный магматизм Ялонварской структуры и связь с ним оруденения // Материалы Всероссийской конференции "Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения северо-запада России". Петрозаводск, 2007. С. 182–187.

Мыскова Т.А., Милькевич Р.И., Львов П.А., Житникова И.А. Неоархейские вулканиты Хедозеро-Большозерской зеленокаменной структуры Центральной Карелии: состав, возраст и тектоническая обстановка // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 2. С. 3–32.

https://doi.org/10.31857/S0869592X20020040

Овчинникова Г.В., Матреничев В.А., Левченков О.А., Сергеев С.А., Яковлева С.З., Гороховский Б.М. U-Pb и

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Рb—Рb изотопные исследования кислых вулканитов Хаутаваарской зеленокаменной структуры, Центральная Карелия // Петрология. 1994. Т. 2. № 3. С. 266–281.

Попов В.Е. Генезис вулканогенно-осадочных месторождений и их прогнозная оценка. Л.: Недра, 1991. С. 287.

*Светов С.А.* Магматические системы зоны перехода океан-континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 2005. 230 с.

Сергеев С.А. Геология и изотопная геохронология гранит-зеленокаменных комплексов архея Центральной и Юго-Восточной Карелии. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. 1989. 24 с.

Barrett T.J., MacLean W.H. Volcanic sequences, lithogeochemistry, and hydrothermal alteration in some bimodal volcanic-associated massive sulfide systems // Volcanic-associated massive sulfide deposits: processes and examples in modern and ancient settings. Rev. Econ. Geol. 1999. № 8. P. 101–131.

Black L.P., Kamo S.L., Alen C.M., Aleinikoff J.N., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis Chris. TEMORA 1: a new zircon standard for U–Pb geochronology // Chem. Geol. 2003. V. 200. P. 155–170.

https://doi.org/101016/S0009-2541(03)00165-7

*Condie K.C.* High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79. P. 491–504.

https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.09.014

*Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D.* A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrol. 2001. V. 42. P. 2033–2048.

*Goldstein S.J., Jacobsen S.B.* Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249–265.

*Hollings P., Wyman D., Kerrich R.* Komatiite–basalt–rhyolite volcanic associations in Northern Superior Province greenstone belts: significance of plume–arc interaction in the generation of the proto continental Superior Province // Lithos. 1999. V. 46 P. 137–161.

Huhma H., Mänttäri I., Peltonen P., Kontinen A., Halkoaho T., Hanski E., Hokkanen T., Hölttä P., Juopperi H., Konnunaho J., Lahaye Y. The age of the Archaean greenstone belts in Finland // Geol. Surv. Finland. Spec. Pap. 2012. № 54. P. 74– 175.

*Irvine T.N., Baragar W.R.A.* A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Can. J. Earth Sci. 1971. V. 8. P. 523–548.

*Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.* Sm–Nd evolution of chondrites and achondrites // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137–150.

https://doi.org/10.1016/0012-821X(84)90109-2

*Keto L.S., Jacobsen S.B.* Nd and Sr isotopic variations of Early Paleozoic oceans // Earth Planet. Sci. Lett. 1987. V. 84. P. 27–41.

Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre J., Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Woolley A.R., Zanettin B. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Oxford: Blackwell, 1989.

Ludwig K.P. SQUID 1. 00. A User's Manual // Berkeley Geochronol. Center Spec. Publ. 2000. № 2. 17 p.

том 30 № 1 2022

Ludwig K.P. Isoplot/Ex. A User's Manual // Berkeley Geochronol. Center Spec. Publ. 2001. № 1a. 56 p.

Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // Geol. Soc. Am. Bull. 1989. V. 101. P. 635-643.

O'Brien H.E., Huhma H., Sorjonen-Ward P. Petrogenesis of the late Archean Hattu schist belt. Ilomantsi, eastern Finland: geochemistry and Sr, Nd isotopic composition // Geol. Surv. Finland. Spec. Pap. 1993. № 17. P. 147–184.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element dis-crimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. P. 956–983.

https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956

Puchtel I.S., Hofmann A.W., Amelin Y.V., Garbe-Schonberg C.D., Samsonov A.V., Shchipansky A.A. Combined mantle plume-island arc model for the formation of the 2.9 Ga Sumozero-Kenozero greenstone belt, SE Baltic Shield: isotope and trace element constraints // Geochim. Cosmochim. Acta. 1999. V. 63. № 21. P. 3579-3595.

Richard P., Shimizu N., Allegre C.J. <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd a natural tracer: an application to oceanic basalts // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. V. 31. P. 269–278.

https://doi.org/10.1016/0012-821X(76)90219-3

Sorjonen-Ward P. An overview of structural evolution and lithic units within and intruding the late Archean Hattu schist belt, Ilomantsi, eastern Finland // Geol. Surv. Finland. Spec. Pap. 1993. № 17. P. 9-102.

Sorjonen-Ward P.B., Hartikainen A., Nurmi P.A., Rasilainen K., Schaubs P., Zhang Y., Liikanen J. Exploration targeting and geological context of gold mineralization in the Neoarchean Ilomantsi Greenstone Belt in Eastern Finland // Mineral Deposits of Finland. Ch. 5.3. Elsevier, 2015. P. 435-466. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-410438-9.00017-0

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Ocean Basins. Eds. Saunders A.D., Norry M.J. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313-345.

https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19

Tomlinson K.Y., Davis D.W., Percival J.A., Hughes D.J., Thurston P.C. Mafic to felsic magmatism and crustal recycling in the Obonga Lake greenstone belt, western Superior Province: evidence from geochemistry, Nd isotopes and U-Pb geochronology // Precambrian Res. 2002. V. 114. P. 295-325.

Vaasjoki M., Sorjonen-Ward P., Lavikainen S. U-Pb age determination and sulfide Pb-Pb characteristics from the Late Archean Hattu schist belt, Ilomantsi, eastern Finland // Geol. Surv. Finland Spec. Pap. 1993. № 17. P. 103–131.

Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rockforming minerals // Am. Mineral. 2010. V. 95. P. 185-187.

Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Eds. McKibben M.A., Shanks III W.C., Ridley W.I. Rev. Econ. Geol. 1998. V. 7. P. 1-35.

Рецензент А.Б. Котов

# Supracrustal Formations of Different Age Archean Greenstone Structures of the Karelian Craton of Fennoscandian Shield at the Border with the Sphekofennian Block: Composition, Age, and Origin

## T. A. Myskova<sup>*a*, #</sup> and P. A. Lvov<sup>*a*, *b*</sup>

<sup>a</sup> Institute of Precambrian Geology and Geochronology of Russian Academy of Sciences, St.-Petersburg, Russia <sup>b</sup> Karpinsky Russian Geological Research Institute, St.-Petersburg, Russia #e-mail: tmyskova@gmail.com

New data have been obtained on the composition and age of the Archean supracrustal complexes of the Yalonvara-Pertinjarvi, Korpiyarvi, and Pastayarva structures of the marginal part of the Karelian craton of Fennoscandian shield in the joint area with the Svekofennian orogen. The structures traditionally were attributed to the single greenstone belt of Yalonvara-Ilomantsi. Based on geochronological, petrographic, and geochemical data, it was established that only the Korpivarvi and Pastavarva structures with an age of 2.73 Ga can be considered a continuation of the Khattu greenstone belt in the Ilomantsi province (Finland). The older formations of the Yalonvara-Pertinjarvi structure, which are 2.95–2.93 Ga old, can be compared with the Mesoarchean basalt-andesite-dacite-rhyolite stratotectonic association of the Khautavaar greenstone structure. Younger Neoarchean formations are metamorphosed under conditions of a high-temperature amphibolite facies and are represented by gneisses and amphibolites. Ancient greenstone rocks are metamorphosed under the conditions of greenschist and epidote-amphibolite facies and are of tuff nature. The rocks of both complexes are geochemically close to the volcanic rocks of the suprasubduction settings, but with different proportions of the material of the mantle wedge and subduction plate.

Keywords: Karelia, Neoarchean, Mesoarchean, volcanics, U-Pb geochronology

УДК 551.72 (470.55/.58)+550.93

# ИСТОЧНИКИ СНОСА ВЕРХНЕДОКЕМБРИЙСКИХ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД ЮЖНОГО УРАЛА: РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХИМИЧЕСКИХ И Sm–Nd ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ<sup>1</sup>

© 2022 г. А. В. Маслов<sup>1, 2, \*</sup>, А. Б. Кузнецов<sup>3</sup>, А. Ю. Крамчанинов<sup>3</sup>, Л. В. Шпакович<sup>3</sup>, Э. З. Гареев<sup>4</sup>, В. Н. Подковыров<sup>3</sup>, С. Г. Ковалев<sup>4</sup>

> <sup>1</sup>Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия <sup>2</sup>Геологический институт РАН, Москва, Россия <sup>3</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия <sup>4</sup>Институт геологии Уфимского федерального научного центра РАН, Уфа, Россия \*e-mail: amas2004@mail.ru Поступила в редакцию 04.03.2021 г. После доработки 08.06.2021 г. Принята к публикации 03.07.2021 г.

Рассмотрены вариации отношения (La/Yb)<sub>N</sub>, параметра Eu/Eu\* и величин  $t_{Nd}$ (DM) и  $\epsilon_{Nd}$ (t) в глинистых породах верхнего докембрия западного склона Южного Урала. Установлено, что средние значения  $(La/Yb)_N$ , Eu/Eu\* и  $\epsilon_{Nd}(t)$  в глинистых отложениях рифея и венда изменяются соответственно в интервалах 5.7-15.1, 0.58-0.74 и -14.6...-5.1. Это отражает смену состава питающих провинций и хорошо вписывается в общую канву субглобальных событий, установленных традиционными геологическими методами в области сочленения восточных районов Восточно-Европейской платформы и современного Южного Урала. Формирование осадочных последовательностей раннего и среднего рифея (1750-1250 млн лет) шло преимущественно за счет продуктов размыва зрелой континентальной коры платформы (t<sub>Nd</sub>(DM) = 2.8-2.4 млрд лет). Однако допозднерифейский перерыв привел, по-видимому, к существенному изменению состава питающих провинций около 1 млрд назад. Рост величин  $\varepsilon_{Nd}(t)$  до -5.9 и снижение  $t_{Nd}(DM)$  до 2.0 млрд лет в глинистых породах бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея по сравнению с подстилающими их отложениями предполагает появление в области размыва пород ювенильной коры. Это указывает на накопление тонкозернистых осадков в начале позднего рифея на фоне активного рифтогенеза, что не фиксируется традиционными геологическими методами. Значительное повышение величины  $(La/Yb)_N$  (в среднем до 13.1), понижение  $\varepsilon_{Nd}(t)$  до -14.6 и повышение  $t_{Nd}(DM)$  до 2.5 млрд лет в глинистых породах бакеевской свиты венда по сравнению с породами рифея интерпретируются как результат формирования первых за счет продуктов ледниковой экзарации зрелых пород цоколя платформы во время гляциопериода Марино. Заметное повышение  $\varepsilon_{Nd}(t)$  до -6.8 и снижение t<sub>Nd</sub>(DM) до 1.8 млрд лет в аргиллитах басинской и зиганской свит венда по сравнению с породами основания ашинской серии отражает появление в середине венда в составе питающей провинции нового мантийного или вулканогенного материала.

*Ключевые слова:* Южный Урал, верхний докембрий, глинистые породы, редкоземельные элементы, Sm–Nd изотопная систематика

DOI: 10.31857/S0869592X22010045

## введение

Тонкозернистые обломочные осадки формируются при разрушении древних магматических, метаморфических и осадочных пород, обнаженных на поверхности континентов. Поэтому их минеральный состав и изотопно-геохимические особенности отражают преобладающий тип пород в области сноса. Крупные тектонические и магматические события приводят к преобразованиям состава пород в областях сноса, что неизбежно сказывается на изменении обломочного материала, поступающего в бассейн седиментации. Наиболее эффективными для изучения области сноса древних осадочных бассейнов являются редкоземельные элементы (РЗЭ) и Sm–Nd изотопная систематика тонкозернистых осадков. РЗЭ и отношение Sm/Nd сохраняются в тонкозернистом осадочном материале в тех же пропорциях, что и в материнской породе, несмотря на выветривание, транспортировку, аккумуляцию и метаморфизм (Taylor, McLennan, 1985; McLen-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Дополнительные материалы для этой статьи доступны по DOI 10.31857/S0869592X22010045.

nan, 1989; Cullers, 1995, 2002 и др.). Sm-Nd изотопная характеристика осадочных пород позволяет получать информацию о соотношении в их составе мантийного и корового материала и их модельном возрасте (времени пребывания в коре). Появление на палеоводосборах нового мантийного материала увеличивает отношение <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd в формирующихся за счет их размыва осадках и уменьшает их модельный возраст t<sub>Nd</sub>(DM), а также сдвигает величину параметра  $\varepsilon_{Nd}(t)$  в сторону бóльших значений (McCulloch, Wasserburg, 1978; Michard et al., 1985 и др.). Вариации названных параметров отражают изменения палеогеографической и тектонической обстановки в прошлом, а их анализ предоставляет важную информацию, получить которую иными способами невозможно.

Так, например, анализ изотопного состава Nd в поверхностных глинистых осалках Баренцева моря позволил установить. что основная часть обломочного материала поступала в область осадконакопления за счет эрозии пород палеозойского чехла Восточно-Европейской платформы и докембрийских ассоциаций Балтийского щита ( $\epsilon_{Nd}(0) =$ = -11.9...-13.1) (Tütken et al., 2002; Maccali et al., 2018; Маслов и др., 2020а). При этом в северную часть Баренцева моря тонкая алюмосиликокластика поступала с островов, сложенных мезозойскими базальтами, что отразилось в повышении ε<sub>Nd</sub>(0) до −5.0...-4.0 (Маслов и др., 2020а). Величины ε<sub>Nd</sub>(0) в пелитовых осадках Северного Ледовитого океана и обломочном материале дрейфующих льдов показывают четкое различие в материале, приносимом с древних докембрийских щитов, палеозойских платформ, мезозойских базальтовых траппов и кайнозойских вулканических дуг (Tütken et al., 2002; Fagel et al., 2014; Маслов и др., 2018г и др.).

Полученные в последние годы Nd-изотопные данные для тонкозернистых обломочных пород в опорных разрезах рифея и венда Восточной Сибири раскрыли важную информацию об изменении тектонического режима Сибирской платформы в позднем докембрии (Подковыров и др., 2007; Ножкин и др., 2008; Чугаев и др., 2017). Было показано, что почти на всем протяжении рифея осадочные последовательности Учуро-Майского района и Енисейского кряжа формировались за счет обломочного материала с модельными возрастами  $t_{Nd}(DM) = 2.5 - 2.1$  млрд лет, что указывает на размыв раннедокембрийской континентальной коры. Однако на границе среднего и позднего рифея (около 1 млрд лет назад) с палеоводосборов в области осадконакопления стали поступать продукты размыва пород новообразованной коры (ювенильный материал), что привело к росту t<sub>Nd</sub>(DM) до 1.7 млрд лет (Подковыров и др., 2007; Ножкин и др., 2008). Причиной этого стало вовлечение в размыв эндогенных пород. эксгумированных в результате глобальной гренвильской

орогении (Семихатов и др., 2002). Вариации t<sub>Nd</sub>(DM) в тонкозернистых обломочных отложениях венда Байкало-Патомского района Сибири также маркируют смену в режиме осадконакопления с условий пассивной континентальной окраины на форландовый/предгорный бассейн (Чугаев и др., 2017). Помимо сноса древнего материала (t<sub>Nd</sub>(DM) = 3.0-2.3 млрд лет) с Сибирского кратона, в конце венда в палеобассейн стали поступать продукты размыва пород ювенильной неопротерозойской коры, что привело к снижению t<sub>Nd</sub>(DM) до 1.6 млрд лет. Похожее омоложение Nd-модельного возраста от 2.3-2.0 до 1.6-1.7 млрд лет отмечается в глинистых породах на границе венд-кембрий в Балтийской моноклинали Восточно-Европейской платформы (Горохов и др., 2007; Подковыров и др., 2017). Эта смена отражает поступление молодого вулканического материала в связи активизацией вулканизма на юго-западе и северо-востоке платформы в конце венда и в раннем кембрии.

Стратотипический разрез рифея и ашинская серия венда Южного Урала сейчас имеют ограниченное количество данных (по одному определению не для каждой из входящих в их состав свит) по Sm—Nd систематике тонкозернистых обломочных пород (Маслов и др., 2003, 2004а, 2004б, 2020б). Малое количество данных пока не позволило найти отражение крупных тектонических и магматических событий в докембрийской летописи Южного Урала. Это затрудняет понимание общих особенностей формирования осадочных последовательностей. Настоящая работа в определенной мере восполняет данный пробел

Наряду с Sm–Nd изотопной систематикой, для реконструкции состава пород – источников сноса широко используются данные о распределении в тонкозернистых обломочных породах (аргиллитах, глинистых сланцах, мелкозернистых глинистых алевролитах) редких и рассеянных элементов, в том числе РЗЭ. Считается, что литогеохимические характеристики глинистых пород отражают состав существенно больших по площади водосборов, чем аналогичные параметры песчаных пород (Taylor, McLennan, 1985 и ссылки в этой работе). Эти подходы предполагают анализ присущих тонкозернистым обломочным породам индикаторных отношений La, Th, Co, Sc, Cr, Ni, V, Zr и ряда других элементов (Маслов и др., 2020б и ссылки в этой работе). Считается, что эти параметры, приобретенные на стадии седиментации, существенно не меняются в процессах литогенеза и метаморфизма (Taylor, McLennan, 1985; McLennan, 1989; Condie, Wronkiewicz, 1990; Condie, 1993; Cullers, 1995, 2002 и др.). При этом в кислых магматических породах значения Th/Sc, La/Sc, La/Co, Th/Cr и V/Ni на один-два порядка выше, чем в основных (McLennan et al., 1993; Rollinson, 1994; Интерпретация..., 2001; Geochemistry..., 2003

и др.). Последние, напротив, характеризуются заметно более высокими значениями Cr/Zr, Cr/V и ряда других индикаторных отношений. Магматическим породам основного состава свойственны также более низкие содержания легких лантаноидов, по сравнению с тяжелыми (ЛРЗЭ/ТРЗЭ < 4-5), и отсутствие отчетливо выраженной отрицательной Еu-аномалии (Eu/Eu\* > 0.85). Для кислых магматических пород характерны величины ЛРЗЭ/ТРЗЭ > 8 и Eu/Eu\* < 0.85 (Taylor, McLennan, 1985, 1995; McLennan, Taylor, 1991 и др.). По данным (Condie, 1993), значения (La/Yb)<sub>N</sub> для основных магматических пород разного возраста варьируют от 2.00 до 2.80, для андезитов они составляют 5.20-7.60. для гранитоидов 8.30-15.20. Эти значения рассчитаны с использованием данных о содержании РЗЭ в хондрите (Taylor, McLennan, 1985).

Существенную помощь в реконструкции возраста и состава пород питающих провинций оказывает также информация об U—Th—Pb изотопном возрасте и геохимических характеристиках обломочных цирконов. Методически надежные данные такого плана в настоящее время получены для многих литостратиграфических подразделений нижнего и верхнего рифея, а также для ашинской серии венда Южного Урала (Кузнецов и др., 2012, 2013, 2017, 2019; Kuznetsov et al., 2014; Романюк и др., 2013, 2017, 2018; Маслов и др., 2018в).

## СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕДОКЕМБРИЙСКОГО РАЗРЕЗА ЮЖНОГО УРАЛА

Разрез верхнего докембрия Южного Урала представлен интра- и перикратонными терригенными и карбонатно-терригенными осадочными последовательностями, на некоторых уровнях среди них встречаются и вулканиты (Маслов и др., 2001, 2002). Он объединяет четыре крупные седиментационные серии: бурзянскую, юрматинскую, каратаускую и ашинскую (рис. 1), первые три из которых являются типовыми подразделениями нижнего, среднего и верхнего рифея (Стратотип..., 1983; Семихатов и др., 1991, 2009, 2015 и др.). Характеристика этих серий приведена в работах (Беккер, 1968; Козлов, 1982; Маслов, 1988, 2014; Маслов и др., 2001, 2002; Геология..., 1988; Нижний..., 1989; Подковыров и др., 1998 и др.).

Бурзянская серия залегает несогласно на метаморфических породах архея—раннего протерозоя и объединяет на северо-востоке Башкирского мегантиклинория (Тараташский антиклинорий) айскую, саткинскую и бакальскую свиты (рис. 2). Айская свита представлена преимущественно терригенными породами. В нижней ее части известны вулканиты с возрастом цирконов  $1752 \pm 11$  млн лет (Краснобаев и др., 2013а). Саткинская свита сложена в основном доломитами, а маломощная пачка известняков, присутствующая в ее кровле, имеет возраст  $1550 \pm 30$  млн (Кузнецов и др., 2008). Бакальская свита представлена в нижней части низкоуглеродистыми глинистыми сланцами, а в верхней — несколькими алюмосиликокластическими и карбонатными пачками. Возраст раннего диагенеза известняков этой свиты равен 1430 ± 30 млн лет (Кузнецов и др., 2003).

На отложениях бурзянской серии с перерывом (длительность ~40-50 млн лет) и угловым несогласием залегают терригенные и терригенно-карбонатные образования среднерифейской юрматинской серии, объединяющей машакскую, зигальгинскую, зигазино-комаровскую и авзянскую свиты. Машакская свита представлена в основном терригенными породами, чередующимися с метабазальтами и метариолитами. Она развита в центральной части Башкирского мегантиклинория. На северо-востоке последнего (Тараташский антиклинорий) породы нижнего рифея с размывом перекрыты песчаниками зигальгинской свиты. Для цирконов из метариолитов машакской свиты получены U–Th–Pb возрасты  $1383 \pm 3$ ,  $1386 \pm 5$  и 1386 ± 6 млн лет (Краснобаев и др., 20136; Семихатов и др., 2015). Начальные этапы "машакского магматического события" датированы в 1409 ± 89 млн лет (Sm–Nd метод; Ковалев и др., 2019). Зигальгинская свита сложена преимущественно кварцевыми песчаниками. Зигазино-комаровская свита состоит из пакетов и пачек переслаивания глинистых сланцев, алевролитов и песчаников. Pb-Pb изотопный возраст раннедиагенетических фосфоритовых конкреций из основания зигазино-комаровской свиты составляет 1330 ± 20 млн лет (Овчинникова и др., 2013). Авзянская свита включает несколько карбонатных и алюмосиликокластических толщ. На основании С-хемостратиграфических данных (Bartley et al., 2007) считается, что формирование отложений этого уровня стратотипа происходило не позже ~1270 млн лет назад.

Верхнерифейская каратауская серия объединяет зильмердакскую, катавскую, инзерскую, миньярскую, укскую и криволукскую свиты. Зильмердакская свита включает аркозовые песчаники (бирьянская подсвита), пачки переслаивания песчаников, алевролитов и глинистых сланцев (нугушская и бедерышинская подсвиты), а также толщу кварцевых песчаников (лемезинская подсвита). U-Th-Pb изотопный возраст самого молодого зерна обломочного циркона из аркозовых песчаников бирьянской подсвиты составляет 964 ± 57 млн лет (Маслов и др., 2018в). Таким образом, между средне- и верхнерифейскими отложениями на Южном Урале существует, по-видимому, перерыв длительностью около 250 млн лет. Катавская свита сложена преимущественно глинистыми известняками и мергелями. Инзерская свита представлена пачками переслаивания глауконито-кварцевых песчаников, алевролитов и аргиллитов. В ряде разрезов в ее основании присутствует толща сероцветных известняков (подинзерские слои). Rb–Sr изотопный возраст раннедиагенетического иллита из глинистых сланцев инзерской свиты составляет 805-835 млн лет (Горохов и др., 2019). Время раннего диагенеза в известняках подинзерских слоев определено как 836 ± 25 млн лет (Овчинникова и др., 1998). Миньярская свита сложена преимущественно доломитами, Pb-Pb изотопный возраст которых равен 780 ± 85 млн лет (Овчинникова и др., 2000). В основании свиты, по данным М.Е. Раабен (1975), присутствует небольшой перерыв; длительность его составляла, вероятно, первые миллионы лет. Укская свита в нижней части представлена терригенными и карбонатными породами, а в верхней – известняками. Al-разности глауконита из нижней подсвиты укской свиты имеют возраст 660-690 млн лет (Зайцева и др., 2008). В основании свиты установлен перерыв, длительность которого оценивалась до 80-100 млн лет, но, возможно, не превышает 20-30 млн лет, что следует из недавних Sr-хемостратиграфических (Кузнецов и др., 2018) и седиментологических данных для карбонатов укской свиты (Маслов и др., 2019). Криволукская свита включает песчаники, филлитовидные сланцы и алевролиты с прослоями известняков. Она с перерывом и угловым несогласием перекрывается ашинской серией венда (Чумаков, 1978; Стратотип..., 1983 и др.). Криволукская свита развита в восточной зоне Башкирского мегантиклинория, тогда как стратотипическими для рифея являются отложения западной и центральной зон названной структуры (Стратотип..., 1983).

На западном крыле Башкирского мегантиклинория (бассейн р. Зилим в районе д. Толпарово) на глинистых известняках катавской свиты залегают конгломераты, а выше — терригенные породы толпаровской и суировской свит ашинской серии, выполняющие глубокую врезанную долину в отложениях каратауской серии (Келлер и др., 1984). Аналогами этих образований в других районах западного крыла мегантиклинория считаются терригенные отложения бакеевской свиты. Rb–Sr возраст глауконитов из песчаников бакеевской свиты оценивается в  $638 \pm 13$  (Kuznetsov et al., 2017) или 642 ± 9 млн лет (Зайцева и др., 2019). К более высоким уровням ашинской серии принадлежат урюкская, басинская, куккараукская и зиганская свиты. Между бакеевской и урюкской свитами, возможно, также присутствует перерыв длительностью до 80-100 млн лет (Гражданкин, Маслов, 2015), но в свете новых (см. далее) данных о возрасте цирконов из вулканических туфов в отложениях басинской свиты эти цифры могут быть несколько завышенными. Урюкская свита сложена аркозовыми и субаркозовыми песчаниками и алевролитами. Басинская и зиганская свиты представлены субграувакковыми и полевошпато-кварцевыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, а разделяющая их куккараукская свита состоит в нижней части в основном из песчаников, а в верхней – из конгломератов. По данным (Разумовский и др., 2020), U-Th-Pb возраст цирконов из вулканических туфов басинской свиты равен 573 ± 2 млн лет. U–Pb изотопный возраст циркона из вулканических туфов, присутствующих среди отложений зиганской свиты, составляет 548 ± 4 млн лет (Levashova et al., 2013).

## ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЕЙ

В раннем и среднем рифее в пределах современного Башкирского мегантиклинория и прилежащих к нему с запада районов Восточно-Европейской платформы существовали, по всей видимости, относительно небольшие эпикратонные/надрифтовые бассейны (Иванов и др., 1982, 1988; Формирование..., 1986 и др.), а для позднего рифея может быть реконструирован латеральный ряд формаций, напоминающий в определенной степени последовательность отложений пассивной континентальной окраины (Маслов и др., 2002, 2010; Пучков, 2005, 2008; Bogdanova et al., 2008; Чамов, 2016). В позднем венде в результате тиманского ороге-

Рис. 1. Обзорная карта (а) и схематическая геологическая карта Башкирского мегантиклинория (б), по (Маслов, Крупенин, 1991) с изменениями, с положением мест отбора образцов на исследование изотопного состава Sm и Nd. 1 – архей – нижний протерозой; 2 – нижний рифей; 3 – средний рифей; 4 – верхний рифей; 5 – венд; 6 – палеозой; 7 – геологические границы; 8 – разрывные нарушения; 9 – места отбора образцов глинистых пород на исследование изотопного состава Sm и Nd (1–3 – разрезы айской свиты по р. Ай выше г. Кусы; 4–6 – разрезы саткинской свиты в окрестностях г. Сатка; 7, 8 – разрезы бакальской свиты в окрестностях г. Бакала; 9–14 – обнажения машакской свиты на хр. Бол. Шатак к северу от пос. Верх. Авзян; 15, 16 – обнажения зигазино-комаровской свиты в районе хут. Катаскин; 20– 22 — обнажения авзянской свиты там же; 23—25 — разрез бирьянской подевиты зильмердакской свиты на восточном склоне хр. Зильмердак западнее пос. Инзер; 26, 27 — разрез нугушской подсвиты зильмердакской свиты на правом берегу пруда в д. Пороги; 28 – разрез нугушской подсвиты зильмердакской свиты по р. Бол. Нугуш в окрестностях урочища Бикташево; 29 – разрез бедерышинской подсвиты зильмердаской свиты в окрестностях д. Бакеево; 30, 31 – разрез бедерышинской подсвиты зильмердакской свиты по руч. Салдыс в окрестностях пос. Инзер; 32 – разрез инзерской свиты по р. Бол. Инзер выше пос. Инзер: 33 – разрез инзерской свиты на северной окраине г. Катав-Ивановск; 34, 35 – разрез миньярской свиты в щебеночном карьере на ж.д. ст. Бьянка; 36–39 – разрез нижней подсвиты укской свиты в окрестностях д. Кулмас; 40 – разрез толпаровской свиты по правому берегу р. Зилим несколько ниже д. Толпарово; 41–43 – разрез бакеевской свиты на восточной окраине г. Усть-Катав; 44—46 — разрез басинской свиты на северной окраине г. Усть-Катав; 47, 48 — разрез зиганской свиты по правому борту руч. Куккараук ниже одноименного водопада; 49, 50 — разрез зиганской свиты на северной окраине г. Усть-Катав). Более подробную информацию о строении этих разрезов можно найти в (Маслов и др., 2001). Обзорная схема России заимствована с сайта https://sklyarov.studio/projects/vector-map-russia. I – Тараташский антиклинорий.


неза в пределах западного склона Южного Урала и севернее формировались краевой и межгорные прогибы; для западного склона Среднего Урала в конце позднего рифея—раннем венде в связи с разворотом Балтики предполагается существование обстановок косой коллизии/скольжения плит (Петров, 2014). Накопление осадочных последовательностей айской (основание нижнего рифея) и машакской (основание среднего рифея) свит происходило на фоне разномасштабных плюмовых событий (Пучков, 2013, 2018 и др.). Считается, что в позднем венде источник терригенного материала для отложений басинско-зиганского интервала ашинской серии находился (в современных коор-

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

ОСШР

- -

				тема	вид							
мсш			52	Эра	C	Свита	Возраст, млн лет	Литология	Мощность, м			
<u>541 ± 1</u>			а [] []	$5 \pm 1$		Зиганская	$548 \pm 4^9$	Песчаники, алевролиты, гравелиты, аргиллиты	700–900			
		Эдиакарий	TeM	Венд Венд	ы	Куккараукская	<620 <sup>5</sup>	Конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты	150-250			
			Эоно		HCK6	Басинская	$573 \pm 2^{9}$	Полимиктовые песчаники, алевролиты, аргиллиты	600-800			
						Урюкская		Аркозовые и субаркозовые песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты	200-300			
					Ψ							
						Бакеевская	$642 \pm 9^{8}$	Аргиллиты, алевролиты, мелкозернистые песчаники	140-600			
		-635	64		$\left  - \right $	-						
	ой	ЧЙ ЧЙ				Укская	$664 \pm 11^8$	Аргиллиты, алевролиты, песчаники, известняки, в том числе	300-400			
	протероз	сри						и строматолитовые				
		Тоний К	цфей	Верхний	кая	Миньярская	$820 \pm 77^{6}$	Известняки и доломиты, в том числе строматолитовые, аргиллиты, алевролиты	500-800			
	Hee				lyc.							
ерозой					Карата	Инзерская	$844 \pm 24^{6}$ = 836-805 <sup>7</sup>	Песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, аргиллиты, известняки, в том числе и строматолитовые	100-1000			
						Катавская		Глинистые известняки, мергели, известняки, глинистые сланцы	250-400			
						Зильмердакская	$<964 \pm 57^{5}$	Глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, в том числе аркозовые и кварцевые, гравелиты и конгломераты	до 1500—3000			
ΟT	зопротерозой		P [	1030	$\vdash$							
Пp		- 6 ЭЭктазий 6 Стений	}	Средний	кая	Авзянская >1270 <sup>4</sup>		Доломиты и известняки, в том числе строматолитовые, алевролиты, глинистые сланцы, песчаники	1600-2300			
					инс	Зигазино- комаровская	1330 ± 20 <sup>3</sup> Глинистые сланцы, алевролиты, песчаники		750-1500			
					Юрмат	Юрмат	Зигальгинская		Песчаники кварцевые с прослоями и линзами конгломератов, алевролиты, глинистые сланцы	500-700		
						Машакская	$1383 \pm 31^{1}$	Песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, конгломераты, метабазальты	1600-3000			
	Me I				H							
	V	алим- мий		кний	BI	Бакальская	$1430 \pm 30^2$	песчаники, доломиты и известняки, в том числе строматолитовые	1500-1650			
	[1				книи НСКа	Саткинская	$1550 \pm 30^2$	Доломиты, в том числе строматолитовые, известняки,	до 3000—3500			
	6	атерий		м <sub>Г</sub>	p35			песчаники				
	леопр-				By	Айская	$1752 \pm 11^{1}$	Глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, конгломераты, гравелиты, метабазальты, доломиты, известняки	1700-2500			
	Па. те	C	41750	$1750 \pm 10$								
						Тараташский комплекс (архей-нижний протерозой)						

**Рис. 2.** Сводный разрез верхнего докембрия Южного Урала по (Стратотип..., 1983; Маслов и др., 2001, 2002; Маслов, 2014; Кузнецов и др., 2003, 2008; Семихатов и др., 2015; Зайцева и др., 2019; Горохов и др., 2019; Разумовский и др., 2020 и ссылки в этих работах). Серый фон – интервалы развития карбонатных пород, вертикальная штриховка – перерывы без указания длительности. <sup>1</sup> – U–Th–Pb (SIMS) датировки цирконов магматических пород; <sup>2</sup> – Pb–Pb возраст карбонатных пород, <sup>3</sup> – Pb–Pb возраст диагенетических фосфатных конкреций; <sup>4</sup> – оценочные данные Sr-хемостратиграфии; <sup>5</sup> – минимальный U–Th–Pb возраст обломочных цирконов; <sup>6</sup> – Pb–Pb возраст известняков и доломитов; <sup>7</sup> – Rb–Sr возраст 1М иллита; <sup>8</sup> – Rb–Sr возраст глауконита; <sup>9</sup> – U–Th–Pb возраст цирконов из вулканических пеплов. МСШ – Международная стратиграфическая шкала (версия v2020/03, www.stratigraphy.org). ОСШР – Общая стратиграфическая (геохронологическая) шкала России (по состоянию на 2019 г., http://www.vsegei.com/ru/ info/stratigraphy/stratigraphic\_scale/); возраст нижних границ венда, среднего и нижнего рифея показан в соответствии с представлениями (Краснобаев и др., 20136; Семихатов и др., 2015).

динатах) на востоке (Беккер, 1968; Кузнецов и др., 2012; Маслов и др., 2016 и др.), тогда как в рифее основная масса кластики поступала с Восточно-Европейской платформы (Акимова, 1967; Карта..., 1983; Маслов, 1988; Кузнецов и др., 2013, Романюк и др., 2013, 2014 и др.).

По представлениям, изложенным в работах (Маслов, 2019, 2020а), геохимические характеристики тонкозернистых обломочных/глинистых пород рифея западного склона Южного Урала и "открывающегося" в сторону него Камско-Бельского авлакогена указывают на формирование этих пород под влиянием либо крупных речных систем (реки категории 1, по классификации (Bayon et al., 2015)), на водосборных территориях которых присутствовали разные, в том числе и осадочные, породные ассоциации, либо рек категории 2, дренировавших водосборы, сложенные преимущественно осадочными образованиями. Продукты размыва "магматических/метаморфических" террейнов и вулканических провинций играют в их составе достаточно подчиненную роль. Собственно, уже верхняя часть начинающей стратотипический разрез рифея айской свиты сложена тонкой алюмосиликокластикой, поступавшей в область седиментации как взвесь рек, питавшихся продуктами размыва преимущественно осадочных или метаосадочных образований (реки категории 2) (Маслов, 2020б). Это дает основание считать, что располагавшиеся в рифее к западу от стратотипической местности водосборы охватывали весьма существенные по площади территории.

# ОБРАЗЦЫ И МЕТОДИКА ИХ ИССЛЕДОВАНИЯ

Общая характеристика состава глинистых пород, а также особенности изменения снизу вверх по разрезу верхнего докембрия Южного Урала ряда параметров нормированных на хондрит спектров распределения РЗЭ (табл. 1) рассмотрены ниже по данным ~280 валовых химических анализов (ДМ\_табл. 1, ДМ\_табл. 2)<sup>2</sup> тонкозернистых обломочных пород, выполненных в лабораториях ПГО "Башкиргеология" и Института геологии УНЦ РАН (г. Уфа), а также Института геологии и геохимии УрО РАН (г. Екатеринбург) методами мокрой химии, рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) и масс-спектрометрии с индуктивносвязанной плазмой (ICP-MS).

Для исследования Sm—Nd систематики глинистых пород были использованы 50 образцов, представляющих большинство основных литостратиграфических единиц разреза. Изучение Sm—Nd системы в образцах проведено в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург) методом изотопного разбавления. К навеске (100 мг) растертого образца добавляли раствор индикатора <sup>149</sup>Sm—<sup>150</sup>Nd. Образец разлагали в тефлоновых бюксах Savillex в два этапа: вначале в смеси концентрированных кислот (HCl + HNO<sub>3</sub> + + HF) при температуре 110–120°С двое суток, а затем в смеси HCl + HNO<sub>3</sub> при той же температуре сутки. После разложения пробу переводили в хлоридную форму. Выделение суммы РЗЭ проводили ионообменным способом на катионите Dowex AG50W×8 (200–400 меш) в 5N HCl в качестве элюента (Кузнецов и др., 2005). Выделение Nd из суммы редкоземельных элементов проводили на смоле Ln Resin (EiChrom) в 0.3N растворе соляной кислоты, выделение Sm — на той же смоле в 0.7N растворе соляной кислоты (Горохов и др., 2007).

Изотопный состав Sm и Nd измерен на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI в статическом режиме на рениевых лентах. Среднее значение <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd в изотопном стандарте jNd-1 в период работы равно  $0.512098 \pm 0.000008$  (2 $\sigma$ , n = 6). Лабораторное загрязнение, по данным холостых опытов, составляло 0.05 нг для Sm и 0.2 нг для Nd. Точность определения отношения <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd составила  $\pm 0.5\%$ , а отношения <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd  $\pm 0.005\%$ . Величины  $\varepsilon_{Nd}(t)$  и  $t_{Nd}(DM)$  рассчитаны на основании значений для CHUR:  $^{143}$ Nd/ $^{144}$ Nd = 0.512638,  $^{147}$ Sm/ $^{144}$ Nd = 0.1967 (Jacobsen, Wasserburg, 1984) и DM:  ${}^{143}$ Nd/ ${}^{144}$ Nd = 0.513151,  ${}^{147}$ Sm/ ${}^{144}$ Nd = 0.2136. Результаты изучения Sm-Nd систематики глинистых пород и расчета  $\varepsilon_{Nd}(t)$  и  $t_{Nd}(DM)$  с учетом условного возраста для каждой свиты представлены в табл. 2.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

#### Общие геохимические особенности глинистых пород

На диаграмме K/Al–Mg/Al (Turgeon, Brumsack, 2006) фигуративные точки состава глинистых пород нижнего и среднего рифея (бурзянской и юрматинской серий) в основном концентрируются у референтных точек иллита и среднего постархейского австралийского глинистого сланца (PAAS; Taylor, McLennan, 1985) (рис. За). Точки глинистых пород каратауской серии верхнего рифея сдвинуты от точки иллита в сторону больших значений K/Al, а точки тонкозернистых алюмосиликокластических пород басинской и зиганской свит венда смещены в область хлоритов с повышенным отношением Mg/Al.

На диаграмме Zr/Sc–Th/Sc (McLennan et al., 1993) практически все фигуративные точки тонкозернистых обломочных пород верхнего докембрия Южного Урала локализованы в области тренда, определяемого составом пород в областях размыва, и удалены от тренда рециклинга (рис. 36). Это позволяет считать, что их литогеохимические особенности корректно характеризуют состав пород в областях размыва.

Положение точек глинистых пород рифея и венда Южного Урала на диаграмме Sc—Th/Sc (Taylor, McLennan, 1985) (рис. 3в) показывает, что в целом состав и соотношение пород питающих провинций на протяжении всего позднего докембрия не претерпели, по всей видимости, каких-либо существенных изменений. Для раннего рифея наблюдается смена с течением времени кислых

том 30

**№** 1

2022

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> ДМ – дополнительные материалы.

Свита, подсвита	(La/Yb) <sub>N</sub>	Eu/Eu*	п
Айская	$\frac{9.9 \pm 4.2}{2.8 - 22.6}$	$\frac{0.70 \pm 0.09}{0.59 - 0.99}$	27
Саткинская	$\frac{13.1 \pm 4.4}{4.3 - 24.0}$	$\frac{0.66 \pm 0.07}{0.52 - 0.75}$	26
Бакальская	$\frac{15.1 \pm 4.1}{6.8 - 21.1}$	$\frac{0.74 \pm 0.06}{0.63 - 0.85}$	28
Машакская	$\frac{9.0 \pm 4.9}{2.0 - 20.7}$	$\frac{0.71 \pm 0.09}{0.61 - 0.93}$	17
Зигазино-комаровская	$\frac{8.4 \pm 4.9}{4.0 - 24.3}$	$\frac{0.74 \pm 0.11}{0.47 - 0.94}$	20
Авзянская	$\frac{8.4 \pm 3.9}{2.9 - 15.2}$	$\frac{0.71 \pm 0.06}{0.58 - 0.83}$	28
Бирьянская	$\frac{6.5 \pm 2.2}{2.0 - 11.0}$	$\frac{0.62 \pm 0.06}{0.48 - 0.72}$	18
Нугушская	$\frac{7.8 \pm 1.9}{4.8 - 10.5}$	$\frac{0.64 \pm 0.05}{0.57 - 0.72}$	11
Бедерышинская	$\frac{7.9 \pm 1.5}{4.9 - 11.3}$	$\frac{0.66 \pm 0.04}{0.58 - 0.74}$	45
Инзерская	$\frac{6.2 \pm 2.4}{3.1 - 10.2}$	$\frac{0.58 \pm 0.03}{0.50 - 0.62}$	28
Миньярская	$\frac{5.7 \pm 1.3}{3.1 - 7.6}$	$\frac{0.61 \pm 0.08}{0.49 - 0.74}$	9
Укская	$\frac{8.5 \pm 1.0}{6.3 - 9.5}$	$\frac{0.60 \pm 0.05}{0.51 - 0.65}$	8
Бакеевская	$\frac{13.1 \pm 1.3}{11.1 - 14.2}$	$\frac{0.72 \pm 0.02}{0.70 - 0.75}$	4
Басинская	$\frac{7.7 \pm 1.2}{4.8 - 9.8}$	$\frac{0.68 \pm 0.02}{0.64 - 0.73}$	21
Зиганская	$\frac{7.4 \pm 2.5}{3.6 - 14.1}$	$\frac{0.68 \pm 0.05}{0.56 - 0.77}$	25

**Таблица 1.** Параметры нормированных на хондрит спектров лантаноидов в глинистых породах верхнего докембрия Южного Урала

Примечание. В числителе – среднее арифметическое и стандартное отклонение, в знаменателе – минимальное и максимальное значение. *n* – количество проанализированных образцов.

субстратов более основными. Для среднего рифея четкие тенденции изменения состава питающих провинций не выражены. Несколько более зрелыми на указанном графике выглядят области размыва позднего рифея. В целом этот график показывает, что глинистые породы верхнего рифея имеют повышенное отношение Th/Sc, что отражает увеличение в области размыва доли геохимически зрелых субстратов. Это вполне естественно, учитывая начало размыва преимущественно мезопротерозойских гранитов, образованных при формировании гренвильских орогенов. В то же время указанные граниты имели в своем составе большую долю ювенильной компоненты, что хорошо согласуется с глобальной геодинамической обстановкой (Семихатов и др., 2002). Распределение фигуративных точек глинистых пород басинской и зиганской свит венда принципиально не отличается от такового для тонкозернистых обломочных образований рифея.

Номер п/п#	Свита, подсвита	Образец	Возраст, млн лет	Sm, mkr/r	Nd, MKT/F	$^{147}\mathrm{Sm}/^{144}\mathrm{Nd}$	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd ±2бизм.	ε <sub>Nd</sub> (t)	t <sub>Nd</sub> (DM), млрд лет
1	Айская	816-10-2	1700	6.0	31.7	0.1149	$0.511411 \pm 5$	-6.1	2.7
2		817-4-7	1700	4.3	23.5	0.1119	$0.511429 \pm 4$	-5.1	2.6
3		817-4-2	1700	5.3	31.6	0.1011	$0.511169 \pm 4$	-7.8	2.7
4	Саткинская	830/58	1550	5.2	29.4	0.1067	$0.511363 \pm 6$	-7.0	2.5
5		831/2	1550	7.6	45.6	0.1011	$0.511264 \pm 5$	-7.8	2.5
6		831/4	1550	5.6	33.0	0.1033	$0.511253\pm 6$	-8.5	2.6
7	Бакальская	824-2-19	1440	7.7	42.4	0.1099	$0.511292\pm5$	-10.3	2.7
8		824-2-25	1440	6.8	44.4	0.0927	$0.511173 \pm 6$	-9.4	2.5
9	Машакская	1/213	1380	13.9	93.4	0.0896	$0.511350\pm 5$	-6.2	2.2
10		40/26	1380	7.2	41.0	0.1063	$0.511406\pm5$	-8.1	2.5
11		40/269	1380	3.5	19.7	0.1064	$0.511415 \pm 7$	-7.9	2.5
12		758-5	1380	5.4	26.6	0.1223	$0.511548\pm 6$	-8.1	2.7
13		758-13	1380	5.7	26.2	0.1322	$0.511630\pm5$	-8.3	2.8
14		758-33	1380	9.0	49.9	0.1087	$0.511485\pm5$	-7.0	2.4
15	Зигазино-комаровская	233-1-4	1320	9.2	42.3	0.1318	$0.511710 \pm 6$	-7.1	2.7
16		233-9-4	1320	10.1	46.8	0.1303	$0.511670\pm 5$	-7.7	2.7
17	Авзянская	752-13-4	1250	6.7	37.1	0.1093	$0.511419 \pm 5$	-9.8	2.5
18		840/5	1250	7.9	48.8	0.0982	$0.511329 \pm 5$	-9.8	2.4
19		841/5	1260	3.9	24.2	0.0981	$0.511309 \pm 6$	-10.0	2.4
20		35-10-3	1270	8.5	54.7	0.0935	$0.511218\pm5$	-10.9	2.4
21		35-16-9	1270	5.7	32.4	0.1067	$0.511259 \pm 6$	-12.3	2.7
22		35-16-19	1270	8.7	51.3	0.1028	$0.511381 \pm 5$	-9.3	2.4
23	Бирьянская	m09-10-4	950	7.8	41.4	0.1143	$0.511741 \pm 5$	-7.5	2.2
24		m09-10-11	950	24.3	140.5	0.1048	$0.511749 \pm 4$	-6.2	2.0
25		m09-10-21	950	12.6	56.7	0.1343	$0.511948\pm 5$	-5.9	2.3
26	Нугушская	15-э-37	930	6.0	30.2	0.1192	$0.511668 \pm 5$	-9.7	2.4
27		15-э-39	930	6.2	30.3	0.1243	0.511711 ± 5	-9.5	2.4
28		738-1-4	930	14.8	85.4	0.1048	$0.511518\pm 5$	-10.9	2.3
29	Бедерышинская	1802-7-1	920	6.5	34.8	0.1128	$0.511722 \pm 5$	-8.0	2.2
30		761-1-1	920	6.8	39.7	0.1034	$0.511417 \pm 5$	-12.9	2.4
31		762-1-3	920	5.9	30.3	0.1180	$0.511610 \pm 6$	-10.8	2.4
32	Инзерская	722-1-6	840	7.2	42.2	0.1035	$0.511595\pm 6$	-10.3	2.1
33		2586-13-2	840	8.6	44.7	0.1163	$0.511687\pm 5$	-9.9	2.3
34	Миньярская	795-23-3	820	4.9	27.4	0.1079	$0.511616 \pm 5$	-10.6	2.2
35		ГС02-9-1	820	4.8	26.1	0.1104	$0.511715 \pm 5$	-9.0	2.1
36	Укская	757-7-3	730	6.2	33.3	0.1127	$0.511809\pm5$	-8.3	2.0
37		757-11-11	730	2.3	11.8	0.1184	$0.511847\pm7$	-8.1	2.1
38		13-08-2	730	4.5	22.5	0.1207	$0.511801 \pm 6$	-9.3	2.2
39		13-08-4	730	5.8	29.8	0.1182	$0.511763 \pm 5$	-9.8	2.2
40	Толпаровская	TV-10	640	14.0	83.7	0.1013	$0.511729 \pm 5$	-9.9	1.9
41	Бакеевская	m08-25-1	640	6.5	38.2	0.1028	$0.511499 \pm 5$	-14.6	2.3
42		m08-25-2	640	8.8	46.2	0.1150	$0.511568\pm5$	-14.2	2.4
43		m08-25-3	640	9.4	49.4	0.1153	$0.511548\pm5$	-14.6	2.5

Таблица 2. Результаты Sm–Nd изотопно-геохимических исследований глинистых пород верхнего докембрия Южного Урала

Номер п/п#	Свита, подсвита	Образец	Возраст, млн лет	Sm, mkr/r	Nd, mkr/r	$^{147}\mathrm{Sm}/^{144}\mathrm{Nd}$	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd ±2бизм.	ε <sub>Nd</sub> (t)	t <sub>Nd</sub> (DM), млрд лет
44	Басинская	m08-33-1	550	6.6	33.6	0.1180	$0.511974 \pm 5$	-7.4	1.9
45		m08-33-7	550	8.7	43.5	0.1213	$0.511939 \pm 5$	-8.3	2.0
46		m08-34-4	550	5.9	28.9	0.1224	$0.512018\pm 6$	-6.9	1.9
47	Зиганская	ГС02-6-2	545	5.7	28.2	0.1229	$0.511979\pm 6$	-7.7	2.0
48		ГС02-10-2	545	9.14	43.4	0.1273	$0.511990 \pm 5$	-7.8	2.0
49		m09-08-2	545	8.97	46.8	0.1158	$0.511999 \pm 5$	-6.8	1.8
50		m09-08-20	545	6.0	29.2	0.1242	$0.512028 \pm 5$	-6.9	1.9

Таблица 2. Окончание

Примечание. # - номера в этом столбце соответствуют номерам мест отбора образцов, показанным на рис. 1.

Все сказанное выше можно видеть и на диаграмме Cr/Th–Th/Sc (Condie, Wronkiewicz, 1990) в версии, предложенной в публикации (Bracciali et al., 2007) (рис. 3г). Положение точек состава глинистых пород нижнего и верхнего рифея, а также венда на ней дает основание считать, что в указанные интервалы времени доля основных магматических пород в составе областей питания составляла от 10 до 30%. В среднем рифее их доля поднималась, возможно, до 50–60%. Распределение точек состава глинистых пород венда на этом графике принципиально не отличается от такового для тонкозернистых обломочных пород рифея.

Глинистые породы айской свиты нижнего рифея характеризуются средней величиной  $(La/Yb)_N$  9.9 ± 4.2, значение Eu/Eu<sup>\*</sup><sub>среднее</sub> для них равно 0.70 ± ± 0.09 (табл. 1). Для тонкозернистых обломочных пород саткинской свиты оба параметра несколько выше (соответственно 13.1 ± 4.4 и 0.66 ± 0.07). Глинистые сланцы бакальской свиты нижнего рифея имеют максимальную среднюю величину (La/Yb)<sub>N</sub> (15.0 ± 4.1), в то время как значение Eu/Eu<sup>\*</sup><sub>среднее</sub> для них несколько меньше (0.76 ± 0.12), чем для глинистых сланцев саткинской свиты.

Мелкозернистые алевролиты и глинистые сланцы машакского уровня среднего рифея характеризуются средними значениями  $(La/Yb)_N 9.1 \pm 4.9$  и Eu/Eu\* 0.71  $\pm$  0.09. Тонкозернистые обломочные породы зигазино-комаровской и авзянской свит обладают весьма близкими величинами  $(La/Yb)_{N \text{ среднее}} (8.4 \pm 4.9$  и  $8.4 \pm 4.0$  соответственно) и Eu/Eu\*  $(0.74 \pm 0.11 \text{ и } 0.71 \pm 0.07 \text{ соответственно})$ . Заметно более низкие по сравнению с глинистыми породами нижнего рифея значения  $(La/Yb)_{N \text{ среднее}}$  в них хорошо согласуются с предположением о более высокой доле в их составе продуктов размыва основных пород, сделанном на основе анализа распределения фигуративных точек на диаграммах Sc—Th/Sc и Cr/Th—Th/Sc.

Глинистые породы верхнего рифея обладают средними величинами  $(La/Yb)_N$ , варьирующими от 5.7 ± 1.3 (миньярская свита) до 8.5 ± 4.5 (бедерышинская подсвита зильмердаской свиты). В то же время, несмотря на достаточно невысокие средние значения  $(La/Yb)_N$ , более присущие породам с примесью продуктов эрозии основных магматических образований, средние величины Eu-аномалии в глинистых породах верхнего рифея (от 0.67 ± 0.07 в глинистых сланцах бедерышинской подсвиты до 0.58 ± 0.03 в аргиллитах инзерского уровня) более типичны для осадочных пород с преобладанием кислой алюмосиликокластики.

Глинистые породы бакеевской свиты венда характеризуются средней величиной  $(La/Yb)_N$  13.1  $\pm$   $\pm$  1.3, тогда как для пород басинской и зиганской свит этот параметр почти в два раза меньше (7.7  $\pm$   $\pm$  1.2 и 7.4  $\pm$  2.5 соответственно). Средние значения отрицательной Еu-аномалии для тонкозернистых обломочных образований всех названных свит достаточно близки (0.72  $\pm$  0.02, 0.68  $\pm$  0.02 и 0.68  $\pm$  0.05 соответственно).

Тонкозернистые обломочные породы нижнего рифея в целом обладают значениями t<sub>Nd</sub>(DM) в интервале от 2.7 до 2.5 млрд лет. Величины  $\varepsilon_{Nd}(t)$ для них составляют от -10.3 до -5.1. Величины t<sub>Nd</sub>(DM) для глинистых пород машакской свиты среднего рифея находятся в интервале 2.8-2.2 млрд лет. Величина  $\varepsilon_{Nd}(t)$ , рассчитанная на 1380 млн лет, варьирует в них от -8.3 до -6.2. Два образца глинистых сланцев зигазино-комаровской свиты среднего рифея характеризуются одинаковыми значениями t<sub>Nd</sub>(DM) 2.7 млрд лет, тогда как величины  $\varepsilon_{Nd}(1320)$  составляют для одного -7.7, а для другого -7.1. Глинистые породы трех разных подсвит авзянской свиты среднего рифея обладают значениями t<sub>Nd</sub>(DM) в интервале 2.7-2.4 млрд лет; величины ε<sub>Nd</sub>(1270-1250) для них изменяются от -12.3 до -9.3.

том 30



**Рис. 3.** Поля состава глинистых пород рифея и венда западного склона Южного Урала на диаграммах K/Al–Mg/Al (a), Zr/Sc–Th/Sc (b), Sc–Th/Sc (b) и Cr/Th–Th/Sc (г). Средние точки составов по (Condie, 1993): AR<sub>2bas</sub> – позднеархейские базальты, AR<sub>TTG</sub> – архейские тоналит-трондье-

мит-гранитовые ассоциации, AR<sub>grn</sub> – архейские гранитоиды. Средняя точка PAAS по (Taylor, McLennan, 1985).

Пределы вариаций  $t_{Nd}$ (DM) и  $\epsilon_{Nd}$ (t) для глинистых пород зильмердакской свиты верхнего рифея составляют соответственно 2.4—2.0 млрд лет и —12.9...—5.9. Глинистые породы инзерской и миньярской свит обладают примерно такими же величинами указанных параметров (соответственно 2.3—2.1 и 2.2—2.1 млрд лет, —10.3...—9.9 и —10.6...—9.0). Nd-модельный возраст аргиллитов укской свиты, завершающей разрез каратауской серии верхнего рифея, варьирует в пределах 2.2— 2.0 млрд лет, а значения  $\epsilon_{Nd}$ (730) изменяются от —9.8 до —8.1.

Для аргиллитов толпаровской свиты венда, отобранных в разрезе по правому берегу р. Зилим ниже д. Толпарово, Nd-модельный возраст равен 1.9 млрд лет, а параметр  $\varepsilon_{Nd}$ (640) составляет —9.9. Аргиллиты бакеевской свиты венда из разреза на восточной окраине г. Усть-Катав характеризуются значениями  $t_{Nd}(DM)$  от 2.5 до 2.3 млрд лет, тогда как величины  $\epsilon_{Nd}(640)$  в них существенно больше, чем во всех других глинистых породах верхнего докембрия Южного Урала (-14.6...-14.2).

# Изменение параметров $(La/Yb)_{N cpedhee}$

# и Еи/Еи\* по разрезу

Снизу вверх по разрезу бурзянской серии нижнего рифея в глинистых породах наблюдается рост средних величин (La/Yb)<sub>N</sub> от 9.9 в айской свите до 13.1 в саткинской и 15.1 в бакальской свитах (рис. 4а), предполагающий увеличение степени зрелости пород — источников тонкой алюмосиликокластики для раннерифейского седиментационного бассейна. При этом средние значения отрицательной Eu-аномалии (0.70–0.66–0.74) не меняются с учетом погрешностей (табл. 1).

43

том 30 № 1 2022

Досреднерифейский (домашакский) перерыв и связанное с ним предполагаемое изменение состава питающей(ших) провинции(й) привели к тому, что для тонкозернистых обломочных пород машакской свиты среднего рифея характерна существенно более низкая средняя величина (La/Yb)<sub>N</sub>, чем для глинистых сланцев бакальского уровня (9.1 против 15.1). В то же время средние значения данного параметра для глинистых пород первого и второго плюмовых событий/рифтогенных эпизодов (айской и машакской свит) с учетом погрешностей можно считать сопоставимыми (соответственно 9.9 ± 4.2 и  $9.0 \pm 4.9$ ). Для юрматинской серии среднего рифея характер изменения средних величин (La/Yb), снизу вверх по разрезу иной, нежели для бурзянской серии нижнего рифея. Глинистые породы зигазино-комаровской и авзянской свит срелнего рифея облалают более низкими средними величинами (La/Yb)<sub>N</sub>, чем породы машакского уровня (8.4 и 8.4 против 9.03), хотя с учетом погрешностей принципиальных различий по этому параметру между всеми тремя литостратиграфическими уровнями юрматинской серии не наблюдается (рис. 4б).

Тонкозернистые обломочные породы бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея характеризуются заметно более низкой средней величиной  $(La/Yb)_N$ , чем глинистые сланцы подстилающей авзянской свиты среднего рифея ( $6.5 \pm 2.2$  против  $8.4 \pm 4.0$ ). Это, как и приведенные ниже данные по  $t_{Nd}(DM)$  и  $\varepsilon_{Nd}(t)$ , предполагает, что в течение допозднерифейского перерыва зрелость пород — источников тонкой алюмосиликокластики для ранних стадий позднерифейского седиментационного бассейна в ощутимой степени снизилась. Представляется, что это может быть отражением процессов рифтогенеза начала позднего рифея, связанных с формированием на востоке Балтики пассивной континентальной окраины.

Некоторое отличие величины Eu/Eu<sup>\*</sup><sub>среднее</sub> проявляется в глинистых породах ниже и выше допозднерифейского перерыва (0.71 ± 0.06 для авзянской свиты,  $0.62 \pm 0.06$  для бирьянской подсвиты зильмердакской свиты). Как и значения  $t_{Nd}(DM)$  и  $\epsilon_{Nd}(t)$  для тонкозернистых обломочных пород бирьянской подсвиты, это подтверждает вывод об имевшем место в допозднерифейский перерыв изменении состава пород питающей(щих) провинции(й).

Средние величины  $(La/Yb)_N$  для глинистых пород инзерской, миньярской и укской свит (5.7–8.5) верхнего рифея попадают в интервал значений данного параметра, характерный для тонкозернистых обломочных пород зильмердакской свиты (6.5–7.9). Напротив, глинистые породы бакеевской свиты венда обладают заметно более высокими величинами  $(La/Yb)_{N \text{ среднее}}$  и  $Eu/Eu^*_{\text{среднее}}$ , чем подстилающие образования рифея (13.1 ± 1.3 и 0.72 ± 0.02 против 8.5 ± 1.0 и 0.60 ± 0.05 в аргиллитах укской свиты верхов верхнего рифея). Свойственные первым средние значения указанных параметров сопоставимы с таковыми для тонкозернистых обломочных пород саткинской и бакальской свит нижнего рифея.

Аргиллиты басинской и зиганской свит венда обладают средними величинами  $(La/Yb)_N (7.7 \pm 1.2 u 7.4 \pm 2.5)$ , сопоставимыми в пределах погрешностей с таковыми для глинистых пород зильмердакской, инзерской и укской свит верхнего рифея. В то же время присущие первым средние значения Eu/Eu\* несколько выше, чем в глинистых породах верхнего рифея, но ниже, чем значения этого параметра в аргиллитах бакеевского уровня, хотя и сопоставимы с ними с учетом погрешностей (табл. 1).

# Изменение параметров $t_{Nd}(DM)_{cpedhee}$ и $\varepsilon_{Nd}(t)_{cpedhee}$ по разрезу

Определенные нами для глинистых пород верхнего докембрия Южного Урала значения  $t_{Nd}(DM)$  и  $\epsilon_{Nd}(t)$  варьируют от 2.8 до 1.8 млрд лет и от -14.6 до -5.1 соответственно (табл. 2, рис. 5а, 5б). В распределении их по разрезу наблюдаются хорошо выраженные закономерности. Так, большинство глинистых пород нижнего и среднего рифея харак-

**Рис. 4.** Мировые глобальные и субглобальные события, эволюция Фенноскандии, Сарматии и Волго-Уралии, основные события в области развития осадочных толщ верхнего докембрия Южного Урала и вариации средних величин (La/Yb)<sub>N</sub> (a) и Eu/Eu\* (б) в глинистых породах рифея и венда.

 $<sup>^{1}</sup>$  – крупные плюмовые события, по (Кузьмин и др., 2013), цифры внизу – количество событий;  $^{2}$  – эпохи сборки и распада суперконтинентов, по (Ernst, 2014);  $^{3}$  – эпохи максимального распространения орогенных гранитоидов, по (Och, Shields-Zhou, 2012; Кузнецов и др., 2018 и ссылки в этих работах);  $^{4}$  – эволюция крупных сегментов Восточно-Европейской платформы/кратона в позднем докембрии, по (Богданова, 2019);  $^{5}$  – основные события в области развития осадочных толщ верхнего докембрия Южного Урала, по (Пучков, 2000; Маслов и др., 2001 и ссылки в этих работах). 1 – главные коллизионные орогении (ФСО – Фенно-Сарматская, СНО – Свеконорвежская); 2 – рифтогенез континентальной коры, ультрабазит-базитовый магматизм; 3 – постколлизионный и задуговый магматизм; 4 – аккреционный рост континентальной коры с участием мантийных плюмов; 5 – среднее значение; 6 – величина погрешности (стандартное отклонение). КМП – крупные магматические провинции. Свиты, подсвиты: RF<sub>1</sub>ai – айская; RF<sub>1</sub>st – саткинская; RF<sub>1</sub>bk – бакальская; RF<sub>2</sub>ms – машакская; RF<sub>2</sub>zk – зигазино-комаровская; RF<sub>2</sub>av – авзянская; RF<sub>3</sub>zl<sub>1</sub> – бирьянская; RF<sub>3</sub>in – инзерская; RF<sub>3</sub>mn – миньярская; RF<sub>3</sub>uk – укская; V<sub>1</sub>(?)bk – бакеевская; V<sub>2</sub>bs – басинская; V<sub>2</sub>zn – зиганская. Серый фон – интервалы отсутствия отложений/перерывы. Средние значения (La/Yb)<sub>N</sub> для различных типов магматических пород по (Condie, 1993). Остальные условные обозначения см. рис. 2.

6

**Hoh** V<sub>2Z</sub>n

(a)

V2ZN

Бассейны коллизионной/ эрогенной стадии

Сарматия

Bouro-Уралия

скандия Фенно-

развития осадочных толцц верхнего докембрия Южного Урала<sup>5</sup>

Европейского кратона<sup>4</sup>

Эволюция крупных сегментов Восточно-

гранитоидов<sup>3</sup>

Основные события в области

V<sub>1(?)bk</sub>





теризуется  $t_{Nd}(DM) > 2.4$  млрд лет, а породы верхнего рифея — от 2.4 до 2.0 млрд лет. Величина  $t_{Nd}(DM)$  в аргиллитах бакеевской свиты, начинающей разрез ашинской серии венда, резко понижается до 2.3—2.5 млрд лет. В то же время аргиллиты толпаровской свиты венда, субсинхронные бакеевским, и вышележащие породы басинской и зиганской свит венда обладают заметно меньшей величиной  $t_{Nd}(DM)$  2.0—1.8 млрд лет.

Изменения значений  $\varepsilon_{Nd}(t)$  в верхнедокембрийском разрезе Южного Урала выражены более отчетливо, особенно если сравнивать эту величину для тонкозернистых обломочных пород. расположенных ниже и выше перерывов различной длительности. Так, вверх по разрезу бурзянской серии нижнего рифея величины  $\varepsilon_{Nd}(t)$  постепенно снижаются от -5.1 в глинистых сланцах айской свиты до -10.3 в породах бакальского уровня. Начинающим разрез юрматинской серии среднего рифея тонкозернистым обломочным породам машакской свиты свойственны значения  $\varepsilon_{Nd}(t)$ , варьирующие от -8.3 до -6.2. Примерно такие же  $\varepsilon_{Nd}(t)$ определены в глинистых сланцах зигазино-комаровской свиты (-7.7 и -7.1), тогда как глинистые породы авзянской свиты характеризуются пониженными значениями  $\varepsilon_{Nd}(t)$  от -12.3 до -9.3.

С учетом свойственных нижне- и среднерифейским глинистым породам западного склона Южного Урала значений t<sub>Nd</sub>(DM), можно предположить, что саткинская и бакальская свиты бурзяния, а также авзянская свита юрматиния сложены преимущественно продуктами размыва комплексов пород кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы, возраст которых составляет от 3.7 до 2.5 млрд лет. По данным С.В. Богдановой (1986) и ряда других авторов, континентальная кора Волго-Уральской области в основном сформирована в интервале 3.4-2.7 млрд лет назал и сушественно переработана в раннем протерозое. Исследование Sm-Nd систематики роговообманково-биотитовых слабо окварцованных гранодиоритов, вскрытых на глубинах 3090 и 3755 м в скв. Туймазы 2000, позволило установить, что значения t<sub>Nd</sub>(DM) для них составляют соответственно 2429 и 2811 млн лет (Петров и др., 2007). Это подтверждается и данными о максимумах на графиках распределения плотности вероятности U-Th-Pb изотопных возрастов обломочных цирконов, присутствующих в песчаниках бурзянской и юрматинской серий (Романюк и др., 2017, 2018; Кузнецов и др., 2017): для цирконов из песчаников айской свиты – 2942, 2760, 2705, 2476 и 2063 млн лет, для цирконов из бакальской свиты – 2744, 2547, 2028 и 1923 млн лет, для цирконов из зигальгинской свиты – 2936, 2734, 2477, 2138, 2002 и 1787 млн лет (рис. 5в). Изотопно-геохимические (распределение РЗЭ и Lu–Hf систематика) и возрастные характеристики обломочных цирконов из песчаников навышской и чудинской подсвит айской свиты нижнего рифея предполагают, что первые представляют продукты размыва местных/локальных источников, тогда как вторые являются результатом эрозии более обширных водоразделов (Романюк и др., 2018).

Как отмечалось выше, средняя величина  $\varepsilon_{Nd}(t)$ в начинающих разрез юрматинской серии среднего рифея тонкозернистых обломочных образованиях машакской свиты (-7.6) заметно выше, чем в глинистых породах завершающей разрез бурзянской серии нижнего рифея бакальской свиты (-9.9). Это дает основание считать, что во время относительно короткого досреднерифейского (домашакского) перерыва в питающей провинции появились источники, в составе которых заметную роль играл ювенильный мантийный материал. Изменение состава пород питающей провинции фиксируется, на наш взгляд, и существенно большим разбросом значений t<sub>Nd</sub>(DM) в индивидуальных образцах глинистых сланцев машакской свиты (2.8–2.2 млрд лет) по сравнению с подстилающими образованиями.

Указанные данные в целом хорошо согласуются с представлениями о формировании машакской свиты во время "второго плюмового/рифтогенного события" в стратотипической местности рифея (Пучков, 2013, 2018; Маслов и др., 2018б). Примечательно, что примерно такая же, как в глинистых породах машакской свиты, средняя величина  $\varepsilon_{Nd}(t)$  (-6.4, разброс значений -7.8...-5.1) свойственна и тонкозернистым обломочным образованиям айской свиты, формировавшимся на фоне "первого плюмового/рифтогенного события", имевшего место в типовой местности рифея примерно 1750–1730 млн лет назад (Пучков, 2013, 2018; Маслов и др., 2018а).

Фиксируемый в стратотипической местности длительный допозднерифейский перерыв хорошо соотносится с увеличением частоты крупных плюмовых событий и становлением орогенных гранитоидов в интервале ~1250-1050-1000 млн лет назад. Обломочные цирконы, выделенные из песчаников бирьянской подсвиты, имеют, кроме дорифейских, следующие максимумы на графиках распределения плотности вероятности U-Th-Pb изотопных возрастов (Маслов и др., 2018в) – 1590, 1560, 1480, 1392, 1338, 1238, 1171 и 1056 млн лет. Глинистые породы и алевролиты нижней (бирьянской) подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея заметно отличаются от подстилающих и перекрывающих их образований по величинам  $t_{Nd}(DM)_{cpeqhee}$  и  $\epsilon_{Nd}(t)_{cpeqhee}$ : для глинистых сланцев авзянской свиты верхов среднего рифея эти параметры равны соответственно 2.5 млрд лет (разброс значений 2.7-2.4 млрд лет) и -10.4 (-12.3...-9.3), для тонкообломочных пород бирьянской подсвиты они составляют 2.1 млрд лет (2.3–2.0 млрд лет) u - 6.5 (-7.5... - 5.9), а для глинистых сланцев нугушского уровня – 2.4 млрд лет (2.4–2.3 млрд лет) и -10.1 (-10.9...-9.5).

ИСТОЧНИКИ СНОСА ВЕРХНЕДОКЕМБРИЙСКИХ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД





йогодэтодП



казанные пунктиром прямоугольники – разброс величин t<sub>Nd</sub>(DM) для крупных временных интервалов. Синие стрелки – увеличение значений ε<sub>Nd</sub>(t), красные стрелки – их уменьшение. — величины t<sub>Nd</sub>(DM) и є<sub>Nd</sub>(t) в индивидуальных образцах; 2 – диапазон возрастов обломочных цирконов. Остальные условные обозначения см. рис. 2 и 4. По-

Так же как и в случае айской и машакской свит, это дает основание предполагать, что особенности Sm-Nd систематики тонкозернистых обломочных пород базальных уровней каратауской серии стратотипа рифея, как и свойственные им довольно низкие величины (La/Yb)<sub>N</sub>, отражают существенную перестройку питаюшей провинции и появление в ней источников ювенильного мантийного материала. Полученные нами новые данные позволяют скорректировать опубликованные ранее выводы о постоянстве области сноса с Восточно-Европейского кратона (Маслов и др., 2014). Важно также отметить, что предположение о мантийном источнике хорошо корреспондирует с представлениями М.А. Семихатова с соавторами (2002) о причинах низкого отношения <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в гренвильском и постгренвильском океане. Гренвильская орогения, приведшая к образованию суперконтинента Родиния, имела глобальное распространение. Детальный анализ гренвилид показал, что в их составе преобладали мантийные породы, которые были эксгумированы при формировании складчатых сооружений (Семихатов и др., 2002). Кроме того, установлено, что главной фазе коллизионных деформаций в областях развития гренвилид предшествовал масштабный ювенильный магматизм. Комбинация этих двух факторов привела к поступлению в начале позднего рифея в океан значительного количества низкорадиогенного Sr за счет размыва в источниках сноса "свежего ювенильного материала" (Семихатов и др., 2002; Kuznetsov et al., 2017; Кузнецов и др., 2018). Об этом же свидетельствуют Sm-Nd данные, полученные при изучении рифейских разрезов Учуро-Майского района и Енисейского кряжа (Подковыров и др., 2007; Ножкин и др., 2008), в которых наблюдается смена древних значений t<sub>Nd</sub>(DM) (2.5-2.1 млрд лет) на более молодые (до 1.9 млрд лет). Есть, однако, здесь и другой аспект.

Можно предположить, что накопление мощных толщ аркозовых и субаркозовых песчаников бирьянской подсвиты зильмердакской свиты основания верхнего рифея, имевшее место после глобальной эпохи (1200-1000 млн лет назад) становления крупных гранитных массивов (Кузнецов и др., 2018 и ссылки в этой работе), фиксирует начало процессов формирования на восточной, северо-восточной и северной периферии Балтики пассивных континентальных окраин. В соответствии с представлениями С.В. Богдановой (2019 и ссылки в этой работе), формирование пассивной восточной окраины Балтики имело место 0.8-0.7 млрд лет назад, т.е. шло на фоне распада Родинии. Такие процессы, как правило, связаны с рифтогенезом (Худолей, 2004 и ссылки там). Однако в интервале 960-820 (800) млн лет масштабные рифтогенные события в истории нашей планеты почти не выражены (Prokoph et al., 2004; Кузьмин и др., 2013; Ernst, 2014 и др.), они активизируются только с началом распада Родинии,

т.е. после ~820 млн лет. Следовательно, либо отложения зильмердакской свиты существенно моложе возраста самого молодого обломочного циркона (~964 млн лет), присутствующего в песчаниках бирьянской подсвиты (Маслов и др., 2018в), и тогда их можно тем или иным образом сопоставить с начальными фазами распада Родинии, либо они отражают фазу рифтогенеза, проявившуюся на фоне сборки названного суперконтинента, что вызывает довольно много вопросов.

Глинистые породы нугушской и бедерышинской подсвит зильмердакской свиты верхнего рифея обладают несколько бо́льшими средними величинами t<sub>Nd</sub>(DM), чем породы базальной бирьянской подсвиты (2.4 и 2.3 млрд лет против 2.1 млрд лет). Значения є<sub>Nd</sub>(t) для нугушской (-12.3...-9.3) и бедерышинской (-10.9...-9.5) подсвит сопоставимы с величиной данного параметра для тонкозернистых обломочных пород авзянской свиты среднегорифея (12.9...-8.0). Обломочные цирконы, выделенные из песчаников лемезинской подсвиты зильмердакской свиты, имеют максимумы на графиках распределения плотности вероятности U-Th–Pb изотопных возрастов 2714, 2016 и 1850 млн лет (Кузнецов и др., 2017). Сравнение спектров возрастов обломочных цирконов из песчаников лемезинского уровня зильмердакской свиты верхнего рифея и песчаников айской свиты нижнего рифея (2942, 2760, 2705, 2476 и 2063 млн лет) показало отсутствие статистически значимого сходства между ними. Из сказанного можно сделать вывод, что если в айское время в размыв были вовлечены преимущественнопалеопротерозойские орогены, спаявшие Сарматию, Волго-Уралию, Фенноскандию и комплексы пород Тараташского поднятия, то в лемезинское время доминирующими источниками кластики стали архейские комплексы цоколя Волго-Уралии (Романюк и др., 2013).

Величина t<sub>Nd</sub>(DM) в глинистых породах инзерской, миньярской и укской свит каратауской серии верхнего рифея попадает в узкий интервал 2.3–2.0 млрд лет. При этом если значения  $\varepsilon_{Nd}(t)$ для тонкозернистых обломочных пород первых двух свит вполне сопоставимы (от -10.6 до -9.0), то в аргиллитах укской свиты  $\varepsilon_{Nd}(t)$  повышается до -8.1. Учитывая, что между временем формирования миньярской и укской свит установлен перерыв длительностью по разным оценкам от 20-30 (Кузнецов и др., 2018; Маслов и др., 2019) до 80-100 млн лет (Зайцева и др., 2008), можно предполагать, что и с ним, как и с допозднерифейским перерывом, связана перестройка/изменение состава питающих провинций и появление в них некоторой доли ювенильных мантийных пород. Вместе с тем аргиллиты укской свиты верхнего рифея по параметру  $(La/Yb)_N$  (8.5 ± 1.0) являются продуктами размыва геохимически более зрелых субстратов, чем те субстраты, которые сушествовали в миньярское  $(5.7 \pm 1.3)$  и инзерское  $(6.2 \pm 2.4)$  время. По не-

опубликованным данным А.Б. Кузнецова, среди обломочных цирконов в песчаниках укской свиты преобладают кристаллы с мезопротерозойскими возрастами (~45%). На втором месте находятся зерна палеопротерозойского возраста (35%). На долю цирконов с неоархейскими, неопротерозойскими и мезоархейскими возрастами проходится соответственно 12, 9 и 1% общего числа кристаллов исследованной популяции. По-видимому, в укское время в области питания вновь появляются те комплексы пород, которые были источниками обломочного материала в самом начале каратауского (позднерифейского) седиментационного цикла. При интерпретации этих данных (что, к сожалению, выходит за рамки настоящей работы) следует иметь в виду, что, по представлениям С.В. Богдановой (2019), на территории Волго-Уралии (основного источника обломочного материала для рифейских осадочных последовательностей стратотипической местности) были, по всей видимости, проявлены как Фенно-Сарматская (1.86-1.75 млрд лет назад), так и Свеконорвежская (1.14?-0.96 млрд лет) орогении. Перед Свеконорвежской орогенией в период между 1.38 и 1.14 млрд лет назад имели место также повсеместный рифтогенез, базитовый и бимодальный магматизм, тогда как Фенно-Сарматская орогения сопровождалась постколлизионным и задуговым магматизмом, а в Сарматии, кроме того, имел место интенсивный анортозитмангерит-чарнокит-рапакивигранитный и базитовый магматизм. Однако следует помнить, что данных о U-Th-Pb изотопных возрастах обломочных цирконов из катавской и инзерской свит верхнего рифея в нашем распоряжении до сих пор нет.

Доашинский (довендский) перерыв на западном склоне Южного Урала примерно соответствует гляциопериоду криогений. Современная датировка глауконита из песчаников бакеевской свиты 642 ± 9 млн лет (Зайцева и др., 2019) дает возможность их сопоставления с гляциопериодом марино. Соответственно, удревнение Nd-модельного возраста глинистых пород бакеевской свиты до 2.5-2.3 млрд лет можно рассматривать как их обогащение продуктами "ледникового микса", изотопно-геохимические параметры которого отражают усредненный состав обширных пространств Восточно-Европейской платформы, подвергшихся интенсивной ледниковой экзарации. В пользу такого предположения свидетельствуют низкие значения  $\varepsilon_{Nd}(t)$  в бакеевских аргиллитах до — 14.6 и -14.2 (табл. 2). В то же время Nd-модельный возраст аргиллитов толпаровской свиты венда равен 1.9 млрд лет, а параметр  $\varepsilon_{Nd}(t)$  значительно выше, чем для аргиллитов бакеевской свиты (-9.9). По данным (Кузнецов и др., 2019), обломочные цирконы, выделенные из песчаников этой свиты, имеют максимумы на графике распределения плотности вероятности U-Th-Pb изотопных возрастов 2031, 1856, 1566, 1418, 1172 и 1027 млн лет. Примерно 9% из них характеризуются неопротерозойскими возрастами, около 70% имеют мезопротерозойский возраст, а 20% — палеопротерозойский.

Доурюкский перерыв в венде вновь существенным образом изменил изотопно-геохимические характеристики тонкозернистых обломочных пород верхнего докембрия западного склона Южного Урала. Значения t<sub>Nd</sub>(DM) для аргиллитов и басинской, и зиганской свит ашинской серии венда, как отмечалось выше, очень похожи и лежат в интервале 2.0-1.8 млрд лет, что существенно моложе t<sub>Nd</sub>(DM) подстилающих глинистых сланцев бакеевской свиты — 2.4 млрд лет. Значения  $\varepsilon_{Nd}(t)_{cpedhee}$  для глинистых пород басинской и зиганской свит верхней части ашинской серии венда также значительно ниже, чем для подстилающих сланцев бакеевского уровня (-8.3...-6.8 против -14.6). Максимумы на графиках распределения плотности вероятности U-Th-Pb изотопных возрастов обломочных цирконов, выделенных из песчаников басинской и куккараукской свит венда, отвечают 2000, 1907, 1501, 1213 и 2825, 2695, 1987, 1465, 1195 млн лет (Кузнецов и др., 2012; Kuznetsov et al., 2014). Все вместе это указывает либо на еще один эпизод поступления в седиментационный бассейн ювенильного материала, либо на кардинальную смену источников кластики во второй половине венда (Беккер, 1968; Пучков, 2000; Willner et al., 2001, 2003; Кузнецов и др., 2012; Kuznetsov et al., 2014), но рассмотрение данного вопроса выходит за рамки настояшей работы.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные выше данные об особенностях изменения параметров  $(La/Yb)_N$ , Eu/Eu\*,  $t_{Nd}(DM)$  и  $\varepsilon_{Nd}(t)$  в глинистых породах в разрезе верхнего докембрия западного склона Южного Урала отражают смену состава питающих провинций, что достаточно хорошо вписывается в общую канву глобальных и субглобальных событий (формирование крупных магматических провинций, сборка и распад суперконтинентов, становление орогенных гранитоидов) и не противоречит установленным традиционными геологическими методами основным событиям рифея и венда в области сочленения восточных районов Восточно-Европейской платформы/кратона и современного западного склона Южного Урала.

Для раннего и среднего рифея установлено формирование осадочных последовательностей преимущественно за счет продуктов размыва зрелой континентальной коры Восточно-Европейского кратона (средние величины (La/Yb)<sub>N</sub> для глинистых пород всего айско-авзянского интервала соответствуют таковым для гранитоидов; Condie, 1993). Значения t<sub>Nd</sub>(DM) лежат в пределах 2.7–2.4 млрд лет. В начале айского времени и в машакское время эти процессы шли на фоне плюмовых событий (или рифтогенных процессов), что отразилось на увеличении доли ювенильного материала, особенно в тонкозернистых породах машакской свиты среднего рифея.

Допозднерифейский перерыв привел к существенному изменению состава питающей(щих) провинции(й). Величины (La/Yb)<sub>N</sub> для глинистых пород бирьянской подсвиты зильмердакской свиты, а также для инзерской и миньярской свит верхнего рифея заметно ниже, чем для глинистых пород бурзянской серии нижнего рифея и юрматинской серии среднего рифея, смещаясь к значениям, характерным для продуктов размыва пород основного состава (Condie, 1993). Рост величин  $\varepsilon_{Nd}(t)$  в глинистых породах бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея до -5.9 и средней части ашинской серии венда до -7.4, по сравнению с подстилающими их отложениями (-12.3...-9.3 и -14.6...-14.2), предполагает появление в питающих провинциях комплексов пород продуктов ювенильной коры. Это дает основание считать, что накопление названных осадочных уровней шло на фоне активного рифтогенеза, который сегодня не фиксируется традиционными геологическими методами. Величины t<sub>Nd</sub>(DM) для глинистых пород всей зильмердакско-бакеевской последовательности в результате несколько моложе (2.4-2.0 млрд лет), чем для нижнего и среднего рифея (2.7-2.4 млрд лет).

Значение  $\varepsilon_{Nd}(t)_{среднее}$  для глинистых сланцев бакеевской свиты венда (около –14.5) интерпретируется нами как результат формирования отложений бакеевской свиты за счет продуктов ледниковой экзарации разнообразных комплексов пород цоколя Восточно-Европейского кратона во время гляциопериода Марино. При этом модельный возраст  $t_{Nd}(DM)$  для глинистых пород названной свиты увеличивается до 2.5 млрд лет.

Средние значения  $(La/Yb)_N$  для глинистых пород басинской и зиганской свит верхней части ашинской серии венда сопоставимы с величинами названного параметра для тонкозернистых обломочных пород верхнего рифея. В то же время  $Eu/Eu_{cpedhee}^*$ , как и  $t_{Nd}(DM)$ , для них ниже, чем для подстилающих пород всего рифея и бакеевского горизонта. По сравнению с глинистыми породами последнего, аргиллиты басинской и зиганской свит венда демонстрируют заметное повышение  $\varepsilon_{Nd}(t)$  до -8.3...-6.8 и омоложение Nd-модельного возраста до 2.0-1.8 млрд лет, что также, вероятно, является результатом появления в конце венда в составе питающих провинций нового мантийного или вулканогенного материала.

**Благодарности.** Авторы признательны рецензентам, а также М.А. Рогову, Н.Б. Кузнецову и С.В. Наугольных за полезное обсуждение поднятых в статье вопросов, замечания и рекомендации, большинство из которых было нами учтено. Иллюстрации к данной работе выполнены Н.С. Глушковой (ИГГ УрО РАН, Екатеринбург).

Источники финансирования. Исследования выполнены за счет средств государственного задания ИГГ УрО РАН (АААА-А18-118053090044-1), ГИН РАН (0135-2019-0043), ИГГД РАН (0132-2021-0003) и ИГ УФИЦ РАН (0246-2019-0080).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Акимова Г.Н. Косая слоистость в породах зильмердакской свиты на Южном Урале // Материалы по стратиграфии и тектонике Урала. Л.: ВСЕГЕИ, 1967. С. 36–65. Беккер Ю.Р. Позднедокембрийская моласса Южного Урала. Л.: Недра, 1968. 160 с.

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

Богданова С.В. Восточно-Европейский кратон: ключевые этапы докембрийской эволюции // Проблемы тектоники континентов и океанов. Материалы LI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2019. С. 64–70.

Геология и перспективы нефтегазоносности Урала. Отв. ред. Юсупов Б.М. М.: Наука, 1988. 240 с.

Горохов И.М., Мельников Н.Н., Кузнецов А.Б., Константинова Г.В., Турченко Т.Л. Sm-Nd систематика тонкозернистых фракций нижнекембрийских "синих глин" Северной Эстонии // Литология и полезн. ископаемые. 2007. № 5. С. 536-551.

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. 2019. Т. 27. № 2. С. 3–30.

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

Зайцева Т.С., Горохов И.М., Ивановская Т.А., Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Мельников Н.Н., Аракелянц М.М., Яковлева О.В. Мессбауэровские характеристики, минералогия и изотопный возраст (Rb–Sr, K–Ar) верхнерифейских глауконитов укской свиты Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 3. С. 3–25.

Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Горожанин В.М., Горохов И.М., Ивановская Т.А., Константинова Г.В. Основание венда на Южном Урале: Rb–Sr возраст глауконитов бакеевской свиты // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27. № 5. С. 82–96.

Иванов С.Н., Краснобаев А.А., Русин А.И. Докембрий Урала // Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Л.: Наука, 1982. С. 81–94.

Иванов С.Н., Коротеев В.А., Пучков В.Н. Этапы тектонического развития и металлогения Урала // Актуальные проблемы тектоники СССР. М.: Наука, 1988. С. 72–78. Интерпретация геохимических данных. Отв. ред. Скляров Е.В. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с. Карта докембрийских формаций Русской платформы и ее складчатого обрамления (со снятыми фанерозойскими отложениями). Масштаб 1 : 2500000. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1983. 172 с.

*Келлер Б.М., Вейс А.Ф., Горожанин В.М.* Толпаровский разрез верхнего докембрия (Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 9. С. 119–124.

Ковалев С.Г., Маслов А.В., Ковалев С.С., Высоцкий С.И. Sm–Nd-возраст пикритов Лысогорского комплекса (Южный Урал): свидетельства инициального среднерифейского магматизма // Докл. АН. 2019. Т. 488. № 1. С. 595–598.

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

Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В., Лепехина Е.Н. Цирконология навышских вулканитов айской свиты и проблема возраста нижней границы рифея на Южном Урале // Докл. АН. 2013а. Т. 448. № 4. С. 437–442.

Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Бушарина С.В., Сергеева Н.Д., Падерин И.П. Цирконовая геохронология машакских вулканитов и проблема возраста границы нижний-средний рифей (Южный Урал) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 20136. Т. 21. № 5. С. 3–20. Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Горохов И.М., Каурова О.К., Крупенин М.Т., Маслов А.В. Sr-изотопная характеристика и Рb-Рb возраст известняков бакальской свиты (типовой разрез нижнего рифея, Южный Урал) // Докл. АН. 2003. Т. 391. № 6. С. 794–798.

Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Крупенин М.Т., Горохов И.М., Маслов А.В., Каурова О.К., Эльмис Р. Формирование и преобразование карбонатных пород и сидеритовых руд бакальской свиты нижнего рифея (Южный Урал): Sr-изотопная характеристика и Рb—Pb возраст // Литология и полезн. ископаемые. 2005. № 3. С. 227–249.

Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Горохов И.М., Каурова О.К., Крупенин М.Т., Васильева И.М., Гороховский Б.М., Маслов А.В. Sr изотопная характеристика и Рb–Рb возраст карбонатных пород саткинской свиты, нижнерифейская бурзянская серия Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 2. С. 16–34.

Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Стронциевая изотопная хемостратиграфия: основы метода и его современное состояние // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 4. С. 3–23.

Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шацилло А.В., Голованова И.В., Данукалов К.Н., Меерт Дж. Возраст детритных цирконов из ашинской серии Южного Урала – подтверждение пространственной сопряженности уральского края Балтики и квинслендского края Австралии в структуре Родинии ("Australia upside down conception") // Литосфера. 2012. № 4. С. 59–77.

Кузнецов Н.Б., Маслов А.В., Белоусова Е.А., Романюк Т.В., Крупенин М.Т., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Серегина Е.С., Цельмович В.А. Первые результаты U–Pb LA-ICP-MS-изотопного датирования обломочных цирконов из базальных уровней стратотипа рифея // Докл. АН. 2013. Т. 451. № 3. С. 308–313.

Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Романюк Т.В., Дегтярев К.Е., Маслов А.В., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Пыжова Е.С. Первые результаты U-Рb-датирования детритовых цирконов из среднерифейских песчаников зигальгинской свиты (Южный Урал) // Докл. АН. 2017. Т. 475. № 6. С. 659-664.

Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Маслов А.В., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Каныгина Н.А., Дубенский А.С., Белоусова Е.А. Первые результаты U/Pb датирования детритовых цирконов из песчаников верхневендской бакеевской свиты Башкирского поднятия (Южный Урал) // Проблемы тектоники континентов и океанов. Материалы LI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2019. С. 305–310. Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В. Глубинная геодинамика – основной механизм развития Земли // Наука в России. 2013. № 6. С. 10–19.

*Маслов А.В.* Литология верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория. М.: Наука, 1988. 133 с. *Маслов А.В.* Литогеохимический облик отложений ашинской серии венда западного склона Южного Урала // Литосфера. 2014. № 1. С. 13–32.

*Маслов А.В.* К реконструкции категорий рек, сформировавших выполнение осадочных бассейнов рифея в области сочленения Восточно-Европейской платформы и современного Южного Урала // Изв. вузов. Геология и разведка. 2019. № 5. С. 28–36.

*Маслов А.В.* Типы питающих провинций верхнедокембрийских отложений Волго-Уральской области // Вестник Пермского университета. Геология. 2020а. Т. 19. № 2. С. 101–110.

*Маслов А.В.* Формирование осадочных ассоциаций базальных уровней рифея Южного Урала (айская свита): новые данные // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий. Материалы и доклады 13 Межрегиональной научно-практической конференции. Уфа: Мир печати, 2020б. С. 88–93.

*Маслов А.В., Крупенин М.Т.* Разрезы рифея Башкирского мегантиклинория (западный склон Южного Урала). Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 172 с.

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

Маслов А.В., Оловянишников В.Г., Ишерская М.В. Рифей восточной, северо-восточной и северной периферии Русской платформы и западной мегазоны Урала: литостратиграфия, условия формирования и типы осадочных последовательностей // Литосфера. 2002. № 2. С. 54–95.

Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т., Гареев Э.З. Вариации величины  $\varepsilon_{Nd}(T)$  в глинистых сланцах верхнедокембрийских осадочных последовательностей Сибири, Юго-Восточного Китая и Южного Урала как возможное свидетельство поступления в кору свежего ювенильного мантийного материала // Геология, полезные ископаемые и проблемы экологии Башкортостана. Т. 1. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2003. С. 50–53.

Маслов А.В., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л., Гареев Э.З., Лепихина О.П., Попова О.Ю. Тонкозернистые алюмосиликокластические образования стратотипического разреза среднего рифея на Южном Урале: особенности формирования, состав и эволюция источников сноса // Литология и полезн. ископаемые. 2004а. № 4. С. 414–441.

*Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Лепихина О.П.* Нижнерифейские тонкозернистые алюмосиликокластические осадочные образования Башкирского мегантиклинория на Южном Урале: состав и эволюция источников сноса // Геохимия. 20046. № 6. С. 648–669.

*Маслов А.В., Гареев Э.З., Подковыров В.Н.* Песчаники верхнего рифея и венда Башкирского мегантиклинория //Литология и полезн. ископаемые. 2010. № 3. С. 320–338.

*Маслов А.В., Подковыров В.Н., Гареев Э.З., Ронкин Ю.Л.* К вопросу о вкладе гренвильских событий в формирование наиболее полных осадочных последовательно-

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

стей рифея Северной Евразии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 2. С. 46–61.

Маслов А.В., Мизенс Г.А., Вовна Г.М., Киселёв В.И., Ронкин Ю.Л. О некоторых общих особенностях формирования терригенных отложений Западного Урала: синтез данных изотопного U—Рb датирования обломочных цирконов и геохимических исследований глинистых пород // Литосфера. 2016. № 3. С. 27–46.

Маслов А.В., Гареев Э.З., Подковыров В.Н., Котова Л.Н. Синрифтовые осадочные образования основания эталонного разреза рифея Южного Урала (краткая литохимическая характеристика) // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2018а. Т. 63. Вып. 1. С. 36–55.

Маслов А.В., Гареев Э.З., Подковыров В.Н., Ковалев С.Г., Котова Л.Н. Синрифтовые осадочные образования машакской свиты среднего рифея Южного Урала (краткая литохимическая характеристика) // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 20186. Т. 63. № 3. С. 303–325.

Маслов А.В., Ерохин Е.В., Гердес А., Ронкин Ю.Л., Иванов К.С. Первые результаты U–Pb LA-ICP-MS-изотопного датирования обломочных цирконов из аркозовых песчаников бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея (Южный Урал) // Докл. АН. 2018в. Т. 482. № 5. С. 558–561.

Маслов А.В., Шевченко В.П., Кузнецов А.Б., Штайн Р. Геохимическая и Sr—Nd—Pb-изотопная характеристика осадочного материала, переносимого дрейфующими льдами Северного Ледовитого океана // Геохимия. 2018г. № 8. С. 1–17.

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

Маслов А.В., Кузнецов А.Б., Политова Н.В., Шевченко В.П., Козина Н.В., Новигатский А.Н., Кравчишина М.Д., Алексеева Т.Н. Распределение редких и рассеянных элементов и изотопный состав Nd, Pb и Sr в поверхностных осадках Баренцева моря // Геохимия. 2020а. Т. 65. № 6. С. 566–582.

Маслов А.В., Мельничук О.Ю., Мизенс Г.А., Титов Ю.В., Червяковская М.В. Реконструкция состава пород питающих провинций. Статья 2. Лито- и изотопно-геохимические подходы и методы // Литосфера. 20206. Т. 20. № 1. С. 40-62.

Нижний рифей Южного Урала. Отв. ред. Семихатов М.А. М.: Наука, 1989. 208 с.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Маслов А.В., Дмитриева Н.В., Ковая В.П., Ронкин Ю.Л. Sm—Nd изотопная систематика метапелитов докембрия Енисейского кряжа и вариации возраста источников сноса // Докл. АН. 2008. T. 423. № 6. С. 795–800.

Овчинникова Г.В., Васильева Г.В., Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Гороховский Б.М., Левский Л.К. U-Pb систематика протерозойских карбонатных пород: инзерская свита уральского стратотипа рифея (Южный Урал) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 4. С. 20-31.

Овчинникова Г.В., Васильева И.М., Семихатов М.А. Возможности Рb-Рb датирования карбонатных пород с открытыми U-Рb системами: миньярская свита стратотипа верхнего рифея, Южный Урал // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 6. С. 3–19.

Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Васильева И.М., Горохов И.М., Крупенин М.Т., Гороховский Б.М., Маслов А.В. Pb—Pb возраст и Sr-изотопная характеристика среднерифейских фосфоритовых конкреций: зигазино-комаровская свита Южного Урала // Докл. АН. 2013. Т. 451. № 4. С. 430-434.

Петров Г.А. Признаки позднедокембрийской обстановки скольжения плит на Среднем Урале // Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различие, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения. Материалы XLVI Тектонического совещания. Т. II. М.: ГЕОС, 2014. С. 74–78.

Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Иванова Т.В., Изотов В.Г., Козлов П.С., Лепихина О.П. Sm–Nd систематика кристаллических пород фундамента востока Русской платформы как ключ к реконструкции источников сноса для верхнедокембрийских осадочных ассоциаций Западного Урала: первые результаты исследований // Материалы VIII Международной конференции "Новые идеи в науках о Земле". Доклады. Т. 1. М.: РГГРУ, 2007. С. 254–257.

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.

Подковыров В.Н., Котова Л.Н., Котов А.Б., Ковач В.П., Граунов О.В., Загорная Н.Ю. Области сноса и источники рифейских песчаников Учуро-Майского региона (Восточная Сибирь): результаты геохимических и Sm–Nd изотопно-геохимических исследований // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15. № 1. С. 47–62.

Подковыров В.Н., Маслов А.В., Кузнецов А.Б., Ершова В.Б. Литостратиграфия и геохимия отложений верхнего венда—нижнего кембрия северо-востока Балтийской моноклинали // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017. Т. 25. № 1. С. 3–23.

*Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Гилем, 2000. 146 с.

*Пучков В.Н.* Эволюция литосферы: от Печорского океана к Тиманскому орогену, от Палеоуральского океана к Уральскому орогену // Проблемы тектоники Центральной Азии. М.: ГЕОС, 2005. С. 309–342.

Пучков В.Н. Тиманиды и уралиды: основные особенности важнейших структурных этажей Урала и Тимано-Печорской провинции // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. С. 70–81.

*Пучков В.Н.* Плюмы в истории Урала // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2013. № 4. С. 64–73.

*Пучков В.Н.* Плюмы – новое слово в геологии Урала // Литосфера. 2018. Т. 18. № 4. С. 483–499.

*Раабен М.Е.* Верхний рифей как единица общей стратиграфической шкалы. М.: Наука, 1975. 247 с.

Разумовский А.А., Новиков И.А., Рудько С.В., Кузнецов Н.Б., Яшунский Ю.В. U-Рb изотопный возраст пепловых туфов поздневендской басинской свиты (ашинская серия, Южный Урал) // Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы LII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2020. Т. 2. С. 219–224.

Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Маслов А.В., Белоусова Е.А., Ронкин Ю.Л., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. Геохимическая и (LA-ICP-MS) Lu-Hf-систематика детритных цирконов из лемезинских песчаников верхнего рифея Южного Урала // Докл. АН. 2013. Т. 453. № 6. С. 657-661. Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Маслов А.В., Белоусова Е.А., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. Геохимическая и Lu/Hf-изотопная (LA-ICP- MS) систематика детритных цирконов из песчаников базальных уровней стратотипа рифея // Докл. АН. 2014. Т. 459. № 3. С. 340–344.

Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Белоусова Е.А., Пыжова Е.С. Результаты изучения детритовых цирконов по методике Terranechron из бакальской и зигальгинской свит типового разреза рифея (Башкирское поднятие, Южный Урал) // Тектоника современных и древних океанов и их окраин. Материалы XLIX Тектонического совещания, посвященного 100-летию академика Ю.М. Пущаровского. М.: ГЕОС, 2017. С. 152–157.

Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. Палеотектонические и палеогеографические обстановки накопления нижнерифейской айской свиты Башкирского поднятия (Южный Урал) на основе изучения детритовых цирконов методом "TerraneChrone®" // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 1. С. 1–37.

Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов Е.М., Беккер Ю.Р., Бибикова Е.В., Дук В.Л., Есипчук К.Е., Карсаков Л.П., Киселев В.В., Козлов В.И., Лобач-Жученко С.Б., Негруца В.З., Робонен В.И., Сезько А.И., Филатова Л.И., Хоментовский В.В., Шемякин В.М., Шульдинер В.И. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 8. С. 3–14.

Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Константинова Г.В., Мельников Н.Н., Подковыров В.Н., Кутявин Э.П. Низкое отношение <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в гренвильском и постгренвильском палеоокеане: определяющие факторы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 1. С. 3–46.

Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Маслов А.В., Горохов И.М., Овчинникова Г.В. Стратотип нижнего рифея – бурзянская серия Южного Урала: литостратиграфия, палеонтология, геохронология, Sr- и С-изотопные характеристики карбонатных пород // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 6. С.17–45.

Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Чумаков Н.М. Изотопный возраст границ общих стратиграфических подразделений верхнего протерозоя (рифея и венда) России: эволюция взглядов и современная оценка // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 6. С. 16–27.

Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. Отв. ред. Келлер Б.М., Чумаков Н.М. М.: Наука, 1983. 184 с. Формирование земной коры Урала. Отв. ред. Иванов С.Н., Самыгин С.Г. М.: Наука, 1986. 248 с.

*Худолей А.К.* Континентальный рифтогенез и пассивные окраины: тектоника и эволюция осадочных бассейнов. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2004. 84 с.

*Чамов Н.П.* Строение и развитие Среднерусско-Беломорской провинции в неопротерозое. М.: ГЕОС, 2016. 233 с.

Чугаев А.В., Будяк А.Е., Чернышев И.В., Шатагин К.Н., Олейникова Т.И., Тарасова Ю.И., Скузоватов С.Ю. Источники обломочного материала неопротерозойских метаосадочных пород Байкало-Патомского пояса (Северное Забайкалье) по Sm—Nd изотопным данным // Геохимия. 2017. № 1. С. 17–25.

*Чумаков Н.М.* К стратиграфии верхних горизонтов докембрия на Южном Урале // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 12. С. 35–48.

*Bartley J.K., Khan L.C., McWilliams J.L., Stagner A.F.* Carbon isotope chemostratigraphy of the Middle Riphean type section (Avzyan Formation, Southern Urals, Russia): signal

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

recovery in a fold-and-thrust belt // Chem. Geol. 2007. V. 237. P. 211–232.

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. Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatschev R., Kheraskova T.N., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Volozh Yu.A. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // Precambrian Res. 2008. V. 160. P. 23–45.

*Braccialli L., Marroni M., Pandolfi L., Rocchi S.* Geochemistry and petrography of Western Tethys Cretaceous sedimentary covers (Corsica and Northern Apennines): from source areas to configuration of margins // Sedimentary Provenance and Petrogenesis: Perspectives from Petrography and Geochemistry. Eds. Arribas J., Critelli S., Johnsson M.J. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 2007. V. 420. P. 73–93.

*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.

Condie K.C., Wronkiewicz D.A. The Cr/Th ratio in Precambrian pelites from the Kaapvaal Craton as an index of craton evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1990. V. 97. P. 256–267. *Cullers R.L.* The control on the major- and trace-element evolution of shales, siltstones and sandstones of Ordovician

to Tertiary age in the Wet Mountains region, Colorado, U.S.A. // Chem. Geol. 1995. V. 123. P. 107–131.

*Cullers R.L.* Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA // Chem. Geol. 2002. V. 191. P. 305–327.

*Ernst R.E.* Large igneous provinces. Cambridge: Cambridge University press, 2014. 633 p.

*Fagel N., Not C., Gueibe J., Mattielli N., Bazhenova E.* Late Quaternary evolution of sediment provenances in the Central Arctic Ocean: mineral assemblage, trace element composition and Nd and Pb isotope fingerprints of detrital fraction from the Northern Mendeleev Ridge // Quaternary Sci. Rev. 2014. V. 92. P. 140–154.

Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming Environments. Ed. Lentz D.R. Geol. Ass. Canada. 2003. GeoText 4. 184 p.

*Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.* Sm–Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites, II // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137–150.

*Kuznetsov A.B., 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 // Precambrian Res. 2017. V. 298. P. 157–173.

*Kuznetsov N.B., Meert J.G., Romanyuk T.V.* Ages of detrital zircons (U/Pb, LA-ICP-MS) from the Latest Neoprotero-zoic-Middle Cambrian(?) Asha Group and Early Devonian Takaty formation, the Southwestern Urals: a test of an Australia-Baltica connection within Rodinia // Precambrian Res. 2014. V. 244. P. 288–305.

Levashova N.M., Bazhenov M.L., Meert J.G., Kuznetsov N.B., Golovanova I.V., Danukalov K.N., Fedorova N.M. Paleogeography of Baltica in the Ediacaran: paleomagnetic and geochronological data from the clastic Zigan Formation, South Urals // Precambrian Res. 2013. V. 236. P. 16–30.

Maccali J., Hillaire-Marcel C., Not C. Radiogenic isotope (Nd, Pb, Sr) signatures of surface and sea ice-transported

том 30 № 1 2022

sediments from the Arctic Ocean under the present interglacial conditions // Polar Research. 2018. V. 37. 1442982. https://doi.org/10.1080/17518369.2018.1442982

*McCulloch M.T., Wasserburg G.J.* Sm–Nd and Rb–Sr chronology of continental crust formation // Science. 1978. V. 200. P. 1003–1011.

*McLennan S.M.* Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes // Geochemistry and mineralogy of rare earth elements. Eds. Lipin B.R., McKay G.A. Rev. Mineral. 1989. V. 21. P. 169– 200.

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

*McLennan S.M., Hemming S.R., McDaniel D.K., Hanson G.N.* Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics // Processes controlling the composition of clastic sediments. Eds. Johnsson M.J., Basu A. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 1993. V. 284. P. 21–40.

*Michard A., Gurriet P., Soudant M., Albarede F.* Nd isotopes in French Phanerozoic shales: external vs. internal aspects of crust evolution // Geochim. Cosmochim. Acta. 1985. V. 49. P. 601–610.

*Och L., Shields-Zhou G.A.* The Neoproterozoic oxygenation event: environmental perturbations and biogeochemical cycling // Earth-Sci. Rev. 2011. V. 110. P. 26–57.

*Prokoph A., Ernst R.E., Buchan K.L.* Time series analysis of Large Igneous Provinces: 3500 Ma to present // J. Geol. 2004. V. 112. P. 1–22.

*Rollinson H.R.* Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Essex: London Group UK Ltd, 1994. 352 p.

*Taylor S.R., McLennan S.M.* The Continental Crust: Its Composition and Evolution: an Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks. Oxford: Blackwell, 1985. 312 p.

*Taylor S.R., McLennan S.M.* The chemical evolution of the continental crust // Rev. Geophys. 1995. V. 33. P. 241–265. *Turgeon S., Brumsack H.-J.* Anoxic vs dysoxic events reflected in sediment geochemistry during the Cenomanian–Turonian Boundary Event (Cretaceous) in the Umbria-Marche basin of central Italy // Chem. Geol. 2006. V. 234. P. 321–339.

*Tütken T., Eisenhauer A., Wiegand B., Hansen B.T.* Glacialinterglacial cycles in Sr and Nd isotopic composition of Arctic marine sediments triggered by the Svalbard/Barents Sea ice sheet // Mar. Geol. 2002. V. 182. P. 351–372.

Willner A.P., Ermolaeva T., Stroink L., Glasmacher U.A., Giese U., Puchkov V.N., Kozlov V.I., Walter R. Contrasting provenance signals in Riphean and Vendian sandstones in the SW Urals (Russia): constraints for a change from passive to active continental margin conditions in the Neoproterozoic // Precambrian Res. 2001. V. 110. № 1–4. P. 215–239. Willner A.P., Sindern S., Metzger R., Ermolaeva T., Kramm U., Puchkov V., Kronz A. Typology and single grain U/Pb ages of detrital zircons from Proterozoic sandstones in the SW Urals (Russia): early time marks at the eastern margin of Baltica // Precambrian Res. 2003. V. 124. P. 1–20.

> Рецензенты В.М. Горожанин, В.П. Ковач, А.Б. Котов

# Provenances for the Upper Precambrian Clayey Rocks of the Southern Urals: Results of Geochemical and Sm–Nd Isotope Geochemical Investigations

# A. V. Maslov<sup>*a*, *b*, *#*</sup>, A. B. Kuznetsov<sup>*c*</sup>, A. Yu. Kramchaninov<sup>*c*</sup>, L. V. Shpakovich<sup>*c*</sup>, E. Z. Gareev<sup>*d*</sup>, V. N. Podkovyrov<sup>*c*</sup>, and S. G. Kovalev<sup>*d*</sup>

<sup>a</sup>Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch, Russian Academy of Sciences, Yekaterinburg, Russia <sup>b</sup>Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

<sup>c</sup>Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia

<sup>d</sup>Institute of Geology, Ufa Federal Scientific Center, Russian Academy of Sciences, Ufa, Russia

#e-mail: amas2004@mail.ru

Changes in  $(La/Yb)_N$ ,  $Eu/Eu^*$ ,  $t_{Nd}(DM)$  and  $\varepsilon_{Nd}(t)$  values in clayey rocks of the Upper Precambrian of the Southern Urals are considered. The  $\varepsilon_{Nd}(t)$  values in clayey sediments of the Riphean and Vendian vary from -14.6 to -5.1, which reflects the change in the composition of the catchment areas and fits well into the general outline of subglobal events established by traditional geological methods in the area of junction of the eastern regions of the East European Platform and the modern Southern Urals. The sedimentary sequences of the Early and Middle Riphean (1750-1250 Ma) were formed mainly due to the erosion products of the mature continental crust of the East European platform  $t_{Nd}(DM) = 2.8 - 2.4$  Ga. However, the pre-Upper Riphean hiatus led to a significant change in the composition of the catchments about 1 billion years ago. An increase in the average  $\varepsilon_{Nd}(t)$  values in the clayey rocks of the Biryan Subformation of the Upper Riphean Zilmerdak Formation as compared with the underlying sediments suggests the appearance of juvenile crust in the erosion area. This indicates the accumulation of fine-grained sediments at the beginning of the Late Riphean under the influence of active rifting processes, which is not recorded by traditional geological methods. Significantly lower values  $(La/Yb)_{Naverage}$  and  $\varepsilon_{Nd}(t)_{average}$  for the shales of the Vendian Bakeevo Formation compared to the rocks of the Riphean are interpreted as a result of the accumulation of this level deposits due to the products of glacial exaration of mature rocks of the platform's basement during the Marino glacial period. A noticeable increase in  $\varepsilon_{Nd}(t)$  to -6.8 and rejuvenation of  $t_{Nd}(DM)$  to 1.8 Ga in mudstones of the Basa and Zigan formations compared to the rocks of the base of the Asha Group reflects the appearance of new mantle or volcanogenic material in the catchment areas during the Middle Vendian.

Keywords: Southern Urals, Upper Precambrian, clayey rocks, rare earth elements, Sm-Nd isotope systematics

УДК 551

# ПРЕДСТАВИТЕЛИ МИАОХЕНСКОЙ БИОТЫ ИЗ ДОШУРАМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЭДИАКАРИЯ (ВЕНДА) ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ СИБИРИ

© 2022 г. П. Ю. Петров<sup>1,</sup> \*, Н. Г. Воробьева<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Геологический институт РАН, Москва, Россия \*e-mail: petrov-geo-home@rambler.ru Поступила в редакцию 27.04.2021 г. После доработки 09.07.2021 г. Принята к публикации 08.09.2021 г.

В нижневендских (среднеэдиакарских, около 580 млн лет) отложениях уринской свиты Патомского бассейна Сибири впервые обнаружены углефицированные макрофоссилии, относящиеся к многоклеточным водорослям и ранее известные в составе более молодой (<570 млн лет) миаохенской биоты. Уринские макрофоссилии представлены фитолеймами неветвящихся лентовидных слоевищ, сохраненных на поверхностях алевритистых аргиллитов. Среди диагностируемых таксонов определены виды Liulingjitaenia alloplecta и Jiuqunaoella simplicis. Рассмотрены особенности их строения. Проведены реконструкции прижизненных форм организмов и их колоний. Показано, что эти органические макрофоссилии являлись заметным детритообразующим компонентом Уринского бассейна. Уринские макрофиты сосуществовали с раннеэдиакарской микробиотой, составляя вместе с ней единую экосистему палеобассейна, которая была образована незадолго до Шурамского события и была существенно преобразована после него.

*Ключевые слова:* макрофоссилии, биостратиграфия, венд, эдиакарий, Восточная Сибирь, Патомский бассейн, уринская свита

DOI: 10.31857/S0869592X22010069

# введение

Самая крупная в истории Земли отрицательная аномалия  $\delta^{13}$ С Шурам (EN3), приуроченная приблизительно к середине эдиакарского периода, известна из осадочных последовательностей многих палеоконтинентов того времени (Grotzinger et al., 2011). Несмотря на противоречивые оценки ее точного возраста и длительности (Gong et al., 2017; Witkosky, Wernicke, 2018; Xiao, Narbonne, 2020), наиболее вероятно, что это событие произошло в интервале от 571 до 562 млн лет и длилось 8–9 млн лет (Minguez et al., 2015; Gong et al., 2017; Canfield et al., 2020). В палеонтологической летописи эдиакария аномалия Шурам, а точнее ее основание, представляет главный палеоэкологический рубеж, разделяющий закат эпохи господства раннеэдиакарских одноклеточных эукариот и появление первых многоклеточных животных позднего эдиакария. Предполагается, что наблюдаемые эволюционные новации и экосистемные перестройки на этом рубеже были связаны с процессом оксигенизации океана того времени (Canfield et al., 2007; Narbonne, 2010; Sahoo et al., 2016; Zhang et al., 2019; Fan et al., 2020).

Очевидно, что событие Шурам явилось переломным моментом в эволюции и других групп организмов, остатки которых обычно сохранены на поверхностях пород в виде макроскопических углефицированных компрессий – фитолейм (Burgess Shale-type preservation) и отпечатков, большая часть которых ассоциируется с макроводорослями. Остатки таких организмов известны как миаохенский тип ископаемых макробиот, наиболее полно представленный в постшурамских отложениях эдиакария Южного Китая (Xiao et al., 2002; Ye et al., 2017). Таксономически обедненные ассоциации этих макробиот также известны и за пределами Китая: в Западной Монголии (Dornbos et al., 2016), CIIIA (Rowland, Rodriguez, 2014), Австралии (Xiao et al., 2020), а также в Сибири (Grazhdankin et al., 2008) и на Урале (Гражданкин и др., 2007; Марусин и др., 2011). Как и эдиакарские "мягкотелые", характерные представители миаохенской биоты приурочены к постшурамским отложениям, в которых отсутствуют ассоциации раннеэдиакарских акантоморф. В этой статье мы сообщаем о новом местонахождении некоторых таксонов миаохенской биоты в дошурамских отложениях уринской свиты Сибири, где эти макрофоссилии находятся в тесной ассоциации с широко известной уринской акантоморфной биотой доушаньтуо-пертататакского типа (Sergeev et al., 2011; Moczydłowska, Nagovitsin, 2012; Воробьева, Сергеев, 2018).

# ПАТОМСКИЙ БАССЕЙН И ВОЗРАСТ ЕГО ОТЛОЖЕНИЙ

Патомский бассейн, обрамляющий южную окраину Сибирского кратона (рис. 1а), был сформирован после распада суперконтинента Родиния в конце неопротерозоя (Sovetov, 2002; Метелкин и др., 2012; Powerman et al., 2015). Нижняя часть терригенно-карбонатных отложений этого бассейна выделена в мощный (более 6 км) патомский комплекс, который включает снизу вверх: баллаганахскую, дальнетайгинскую и жуинскую серии (Чумаков и др., 2007). В основании дальнетайгинской серии. без признаков длительного стратиграфического перерыва, залегает большепатомский гляциогоризонт, представленный мощной (около 1 км) толщей диамиктитов, которые традиционно сопоставляются с оледенением Марино (635 млн лет) (Чумаков и др., 2013; Чумаков, 2015). Однако возраст большепатомских диамиктитов, как и всей дальнетайгинской серии, в настоящее время остается дискуссионным (Рудько и др., 2020). Данные бассейнового анализа (Петров, 2018а, 2018б) в сумме с палеонтологическими данными (Леонов, Рудько, 2012; Воробьева, Петров, 2020) и отчасти с данными δ<sup>13</sup>С (Рудько и др., 2017; Петров, Покровский, 2020) предполагают более молодой (<580 млн лет) возраст дальнетайгинских отложений и вместе с тем вендский (эдиакарский) возраст всего патомского комплекса. Недавно полученные Pb-Pb изохронные датировки по высокостронциевым известнякам дальнетайгинской серии, равные  $581 \pm 16$  и  $575 \pm 20$  млн лет (баракунская и каланчевская свиты соответственно), не противоречат такому предположению (Rud'ko et al., 2021). В этой интерпретации мощные толщи баллаганахской и дальнетайгинской серий составляют единый терригенно-карбонатный трансгрессивно-регрессивный цикл, последовательность которого во время наиболее интенсивного погружения ложа бассейна была нарушена эвстатическим падением уровня моря, связанным с большепатомским ледниковым эпизодом. Во время ледникового максимума эрозия затронула лишь внешние области Патомского бассейна, тогда как во внутренней глубоководной области осадконакопление, очевидно, оставалось непрерывным.

Постгляциальные отложения дальнетайгинской серии на Уринском поднятии представлены последовательностью баракунской, уринской и каланчевской свит (Чумаков и др., 2013). В этой последовательности мощностью более 2 км выделяются два терригенно-карбонатных цикла второго порядка: нижний баракунский и верхний уринско-каланчевский (Петров, 2018б). В более мористой части бассейна последний замещается относительно однородной и существенно более глинистой толщей валюхтинской свиты (рис. 16). В песчаниках нижней части баракунской свиты присутствуют отпечатки вендских ископаемых Beltanelloides sorichevae Sokolov (Леонов, Рудько, 2012), по современной систематике относимые к Beltanelliformis brunsae Menner (Ivantsov et al., 2014). В составе акантомофных биот уринской и баракунской свит содержатся таксоны, характерные для верхних двух зональных комплексов Австралии и Китая (см. Воробьева, Петров, 2020).

Дальнетайгинская серия с размывом перекрывается глинисто-карбонатной толщей жуинской серии, в последовательности которой наблюдается значительный по амплитуде (до -11.9%) и продолжительности (более 800 м разреза) отрицательный экскурс  $\delta^{13}$ С (EN3, рис. 16), соответствующий глобальной аномалии Шурам (Melezhik et al., 2005, 2009; Покровский и др., 2006а, 2006б; Покровский, Буякайте, 2015), которая, по последним данным, началась сразу после 571 млн лет (Canfield et al., 2020) или 574  $\pm$  4.7 млн лет (Rooney et al., 2020). Эта аномалия также прослеживается во внутренних районах Сибирской платформы в верхней части непского горизонта (Кочнев и др., 2018). Несогласие в основании жуинской серии является главной секвентной границей Патомского бассейна (Петров, 2018б) и представляет собой эрозионную поверхность без признаков углового несогласия, но с хорошо выраженными эрозионными врезами амплитудой до 100 м. Эрозионный рельеф в самом начале жуинского времени был нивелирован песчаными осадками, которые сейчас представляют локально распространенную базальную пачку никольской свиты (Чумаков и др., 2013). Эта пачка мощностью до 80 м ранее некоторыми исследователями выделялась в куллекинскую свиту (Бобров, 1964, 1979; Колосов, 1975). Очевидно, эрозия и последующее заполнение рельефа осадками явилось следствием кратковременного, но значительного по амплитуде падения и подъема уровня моря. Такие флуктуации могли быть вызваны тектонической перестройкой бассейна (цикличность 3-го порядка, длительностью 0.5-3.0 млн лет; Cloetingh et al., 1985) или имели гляциоэвстатическую природу, сходную по амплитуде и продолжительности с последним ледниковым событием позднего плейстоцена (Lambeck et al., 2014). В кровле жуинская серия ограничена подобной эрозионной поверхностью и перекрыта терригенно-карбонатными отложениями трехверстной серии в составе жербинской и тинновской свит (рис. 1б) (Чумаков и др., 2013). Глинисто-карбонатные породы верхней части тинновской свиты содержат мелкораковинную фауну зоны Anabarites trisulcatus немакит-далдынского яруса верхнего венда (Хоментовский и др., 2004), а в вышележащей нохтуйской свите появляется многочисленная фауна зоны Nochoroicyathus sunnaginicus томмотского яруса нижнего кембрия (Хоментовский и др., 2004; Кочнев, Карлова, 2010). Таким образом, в осадочной последовательности



Рис. 1. Регион изучения (а) и местоположение анализируемых ископаемых организмов в вендских (эдиакарских) отложениях Уринского поднятия (б).

Изотопно-геохимические данные приведены по (Pelechaty, 1998; Покровский, Буякайте, 2015; Рудько и др., 2017; Петров, Покровский, 2020), стратиграфия по (Чумаков и др., 2013; Петров, 2018а, 2018б), палеонтологические данные по (Sergeev et al., 2011; Moczydłowska, Nagovitsin, 2012; Леонов, Рудько, 2012; Воробьева, Петров, 2020; Хоментовский и др., 2004; Кочнев, Карлова, 2010). Принятые сокращения: серии: Bl – баллаганахская, Dt – дальнетайгинская, Zu – жуинская, Tr – трехверстная; свиты: bp – большепатомская, br – баракунская, ur – уринская, kl – каланчевская, vl – валюхтинская, nk – никольская, сп – ченченская, zr – жербинская, tn – тинновская, nh – нохтуйская; € – кембрий, O – ордовик. EN3 – отрицательная аномалия  $\delta^{13}$ C Шурам. Anabarites trisulcatus и Nochoroicyathus sunnaginicus (Aldanocyathus sunnaginicus): зоны немакит-далдынского яруса венда и нижнего кембрия (по Российской и Международной стратиграфическим шкалам соответственно).

всего патомского комплекса, по крайней мере во внутренних частях бассейна, не наблюдается каких-либо стратиграфически значимых перерывов, а возраст палеонтологически охарактеризованных отложений дальнетайгинской серии ограничен интервалом 580—570 млн лет.

# МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Основной палеонтологический материал получен из верхней части уринской свиты, вскрытой на правом берегу р. Ура в 5.5 км выше устья (GPS: 60.26753° с.ш., 117.10835° в.д.) (рис. 16). Небольшая часть образцов была отобрана из средней части разреза свиты, расположенного в верхнем течении р. Ура, выше устья р. Улахан-Илигир (GPS: 60.40280° с.ш., 117.35112° в.д.). Особенностью уринских алевро-аргиллитов является повсеместно выраженная концентрическая и неупорядоченная линейная отдельность, ориентированная под разными углами к осадочным поверхностям, что создавало серьезные трудности при препарировании макрофоссилий. Так, во многих случаях экземпляры макрофоссилий были потеряны в результате самопроизвольного (без механического воздействия)

разрушения образца при его повторном смачивании. С целью предотвращения разрушения образцов, особенно при изготовлении шлифов, использовалась горячая пропитка эпоксидной смолой.

Препарирование образцов и изучение макрофоссилий проводили под бинокулярным микроскопом МБС-9. Макросъемку фоссилий осуществляли при обработке поверхностей пород глицерином. Изучение микроструктур и микросъемку выполняли в проходящем и отраженном свете, а также при УФ-флюоресценции с помощью микроскопа Zeiss REM 5 и микроскопа Zeiss Axio Imager A1, оснащенного цифровой камерой Axio-CamMRc-5, Carl Zeiss, Германия. Метод флюоресценции был использован при изучении органических (высокоуглеродистых) микроостатков в шлифах, изготовленных с применением канадского бальзама. При возбуждении ультрафиолетовым излучением канадский бальзам и кварц-алюмосиликатный матрикс алевритистых аргиллитов флюоресцируют равномерным свечением, благодаря чему на их фоне становятся видны нефлюоресцирующие органические остатки и их тонкая микроструктура, не различимая в проходящем свете. Палеонто-

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

том 30 № 1 2022

логический материал хранится в Геологическом институте РАН (г. Москва), коллекция № 14801.

# ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ И ОРГАНИЧЕСКИЕ МАКРОФОССИЛИИ УРИНСКОЙ СВИТЫ

Обстановки осадконакопления Уринского бассейна. Существенно алеврит-глинистые осадки уринской свиты накапливались в глубоководных (ниже базиса штормовых волн) обстановках на пологом (около 1°) гомоклинальном рампе с повсеместным развитием поверхностных (не более первых десятков сантиметров мощности) оползней и грязевых потоков, инициированных сейсмическим воздействием (Петров, 2018б). В разрезе количество деформированных осадочных слоев нередко достигает 90%. Предполагается, что такой необычный для подобных очень пологих глинистых рампов потоково-оползневой характер седиментации был связан с интенсивными процессами метаногенеза в донных слоях. Такой вывод подтверждается С-изотопными данными для раннедиагенетического аутигенного карбоната (Петров, Покровский, 2020). Значительная часть тонкозернистой силикокластики в уринской свите, очевидно, имеет эоловое происхождение, что согласуется с характерным гранулометрическим спектром, а также с текстурными и минералогическими особенностями уринских осадков (Петров, 2018б). Заметное количество эолового материала, в свою очередь, предполагает аридизацию климата того времени. Небольшая доля аллотигенного карбоната в алевритистых аргиллитах уринской свиты была связана с волновой эрозией карбонатной платформы во внешней части бассейна, которая в каланчевское время распространилась по всей территории Уринского поднятия. К проградационному фронту этой платформы приурочен наиболее богатый тафоценоз уринских акантоморф, хотя обедненные ассоциации этой микробиоты были встречены на различных уровнях разреза в дистальных бассейновых фациях (Воробьева, Петров, 2020).

Органический детрит в уринских отложениях. Помимо микрофоссилий, в уринских аргиллитах широко распространены органические макроостатки в виде мелкоразмерного (1–10 мм) детрита и протяженных (до 10 см), иногда структурированных фрагментов (пленок) (рис. 2а, 2б). Такие фрагменты сохраняли целостность при переносе внутри оползневых и даже потоковых слоев (Петров, 2018б). Подобные в различной степени деформированные, но сохранявшие до определенной степени гибкость и пластичность пленки известны из отложений различного возраста и обычно интерпретируются как остатки бентосных микробных матов (Schieber, 1999, 2007; Simonson, Carney, 1999). Однако в отличие от бесформенных и обычно бесструктурных фрагментов микробных матов, некоторые уринские фрагменты имеют определенные повторяющиеся формы с четкими границами и в различной степени выраженное внутреннее строение, отличное от микробиальных структур. Среди мелкоразмерного детрита распространены пленки овальной или конусовидной формы, а среди крупных фрагментов – протяженные ленты с ровными краями. Внутренние структуры некоторых фрагментов, наблюдаемые в шлифах, также заметно отличаются от типичных сгустковых или гребенчато-слоистых микробиальных структур. Наблюдаемые структуры состоят из прямых четко обособленных, параллельно ориентированных пленок либо переплетающихся нитей или волокон микронной размерности (рис. 2в-2д). В косом сечении некоторых наименее деградировавших лентовидных фрагментов наблюдаются хорошо выдержанные волокнистоподобные структуры (рис. 2е). Структуры сильно деградировавших фрагментов состоят из серий сближенных пленок, схожих в поперечном сечении со структурами микробных матов, однако в отличие от них они имеют выдержанную толщину и более четкие внешние границы. Очевидно, большая часть захороненного детрита подверглась значительной анаэробной бактериальной деструкции с образованием сингенетичного фрамбоидального пирита, количество которого в целом пропорционально степени деградации наблюдаемых биогенных структур (рис. 2ж, 2з).

Таким образом, заметная часть органического детрита в уринской свите принадлежала неким организмам или колониальным образованиям, которые по составу и своей организации отличались от матформирующих микробных сообществ. Остатки таких организмов являлись детритобразующим компонентом в тонкозернистых уринских осадках.

Макрофоссилии уринской свиты. В верхней части свиты, в слоях с хорошо известной уринской акантоморфной микробиотой (Sergeev et al., 2011; Moczydłowska, Nagovitsin, 2012) были обнаружены макроскопические представители миаохенской биоты (табл. I, II). В тафоценозе доминируют закрученные по спирали лентовидные образования Liulingjitaenia alloplecta Chen et Xiao. Прямые, узкие (обычно 2–3 мм) и строго выдержанные по ширине ленты не имеют ни начала, ни конца. В типовом местонахождении – миаохенской биоте Китая – максимальная протяженность таких лент достигает 15-20 см (Xiao et al., 2002). Максимальная длина лент в нашем материале составляет около 8 см. Обычно наблюдаются многочисленные скопления из ориентированных в одном направлении экземпляров (табл. I, фиг. 1-6). Морфологическое строение анализируемых макрофоссилий дискуссионно. По мнению одних исследователей, эти формы представляли собой плотный пучок нитей, закрученный по спирали (Chen, Xiao, 1992; Ye et al., 2017; Xiao et al., 2020). Наглядным



**Рис. 2.** Форма и структура крупноразмерного органического детрита в алевро-аргиллитах уринской свиты. а, б – сечения крупных обрывков пленок на поверхности оползневых слоев; в – поперечное сечение оползневого слоя (нижняя часть фотографии) и грязевого потока (верхняя часть); г, д – структуры детрита, захороненного внутри оползневого слоя; е – прерывисто-штриховатая волокнистоподобная структура лентовидного фрагмента Liulingjitaenia alloplecta в косом продольном сечении; ж, з – деградировавшие фрагменты детрита с выделениями сингенетичного фрамбоидального пирита. Шлифы в проходящем свете (в, г) и флуоресцентном свечении при возбуждении ультрафиолетовым излучением (e-з).

примером внешнего вида таких форм является обычная толстая веревка. В иной интерпретации они имели форму полой многократно закрученной трубки с множеством спиралевидных скла-

док смятия, которые лишь имитировали нитчатое строение стенки трубки (Steiner, 1994; Xiao et al., 2002). Однако из анализа уринских фитолейм, сохраненных одновременно на подошве и кровле

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

том 30 № 1 2022



**Рис. 3.** Реконструкция фрагмента колонии Liulingjitaenia alloplecta (а) и фрагмент отпечатка ленты, иллюстрирующий изменение направления завивания (б).

Прямыми стрелками показаны участки, на которых происходило изменение направления завивания ленты (с правого на левое, с левого на правое).

одного и того же слоя (табл. І, фиг. 1), следует, что эти организмы имели скорее форму свернутой в объемную спираль ленты, чем пучка спирально закрученных нитей или спирально закрученной цилиндрической трубки. В максимально закрученных экземплярах витки спирали могли смыкаться, образуя подобие закрученного пучка нитей, а стыки витков могли имитировать полую сильно закрученную трубку. Вместе с тем в пределах одного и того же экземпляра нередко наблюдается изменение направления завивания ленты. Различные участки одной и той же ленты были завернуты в разные стороны (рис. 3а, 3б). Кроме того, отдельные части спирали могли быть развернуты в плоскую синусоидально изгибающуюся "меандрирующую" ленту (табл. І, фиг. 2, верхняя часть фотографии). Среди скоплений уринских Liulingjitaenia можно наблюдать различные формы этих организмов в зависимости от характера и степени закручивания лент. Однако в изученном материале заметно преобладают ленты, закрученные преимущественно в одном направлении, либо вправо, либо влево. Ленты Liulingjitaenia alloplecta имеют неясно выраженную волокнистую микроструктуру, на фоне которой выделяются четко обособленные нити различной толщины от 10 до 50 мкм (табл. I, фиг. 5, 7, 8). Некоторые нити образованы цепочками шаровидных агрегатов, представляющих вторичные выделения фрамбоидального пирита (табл. I, фиг. 9). Все нити изгибаются по спирали, подчеркивая каркас всей спиралевидной конструкции.

Предложенная нами интерпретация следует из наблюдения упомянутых нитевидных структур в парных отпечатках. При механическом разделении слоя компрессия ископаемого организма может быть разделена на две половины – нижнюю и верхнюю. В нашем случае нитевидные структуры в парных отпечатках оказываются зеркально симметричными, а значит, на подошве и кровле слоя наблюдаются разделенные слои нитей и нижней, и верхней частей лентовидной спирали. Поперечные или косые сечения лент, состоящих из нескольких слоев нитей, также наблюдаются в шлифах (рис. 2е). Косвенным подтверждением такой изначальной формы Liulingjitaenia alloplecta является хорошо выдержанная линейность фитолейм на всем их протяжении. Лента, закрученная в спираль, как и трубка, является наиболее устойчивой к изгибам по всем направлениям. Однако в отличие от трубки такая лента является гибкой. причем не только на изгиб, но и на растяжение. После снятия нагрузки лента без деформаций возвращалась в исходное состояние. Вероятно, такое строение способствовало усилению конструкции узкого и тонкого, но очень протяженного тела, что могло быть востребовано в условиях турбулентной среды.

Многочисленные одномоментно захороненные скопления L. alloplecta свидетельствуют о колониальном образе жизни этого вида. В скоплениях-колониях отдельные индивидуумы росли в одном направлении и пересекались друг с другом под очень небольшим (менее 5°) углом, образуя рыхлые сплетения (рис. 3). Края соприкасающихся спиралей фиксировали конструкцию колонии. По этой причине при переносе они не распадались, а перенесенные и захороненные их фрагменты представляли прижизненную организацию таких колоний. В ископаемом материале

Таблица I. Liulingjitaenia alloplecta M. Chen et Xiao, 1992.

<sup>1, 2, 8 –</sup> экз. ГИН № 14801-20024-1: 2, 8 – увеличенные фрагменты; 3–5, 7, 9 – экз. ГИН № 14801-20009-1: 4, 5, 7, 9 – увеличенные фрагменты; 6 – экз. ГИН № 14801-20017-1. Все экземпляры происходят из уринской свиты.



СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 30 № 1 2022

не выявлены органы прикрепления этих организмов, что может указывать на свободно плавающий или свободно стелящийся по дну стиль их обитания. Отсутствие определимых остатков Liulingjitaenia в глубоководных дистальных частях бассейна могло быть связано как с прибрежными (сублиторальными) обстановками обитания, так и с различными условиями их захоронения. Приуроченность микро- и макроскопических ископаемых организмов к одним и тем же узким фациальным зонам Уринского бассейна указывает на приуроченность тех и других к одной и той же биофации и в то же время предполагает ведущую роль тафономии в фациальном распределении тех и других ископаемых сообществ (Воробьева, Петров, 2020).

Другим представителем миаохенской биоты является Jiuqunaoella simplicis Chen (табл. II, фиг. 6). Эти червеподобные организмы были встречены только на одной поверхности, хотя их предполагаемые небольшие (первые миллиметры) фрагменты иногда присутствуют среди обильного углистого детрита в различных слоях разреза вместе с богатыми ассоциациями уринских акантоморфных акритарх. Обнаруженные экземпляры представляют собой компрессии трубчатых организмов длиной менее 1 см с замкнутыми, обычно завернутыми окончаниями и редкими поперечными складками вероятного смятия.

Помимо Liulingjitaenia и Jiuqunaoella, в уринских отложениях были обнаружены разнообразные "сегментированные" лентовидные отпечатки. описанные нами как Gen. et sp. indet. 1 (табл. II, фиг. 1-3) и Gen. et sp. indet. 2 (табл. II, фиг. 4, 5). По форме и размерным характеристикам их нельзя отнести к каким-либо известным таксонам, а количество и качество материала не позволяют описывать новые таксоны. Представители Gen. et sp. indet. 1 имеют некоторое отдаленное сходство с Calyptrina Sokolov (Соколов, 1965; Xiao et al., 2002; Ye et al., 2017), a Gen. et sp. indet. 2 с более древними протерозойскими ископаемыми Protoarenicola Wang (Wang, 1982). И, наконец, в уринских отложениях, среди обильного органического детрита на поверхностях слоев, широко распространены углистые пленки правильных овальных очертаний, отнесенные к Tawuia dalensis Hofmann (табл. II, фиг. 8–10), а также компрессии конусовидной формы (табл. II, фиг. 7). Эти фоссилии, в отличие от описанных выше, встречаются по всему разрезу уринской свиты.

Морфологическое подобие и предполагаемая биологическая природа Liulingjitaenia и Jiuqunaoella. Отсутствие клеточных микроструктур и данных по биомаркерам позволяют интерпретировать биологическое родство этих макроскопических ископаемых организмов лишь на основе общей сравнительной морфологии. Впервые описавшие род Liulingjitaenia M. Chen и Z. Xiao (1992) сопоставили анализированные формы с цианобактериями. Этой точки зрения также придерживался М. Steiner (1994). Он относил эти фоссилии к очень большим колониям цианобактерий. Позднее, S. Xiao с соавторами (2002) предположили, что вероятными морфологическими аналогами Liulingjitaenia являются сифоновые зеленые водоросли. В настоящее время род Liulingjitaenia относят к макрофитам (Xiao et al., 2020), хотя некоторые авторы не исключают их цианобактериальной природы (Ye et al., 2017). Действительно, колонии цианобактерий способны к самоорганизации, иногда продуцируя упорядоченные макроструктуры (Sim et al., 2012; Сумина, Сумин, 2013). Однако трихомы цианобактерий, особенно когда они находятся в скоплениях, за редкими исключениями, окружены плотным общим чехлом из полисахаридной слизи. Такой чехол выполняет защитную функцию как для клеток отдельно взятого трихома, так и для всей колонии, при этом его сохранность в ископаемом состоянии заметно выше, чем у самих клеток. У Liulingjitaenia каких-либо признаков существования такого чехла нет; наблюдаются лишь остатки параллельно ориентированных нитей среди небольшого количества диффузного органического вещества между ними. Сказанное не позволяет рассматривать эти ископаемые как вероятные остатки аномально крупных колоний нитчатых цианобактерий, которые не продуцировали внеклеточные полимеры и вместе с тем имели нехарактерный для цианобактерий весьма сложный уровень организации.

Liulingjitaenia alloplecta имеет морфологическое сходство с некоторыми позднеэдиакарскими и раннепалеозойскими формами, в частности с поздневендским—раннекембрийским таксоном Harlaniella Sokolov. А. Иванцов (2013) указывает на морфологическое сходство между Liulingjitaenia alloplecta и выделенным им видом Harlaniella ingriana Ivantsov, предполагая, что L. alloplecta представляет собой лишь тафономическую разновидность не заполненной осадком трубки H. ingriana.

Наиболее близким по морфологии и размерам к Liulingjitaenia является кембрийский монотипо-

Таблица II. Макрофоссилии уринской свиты.

<sup>1–3 –</sup> Gen. et sp. indet. 1: 1, 2 – экз. ГИН № 14801-20012-1; 3 –экз. ГИН № 14801-20012-2; 4, 5 – Gen. et sp. indet. 2, экз. ГИН № 14801-20018-1; 6 – Jiuqunaoella simplicis Chen, 1991: экз. ГИН № 14801-20014-1; 7 – углефицированная пленка конусовидной формы, экз. ГИН № 14801-17140-1; 8–10 – Таwuia dalensis Hofmann, 1979: 8 – экз. ГИН № 14801-17148-1; 9 – экз. ГИН № 14801-17148-2; 10 – экз. ГИН № 14801-20019-1. Все экземпляры происходят из уринской свиты.



вой род Fuxianospira Chen et Zhou. Хотя этот таксон описывается как единое спирально-закрученное тело, у нескольких продемонстрированных экземпляров Fuxianospira gyrata видны фрагменты "закрученных" нитевидных структур (например, Wang et al., 2021, figs. 4-С, 5-А(S1)). Такие структуры аналогичны L. alloplecta. Первоначально Fuxianospira была описана как макроводоросль (Chen, Zhou, 1997), а позже была интерпретирована как возможный копролит (Steiner et al., 2005). Последующий детальный анализ этих фоссилий не выявил каких-либо характерных признаков копролита и позволил отнести Fuxianospira, как и Liulingjitaenia, к сифоновым водорослям (LoDuca et al., 2015; Wang et al., 2021). Цитированные авторы сравнивают Fuxianospira с кладофоровой зеленой водорослью Chaetomorpha, "волокнисто-скрученная" структура которой образована рядами спирально расположенных микрофибрилл внутри целлюлозной клеточной стенки.

Макрофоссилии другого эдиакарского рода Jiuqunaoella изначально были интерпретированы как остатки червеподобных животных (Chen, Xiao, 1991; Ding et al., 1996), а позже были также отнесены к макрофитам (Xiao et al., 2002). Слабо выраженная поперечная фрагментация на отпечатках Jiuqunaoella представляет собой складки сжатия цилиндрического тела. Эти макрофоссилии были интерпретированы как остатки трубкообразного организма, по морфологии близкого к некоторым видам ценоцитных зеленых водорослей (Xiao et al., 2002). Таким образом, идентифицированные углеродистые компрессии уринской свиты имеют макроводорослевую природу. Эти фоссилии также имеют своих морфологических аналогов и в вышележащих постшурамских и нижнекембрийских слоях.

# ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

## Род Jiuqunaoella Chen in M. Chen et Xiao, 1991 emend. Xiao, Yuan, Steiner et Knoll, 2002

#### Jiuqunaoella simplicis Chen in M. Chen et Xiao, 1991 emend. Xiao, Yuan, Steiner et Knoll, 2002

Табл. II, фиг. 6

Jiuqunaoella simplicis Chen: Chen, Xiao, 1991, p. 320, pl. 5, fig. 6, pl. 6, figs. 1, 2; Chen et al., 1994, p. 396–397, pl. 4, figs. 7–9; Ding et al., 1996, p. 112, pl. 32, fig. 5; pl. 33, figs. 1, 4, 10; pl. 34, fig. 11; Xiao et al., 2002, p. 363, figs. 7.2–7.4, 8.1; Yuan et al., 2002, p. 61, fig. 69; Гражданкин и др., 2007, с. 75, фиг. 2ж, 23; Ye et al., 2017, p. 31, figs. 19A–19E; Bykova et al., 2020, p. 3, fig. 1A.

Vendotaenia sp.: Yuan et al., 1995, p. 98, pl. 2, fig. 9.

Jiuqunaoella convoluta Li: Ding et al., 1996, p. 112, pl. 33, figs. 2, 3.

Jiuqunaoella minia Li: Ding et al., 1996, p. 112–113, pl. 32, fig. 6. Jiuqunaoella sp.: Ding et al., 1996, pl. 34, fig. 6.

О п и с а н и е. Углефицированные лентовидные структуры, сохранившиеся на поверхности напластования пород. Ленты длинные, гладкие, изогнутые, замкнутые с одного конца. Окончания вытянуто-закругленные, с редкими поперечными складками смятия. Наблюдаемая длина лент до 35 мм. Ширина лент постоянная по всей длине (1.1–1.2 мм), сужается лишь к окончаниям до 0.5–0.7 мм.

Распространение. Китай, верхняя часть формации Доушаньтуо, пачка Миаохе, эдиакарий. Россия: Восточно-Европейская платформа, лямицкая свита, верхний венд; Сибирская платформа, хатыспытская свита, верхний венд; Байкало-Патомское нагорье, уринская свита, венд.

Материал. Два неполных экземпляра.

#### Род Liulingjitaenia M. Chen et Xiao, 1992

#### Liulingjitaenia alloplecta M. Chen et Xiao, 1992

Табл. І, фиг. 1–9

Liulingjitaenia alloplecta Chen et Xiao: 1992, p. 515, pl. 1, figs. 1–4; Гражданкин и др., 2007, с. 76, фиг. 3e; Wang et al., 2007, p. 833, pl. 2, figs. 2–5; Марусин и др., 2011, с. 661, фиг. 26; Wang et al., 2014, p. 971, figs. 4g, 4h; Ye et al., 2017, p. 35, figs. 21A–21H.

Eoscytosiphon longitubulosum Ding: Ding et al., 1996, p. 88, pl. 22, figs. 3, 6.

Liulingjitaenia alloplecta Chen et Xiao, emend. Steiner: Xiao et al., 2002, p. 362, figs. 6.7–6.9, 6.12–6.13 (и синонимика в этой роботе); Yuan et al., 2002, p. 62, figs. 71, 72.

Problematicum type B: Hofmann, Mountjoy, 2010, p. 1315, fig. 7E.

Liulingjitaenia alloplecta: An et al., 2015, p. 248, fig. 4h.

О п и с а н и е. Длинные узкие ленты, сохранившиеся на поверхности напластования в виде углеродистых компрессий. Ленты прямые или слегка изогнутые, скрученные в косо-поперечном направлении. Скручивание ленты плотное, до 8 витков на 1 см длины. Ширина лент от 1 до 3.5 мм, выдержанная по всей длине. Окончание лент не наблюдается. Длина фрагментов до 8 см. Ленты состоят из продольно ориентированных тонких (10–30 мкм) нитей (табл. I, фиг. 5, 7–9).

Замечания. В первоначальном диагнозе M. Chen и Z. Xiao (1992) описывали Liulingjitaenia alloplecta как длинное слоевище, имеющее спиралевидную форму и состоящее из продольных нитей. Позже диагноз был исправлен, и L. alloplecta описывалась как узкие ленточные отпечатки изначально трубчатых, мембранных организмов или колоний организмов со спиральными складками, образованными скручиванием (Steiner, 1994; Xiao et al., 2002). Впоследствии большинство исследователей вернулись к оригинальному диагнозу M. Chen и Z. Xiao (1992) (Hofmann, Mountjoy, 2010; Xiao et al., 2013, 2020; Ye et al., 2017). Наш материал показывает, что организм представлял собой не закрученный цилиндр, а ленту, завернутую в объемную спираль. Лента образована тонкими нитями-волокнами, ориентированными вдоль линии роста. Такое строение тела наиболее близко к первоначальному диагнозу Liulingjitaenia (Chen,

Xiao, 1992), в котором пучки нитей, а не складки трубки создают характерную текстуру фитолейм.

Распространение. Южный Китай: провинция Хубэй, верхняя часть формации Доушаньтуо, пачка Миаохе, эдиакарий; провинция Гуйчжоу, верхняя часть формации Доушаньтуо, биота Венхуэй, эдиакарий. Канада, Британская Колумбия, верхняя часть группы Миетте, эдиакарий. Россия: Средний Урал, перевалокская свита, верхний венд; Сибирская платформа, хатыспытская свита, верхний венд; Байкало-Патомское нагорье, уринская свита, венд.

Материал. Более 30 экземпляров.

#### Gen. et sp. indet. 1

#### Табл. II, фиг. 1-3

О п и с а н и е. Фрагменты изогнутых лент, сохранившихся в виде рельефных отпечатков узких выпуклых гребней, образованных на месте глубоких складок тела организма, и органического вещества между ними. Боковая кромка ленты извилистая. Длина неполных фрагментов до 30 мм. Ленты выдержаны по ширине от 2 до 2.5 мм и лишь у окончаний сужаются до 1 мм. Гребни ланцетовидной формы, шириной в средней части 0.7—1 мм. Они не всегда пересекают ленту по всей ее ширине и часто достигают лишь трети или половины ширины отпечатка. Относительно линейно вытянутого организма гребни расположены под углом 90°. Интервалы между гребнями 0.4—0.9 мм.

С р а в н е н и е. От рода Calyptrina Sokolov, 1967 они отличаются меньшими размерами, отсутствием характерной для этого рода структуры трубок в виде сложенных друг в друга воронок.

Распространение. Россия, Байкало-Патомское нагорье, уринская свита, венд.

Материал. Два неполных экземпляра.

#### Gen. et sp. indet. 2

#### Табл. II, фиг. 4, 5

Описание. Фрагменты организма, сохранившиеся в виде сегментированных углеродистых лентовидных компрессий на поверхности напластования пород. Ленты гладкостенные, жесткие, прямые, плавно закругленные с одного конца. Наблюдаемая длина фрагментов 15 и 25 мм, ширина постоянная по всей длине (1.2—1.5 мм) и сужается только к окончаниям до 0.5—0.9 мм. Длина сегментов неравномерная от 0.8 до 2.2 мм. В местах соединения сегментов внешний контур лент слегка пережат. Межсегментные перетяжки прямые и четкие.

Сравнение. От рода Protoarenicola Wang, 1982, emend. Dong et al., 2008 описываемые экземпляры отличаются более редкой сегментацией и отсутствием терминальных дисков.

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Распространение. Россия, Байкало-Патомское нагорье, уринская свита, венд.

Материал. Два неполных экземпляра.

# ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В нижневендских (дошурамских, 580–570 млн лет) тонкозернистых силикокластических отложениях уринской свиты, вместе с богатыми ассоциациями акантоморфных акритарх, были обнаружены углефицированные макрофоссилии, характерные для более молодой постшурамской (<570 млн лет) миаохенской биоты. Среди уринских макрофоссилий определены виды Liulingjitaenia alloplecta и Jiuqunaoella simplicis, наряду с которыми были обнаружены неидентифицированные "сегментированные" лентовидные отпечатки, а также углистые компрессии, соответствующие диагнозу Tawuia dalensis.

В уринской свите наиболее распространены протяженные лентовидные остатки L. alloplecta, которые при жизни имели форму спирально свернутых лент. Такие организмы формировали крупные плавающие или свободно стелящиеся по дну колонии. состояшие из ориентированных в одном направлении индивидов. Большая часть уринских макрофоссилий была представлена макрофитами, которые являлись заметным детритообразующим компонентом палеобассейна. Вместе с эукариотным микрофитопланктоном этот детритообразующим основную часть захороненного в осадках органического вещества. Обнаруженные в уринской свите макрофиты сосуществовали с раннеэдиакарской микробиотой, очевидно составляя вместе с ней единую экосистему, которая была образована незадолго до Шурамского события и была существенно преобразована после него.

**Благодарности.** Авторы благодарны Д.В. Гражданкину, Е.Ю. Голубковой и М.А. Федонкину за ценные замечания и предложения, позволившие улучшить статью, а также Г.С. Феофанову за всестороннюю помощь в подготовке и проведении полевых работ.

Источники финансирования. Исследования проведены при поддержке гранта РФФИ 19-05-00155 и РНФ 20-77-10066.

**Конфликт интересов.** Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Бобров А.К.* Геология Предбайкальского краевого прогиба. М.: Наука, 1964. 228 с.

Бобров А.К. Стратиграфия и палеогеография отложений верхнего докембрия Южной Якутии. Якутск: Якутское книжное издательство, 1979. 128 с.

Воробьева Н.Г., Петров П.Ю. Микробиота баракунской свиты и биостратиграфическая характеристика дальнетайгинской серии: ранний венд Уринского под-

том 30 № 1 2022

нятия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 4. С. 26–42.

https://doi.org/10.31857/S0869592X20040109

Воробьева Н.Г., Сергеев В.Н. Stellarossica gen. nov. и инфрагруппа Keltmiides infragr. nov.: аномально крупные акантоморфные акритархи венда Сибири и Восточно-Европейской платформы // Палеонтол. журн. 2018. № 5. С. 91–100.

https://doi.org/10.1134/S0031031X18040141

*Гражданкин Д.В., Наговицин К.Е., Маслов А.В.* Миаохенская экологическая ассоциация позднего венда Восточно-Европейской платформы // Докл. АН. 2007. Т. 417. № 1. С. 73–78.

*Иванцов А.Ю.* Новые данные о поздневендских проблематических ископаемых рода Harlaniella // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013. Т. 21. № 6. С. 25–34. https://doi.org/10.7868/S0869592X13060069

Колосов П.Н. Стратиграфия верхнего докембрия юга Якутии. Новосибирск: Наука, 1975. 156 с.

*Кочнев Б.Б., Карлова Г.А.* Новые данные по биостратиграфии немакит-далдынского яруса венда юга Сибирской платформы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 5. С. 28–41.

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

Леонов М.В., Рудько С.В. Находка вендских фоссилий в отложениях дальнетайгинской серии Патомского нагорья // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. Т. 20. № 5. С. 96–99.

https://doi.org/10.31857/S0024497X20030052

*Марусин В.В., Гражданкин Д.В., Маслов А.В.* Редкинский этап эволюции вендских макрофитов // Докл. АН. 2011. Т. 436. № 5. С. 658–664.

Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю. Тектоническая эволюция Сибирского палеоконтинента от неопротерозоя до позднего мезозоя: палеомагнитная запись и реконструкции // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 7. С. 883–899.

https://doi.org/10.1016/j.rgg.2012.05.006

Петров П.Ю. Постледниковые отложения дальнетайгинской серии: ранний венд Уринского поднятия Сибири. Сообщение 1. Баракунская свита // Литология и полезн. ископаемые. 2018а. № 5. С. 459–472.

https://doi.org/10.31857/S0869592X20040109

Петров П.Ю. Постледниковые отложения дальнетайгинской серии: ранний венд Уринского поднятия Сибири. Сообщение 2. Уринская и каланчевская свиты и история бассейна // Литология и полезн. ископаемые. 2018б. № 6. С. 521–538.

https://doi.org/10.1134/S0024497X18060083

Покровский Б.Г., Буякайте М.И. Геохимия изотопов С, О и Sr в неопротерозойских карбонатах юго-западной части Патомского палеобассейна, юг Средней Сибири // Литология и полезн. ископаемые. 2015. № 2. С. 159–186. https://doi.org/10.7868/S0024497X15010048

Петров П.Ю., Покровский Б.Г. С-изотопные свидетельства метаногенеза в осадках дальнетайгинской серии (нижний венд Патомского бассейна Сибири) // Литология и полезн. ископаемые. 2020. № 2. С. 99–112. https://doi.org/10.31857/s0024497x20020068

Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И. Изотопный состав С, О, Sr и S в позднедокембрийских отложениях патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 1. Результаты, изотопная стратиграфия и проблемы датирования // Литология и полезн. ископаемые. 2006а. № 5. С. 505–530.

Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И. Изотопный состав С, О, Sr и S в позднедокембрийских отложениях патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 2. Природа карбонатов с ультранизкими и ультравысокими значениями δ<sup>13</sup>С // Литология и полезн. ископаемые. 2006б. № 6. С. 642–654.

*Рудько С.В., Петров П.Ю., Кузнецов А.Б., Шацилло А.В., Петров О.Л.* Уточненный тренд δ<sup>13</sup>С в дальнетайгинской серии Уринского поднятия (венд, юг Средней Сибири) // Докл. АН. 2017. Т. 477. № 5. С. 590–594. https://doi.org/10.7868/S0869565217350183

Рудько С.В., Кузнецов А.Б., Петров П.Ю. Изотопный состав Sr в известняках дальнетайгинской серии Патомского бассейна: опорный разрез венда Сибири // Литология и полезн. ископаемые. 2020. № 3. С. 243–256. https://doi.org/10.31857/S0024497X20030052

Соколов Б.С. Древнейшие отложения раннего кембрия и сабеллидитиды // Всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия. Новосибирск, 1965. С. 78–91.

*Сумина Е.Л., Сумин Д.Л.* Морфогенез в сообществе нитчатых цианобактерий // Онтогенез. 2013. Т. 44. № 3. С. 203–220.

https://doi.org/10.7868/S0475145013030087

Хоментовский В.В., Постников А.А., Карлова Г.А., Кочнев Б.Б., Якшин М.С., Пономарчук В.А. Венд Байкало-Патомского нагорья (Сибирь) // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 4. С. 465–484.

*Чумаков Н.М.* Оледенения Земли: история, стратиграфическое значение и роль в биосфере. М.: ГЕОС, 2015. 160 с. (Труды ГИН РАН. Вып. 611).

Чумаков Н.М., Покровский Б.Г., Мележик В.А. Геологическая история патомского комплекса, поздний докембрий, Средняя Сибирь // Докл. АН. 2007. Т. 413. № 3. С. 379–383.

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. https://doi.org/10.7868/S0869592X13040029

An Z., Jiang G., Tong J., Tian L., Ye Q., Song H., Song H. Stratigraphic position of the Ediacaran Miaohe biota and its constraints on the age of the upper Doushantuo  $\delta^{13}$ C anomaly in the Yangtze Gorges area, South China // Precambrian Res. 2015. V. 271. P. 243–253.

https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.10.007

*Bykova N., LoDuca S. T., Ye Q., Marusin V., Grazhdankin D., Xiao S.* Seaweeds through time: morphological and ecological analysis of Proterozoic and early Paleozoic benthic macroalgae // Precambrian Res. 2020. V. 350.

https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105875

*Canfield D.E., Poulton S.W., Narbonne G.M.* Late Neoproterozoic deep-ocean oxygenation and the rise of animal life // Science. 2007. V. 315. P. 92–95.

https://doi.org/10.1126/science.1135013

*Canfield D.E., Knoll A.H., Poulton S.W., Narbonne G.M., Dunning G.R.* Carbon isotopes in clastic rocks and the Neoproterozoic carbon cycle // Am. J. Sci. 2020. V. 320. P. 97–124. https://doi.org/10.2475/02.2020.01

*Chen M., Xiao Z.* Discovery of the macrofossils in the Upper Sinian Doushantuo Formation at Miaohe, eastern Yangtze Gorges // Scientia Geol. Sinica. 1991. № 4. P. 317–324.

*Chen M., Xiao Z.* Macrofossil biota from upper Doushantuo Formation in eastern Yangtze Gorges, China // Acta Palaeontol. Sin. 1992. V. 31. P. 513–529.

*Chen J.Y., Zhou G.Q.* Biology of the Chengjiang fauna // Bull. Nat. Mus. Sci. 1997. V. 10. P. 11–106.

*Chen M., Xiao Z., Yuan X.* A new assemblage of megafossils – Miaohe biota from Upper Sinian Doushantuo Formation, Yangtze Gorges // Acta Palaeontol. Sin. 1994. V. 33. P. 391– 403.

*Cloetingh S., McQueen H., Lambeck K.* On a tectonic mechanism for regional sea level variations // Earth Planet. Sci. Lett. 1985. V. 75. P. 157–166.

https://doi.org/10.1016/0012-821X(85)90098-6

*Ding L., Li Y., Hu X., Xiao Y., Su C., Huang J.* Sinian Miaohe Biota. Beijing: Geol. Publ. House, 1996. 221 p.

*Dong L., Xiao S., Shen B., Yuan X., Yan X., Peng Y.* Restudy of the worm-like carbonaceous compression fossils Protoarenicola, Pararenicola, and Sinosabellidites from early Neoproterozoic successions in North China // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2008. V. 258. P. 138–161.

https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.05.019

Dornbos S.Q., Oji T., Kanayama A., Gonchigdorj S. A new Burgess shale-type deposit from the Ediacaran of western Mongolia // Scientific Rep. 2016. V. 6. P. 1–5.

https://doi.org/10.1038/srep23438

*Fan H., Nielsen S.G., Owens J.D., Auro M., Shu Y., Hardisty D.S., Horner T.J., Bowman C.N., Young S.A., Wen H.* Constraining oceanic oxygenation during the Shuram excursion in South China using thallium isotopes // Geobiology. 2020. V. 18. P. 348–365.

https://doi.org/10.1111/gbi.12379

*Gong Z., Kodama K.P., Li Y.-X.* Rock magnetic cyclostratigraphy of the Doushantuo Formation, South China, and its implications for the duration of the Shuram carbon isotope excursion // Precambrian Res. 2017. V. 289. P. 62–74. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.12.002

Grazhdankin D.V., Balthasar U., Nagovitsin K.E., Kochnev B.B. Carbonate-hosted Avalon-type fossils in Arctic Siberia // Geology. 2008. V. 36. P. 803–806.

https://doi.org/10.1130/G24946A.1

*Grotzinger J.P., Fike D.A., Fischer W.W.* Enigmatic origin of the largest-known carbon isotope excursion in Earth's history // Nature Geosci. 2011. V. 4. P. 285–292.

https://doi.org/10.1038/ngeo1138

*Hofmann H.J., Mountjoy E.W.* Ediacaran body and trace fossils in Miette Group (Windermere Supergroup) near Salient Mountain, British Columbia, Canada // Can. J. Earth Sci. 2010. V. 47. P. 1305–1325.

https://doi.org/10.1139/e10-070

*Ivantsov A.Yu., Gritsenko V.P., Konstantinenko L.I., Zakrevskaya M.A.* Revision of the problematic Vendian microfossil Beltanelliformis (=Beltanelloides, Nemiana) // Paleontol. J. 2014. V. 48. № 13. P. 1423–1448.

https://doi.org/10.1134/S0031030114130036

*Lambeck K., Rouby H., Purcell A., Sun Y., Sambridge M.* Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene // PNAS. 2014. V. 111. P. 15296– 15303. www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.1411762111

LoDuca S.T., Wu M.Y., Zhao Y.L., Xiao S.H., Schiffbauer J.D., Caron J.-B., Babcock L.E. Reexamination of Yuknessia from the Cambrian of China and first report of Fuxianospira from North America // J. Paleontol. 2015. V. 89. P. 899–911.

https://doi.org/10.1017/jpa.2016.3

*Melezhik V.A., Fallick A.E., Pokrovsky B.G.* Enigmatic nature of thick sedimentary carbonates depleted in <sup>13</sup>C beyond

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

the canonical mantle value: the challenges to our understanding of the terrestrial carbon cycle // Precambrian Res. 2005. V. 137. P. 131-165.

https://doi.org/10.1016/j.precamres.2005.03.010

*Melezhik V.A., Pokrovsky B.G., Fallick A.E., Kuznetsov A.B., Bujakaite M.I.* Constraints on <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr of Late Ediacaran seawater: insight from Siberian high-Sr limestones // J. Geol. Soc. 2009. V. 166. P. 183–191.

https://doi.org/10.1144/0016-76492007-171

*Minguez D., Kodama K.P., Hillhouse J.W.* Paleomagnetic and cyclostratigraphic constraints on the synchroneity and duration of the Shuram carbon isotope excursion, Johnnie Formation, Death Valley Region, CA // Precambrian Res. 2015. V. 266. P. 395–408.

https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.05.033

*Moczydłowska 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.

https://doi.org/10.1016/j.precamres.2011.12.010

*Narbonne G.M.* Neoproterozoic oceans and early animals // Science. 2010. V. 328. P. 53–54.

https://doi.org/10.1126/science.1188688

*Pelechaty S.M.* Integrated chronostratigraphy of the Vendian System of Siberia: implications for a global stratigraphy // J. Geol. Soc. 1998. V. 155. P. 957–973.

https://doi.org/10.1144/gsjgs.155.6.0957

*Powerman V., Shatsillo A., Chumakov N., Kapitonov I., Hourigan J.* Interaction between the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) and the Siberian Craton as recorded by detrital zircon suites from Transbaikalia // Precambrian Res. 2015. V. 267. P. 39–71.

https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.05.015

Rooney A.D., Cantine M.D., Bergmann K.D., Gómez-Pérez I., Al Baloushi B., Boag T.H., Busch J.F., Sperling E.A., Strauss J.V. Calibrating the coevolution of Ediacaran life and environment // Proc. Natl. Acad. Sci. 2020. V. 117(29). P. 16824– 16830.

https://doi.org/10.1073/pnas.2002918117

*Rowland S.M., Rodriguez M.G.* A multicellular alga with exceptional preservation from the Ediacaran of Nevada // J. Paleontol. 2014. V. 88. P. 263–268.

https://doi.org/10.1666/13-075

*Rud'ko S.V., Kuznetsov A.V., Petrov P.Yu., Sitkina D.R., Kaurova O.K.* Pb–Pb dating of the Dal'nyaya Taiga Group in the Ura uplift of southern Siberia: implication of C-isotopic and biotic events in the Ediacaran // Precambrian Res. 2021. V. 362.

https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106285

Sahoo S.K., Planavsky N.J., Jiang G., Kendall B., Owens J.D., Wang X., Shi X., Anbar A.D., Lyons T.W. Oceanic oxygenation events in the anoxic Ediacaran ocean // Geobiology. 2016. V. 14. P. 457–468.

https://doi.org/10.1111/gbi.12182

*Schieber J.* Microbial mats in terrigenous clastics: the challenge of identification in the rock record // Palaios. 1999. V. 14. P. 3–12.

https://doi.org/10.2307/3515357

Schieber J. Microbial mats on muddy substrates – examples of possible sedimentary features and underlying processes // Atlas of Microbial Mat Features Preserved within the Siliciclastic Rock Record, Atlases in Geoscience 2. Eds. Schieber J., Bose P.K., Eriksson P.G., Banerjee S., Sarkar S., Altermann W., Catuneanu O. Elsevier, 2007. P. 117–134.

том 30 № 1 2022

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. P. 987-1011.

https://doi.org/10.1666/11-022.1

Sim M.S. Liang B., Petroff A., Evans A., Klepac-Ceraj V., Flannery D.T., Walter M.R., Bosak T. Oxygen-dependent morphogenesis of modern clumped photosynthetic mats and implications for the Archean stromatolite record // Geosciences. 2012. V. 2. P. 235–259.

https://doi.org/10.3390/geosciences2040235

Simonson B.M., Carnev K.E. Roll-up structures: evidence of in situ microbial mats in Late Archaean deep shelf environments // Palaios. 1999. V. 14. P. 13-24.

https://doi.org/10.2307/3515358

Sovetov J.K. Vendian foreland basin of the Siberian cratonic margin: Paleopangean accretionary phases // Rus. J. Earth Sci. 2002. V. 4. № 5. P. 363–387.

https://doi.org/10.2205/2002ES000092

Steiner M. Die neoproterozoischen Megaalgen Sudchinas // Berliner geowissenschaftliche Abhandlungen. 1994. R. (É). B. 15. S. 1-146.

Steiner M., Zhu M., Zhao Y., Erdtmann B.D. Lower Cambrian Burgess shale-type fossil associations of South China // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2005. V. 220. P. 129-152. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2003.06.001

Wang G. Late Precambrian Annelida and Pogonophora from the Huainan of Anhui Province // Bull. Tianjin Inst. Geol. Miner. Resour. 1982. V. 6. P. 9-22.

Wang P.-L., LoDuca S.T., Wu M.-Y., Tang Y.-G., Sun Z.-X. Benthic primary producers in exceptionally preserved Cambrian biotas of North China // Palaeoworld, 2021. https://doi.org/10.1016/j.palwor.2021.01.009

Wang Y., Wang X., Huang Y. Macroscopic algae from the Ediacaran Doushantuo Formation in northeast Guizhou, South China // Earth Sci. J. China Univ. Geosci. 2007. V. 32. P. 828-844.

Wang Y., Wang Y., Du D., Wang X. The correlation between macroscopic algae and metazoans in the Ediacaran: a case study on the Wenghui biota in northeastern Guizhou, South China // J. Aust. Earth Sci. 2014. V. 61. P. 967-977. https://doi.org/10.1080/08120099.2014.956231

Witkosky R., Wernicke B.P. Subsidence history of the Ediacaran Johnnie Formation and related strata of southwest Laurentia: implications for the age and duration of the Shuram isotopic excursion and animal evolution // Geosphere. 2018. V. 14. P. 2245-2276.

https://doi.org/10.1130/GES01678.1

*Xiao S., Narbonne G.M.* The Ediacaran Period // Geologic Time Scale. Eds. Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. Oxford: Elsevier, 2020. V. 1. P. 521–561. https://www.doi.org/10.1016/B978-0-12-824360-2.00018-8

Xiao S., Yuan X., Steiner M., Knoll A.H. Macroscopic carbonaceous compressions in a terminal Proterozoic shale: a systematic reassessment of the Miaohe biota, South China // J. Paleontol. 2002. V. 76. P. 347-376.

https://doi.org/10.1017/S0022336000041743

Xiao Sh., Droser M., Gehling J.G., Hughes I.V., Wan B., Chen Z., Yuan X. Affirming life aquatic for the Ediacaran biota in China and Australia // Geology. 2013. V. 41. P. 1095–1098. https://doi.org/10.1130/G34691.1

Xiao S., Gehling J.G., Evans S.D., Hughes I.V., Droser M.L. Probable benthic macroalgae from the Ediacaran Member, South Australia // Precambrian Res. 2020. V. 350. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105903

Ye O., Tong J., An Z., Hu J., Tian L., Guan K., Xiao S. A systematic description of new macrofossil material from the upper Ediacaran Miaohe Member in South China // J. Syst. Palaeontol. 2017. V. 17. P. 183–238. https://doi.org/10.1080/14772019.2017.1404499

Yuan X., Li J., Chen M. Development and their fossil records of metaphytes from late Precambrian // Acta Palaeontol. Sin. 1995. V. 34. P. 90–102.

Yuan X., Xiao S., Yin L., Knoll A.H., Zhou C., Mu X. Doushantuo fossils: life on the eve of animal radiation. Hefei: China University of Science and Technology Press, 2002. 171 p.

Zhang F., Xiao S., Romaniello S.J., Hardisty D., Li C., Melezhik V., Pokrovsky B., Cheng M., Shi W., Lenton T.M., Anbar A.D. Global marine redox changes drove the rise and fall of early animals // Geobiology. 2019. V. 17. P. 594-610. https://doi.org/10.1111/gbi.12359

> Рецензенты Е.Ю. Голубкова, Л.В. Гражданкин. М.А. Федонкин

# **Representatives of the Miaohe Biota from the Pre-Shuram** Ediacaran (Vendian) Strata of Patom Highland, Siberia

P. Yu. Petrov<sup>*a*, #</sup> and N. G. Vorob'eva<sup>*a*</sup>

<sup>a</sup> Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia <sup>#</sup>e-mail: petrov-geo-home@rambler.ru

Carbonaceous macrofossils related to multicellular algae and previously known in the younger (<570 Ma) Miaohe biota were discovered for the first time in the Lower Vendian (Middle Ediacaran, about 580 Ma) sediments of the Ura Formation of the Patom Basin of Siberia. The Ura macrofossils are represented by phytoleims of unbranched ribbon-like thalli preserved on the surfaces of silty mudstones. Among the fossils, the species Liulingiitaenia alloplecta and Jiugunaoella simplicis were identified. The features of their structure are considered. Reconstructions of in vivo forms of the organisms and their colonies have been carried out. It was shown that these organic macrofossils were a noticeable detritus-forming component of the Ura Basin. The Ura macrophytes coexisted with the Early Ediacaran microbiota, forming together with it a single ecosystem of the paleobasin, which was formed shortly before the Shuram event and was significantly transformed after it.

Keywords: microfossils, biostratigraphy, Vendian, Ediacaran, Eastern Siberia, Patom Basin, Ura Formation

УДК 551.762(571.511)

# НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ ЮРСКИХ (ПЛИНСБАХ-ААЛЕНСКИХ) ОТЛОЖЕНИЙ РАЙОНА МЫСА ЦВЕТКОВА, ВОСТОЧНЫЙ ТАЙМЫР

© 2022 г. О. А. Лутиков<sup>1, \*</sup>, Б. Н. Шурыгин<sup>2</sup>, В. В. Сапьяник<sup>3</sup>, А. Н. Алейников<sup>3</sup>, А. С. Алифиров<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Геологический институт РАН, Москва, Россия

<sup>2</sup>Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия <sup>3</sup>Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск, Россия

> \*e-mail: niipss@mail.ru Поступила в редакцию 05.03.2021 г. После доработки 13.05.2021 г. Принята к публикации 19.05.2021 г.

По результатам изучения фаунистических коллекций двустворчатых моллюсков и фораминифер, собранных в период с 1976 по 2014 гг. в районе мыса Цветкова Восточного Таймыра, расширены представления о плинсбах-ааленской части разреза Цветковского геологического района. Проведено послойное описание разреза и дана комплексная палеонтологическая характеристика. Впервые для данного разреза в составе характерных комплексов двустворчатых моллюсков приводятся таксоны: Praemeleagrinella deleta, Siungiudella cf. parvula, Mytiloceramus (Lenoceramus) vilujensis, Mytiloceramus (Pseudomytiloides) oviformis, Oxytoma ex gr. kirinae, Arctotis (Praearctotis) similis, Arctotis (Arctotis) tabagensis. На основе использования вспомогательных биостратиграфических подразделений – слоев с двустворчатыми моллюсками и Ф-зон по фораминиферам – проведена корреляция разреза со стандартной бореальной аммонитовой шкалой. Уточнен возраст местных стратиграфических подразделений восточно-Таймырской структурно-фациальной зоны. Китербютская свита рассматривается в объеме зон Tiltoniceras antiquum–Dactylioceras commune, короткинская свита – в объеме зон Dactylioceras commune–Pseudolioceras falcodiscus, апрелевская свита – в объеме зоны Pseudolioceras maclintocki. Впервые приведены изображения руководящих видов двустворчатых моллюсков.

*Ключевые слова:* плинсбах, тоар, аален, аммониты, двустворчатые моллюски, фораминиферы, Восточная Сибирь

DOI: 10.31857/S0869592X22010033

## введение

Разрез тоара и аалена в районе мыса Цветкова Восточного Таймыра считается стратиграфически наиболее полным в Восточной Сибири. В нем выделены нижний и верхний тоар, нижний и верхний аален (Шурыгин и др., 2000; Князев и др., 2003; Никитенко, 2009). Первые сведения о тоарааленских отложениях Восточного Таймыра были получены во время полевых работ, организованных трестом "Главсевморпуть" в 1943 и 1944 гг. Т.П. Кочетков в районе мыса Шветкова и р. Чернохребетная выделил предполагаемый верхний лейас (65 м) и аален (115 м). В этом же районе НИИГА проводил геологическую съемку в 1949 г. И.М. Мигай отнес к среднему лейасу (верхнему плинсбаху) отложения мощностью до 420 м, включающие терминальную толщу "грязно-серых алевритовых аргиллитов с прослоями (до 20 см), заключающими

сидеритизированные конкреции". Верхний лейас (тоар) он не выделял, а вышележащую толщу, включающую 40-метровую пачку серых алевролитов в нижней части и пачку светло-серых мелкозернистых песчаников мощностью 75—80 м в верхней части, датировал ааленом (Мигай, 1952). Позднее на основании ревизии коллекции фауны, собранной И.М. Мигаем в районе мыса Цветкова на Восточном Таймыре, стратиграфами НИИГА толща "серых аргиллитов с прослоями алевролитов" общей мощностью около 90 м была отнесена к тоару, в ее основании был выделен "китербютский горизонт", представленный пачкой глин (Сакс и др., 1959).

Монографическое изучение двустворчатых моллюсков и фораминифер, проводившееся в период 1950—1970-х гг. (Крымголыц и др., 1953; Герке, 1961; Кошелкина, 1963; Захаров, Шурыгин, 1978

и др.), позволило существенно уточнить расчленение и корреляцию разрезов. В 1960—1980-х годах доминировала парадигма о региональном перерыве в осадконакоплении на границе нижней и средней юры и ставилось под сомнение присутствие верхнего тоара в большинстве разрезов Восточной Сибири (Месежников, Кирина, 1966; Решения..., 1981). Сложности проведения границы между тоаром и ааленом были вызваны в то время отсутствием данных прямой корреляции биостратонов бореального верхнего тоара со стандартной западноевропейской шкалой по аммонитам (Полуботко, Репин, 1992).

Дальнейшие исследования разреза тоара и аалена Восточного Таймыра проводились в 1970-1990-е годы сотрудниками ВНИГРИ, ИГиГ СО АН СССР и СНИИГГиМС (Каплан и др., 1974; Шурыгин, Левчук, 1982; Левчук, 1985; Сапьяник, 1991а). Подробное описание разреза, обнажающегося в береговых обрывах западного берега Хатангского залива, а также в примыкающих к нему распадках, было проведено специалистами ВНИГРИ, ВСЕГЕИ и ИГиГ СО АН СССР по материалам полевых работ 1971 г. К нижнему тоару была отнесена толща, включающая пачку "аргиллитов алевритовых ожелезненных" мощностью 11.1 м в основании и пачку "аргиллитов темно-серых оскольчатых, с многочисленными горизонтами карбонатных конкреций" мощностью 15.7 м в верхней части, в основании которой были найдены Dactylioceras ex gr. commune Sow., а в осыпи пачки – Pseudomytiloides cf. jacuticus (Petr.). Эта толша суммарной мошностью 26.8 м была сопоставлена с зоной Dactylioceras commune и предположительно с зоной Zugodactylites braunianus. К верхнему тоару и предположительно к нижнему аалену была отнесена вышележашая пачка мошностью 19.7 м "аргиллитов темно-серых оскольчатых с горизонтами мелких красных сидеритов и включениями конкреций известняка". В ней были обнаружены Dacryomya sp. nov. (= Dacryomya gigantea Zakh. et Schur.) (Каплан и др., 1974; Захаров, Шурыгин, 1974).

В 1976 г. при изучении разреза западного берега Хатангского залива в районе мыса Цветкова специалистами ИГиГ СО АН СССР М.А. Левчуком и Б.Н. Шурыгиным было проведено детальное лито- и биостратиграфическое расчленение тоара и аалена. Ряд литостратиграфических подразделений рассматривался в объеме аммонитовых зон раннего тоара. Пачка "глин алевритистых, серых, серо-желтоватых, … пластичных" мощностью 27.7 м, непосредственно перекрывающая плинсбахскую алевролитовую толщу, и вышележащая пачка "глин алевритистых, аргиллитоподобных, темно-серых … с обилием горизонтов караваеобразных конкреций известковистых глин (аргиллитов)" мощностью 10 м, с редкими "Daстуотуа inflata (Ziet.)" (= D. jacutica (Petr.))<sup>1</sup> рассматривались в объеме зон Harpoceras falcifer и Dactylioceras athleticum.

Более высокая пачка "глин аргиллитоподобных темно-серых" мощностью 14.1 м, заключающая двустворчатые моллюски: Pseudomytiloides marchaensis (Petr.), "Meleagrinella ex gr. sparsicosta (Petr.)" (= Arctotis marchaensis (Petr.))<sup>2</sup>, "Dacryomya inflata (Ziet.)" (= D. jacutica (Petr.)), Camptonectes s. str., рассматривалась в качестве возможного аналога зоны Zugodactvlites moniestieri. К нерасчленнному верхнему тоару и нижнему аалену была отнесена вышележащая толща, включающая пачку "глин аргиллитоподобных, алевритистых" мощностью 37.4 м, с Dacryomya gigantea Zakh. et Schur., Liostrea sp. ind., Arctotis sp. ind. и пачку "глин алевритовых, алевритистых, аргиллитоподобных" мощностью 26.7 м, с Dacryomya gigantea Zakh. et Schur., Arctotis sp. ind., Malletia ex gr. amygdaloides (Sow.), Paleonucula sp., Propeamussim (Parvamussium) olenekense (Bodyl.) (Шурыгин, Левчук, 1982).

В последние три десятилетия для Восточной Сибири и Северо-Востока России были разработаны зональные шкалы тоарского яруса по аммо-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> В первой половине XX в. для обозначения тоарских ктенодонтид Сибири использовались названия Leda acuminata (Goldf.) и Leda jacutica (Petr.) (Атлас..., 1947). Начиная с середины 1970-х годов, сибирские "Leda" стали относиться к роду Dacryomya Agassiz, 1839 (Санин, 1976; Захаров, Шурыгин, 1978). На основании сравнительного изучения представительных выборок из сибирских разрезов раковин дакриомий методами биометрии тоарские дакриомии были объединены под видовым названием Dacryomya inflata (Zieten), а вид Leda jacutica был сведен в синонимику (Шурыгин, 1983). В дальнейшем название D. inflata широко вошло в практику исследований, этот вид был выбран в качестве индекса Д-зоны (совместного распространения) Dacryomya inflata-Tancredia bicarinata нижнего тоара (Шурыгин, 1987б). Однако данное название невалидно: К. Цитен не выделял вид inflata, а лишь отнес изображенные им экземпляры к английскому виду Nucula inflata J. de C. Sowerby (Zieten, 1830). Типовая серия вида, описанного Д.Б. Соверби и Д.Д.К. Соверби (Sowerby J., Sowerby J.D.C., 1829), проис-ходит из нижнеэоценовых "лондонских глин". Юрские и палеогеновые таксоны существенно различаются, поэтому позднее Д. Браунс для "Nucula inflata sensu Zieten" ввел новое название Leda Zieteni (Brauns, 1871). Л. Кокс (Cox, 1960) указал, что Leda Zieteni является омонимом Leda zietenii d'Orbigny, 1850, и предложил для данного таксона новое название Nucula (Dacryomya) gaveyi. Материал К. Цитена, Д. Браунса и Л. Кокса, по которому описан данный вид, происходит из плинсбаха, строение замочного аппарата и мантийной линии этого таксона не известно, поэтому в настоящей работе мы используем взамен "D. inflata (Ziet.)" для обозначения тоарских ктенодонтид Сибири валидное название Dacryomya jacutica (Petr.). В историческом обзоре названия двустворок, таксономическая принадлежность и объем которых авторами изменен, приведены в их оригинальном виде в кавычках.

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> При проведении ревизии юрских окситомид установлено, что стратиграфическое распространение вида Meleagrinella sparsicosta ограничено верхним плинсбахом, а вида Arctotis (Praearctotis) marchaensis – верхним тоаром (Лутиков, Шурыгин, 2010).

нитам, двустворчатым моллюскам и микрофауне (Князев, 1991; Князев и др., 2003; Сапьяник, 1991а, 19916; Репин, Полуботко, 1993; Репин, 2016; Никитенко, 2009; Шурыгин и др., 2011). В соответствии с наиболее полной аналитической сводкой по стратиграфии юры Сибири, в районе мыса Цветкова по двустворчатым моллюскам в верхах плинсбаха выделяется b-зона Anradulonectites incertus, тоар-ааленская толща расчленяется на b-зоны: Dacryomya inflata, Tancredia bicarinata (нижний тоар), Pseudomytiloides marchaensis (верхний тоар), Dacryomya gigantea (верхний тоар–нижний аален), Maclearnia kelimyarensis (нижний аален), Retroceramus elegans (нижний аален–верхний аален) (Шурыгин и др., 2000).

За пределами России зональные шкалы нижней и средней юры по двустворчатым моллюскам и брахиоподам разработаны в Аргентине (Damborenea, 1994; Riccardi et al., 2011).

Согласно существующим представлениям по биостратиграфии фораминифер, в районе мыса Цветкова в плинсбах-ааленской части разреза В.В. Сапьяником выделяются Ф-зоны (филогенетического обоснования): Trochammina sablei (верхний плинсбах), Trochammina kisselmani (нижний тоар), Trochammina taimyrensis (верхний тоарнижний аален). Trochammina praesquomata (нижний аален-верхний байос) (Сапьяник, 1991б). В этом же разрезе Б.Л. Никитенко выделяет f-зоны (совместного распространения): Recurvoides taimyrensis (верхний плинсбах-нижний тоар), Ammobaculites lobus–Trochammina kisselmani (нижний тоар), Astacolus praefoliaceus–Lenticulina multa (нижний тоар-нижний аален), Vernuilinoides syndasscoensis (нижний аален), Astacolus zwetkovi (нижнийверхний аален), Lenticulina nordvikensis (верхний аален) (Никитенко, 2009).

В период 1993—1996 гг. при проведении ЦАГРЭ ПГО "Севморгеология" геологической съемки масштаба 1 : 200000 на северо-востоке п-ова Таймыр в акватории залива Терезы Клавенес скважинами были вскрыты нижне-среднеюрские отложения. В толще, отнесенной к аналогам унгинской свиты, по данным специалистов ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург), установлена последовательность фораминиферовых комплексов, характерная для Ф-зон — Trochammina kisselmani, Trochammina taimyrensis, Trochammina praesquomata (Алексеев, Шнейдер, 2020).

По строению и полноте разрезов юрские толщи района мыса Цветкова относятся к Восточно-Таймырской структурно-фациальной зоне (СФЗ) (Решения..., 1981), по палеогеографическому критерию – к Восточно-Таймырскому фациальному району (Шурыгин и др., 2000), по тектоническому критерию – к Чернохребетно-Нордвикскому геологическому району (Государственная..., 2009). В разрезе района мыса Цветкова выделены свиты: аиркатская (верхний плинсбах), китербютская (нижний тоар), короткинская (нижний тоар—нижний аален), апрелевская (нижний аален—верхний аален) и арангастахская (верхний аален—нижний байос) (Шурыгин и др., 2000; Государственная..., 2009).

Материалом для настоящей статьи послужили обобщающие результаты литологических и биостратиграфических исследований нижне-среднеюрских отложений в районе мыса Цветкова (рис. 1).

Изучение разреза проводилось отрядом ИГиГ СО АН СССР в 1976 г., а также отрядами СНИИГГиМС в полевые сезоны 1987 и 2014 гг. В связи с уменьшением толщины берегового льда и таянием вечной мерзлоты в распадках, на большом участке от мыса Цветкова к юго-западу до устья р. Чернохребетная обнажились ранее не всегда доступные для изучения выходы нижнесреднеюрские коренных пород по береговым обрывам и в нескольких распадках, образованных ручьями, впадающими в Хатангский залив. Это позволило в 2014 г. провести фото- и видеосъемку и сопоставить сведения по стратиграфии района, полученные в разные годы.

Описание разреза с учетом палеонтологических определений выполнено О.А. Лутиковым и В.В. Сапьяником на основе данных 1987 г. и дополнено сведениями Б.Н. Шурыгина, А.Н. Алейникова и А.С. Алифирова, полученными в 1976 и 2014 гг. Координаты обнажений и выходов слоев определены А.Н. Алейниковым в 2014 г. Проведена увязка слоев с пачками, выделенными М.А. Левчуком (Левчук, 1985). На основании существующих и новых сведений по распределению аммонитов, двустворчатых моллюсков и фораминифер уточнен возраст выделенных ранее местных стратиграфических подразделений (свит) (Шурыгин и др., 2000). Проведена увязка существующих стратиграфических схем верхней части плинсбаха, тоара и аалена Восточного Таймыра и нового варианта схемы (рис. 2).

#### МАТЕРИАЛ

Основным материалом для исследований являлись коллекции макро- и микрофауны, собранные О.А. Лутиковым и В.В. Сапьяником в естественных разрезах тоара и аалена Восточного Таймыра в 1987 г. Дополнительно при проведении биостратиграфического анализа использовались коллекции О.А. Лутикова и В.В. Сапьяника, собранные в период 1980–1986 гг. в разрезах Приверхоянского прогиба (рр. Моторчуна, Сюнгюдэ, Молодо), Лено-Анабарского прогиба (р. Келимяр), Енисей-Хатангского прогиба (Анабарская губа, р. Анабар), Вилюйской синеклизы (рр. Марха, Тюнг, Вилюй), Омолонского массива (рр. Астрономическая, Бродная, Старт, Сатурн), коллекции



Рис. 1. Схема расположения обнажений на западном берегу Хатангского залива (район мыса Цветкова).

Б.Н. Шурыгина (Восточный Таймыр, Анабарская губа), В.Г. Князева (рр. Тюнг, Марха, Вилюй, Сюнгюдэ, Молодо) и А.Н. Алейникова, собранные в 2014 г. (Восточный Таймыр).

На фототаблицах представлены изображения двустворчатых моллюсков из разреза района мыса Цветкова Восточного Таймыра из коллекций О.А. Лутикова и А.Н. Алейникова. В качестве сравнительного материала изображены двустворки из разрезов р. Келимяр и Анабарской губы из коллекций О.А. Лутикова и Б.Н. Шурыгина.

## МЕТОДЫ

Полевые исследования. Корреляция естественных выходов юрских отложений в районе мыса Цветкова проводилась на основе принципов послойного сопоставления разобщенных разрезов ритмичных терригенных толщ (Захаров, Юдовный, 1967).

Лабораторные исследования. Биостратиграфическое расчленение изученных разрезов проводилось на основе эволюционного метода, предложенного Д.Л. Степановым и М.С. Месежниковым (Степанов, Месежников, 1979). Расчленение осуществлялось на основе данных по двустворчатым моллюскам, относящимся к семействам Oxytomidae Ichikawa, 1958 и Retroceramidae Koschelkina, 1971, и по фораминиферам, относящимся к семейству Тгосhamminidae, Schwager, 1877. Биостратиграфический анализ осуществлялся путем сопоставления тейль-зон видов, относящихся к одним и тем же филогенетическим линиям, с уровнями находок аммонитов в изученном разрезе, а также в других разрезах Восточной Сибири и Северо-Востока России на основании собственных исследований и с использованием материалов коллег (Полуботко, Репин, 1966, 1974; Стратиграфия..., 1976; Князев и др., 1991, 2003; Репин, Полуботко, 1992, 1993, 2015; Шурыгин и др., 2000; Никитенко, 2009).

# ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗОВ

Отложения плинсбаха, тоара и аалена выходят на дневную поверхность в береговом клифе Восточного Таймыра, вдоль западного берега Хатангского залива и в прибрежных распадках в 4.1–6.2 км к юго-западу от изголовья бухты Утиной (рис. 3).

#### Обнажение № 4

Обнажение № 4 представлено береговым обрывом, протягивающимся на 1 км вдоль западного берега Хатангского залива к юго-западу от изголовья бухты Утиная. В обнажении вскрываются плинсбахские и нижняя часть тоарских отложе-
# НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ

ая работа	Литология и фауна	Алевронных печенистые. Восновании прослой сталькой и ваучями. В 10.м горизонт в консрепий (0.5.×.15.м.) Retroceranus (egans, Retroceranus mentrer, Actodis abagensis, Trochannuna tainyrensis	Алевролиты песчанистые. В основании горизонт конкреший (0.6 × 2.0 м). Arctofis tabagensis, Retroceramus sp. ind. 34 м	Алеврита посчанисть серью, со стяженими пирита. В основании тонкий прослой (01 м) 7 алевролита известковистого. Arctotis tabagensis 15 м	Алевриты серые. В основании гласт (10 м) асерита плитифилированной, слакой, валунами и обломками древсины. На уровне 1.5 м горизонт и коломками девсенны. На уровне 1.5 м горизонт реоревлизеции обнеженее. Посыванина выпутения С уровня 2.5 м – Lenticulina multa 9 м	Arreport in Truthurche, reuno-cepael. Bochoraum ropusari Kontegenuit (0, 4 × 2,0,0). Ha youne 37 M Perdolioceras dr. faloodiscus. Propennusium of one-desines. Meanina latimyarensis. Praeardools similis, Trochammia taimyarensis 6 M	Алевриты глинистые, темно-серые, с горизонтами консредий. В основании маркирующий горизонт (0,4 м) алевроита известковистого. Дастуонуа ggartea, Trochammia talinyreris 9,5 м	Алевриты глинистые, темно-серые, с обилием в горизонтов конкреции. Praearctotis similis, Verneuilinoides syndascoensis 9.6 м	Алевриты глинистые, темно-серые. В основании родизонт конкреций (1.0 м.). На уровыях 2.2. 4.3 м поризонты конкреций. Дастуопуя відапеа. Разаетской sp., Lenticulina praemulfa 41.9 м.	Глины алевритистые, темно-серые, с горизонтами бурых конкреций. Pseudomytiloides marchaensis, Praearctotis marchaensis, Lenticulina praemulta,	Saccammina compacta, Trochammina taimyrensis 20.6 m	Плина влерялисные кончосеревые Восновании горизонт конкорсий (0.3 × 1.2 м). Рруйската ср. 8 іли. Реасколудіоная патегаратаs, Peeudonyuloidas отбоглік, Lanoceannus vilujensis, Peeudonyuloidas Astacolus praefoliaceus Длины алеруптистые, темно-серын. В основании лины алеруптистые, темно-серын. В основании	Портисти и представлять могнусти (с. 2. т. 2. м.) Садажовосная стазкить, раслуотку аlcudea, 4.9 м. Довошла дигенія, серый, обохренный, Артилита диеритистый, серый, обохренный, 4.3 в основании – линая пластичных желтоватых глий. Раслуотка даоціса	Плины темно-серые, обохренные, с прослоями глип ви пластичных, сторизонтами бульобразных и шаро- образных конкреций. Достуолиуа јасциса <u>6.5</u> м. "Плины серые, с пятнами ярозита и охр. с призон-	о тами конкреций. Dастуопуа јасиціса 11 м Пины темно-серые, серые, листоватые и тонко- а чешуйчатыс в основании – линза розовых лиластичных линн с белемнитами. Dастуопуа	јасиціса, Triplasia kingakensis 6 м Глины темно-серые, с горизонтом шаровидных 66 конкреций, Trochannina kisselmani, 3.7 м Алттоbaculies lobus	Алевриты гинистые, темно-серые, с галечными за прослоями. Ртаетеleagninella deleta, Trochammina sablei, Recurvoides taimyrensis 2.5 м	Алевриты песчанистые, темно-серые, с линазами 4 галечника. Награх laevigatus, Trochammina sablei, Recurvoides taimyrensis, Kutzevella barrowensis 5 м
ЗШВ	NINGO	тахская Ф	~ ~	kbyodonoq.		2	4	~~~~				 >N	17	191	88221040 5 2	илир		- Vubre
CTO	ernal	-эвтнясА			ΞV				002	8	Louo	24			o o nice along	Jucani A	Donous	······································
Нас	Слои с ретро- церамидами	gans eramus	Retroc								Pseudomytiloid marchaensis Pseudomytiloid oviformis vilujensis vilujensis							
	Слои с окситомидами		sisnəga	vretotis tabs	V	Praearctotis sitotonaer <b>P</b>											Praemeleagrinella deleta	
	Зоны бореаль- ного стандарта (Шурыгин и др., 2011)	įki	nnaclintoc	i setas i	Pseudolioceras falcodiscus Pseud					Pseudolioceras wuerttenbergeri	Pseudolioceras compactile	Zugodactylites braunianus s	actyliocera commune	D	falciferum Tiltoniceme	antiquum	Amaltheus	viligaensis
	ovqR DvgrdfioII		<u>и</u> И	іэп.бА інжиН			Ŕ	инхцэ	Я			dso l	Ŋ	инжиН			Плинсбах	
	Пачка	22	21	20-	19	18	2		17	16		15			4			<u>1</u>
	свита	-эетньqА вахская	1	релевская	пA	нская			иятос	Kop			квяэтоюдотиЯ			RGNOT	Апрка	
н и др., 2000; и др., 2003	b-зона	legans	ə snurs e	Retroc	Масlеаниіа Кеliтуагелзія				0	Pseudomytiloides	marchaensis	–sısfini syn –sısfini syn sısırinsta			Дастуоту Тапстедіа			incertus
Шурыгиі Князев	Зона		T			Psedolioceras falcodiscus				Pseudolioceras subplanatum Harpoceras subplanatum								
	оуцк оудвадоП	йи	нхаэЯ		NUBY N	инжиН йинхо						droi	Йл	инжиН			иин хвол	верх
	JAUB	بر کر ا	ج ک	H.	ਰਸ਼ਦ <b>∀</b>		2		ĸ		7	ueoj	L 5	ณ์		2	1000	2 11111
к, 1984; Левчук, 1985	Литология и фауна	Песчанисто анеритост линистая порода, сталькой с пластом песчаника (1 м) ниу уровне 0.5 м. ре циарсобразными конкрешиями (1.8 м). Arcotois ре парсобразными конкрешиями (1.8 м). Arcotois с поределя и плината, Муніосеталив ст. еlegans ст. еlegans	антропитиства в снованитиства в снованите в снованито консреднионный гласт (0 8 м) известковистого в алеропита со "звездами" кальцита. Arcolis lenaensis Arctica humilicultininata, Mytiloceramus sp. ind. 21,8 м 21,8 м	Глины алевритистье, с лепешками пирита. Аrctica humiliculminata, Nuculana acuminata 19 м	Artesportrra и глины алевритовые. Boreionectes Relymizers, Oxytome ser gr. Jackson, Arterica humilicultininata, Arterotis leneansis, Astarte meedi, Propeanussium olenekense, Nucultana cf. acuminata Musculus sp., Malteria sp. ind.	Глины алевритовые. Три выдержанных конкрепонных плета известа известовистого алевролита (до 0,4 м) и 4 горизторита конкреций пзвестоволичетах три будкообрана. В летковтов облатеа Актойска ind Melleia	Глины аргиллигоподобные, алевритистые, с обилием горизонтов конкреций (10 × 30 см) известковисто го аргиллита, с лепешковидными	стяженнями и желваками пирита. Ъкстуопиуа gigantea. Liostrea sp. ind., Arctotis sp. ind. – 12 м от основания и выше, Phylloceras sp. ind. – в основании 40,8 м	Глины аргиллитоподобные, с горизонтами конкреций известковистого аргиллита. В ресиdomytiloides marchaensis, Meleagrinella ex gr.	sparsicosta, Dacryomya inflata, Camptonectes s. str. 14.6 h	Глины алевритистые, с обилием горизонтов караваеобразных конкреший (10 × 50 см) известковистых глин. В основании линзообразные послои желговатых глин. В Дастуотуа inflata	10.	1.1лины алгеритиства, серые, ярозатизированные с горизонтами караваеобразных конкреций известковистых лиин. В основании алгеролит мелкозернистый, темно-серый, крупно- титистистий, темно-серый, крупно-	плигчатыи (до 0.5 м). В верхней части Dacryomya inflata	27.7	Глины алевролитовые, темно-серые, насыщенны галькой и травием. В основании конкреционный пласт известковистого а перволита с талькой	9.6 M	
чук	Пачка	22	21	20	19	81			17	s 16		15			14			12
/рыгин, Лев	Слои с двустворками	minata— snegans	etramus eramus	Arctica I Mytilo	sito	– Dacryomya gigantea–Arcto				Pseudomytiloide	marcnaensis	Бівпіі вутоугов П				Radulonactitas	Naturolloute	
Шy	Зона								Zugodactylites	braunianus	Dactylioceras commune– Нагросегаs falciferum							
	эудвадоП		йинхдэЯ		нэцьь	иинжин	i-droï	иинхо	ləg				йинжиН				йин	Bepx
	oyqR	нэпьА ногоо йнижин доот н						·	Toap Benxhi							xega	никП	

Рис. 2. Сопоставление стратиграфических схем плинсбах-ааленских отложений района мыса Цветкова (Восточный Таймыр).

73

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 30 № 1 2022



**Рис. 3.** Общий вид плинсбах-ааленских обнажений, расположенных вдоль западного берега Хатангского залива. Фото Н.Н. Соболева (ВСЕГЕИ) 2007 г.



Рис. 4. Обнажение 4. Выходы слоев 11-15а аиркатской свиты. Фото А.С. Алифирова 2014 г.

ний. Начало описания ведется от пункта, расположенного в 4.9 км от изголовья бухты Утиная (рис. 4).

В береговом обрыве высотой около 15 м вскрываются отложения плинсбахского возраста, входящие в состав аиркатской свиты.

Аиркатская свита. Сложена чередующимися пачками темно-серых глин, глинистых алевролитов, светло-серых песчаников и песчанистых алевролитов. По всей толще рассеяны конкреции и стяжения пирита, куски древесины, мелкий растительный детрит. Мощность свиты в районе мыса Цветкова 268 м (Сакс и др., 1978). В настоящей статье дана характеристика верхней пачки свиты (обн. 5, пачка 13, слои 10–16; Левчук, 1985).

Слой 11. Начинается горизонтом красноватобурых с поверхности конкреций известковистого алевролита (мощностью около 1.0 м). Выше чередование песчанистых алевритов и плотных алевролитов. На уровне 1.2 м от основания — горизонт из конкреций (мощностью до 0.5 м) известковистого алевролита. В слое много гальки, пятен ярозитизации, округлых конкреций зеленовато-серого песчаника. Мощность 2.0 м.

Двустворчатые моллюски: Homomya sp.

Фораминиферы: Hyperammina neglecta Gerke et Sossip., Glomospira ex gr. gordialis (Park. et Jon.), Trochammina sablei Tappan, Astacolus ex gr. varians (Borneman), Dentalina ex gr. communes Orbigny.

*Слой 12*. Алевролиты темно-серые, массивные, с галькой и валунами. Мощность 2.5 м.

Двустворчатые моллюски: Harpax laevigatus (Orb.).

Слой 13. Алевриты песчанистые, мелкооскольчатые, с пятнами ярозита и галькой. В основании прослой (1.0 м) галечника с огромными валунами (до 1.0 м). Выше залегают алевролиты темно-серые с голубоватым оттенком, массивные. Мощность слоя 3.0 м. Двустворчатые моллюски: Harpax laevigatus (Orb.).

Слой 14. Алевриты песчанистые, темно-серые, оскольчатые, с многочисленными линзами галечника и рассеянной галькой. Много пятен ярозитизации. На нескольких уровнях конкреции (0.2 × 0.5 м) известковистого алевролита. Мощность 5.0 м.

Двустворчатые моллюски: Harpax laevigatus (Orb.).

Фораминиферы: Recurvoides taimyrensis Nikitenko, Saccammina ampulacea Schleifer, Hyperammina neglecta Gerke et Sossip., Glomospira ex gr. gordialis (Park. et Jon.), Ammodiscus siliceus (Terquem), Trochammina sablei Tappan, Kutzevella barrowensis (Tappan), Bulbobaculites strigosus (Gerke et Sossip).

Выше залегает толща, которая во время полевых работ 1987 г. описывалась как единый слой 15. В период лабораторных исследований по литологическим и палеонтологическим характеристикам слой разделен на две части. Слой 15а отнесен к аиркатской свите, слой 156 – к китербютской свите.

Слой 15а. Алевриты глинистые, темно-серые, оскольчатые, с обильными пятнами ярозита, с галечными прослоями, с двустворками и гастроподами. В верхней части слоя (0.5 м) часто встречаются раковины гомомий, захороненные в прижизненном положении. Эта часть слоя, по данным М.А. Левчука, относилась к китербютской свите (пачка 14, слой 9; Левчук, 1985), по данным авторов настоящей статьи — к аиркатской. Мощность 2.5 м.

Двустворчатые моллюски: Praemeleagrinella deleta (Dumortier), Neocrassina (Siungiudella) cf. parvula Lutikov (обр. ТФ-11), Homomya sp. (по данным Б.Н. Шурыгина)



Рис. 5. Обнажение 4. Выходы слоев 156–16б китербютской свиты. Фото А.С. Алифирова 2014 г.

Фораминиферы: на уровне 2.0 м от основания слоя – Hyperammina neglecta Gerke et Sossip., Glomospira ex gr. gordialis (Parker et Jones), Ammodiscus siliceus (Terquem), Trochammina sablei Tappan, Kutzevella barrowensis (Tappan), Recurvoides taimyrensis Nikitenko.

Выше по разрезу залегает толща, которая по данным полевых работ 1976 г. описывалась как единая пачка (обн. 5, пачка 14, слои 5—8; Левчук, 1985). По литологическим и палеонтологическим особенностям толща разделена авторами настоящей статьи на ряд слоев. Слои 156, 16а и 16б рассматриваются в составе китербютской свиты. Слой 16в отнесен к короткинской свите (рис. 5).

Китербютская свита. Глины мелкооскольчатые, серые до черных, желто-серые, в обнажениях — с коричневатым оттенком, местами пластичные, с карбонатными конкрециями, участками сильно ярозитизированные. Мощность свиты в районе мыса Цветкова, по данным М.А. Левчука, составляет 27.7 м (пачка 14, слои 5–9; Левчук, 1985), по данным авторов — 20.7 м.

Слой 156. Глины темно-серые, мелкооскольчатые, с пятнами ярозита. На уровне 0.5 м от подошвы — горизонт шаровидных конкреций алевролита известковистого, желтовато-серого с поверхности. На уровне 2.5 м горизонт караваеобразных конкреций (0.15 × 0.4 м) известковистого алевролита. Мощность 3.7 м.

Фораминиферы: Trochammina kisselmani Sapjanik et Sokolov (доминируют), Saccammina inanis Gerke et Sossip., Ammodiscus glumaceus Gerke et Sossip., Ammobaculites lobus Gerke et Sossip., Bulbobaculites strigosus (Gerke et Sossip.), Lenticulina toarcense (Payard), Recurvoides taimyrensis Nikitenko.

Слой 16а. В основании глины темно-серые, сильно обохренные, листоватые, переходящие в тонкочешуйчатые (1.0 м). Выше — чередование глин листоватых, желтовато-коричневых с поверхности, светло-серых в свежем сколе и алевритов глинистых, красноватых с поверхности, темно-серых и серых в свежем сколе. В основании — линза розоватых глин, очень вязких, с рострами белемнитов. В 2.0 м от основания — горизонт светло-серых конкреций ( $0.4 \times 0.15$  м) глин известковистых, буровато-серых на поверхности. На уровне 2.5 м — горизонт конкреций, достигающих до 1 м в диаметре. На уровне 3.0 м — горизонт

разрозненных караваеобразных конкреций с Daсгуотуа. Мощность слоя 6.0 м.

Двустворчатые моллюски: Dacryomya jacutica (Petr.), обильно представленные с уровня 2.5 м.

Фораминиферы: Saccammina inanis Gerke et Sossip., Ammodiscus glumaceus Gerke et Sossip., Bulbobaculites strigosus (Gerke et Sossip.), Hyperammina neglecta Gerke et Sossip., Ammobaculites lobus Gerke et Sossip., Trochammina kisselmani Sapjanik et Sokolov, Triplasia kingakensis Loeblich et Tappan.

Слой 166. В 1987 г. слой был закрыт ледником, описание выполнено по данным 1976 г. Глины серые, оскольчатые, с пятнами ярозита, местами сильно обохрены. В 1.0, 1.9, 2.4, 3.5 м от основания — горизонты караваеобразных конкреций  $(0.2 \times 0.7 \text{ м})$  известковистых глин. В 1.0 м ниже кровли — прослой аргиллита плитчатого, алевритистого. В низах слоя рассеяны небольшие сдавленные раковины двустворок. В средней части слоя — целые ожелезненные ростры белемнитов, в верхней части (в 1.0 м от кровли) — раковины двустворок, захороненных без ориентировки, иногда в прижизненном положении, но сдавленных с макушек. Мощность 11.0 м.

Двустворчатые моллюски: Dacryomya jacutica (Petr.).

Короткинская свита. Монотонная толща темно-серых глин и аргиллитов (алевритовых и алевритистых) с многочисленными рядами известковоглинистых конкреций, стяжениями пирита (Шурыгин и др., 2000). Общая мощность свиты в районе мыса Цветкова, по данным М.А. Левчука (1985), составляет 92.1 м, по новым данным – 103.5 м. Разница в оценке мощности объясняется погрешностью при проведении замеров частично закрытой ледниками толши и присоединением к свите слоя 16в. Координаты устья распадка: 74°54.548′ с.ш., 112°28.39' в.д. Слой 16в обнаружен в стенке берегового клифа к северо-востоку от распадка, слои 176-18 изучались в стенке берегового клифа к юго-западу от распадка, слой 17а обнажен в правом борту распадка (рис. 6).

Слой 16в. В 1987 г. слой был закрыт ледником, описание выполнено по данным 1976 и 2014 гг. Глины темно-серые, оскольчатые, обохренные, местами с желтоватыми пятнами охр, с прослоями глин пластичных. В основании горизонт известковистых конкреций серых, неправильной



**Рис. 6.** Обнажение 4. Выходы слоев 16в–18 короткинской свиты. Стрелкой показана точка находки аммонита Catacoeloceras crassum. Фото А.С. Алифирова 2014 г.

формы ( $0.05 \times 0.3$  м). До уровня 1.1 м от основания слой насыщен мелкими конкрециями разнообразной формы, в том числе шарообразными. В 1.1 и 2.0 м от основания – горизонты булкообразных конкреций мошностью около 0.15 м. В 1.3 и 1.6 м от основания – два тонких плитчатых конкреционных горизонта. В 2.3 м от подошвы – углефицированная древесина и конкреция (диаметр около 1.5 м). Под самой бровкой склона серые конкреции длиной до 0.3 м. Конкреции выходят в распадке (выше по разрезу). В толще много ростров белемнитов и раздавленных раковин Dacryomya, в нижней части слоя – ракушняки с обилием целых раковин Dacryomya. Слой относился к китербютской свите (обн. 5, пачка 14, слой 5; Левчук, 1985), по данным авторов настоящей статьи он принадлежит короткинской свите (рис. 5). Мощность 6.5 м.

Двустворчатые моллюски: Dacryomya jacutica (Petr.).

Слой 17а. Аргиллит алевритистый, серый, оскольчатый, участками обохреный, с массой двустворок и рассеянными белемнитами. В основании слоя линза пластичных желтоватых глин. Двустворчатые моллюски: Dacryomya jacutica (Petr.). Мощность 1.7 м.

Слой 176. Алевриты глинистые, темно-серые, комковатые, с пятнами охр. В основании горизонт мощных лепешковидных конкреций ( $0.3 \times 1.5$  м) алевролита известковистого, с двустворчатыми моллюсками и остатками плавников рыб. На уровнях 1.2, 1.8. 3.2, 4.5 м от основания — горизонты эллипсоидальных конкреций ( $0.3 \times 0.4$  м), сложенных известковистым алевритом, бурых с поверхности, темно-серых в свежем сколе, с фауной. Мощность 4.9 м.

На уровне 1.8 м от основания (обр. ТФ-12) в 1987 г. О.А. Лутиковым был найден аммонит, отнесенный к Catacoeloceras crassum (Y. et B.) (Князев и др., 1993). Двустворчатые моллюски: Dacryотуа jacutica (Petr.) (обр. ТФ-13, основание слоя; в 3.2 и 4.5 м выше основания). Фораминиферы: Saccammina inanis Gerke et Sossip., Ammodiscus glumaceus Gerke et Sossip., Hyperammina neglecta Gerke et Sossip., Trochammina kisselmani Sapjanik et Sokolov, Globulina jurensis Kisselman. Слой 18. Алевриты глинистые, темно-серые, обохренные. В основании горизонт караваеобразных конкреций (0.3 × 1.2 м). На уровне 1.2 м от основания булкообразные конкреции бурые с поверхности, светло-серые в свежем сколе, с ракушняковыми скоплениями двустворчатых моллюсков и гастропод. На уровне 2.0 м от основания — горизонт караваеобразных конкреций со скорлуповатой отдельностью. Мощность слоя 2.8 м.

Двустворчатые моллюски: Mytiloceramus (Lenoceramus) vilujensis (Polub.), Охуtoma sp. ex gr. kirinae Velikzch., белемниты, гастроподы (обр. ТФ-14, уровень 1.2 м от основания); Mytiloceramus (Pseudomytiloides) oviformis (Khudyaev in Krymholts et al., 1953), Охуtoma sp. ex gr. kirinae Velikzch., Dacryomya jacutica (Petr.), Malletia aff. amygdaloides (Sow.) (обр. ТФ-15/1, уровень 2.0 м от основания). В верхах слоя встречены аммониты Phylloceras sp. ind. (сборы Алейникова А.Н. в 2014 г.). Двустворчатые моллюски: Mytiloceramus (Pseudomytiloides) marchaensis (Petr.) (обр. ТФ-15/2, интервал 2.0–2.8 м от основания).

Фораминиферы: Saccammina inanis Gerke et Sossip., Astacolus praefoliaceus (Gerke), Bulbobaculites strigosus (Gerke et Sossip.), Evolutinella barrowensis (Tappan), Lenticulina praemulta Sapjan.

Слои 17а, 17б и 18 относятся к пачке 15 (обн. 5, пачка 15, слои 1–4; Левчук, 1985).

Вышележащая толща изучалась в обнажении № 5 (рис. 7–10).

### Обнажение № 5

Обнажение расположено в распадке безымянного ручья, впадающего в Хатангский залив. Устье ручья находится на расстоянии 5.4 км к юго-западу от изголовья бухты Утиная. Место начала описания слоя 1 находится на расстоянии около 150 м от устья (рис. 7).

По палеонтолого-тафономическим характеристикам обнажение № 5 без пропуска надстраивает обнажение № 4. Координаты места начала описания: 74°54.491′ с.ш., 112°27.569′ в.д.

Короткинская свита. Во время проведения работ контакт короткинской и китербютской свит был закрыт ледником. Непосредственно над ледником обнажаются глины алевритистые, с булко-



Рис. 7. Обнажение 5. Выходы слоев 1–3 в левом борту распадка. Фото из видео А.Н. Алейникова 2014 г.



Рис. 8. Обнажение 5. Выходы слоев 2-4 в левом борту распадка. Фото А.С. Алифирова 2014 г.



Рис. 9. Обнажение 5. Выходы слоев 3-4 в правом борту распадка. Фото А.С. Алифирова 2014 г.

образными конкрециями (рис. 7). По палеонтолого-тафономической характеристике верхняя часть слоя 18 из обнажения  $\mathbb{N}$  4 соответствует основанию слоя 1 обнажения  $\mathbb{N}$  5. Слой 1 в обнажении  $\mathbb{N}$  5 надстраивает слой 18 обнажения  $\mathbb{N}$  4. Слой 1. Глины алевритистые, темно-серые, мелкооскольчатые. В основании слоя и на уровнях 2.0, 6.0, 7.3, 9.2 м от основания — горизонты конкреций, сложенных известковистым алевролитом, красно-бурых с поверхности и серых в све-

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ



**Рис. 10.** Обнажение 5. Выходы слоев 4–7 в правом борту распадка и в береговом обрыве. Точка обнаружения аммонита Pseudolioceras cf. falcodiscus (Quenst.) показана стрелкой. Фото А.С. Алифирова 2014 г.

жем сколе. Отдельные конкреции обнаружены на уровнях 8.5 и 10 м. Слой 1 относится к пачке 16 (обн. 5, слои 2–5; Левчук, 1985) (рис. 2). Видимая мощность 20.6 м.

В конкрециях основания слоя встречен фрагмент аммонита Phylloceras sp. ind.

Двустворчатые моллюски: Mytiloceramus (Pseudomytiloides) marchaensis (Petr.), Охуtoma sp. ex gr. kirinae Velikzch. в конкреционных прослоях (обр.  $T\Phi$ -16, интервал основание слоя-2.0 м). По слою рассеяны Dacryomya jacutica (Petr.), Liostrea taimyrensis Zakh. et Schur. (обр.  $T\Phi$ -17).

В верхней части пачки 16 обнаружены двустворчатые моллюски: Pseudomytiloides marchaensis (Petr.), "Meleagrinella ex gr. sparsicosta (Petr.)" (= Arctotis (Praearctotis) marchaensis (Petr.)), "Dacryomya inflata (Ziet.)" (= Dacryomya jacutica (Petr.)), Camptonectes s. str. (Шурыгин, Левчук, 1982).

Фораминиферы: Ammodiscus glumaceus Gerke et Sossip., Saccammina inanis Gerke et Sossip., Astacolus praefoliaceus (Gerke), Lenticulina praemulta Sapjan, L. orbigny (Roemer), L. toarcense (Payard). На уровне второго конкреционного горизонта (6.0 м от подошвы) появляются Saccammina compacta Gerke и Trochammina taimyrensis Sapjan.

Слой 2. Алевриты глинистые, темно-серые, местами ожелезненные, мелкооскольчатые. В основании горизонт лепешковидных  $(1.0 \times 0.1 \text{ м})$  и булкообразных конкреций известковистого алевролита, хорошо выдержанный по простиранию, содержащий двустворчатые моллюски. На уровнях 2.2, 4.3 м от основания — горизонты конкреций, сложенных известковистым алевролитом, красно-бурых с поверхности, серых в свежем ско-

ле. Слой 2 относится к пачке 17 (обн. 5, слои 6–9; Левчук, 1985) (рис. 2). Мощность 41.9 м.

Двустворчатые моллюски: Oxytoma ex gr. jacksoni (Pomp.), целые раковины в конкрециях (обр. ТФ-18, основание слоя). По слою рассеяны Dacryomya gigantea Schur., Liostrea taimyrensis Zakh. et Schur. (обр. ТФ-19; обр. 100ф, 102ф, 103ф).

Приводились данные по двустворчатым моллюскам Acrtotis sp. ind. из верхней части пачки 17 (Шурыгин, Левчук, 1982). Представители рода Acrtotis предположительно относятся к Arctotis (Praearctotis) similis Velikzh.

Фораминиферы: Saccammina ex gr. inanis Gerke et Sossip., Ammodiscus glumaceus Gerke et Sossip., Astacolus praefoliaceus (Gerke), Lenticulina praemulta Sapjan.

Вышележащие отложения обнажены в левом и правом бортах распадка на расстоянии около 80—40 м от берега Хатангского залива (рис. 8, 9).

Слой 3. Алевриты темно-серые, токооскольчатые. В основании выдержанный горизонт конкреций известковистого алевролита (0.1 × 0.4 м). На уровнях 7.6, 7.9, 8.3 и 9.0 м от основания – горизонты эллипсоидальных конкреций известковистого алевролита. На уровне 9.35 м – шаровые конкреции (0.15 м в диаметре) известковистого алевролита. Слой 3 относится к пачке 17 (обн. 5, слои 10–11; Левчук, 1985) (рис. 2). Мощность 9.6 м.

Двустворчатые моллюски: Arctotis (Praearctotis) similis Velikzh., образующие гнездовидные скопления из отдельных створок хорошей сохранности (вблизи кровли); по слою рассеяны Liostrea taimyrensis Zakh. et Schur. (обр. ТФ-19, обр. 107ф), Dacryomya gigantea Schur. (обр. 108ф). В верхней части слоя найдены Dacryomya gigantea Zakh. et Schur., Nuculana (Jupiteria) ex gr. acuminata (Goldf.)



Рис. 11. Обнажение 5. Выходы пограничных слоев короткинской и апрелевской свит. Фото А.С. Алифирова 2014 г.

(обр. 110ф); Dacryomya gigantea Zakh. et Schur., Luciniola sp., Pleuromya sp. (обр. 111ф) (сборы А.Н. Алейникова).

Фораминиферы: Saccammina compacta Gerke, Ammodiscus glumaceus Gerke et Sossip., Astacolus praefoliaceus (Gerke).

Слой 4. Алевриты глинистые, темно-серые, мелкооскольчатые. В основании выдержанный маркирующий горизонт (0.4 м) алевролита известковистого, серого в свежем сколе, красновато-желтого с поверхности, сильно трещиноватого. В 0.2 м выше — выдержанный горизонт известковистых булкообразных конкреций. На уровнях 4.0, 7.0 м от основания — горизонты конкреций известковистого алевролита. Слой 4 относится к пачке 18 (обн. 5, слой 12; Левчук, 1985) (рис. 2). Мощность 9.5 м.

Двустворчатые моллюски: Dacryomya gigantea Zakh. et Schur в нижней части слоя. Фораминиферы: Ammodiscus glumaceus Gerke et Sossip., Verneuilinoides syndascoensis (Scharovskaja), Saccammina compacta Gerke, Trochammina taimyrensis Sapjan., Lenticulina praemulta Sapjan.

Слой 5. Алевриты глинистые, темно-серые, мелкооскольчатые. В основании выдержанный горизонт конкреций ( $2.0 \times 0.4$  м) алевролита известковистого, серого в свежем сколе, красноватого с поверхности. На уровне 3.7 м от основания — горизонт эллипсоидальных конкреций ( $0.3 \times 0.15$  м) алевролита известковистого, голубоватого с поверхности, серого в свежем сколе, содержащего двустворчатые моллюски. С уровня 4.0 м слой прослеживается из устья распадка вдоль берега залива (рис. 10). Слой 5 относится к пачке 18 (обн. 5, слои 13–14; Левчук, 1985) (рис. 2). Мощность 6.0 м.

В конкреции на уровне 3.7 м от основания слоя О.А. Лутиковым обнаружен аммонит, который был определен как Pseudolioceras cf. falcodiscus (Quenst.) (обр. ТФ-20-А; Князев, 1991). Двустворчатые моллюски: Malletia ex gr. amygdaloides (Sow.) (обр. ТФ-21, основание); Propeamussium olenekense Bodyl., Mclearnia kelimyarensis (Zakh. et Schur.) (очень часто), гастроподы (обр. ТФ-20, в 3.7 м от основания); Arctotis (Praearctotis) similis Velikzh., образующие гнездовидные скопления из отдельных створок плохой сохранности в известковистых конкрециях (обр. ТФ-22, в 4.0 м от основания). На уровне 5.0 м А.Н. Алейниковым в 2014 г. обнаружены Arctotis (Praearctotis) similis Velikzh., Propeamussium olenekense Bodyl. (обр. 113ф). Фораминиферы: Ammodiscus glumaceus Gerke et Sossip., Saccammina compacta Gerke, Trochammina taimyrensis Sapjan., Verneuilinoides syndascoensis (Scharovskaja).

Вышележащие слои 6—9 встречены в обнажении, прослеживаемом вдоль западного берега Хатангского залива. Обнажение представляет собой береговой обрыв высотой около 15 м (рис. 10). Начало описания слоя 6 находится на расстоянии около 20 м от приустьевой части распадка в направлении на юго-запад. Приустьевая часть распадка расположена на расстоянии 5.4 км от изголовья бухты Утиная. Координаты приустьевой части распадка 74°54.417' с.ш., 112°27.561' в.д.

Апрелевская свита (слои 6–8). Свита сложена цикличным переслаиванием глин и алевролитов крупнозернистых и глинистых, с прослоями и линзами мелкозернистых песков, насыщенных галькой, с растительным детритом (Шурыгин и др., 2000). Мощность свиты, по данным М.А. Левчука (1985), составляет 52.3 м, по новым данным – 58 м. Слои обнаружены в обнажении, расположенном на западном побережье Хатангского залива (рис. 11).

Слой 6. Алевриты темно-серые, мелкооскольчатые, местами ожелезненные. В основании выдержанный сдвоенный горизонт (до 1.0 м) алевролита известковистого, с гальками и валунами (до 0.15 м), обломками древесины. На уровне 1.5 м от основания слоя — горизонт конкреций известковистого алевролита. В верхней части слоя породы содержат примесь песчаного материала. Слой 6 относится к пачке 19 (обн. 5, слои 15–17; Левчук, 1985) (рис. 2). Мощность 9.0 м.

Двустворчатые моллюски: в основании слоя встречены Arctotis (Arctotis) ex gr. tabagensis (Petr.), Propeamussium olenekense Bodyl., Malletia ex gr. amygdaloides (Sow.), Nuculoma sp. (обр. ТФ-23). В этом слое найдены Oxytoma ex gr. jacksoni (Pomp.), Arctica humiliculminata Schur., Astarte meeki Stant., Musculus sp. (Шурыгин, Левчук, 1982).

В распадке безымянного ручья (обнажение № 7/1) на расстоянии 311 м от устья обнаружен комплекс двустворчатых моллюсков, включающий Propeamussium olenekense Bodyl., Oxytoma ex gr. jacksoni (Pomp.) (обр. 81ф; сборы А.Н. Алейни-кова).

Фораминиферы: в основании слоя встречены Ammodiscus glumaceus Gerke et Sossip., Saccammi-



Рис. 12. Захоронение раковин Arctotis (Arctotis) tabagensis (Petr.) в слое 7. Фото А.С. Алифирова 2014 г. Высота карандаша 15 см.



Рис. 13. Обнажение 5. Выходы пограничных слоев апрелевской и арангастахской свит. Фото А.С. Алифирова 2014 г.

na compacta Gerke, Trochammina taimyrensis Sapjan., Verneuilinoides syndascoensis (Scharovskaja), Lenticulina praemulta Sapjan., начиная с уровня 2.5 м появляются Lenticulina multa Schleifer.

Слой 7. Алевриты песчанистые, тонкооскольчатые, темно-серые, с многочисленными лепешковидными и шаровидными стяжениями пирита. В основании тонкий прослой (0.1 м) известковистого алевролита. Слой 7 относится к пачке 20 (обн. 5, слои 18–19; Левчук, 1985) (рис. 2). Мощность 15.0 м.

Двустворчатые моллюски: Luciniola sp., Malletia ex gr. amygdaloides (Sow.) (обр. ТФ-24). По сведениям Б.Н. Шурыгина и А.С. Алифирова, в этом слое распространены Arctica humiliculminata Schur., Arctotis (Arctotis) tabagensis (Petr.) (рис. 12).

Фораминиферы: Astacolus praefoliaceus (Gerke), Saccammina sp., Globulina sp., Marginulina sp. (сборы А.Н. Алейникова).

Слой 8. Алевролиты песчанистые, темно-серые, массивные. В основании мощный горизонт конкреций (0.6 × 2.0 м) алевролита известковистого, серого в свежем сколе, красноватого с поверхности. Слой 8 соответствует пачке 21 (обн. 5, слои 19, 20; Левчук, 1985) (рис. 2). Мощность 34.0 м.

Двустворчатые моллюски: Malletia amygdaloides (Sow.), Pleuromya sp. (обр. ТФ-25); скопления раковин Arctotis (Arctotis) tabagensis (Petr.) (обр. ТФ-26, низы). По сведениям Б.Н. Шурыгина, в слое присутствуют Retroceramus sp. ind., Tancredia sp. ind.

В распадке безымянного ручья (обнажение № 7/1) на расстоянии 200 м от устья обнаружены Arctotis (Arctotis) tabagensis (Petr.) (обр. 82ф; сборы А.Н. Алейникова).

Арангастахская свита. Сложена аргиллитами и алевролитами с тонкими пропластками песчаников в нижней части, светло-серыми алевритами и алевролитами с детритом в верхней части (Шурыгин, 1978). Свита обнажается в обрыве высотой около 15 м западного берега Хатангского залива (рис. 13). Начало описания слоя 9 находится на расстоянии 5590 м от изголовья бухты Утиная.

Слой 9. Алевролиты песчанистые, темно-серые, с поверхности зеленоватые, с редкими пятнами ярозита. В основании прослой зеленоватосерого песчаника с галькой, валунами, кусочками древесины и двустворками, мощностью около 0.2–0.3 м. В 0.5 м от подошвы конкреционный пласт (0.5 м) известковистого алевролита. В 1 м от подошвы горизонт конкреций  $(0.5 \times 1.5 \text{ м})$  алевролита известковистого, серого в свежем сколе, красновато-желтого с поверхности. В 1.8 м от подошвы — шарообразные конкреции 0.5-0.7 м диаметром. В верхней части алевролиты с пиритовыми стяжениями и кусками древесины. Слой 9 относится к пачке 22 (обн. 5, слои 21, 22; Левчук, 1985) (рис. 2). Мощность 7.5 м.

Двустворчатые моллюски: Retroceramus elegans (Kosch.) (обр. ТФ-27, основание), в осыпи верхней части слоя встречены Retroceramus menneri (Kosch.), Camptonectes s. str. (обр. ТФ-27А), Arctotis (Arctotis) tabagensis, Arctica humiliculminata Schur., Nuculana (Jupiteria) cf. acuminata (Goldf.).

Фораминиферы: в кровле слоя – Trochammina taimyrensis Sapjan. (сборы А.Н. Алейникова).

В распадке безымянного ручья (обнажение № 7/1) на расстоянии 115 м от устья обнаружены Retroceramus elegans Kosch. (слой 5, обр. 89ф), на расстоянии 95 м от устья – Retroceramus menneri Kosch. (слой 6, обр. 90ф) (сборы А.Н. Алейникова).

В более высоких частях арангастахской свиты появляются фораминиферы Trochammina praesquamata Mjatliuk, Lenticulina nordvikensis (Mjatliuk), Ammodiscus arangastachiensis (сборы А.Н. Алейникова).

Схема корреляции обнажений и палеонтологическая характеристика слоев приведены на рис. 14.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Литостратиграфическое расчленение разреза основано на исследованиях М.Е. Каплана, М.А. Левчука, Б.Н. Шурыгина и В.П. Девятова (Каплан и др., 1974; Шурыгин, Левчук, 1982; Левчук, 1985; Шурыгин и др., 2000). В результате изучения коллекций ранне-среднеюрской фауны из разреза мыса Цветкова, собранных в период с 1976 по 2014 гг., появились новые данные, позволяющие детализировать биостратиграфическое расчленение разреза, уточнить возрастной объем свит. Далее приводится обоснование возраста свит и входящих в их состав пачек и слоев, выделяются вспомогательные биостратиграфические подразделения слои с фауной.

Аиркатская свита. Толща в объеме слоев 11–15а содержит комплекс двустворок с Награх laevigatus, Homomya sp., характерный на севере Сибири (Анабарская губа, pp. Анабар, p. Тюнг) для зон Amaltheus stokesi и А. margaritatus верхнего плинсбаха (Стратиграфия..., 1976; Шурыгин, 1986). Толща включает комплекс фораминифер: Trochammina sablei, Saccammina ampulacea, Hyperammina neglecta, Glomospira ex gr. gordialis, Ammodiscus siliceus, Ammodiscus glumaceus, Kutzevella barrowensis, Bulbobaculites strigosus, Recurvoides taimyrensis. Этот комплекс характерен для Ф-зоны Trochammina sablei, стратиграфический объем которой на севере Сибири соответствует зонам Amaltheus margaritatus и Amaltheus viligaensis бореального стандарта (Сапьяник, 1991б). Таким образом, слои 11– 14, вероятно, отвечают зоне Amaltheus margaritatus.

В слое 15а обнаружен своеобразный комплекс двустворчатых моллюсков: Praemeleagrinella deleta, Neocrassina (Siungiudella) cf. parvula, Homomya sp. Вид Praemeleagrinella deleta известен из верхней части плинсбаха Франции (Dumortier, 1869). Представители Neocrassina (Siungiudella) parvula многочисленны в верхней части плинсбахского разреза на р. Сюнгюдэ (Лутиков, 1984), в котором обнаружены аммониты Amaltheus viligaensis (Князев и др., 1991). В комплексе фораминифер в массовых количествах встречается вид Recurvoides taimyrensis. Эпиболь Recurvoides taimyrensis xaрактеризует f-зону JF9, которая на севере России соответствует зонам Amaltheus viligaensis и Tiltoniceras antiquum (Решение..., 2004). Таким образом, слой 15а, вероятно, отвечает зоне Amaltheus viligaensis.

Для индексации стратиграфического интервала в терминальной части плинсбаха установлен новый биостратон.

*Слои с Praemeleagrinella deleta*. Двустворчатые моллюски, отнесенные к "Meleagrinella cf. substriata", впервые были обнаружены Б.Н. Шурыгиным в разрезе Анабарской губы в верхней пачке аиркатской свиты, представленной алевролитами светло-серыми, интенсивно ярозитизированными, содержащими звездчатые кальцитовые образования (Стратиграфия..., 1976). Подобные формы широко распространены в верхах плинсбаха на севере России и обнаружены О.А. Лутиковым в разрезах р. Келимяр в "желтом слое" кыринской свиты и в разрезе мыса Цветкова в терминальном слое аиркатской свиты (табл. І, фиг. 1–3). По строению лигаментного блока эти двустворчатые моллюски относятся к подроду Praemeleagrinella (Лутиков, Шурыгин, 2010), они имеют очень маленькие размеры, спрямленный тип заднего крыла, остроугольное заднее ушко с глубоким вырезом и близки к Praemeleagrinella deleta (Dumortier, 1869, pl. 35, fig. 5). Этот таксон обнаружен в верхней части плинсбаха Франции совместно с аммонитами Pleuroceras spinatum (Dumortier, 1869, p. 293). Представители Praemeleagrinella из группы deleta близки к формам из тоарских глин курунгской пачки разреза р. Келимяр, предварительно отнесенным к "Melleagrinella aff. substriata" (Лутиков, Шурыгин, 2010), но отличаются отсутствием изгиба на внешнем крае заднего крыла. Виды Praemeleagrinella deleta и "Melleagrinella aff. substriata", предположительно, образуют единую филогенетическую последовательность. Для Восточно-Таймырской СФЗ слои с Praemeleagrinella deleta в качестве вспомогательного биостратиграфического подразделения вы-

Обн. 5	Аммониты и двустворки	Свита Свита Мощность, м Мощность, м Мощность, м Мошность, м Мошность, м Мошеката, м Мошеката, м Мастана,	Апрелевская Алтре	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$		Короткинская 2 41.9 104 104 103 104 103 103 104 103 104 105 104 105 105 106 106 107 106 107 106 107 107 108 107 108 107 108 108 108 108 108 108 108 108	16 1 6 1 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00 0	Летиник (11/2)	
		Условные обозначения Глины, аргиллиты Глины, аргиллиты Плинистые алевриты, алевритистые глины, Алевролиты, алевриты песчанистые Феа Конкрешии: а – известковистые, Феа Конкрешии: а – известковистые, Проглои известковистою алевролита Проглои известковистою алевролита		06H.4	Аммониты Аммониты И двустворки	рус (Левчук, 1985) (Осярски й пуціонає стазцик пуціонає очіоптіє пуціонає очіоптіє пуціонає очіоптіє пуціонає очіоптіє пуціонає очіоптіє га ск ді кітілає пуціонає очіоптіє га, пуціонає очіоптіє пуціонає очіоптіє пуціонає очіоптіє пуціонає очіоптіє пуціонає очіоптіє пуціонає очіоптіє пуціонає очіоптіє пусіона о ск пу пусіонає очіоптіє пусіона о ск пу пусіонає отастрає пусіона о ск пу пусіонає отастрає пусіонає отастрає пусіона о ск пу пусіонає отастрає пусіонає отастрає пусіона о ск пу пусіона о ск пу пусіонає отастрає пусіонає отастрає пусіонає отастрає пусіона о ск пу пусіонає отастрає пусіона о ск пу пусіона о ск пу пу пу пу пу пу пу пу пу пу пу пу пу п	В. Подъя   В. Подъя   Пане   Свита   Свита   Свита<	Тоарский иними Никин Кипербог- каа скаа скаа скаа скаа скаа скаа скаа	тинсбах
		Слон с окситомидами Мощность, м	200 - 200 - 190 - 180 - 170 - 150 - 150 - 150 -	130 -		ratearcious similis 90 - 80 - 70 -	Praearctotis 60 – marchaensis 50 –	30	raemeleagrinella deleta
	стоящая работа	Слои с ретроцерамидами	Retroce ramus elegans				Pseudomytiloides marchaensis	Pseudomytiloides oviformis Lenoceramus vilujensis	
	Hae	Зоны бореального стандарта (Захаров и др, 1997; Шурыгин и др., 2011)	Pseudolioceras maclintocki		: - -	Pseudolioceras falcodiscus	Pseudolioceras wuerttenbergeri Pseudolioceras compactile	Zugodactylites braunianus Dactylioceras commune Harpoceras falciferum Tiltoniceras antiguum	Amaltheus vilivaensis
		оудк Подъярус	Ааленскии Нижний			верхний кии	logpc	крхний хвоэниі	
	тин и др., 2000		Retroceramus	Maclearnia kelimyarensis	ſ	Pseudomytiloides marchaensis	Dacryomya inflata, Tancredia bicarinata	Anradulonectites	
	IIIypыı	уүк Подрагуус Бита Свита	Ааленский Авленский Арангас- Верхний Арангас-	йин:	жиН	й сороткинка веленокая	Г ЙИНЖИН RбяэтоюдэтиХ	хедонип ерхний иркате- вея	

ЛУТИКОВ и др.



деляются впервые и сопоставляются с зоной Amaltheus viligaensis бореального аммонитового стандарта (Шурыгин и др., 2011).

Китербютская свита. Раннетоарский этап на Северо-Востоке Азии характеризовался трансгрессивным заполнением аккумулятивных впадин и формированием толщ с однообразным глинистым составом в нижней части (Князев и др., 2003). Следы глобальной раннетоарской трансгрессии представлены аргиллитами Омолонского массива, Северного Приохотья, горючими сланцами, глинами и аргиллитами северных и восточных прогибов Сибирской платформы и достигают северо-востока Западной Сибири (Репин, 2020). В Восточной Сибири раннетоарская китербютская свита распространена в Восточно-Таймырской СФЗ и Нордвикской СФЗ. Предполагалось, что в разрезе мыса Цветкова и Анабарской губы китербютская свита перекрывает плинсбахские отложения с перерывом, отвечающим зоне Dactylioceras tenuicostatum северо-западного европейского стандарта (Решения..., 1981; Шурыгин и др., 2000; Князев и др., 2003).

Слой 15б в обнажении № 4 разреза мыса Цветкова включает переходный плинсбах-тоарский комплекс фораминифер, в котором наряду с видами, характерными для плинсбаха (Recurvoides taimyrensis, Ammodiscus siliceus, Ammodiscus glumaceus, Saccammina ampullacea, Jacullella jacutica, Bulbobaculites strigosus), присутствуют тоарские виды: Trochammina kisselmani, Ammobaculites lobus, Saccammina inanis, Lenticulina toarcense (Caпьяник, 1991а). В опорном разрезе нижнего тоара на Северо-Востоке России (р. Астрономическая) первое появление Trochammina kisselmani, Saccammina inanis датируется аммонитами зоны Tiltoniceras antiquum (Князев и др., 2003). В основании курунгской пачки келимярской свиты разреза р. Келимяр найден аналогичный смешанный плинсбах-тоарский комплекс фораминифер. По мнению Б.Л. Никитенко, присутствие этого комплекса может свидетельствовать о наличии аналогов зоны Tiltoniceras antiquum (Девятов и др., 2010).

В слое 16а обнаружены двустворчатые моллюски Dacryomya jacutica и комплекс фораминифер, представленный раннетоарскими видами (Trochammina kisselmani, Ammobaculites lobus, Saccammina inanis, Triplasia kingakensis) в сопровождении ряда плинсбахских таксонов: Ammodiscus glumaceus, Bulbobaculites strigosus, Hyperammina neglecta. Первое появление двустворок Dacryomya jacutica и фораминифер Triplasia kingakensis в опорном разрезе нижнего тоара (р. Астрономическая) на Северо-Востоке России датировано аммонитами зоны Tiltoniceras antiquum (Князев и др., 2003). Таким образом, слои 15б и 16а китербютской свиты можно отнести к зоне Tiltoniceras antiquum бореального стандарта. В слое 16б обнаружены двустворчатые моллюски Dacryomya jacutica и белемниты. Стратиграфический диапазон распространения D. jacutica на севере России охватывает весь нижний тоар (Шурыгин, 1987). В разрезе Анабарской губы китербютская свита рассматривается в объеме зон Нагросегаs falciferum и Dactylioceras commune (Сакс и др., 1963; Шурыгин и др., 2000). Учитывая положение слоя 16б в разрезе и датировку китербютской свиты в Нордвикской СФЗ, этот слой в разрезе мыса Цветкова условно сопоставляется нами с зонами Нагросегаs falciferum и Dactylioceras commune бореального стандарта.

Короткинская свита. Толща, включающая слои 17а-18 обнажения № 4, и толща, представленная слоями 1−7 обнажения № 5, относились к пачкам 15 и 16 короткинской свиты (Левчук, 1985; Шурыгин и др., 2000). Слой 16в ранее рассматривался в составе китербютской свиты (пачка 14, слой 5; Левчук, 1985). В стенке обнажения этот слой визуально отличается от нижележашей толщи темно-серым цветом, выраженной слоистостью и выдержанными горизонтами конкреций (рис. 5, 6). Слой 16в по своей литологической характеристике соответствует пачке "аргиллитов темносерых оскольчатых, с многочисленными горизонтами карбонатных конкреший". в основании которой найден аммонит Dactylioceras ex gr. commune (пачка 7; Каплан и др., 1974). В слое 16в обнаружены двустворчатые моллюски Dacryomya jacutiса. Предположительно, слой 16в следует относить к короткинской свите. Нижняя граница слоя резкая, проводится по смене пород, в основании слоя - горизонт уплощенных конкреций.

Слои 17а, 17б и 18 в обнажении № 4 (рис. 6) по литологической и палеонтолого-тафономической характеристике относятся к пачке 15 (обн. 7, слои 1-4; Левчук, 1985). В основании слоя 17а – маркирующий линзообразный прослой желтоватых глин. В слое 17б в конкреционном горизонте на уровне 1.8 м от основания в 1987 г. О.А. Лутиковым обнаружен аммонит, отнесенный к Catacoeloceras crassum (Князев и др., 1993). В слое 18 на уровне 1.2 м встречены ретроцерамидные формы, близкие к Mytiloceramus (Lenoceramus) vilujensis – виду, характерному для отложений, датированных аммонитами Dactylioceras commune на рр. Тюнг, Марха, Вилюй и в Анабарской губе (Репин, Полуботко, 1992; Лутиков, Арп, 2020). На уровне 2.0 м от основания слоя 18 многочисленны ретроцерамидные формы, близкие к Mytiloceramus (Pseudomytiloides) oviformis – виду, распространенному на р. Марха в слоях, из которых известны Zugodactilites braunianus (Князев и др., 2003). Комплекс фораминифер в слоях 156–18 в обнажении № 4, включающий Trochammina kisselmani, Ammobaculites lobus, Triplasia kingakensis, Astacolus praefoliaceus, Ammodiscus glumaceus, Globulina jurensis, является характерным для  $\Phi$ - зоны Trochammina kisselmani, которая на севере Сибири рассматривается в объеме нижнего тоара (Сапьяник, 1991б).

Учитывая датировку слоев с ретроцерамидами и фораминиферами в разрезах Вилюйской синеклизы и Енисей-Хатангского прогиба (Князев и др., 1983, 2003; Полуботко, 1992; Репин, Полуботко, 1992; Никитенко, 2009), толща в объеме слоев 16в, 17 и 18 (0–2.0 м) в обнажении № 4 относится к зонам Dactylioceras commune и Zugodactilites braunianus.

Слой 18 обнажения № 4 в интервале 2.0–2.8 м и слой 1 в обнажении № 5 охарактеризованы ретроцерамидными формами, близкими к Mytiloceramus (Pseudomytiloides) marchaensis – виду, широко распространенному в Восточной Сибири и на Северо-Востоке России в отложениях, датированных аммонитами Pseudolioceras compactile и Pseudolioceras wuerttenbergeri (Князев и др., 2003).

Слой 1 в обнажении № 5 (рис. 7) по литологической и палеонтолого-тафономической характеристике относится к пачке 16 (обн. 7, слои 1; Левчук, 1985). В верхней части пачки 16 обнаружены Mytiloceramus (Pseudomytiloides) marchaensis совместно с Arctotis (Praearctotis) marchaensis, Camptonectes s. str. (Шурыгин, Левчук, 1982). В разрезах Вилюйской синеклизы (рр. Тюнг, Марха) толщи с совместным распространением Pseudomytiloides marchaensis и Arctotis (Praearctotis) marchaensis датируются аммонитами зоны Pseudolioceras wuerttenbergeri (Князев и др., 2003). Учитывая последовательность комплексов двустворок в разрезах Северо-Востока России и Вилюйской синеклизы, пачку 16 короткинской свиты можно отнести к аналогам зон Pseudolioceras compactile и Pseudolioceras wuerttenbergeri бореального стандарта.

Вышележащая толща разреза мыса Цветкова, включающая слои 2 и 3 обнажения № 5 (рис. 7, 8), соответствует пачке 17 короткинской свиты (обн. 5, слои 6—11; Левчук, 1985) (рис. 2). Литологическими маркерами толщи являются горизонт лепешковидных (1.0 × 0.1 м) и булкообразных конкреций известковистого алевролита, хорошо выдержанный по простиранию в основании слоя 2, и верхняя часть слоя 3 с обилием конкреционных горизонтов. Слой 2 характеризуется Oxytoma ex gr. јасksoni, Dacryomya gigantea, Liostrea taimyrensis. В пачке 17 найден Arctotis sp. ind. (Шурыгин, Левчук, 1982).

Слои 4–5 обнажения № 5 соответствуют пачке 18 короткинской свиты (обн. 5, слои 12–14; Левчук, 1975) (рис. 2). Литологическим маркером является горизонт конкреций известковистого алевролита мощностью около 0.4 м в основании слоя 4. Слои 4–5 характеризуются Arctotis (Praearctotis) similis, Dacryomya gigantea, Propeamussium olenekense, Maclearnia kelimyarensis, Malletia ex gr. amygdaloides, Nuculana (Jupiteria) acuminata, Luciniola sp. Находка в слое 5 обнажения № 5 аммо-

Таблица I.

- Фиг. 1. Praemeleagrinella deleta (Dum.), экз. № ТФ-11/1: 1а левая створка, ×1; 16 то же, ×6; обн. 4, слой 15, середина, обр. ТФ-11.
- Фиг. 2. Praemeleagrinella deleta (Dum.), экз. № 12/66/8: 2а левая створка, ×1; 2б то же, ×7; Анабарская губа, обн. 5, сл. 64, обр. №12/66 (сборы Б.Н. Шурыгина).
- Фиг. 3. Praemeleagrinella deleta (Dum.), экз. № К-1012/202: За левая створка, ×1; Зб то же, ×7; р. Келимяр, обн. 5, сл. 2, обр. № К-1012.
- Фиг. 4. Siungiudella cf. parvula Lutikov, экз. № ТФ-11/2: 4а правая створка, ×1; 4б то же, ×6; обн. 4, слой 15, середина, обр. ТФ-11.
- Фиг. 5. Dacryomya jacutica (Petr.), экз. № ТФ-15-1/3: 5а вид со стороны правой створки ×1; 5б то же, ×2; обн. 4, слой 18, уровень 2.0 м от основания слоя, обр. ТФ-15.
- Фиг. 6. Mytiloceramus (Lenoceramus) vilujensis (Polub.), экз. № ТФ-14/1: 6а правая створка, ×1; 6б то же, ×2; обн. 4, слой 18, уровень 1.2 м от основания слоя, обр. ТФ-14.
- Фиг. 7. Mytiloceramus (Lenoceramus) vilujensis (Polub.), экз. № ТФ-14/2: 7а левая створка, ×1; 7б то же, ×2; обн. 4, слой 18, уровень 1.2 м от основания слоя, обр. ТФ-14.
- Фиг. 8. Муtiloceramus (Lenoceramus) vilujensis (Polub.), экз. № ТФ-14/3: 8а левая створка, ×1; 8б то же, ×2; обн. 4, слой 18, уровень 1.2 м от основания слоя, обр. ТФ-14.
- Фиг. 9. Mytiloceramus (Pseudomytiloides) oviformis (Khudyaev in Krymholts et al., 1953), экз. № ТФ-15-1/1: 9а правая створка, ×1; 96 то же, ×2; обн. 4, слой 18, уровень 2.0 м от основания слоя, обр. ТФ-15/1.

Фиг. 10. Mytiloceramus (Pseudomytiloides) oviformis (Khudyaev in Krymholts et al., 1953), экз. № ТФ-15-1/2: 10а – правая створка, ×1; 10б – то же, ×2; обн. 4, слой 18, уровень 2.0 м от основания слоя, обр. ТФ-15/1.

Фиг. 11. Mytiloceramus (Pseudomytiloides) marchaensis (Petr.), экз. № ТФ-15-2/1: 11а – левая створка, ×1; 11б – то же, ×2; обн. 4, слой 18, из интервала 2.0–2.8 м выше основания, обр. ТФ-15/2.

Фиг. 12. Охуtoma ex gr. kirinae Velikzh., экз. № ТФ-15-1/6: 12а – левая створка, ×1; 12б – то же, ×2; обн. 4, слой 18, уровень 2.0 м от основания слоя, обр. ТФ-15/1.

Фиг. 13. Oxytoma ex gr. kirinae Velikzh., экз. № ТФ-15-1/5: 13а – левая створка, ×1; 136 – то же, ×2; обн. 4, слой 18, уровень 2.0 м от основания слоя, обр. ТФ-15/1.

Фиг. 14. Malletia aff. amygdaloides (Sow.), экз. № ТФ-15-1/4: 14а – вид со стороны правой створки, ×1; 14б – то же, ×5; обн. 4, слой 18, уровень 20 м от основания слоя, обр. ТФ-15.

Фиг. 15. Dacryomya gigantea Zakh. et Schur., экз. № 103ф/2, молодая форма: 15а – вид со стороны правой створки, ×1; 15б – то же, ×2; обн. 5, слой 2, середина, обр. 103ф.

Фиг. 16. Dacryomya gigantea Zakh. et Schur., взрослая форма, экз. № 103ф/3: 16а – вид со стороны правой створки, ×1; 16б – то же, ×2; обн. 5, слой 2, середина, обр. 103ф.



нита Pseudolioceras cf. falcodiscus (рис. 10) свидетельствует о принадлежности пачки 18 к зоне Pseudolioceras falcodiscus бореального стандарта (Захаров и др., 1997; Шурыгин и др., 2011).

Стратиграфический объем слоев с Propeamussium olenekense, Oxytoma jacksoni, "Arctotis marchaensis" в тоар-ааленских отложениях на севере России до последнего времени оставался дискуссионным. В действующей Унифицированной региональной стратиграфической схеме юрских отложений Средней Сибири нижняя граница слоев c Propeamussium olenekense, Arctotis marchaensis условно совмещалась с основанием аалена (Решения..., 1981). С другой стороны, в разрезе р. Келимяр в слоях с комплексом Oxytoma jacksoni, Propeamussium olenekense обнаружены верхнетоарские аммониты Pseudolioceras compactile, P. falcodiscus (Князев и др., 1984, 2007). Аналогичный комплекс двустворчатых моллюсков с Propeamussium olenekense, Oxytoma cf. jacksoni, Arctotis cf. marchaensis в разрезе р. Вилига происходит из пачки с аммонитами Pseudolioceras replicatum Buckm., а в пачках с Pseudolioceras beyrichi и Pseudolioceras maclintocki найдены Propeamussium olenekense. Oxvtoma jacksoni (Репин, Полуботко, 2015). В современной аммонитовой шкале Северо-Востока России вид Pseudolioceras replicatum индексирует терминальную зону тоара (Репин, 2016). Из этого следует, что на севере России стратиграфический объем слоев с Oxytoma jacksoni, Propeamussium olenekense повсеместно охватывает верхнюю зону тоара и нижнюю зону аалена.

В результате ревизии рода Arctotis установлено. что стратиграфический диапазон видов Arctotis (Praearctotis) marchaensis u Arctotis (Praearctotis) similis соответствует двум верхним зонам тоара, а интервал распространения вида Arctotis (Arctotis) tabagensis соответствует нижней зоне аалена (Лутиков, Шурыгин, 2010). Вид Arctotis (Praearctotis) similis является биостратиграфическим репером верхней части тоара в Восточной Сибири. В разрезе р. Моторчуна представители Arctotis (Praearctotis) similis Velikzh. распространены в верхах сунтарской свиты. В этих слоях обнаружены аммониты Pseudolioceras falcodiscus (Князев и др., 1991) и Pseudolioceras motortschunense (Репин, 2017). В разрезе Анабарской губы находки Arctotis (Praearctotis) similis приурочены к слоям хоргонской свиты, в осыпи которых обнаружен Pseudolioceras falcodiscus (Князев, 1991).

Таким образом, слои 2-5 короткинской свиты по комплексу двустворчатых моллюсков Arctotis (Praearctotis) similis Velikzh., Oxytoma ex gr. jacksoni, Propeamussium olenekense и присутствию Pseudolioceras cf. falcodiscus относятся к зоне Pseudolioceras falcodiscus бореального стандарта.

Комплекс фораминифер в слоях 1–5 обнажения № 5 короткинской свиты, включающий Тгоchammina taimyrensis, Ammodiscus glumaceus, Astacolus praefoliaceus, Verneuilinoides syndascoensis, характеризует  $\Phi$ -зону Trochammina taimyrensis, которая на севере Восточной Сибири рассматривается в объеме зон Pseudolioceras compactile и P. macklintocki (Сапьяник, 1991б).

Для индексации отдельных стратиграфических интервалов тоара установлены новые биостратиграфические подразделения по двустворчатым моллюскам.

Слои с Lenoceramus vilujensis. Для Восточно-Таймырской СФЗ выделяются впервые. В качестве вспомогательного биостратиграфического подразделения слои с Lenoceramus viluiensis впервые были установлены в Сунтарской СФЗ (рр. Тюнг, Марха, Вилюй) в объеме двух местных аммонитовых зон нижнего тоара: Dactylioceras athleticum, Zugodactylites monestieri. В качестве регионального стратиграфического подразделения Восточной Сибири слои с Lenoceramus vilujensis и Meleagrinella faminaestriata предлагались в объеме зон Dactylioceras athleticum, Zugodactylites monestieri (Репин, Полуботко, 1992). На р. Тюнг первые Муtiloceramus (Lenoceramus) vilujensis Polub. достоверно появляются на уровне зоны Dactylioceras athleticum. В разрезе Восточного Таймыра слои с Lenoceramus vilujensis прослежены в пачке 15 (обнажение № 4, слой 18, уровень 1.2 м). Слои с Lenoceramus vilujensis рассматриваются в объеме зоны Dactylioceras commune бореального стандарта (Захаров и др., 1997; Шурыгин и др., 2011).

Слои с Pseudomytiloides oviformis. Для Восточно-Таймырской СФЗ выделяются впервые. Согласно исследованиям Г.Т. Петровой, первоначальное определение вида "Mytiloides" oviformis принадлежит Е.И. Худяеву (Крымгольц и др., 1953, с. 55). Голотип вида представлен экземпляром № 806/5393 из разреза р. Марха (Крымгольц и др., 1953, табл. VII, фиг. 6) и хранится в ЦНИГР музее им. Ф.Н. Чернышова (Санкт-Петербург). О.А. Лутиковым установлено, что экземпляры, описанные Г.Т. Петровой как "Mytiloides" oviformis, по наличию биссусного ушка и типу скульптуры относятся к подроду Pseudomytiloides Koschelkina, 1963. На р. Марха появление представителей Pseudomytiloides с гладкой скульптурой соответствует уровню распространения в разрезе аммонитов Zugodactilites braunianus. В разрезе мыса Цветкова слои с Pseudomytiloides oviformis прослежены в пачке 15 (обнажение № 4, слой 18, уровень 2.0 м: обнажение № 5. слой 1. основание слоя). В серии нижнеюрских разрезов Восточной Сибири (Анабарская губа, рр. Вилюй, Тюнг, Mapxa) вид Mytiloceramus (Pseudomytiloides) oviformis (Khudyaev in Krymholts et al., 1953) сменяет Mytiloceramus (Lenoceramus) vilujensis Polubotko. Слои с Pseudomytiloides oviformis рассматриваются в объеме зоны Zugodactilites braunianus бореального стандарта (Захаров и др., 1997; Шурыгин и др., 2011).

Слои с Pseudomytiloides marchaensis. Впервые слои были выделены Б.Н. Шурыгиным в разрезе мыса Цветкова и условно приравнивались к зоне Zugodactylites monestieri (Шурыгин, Левчук, 1982). В стандартной шкале по двустворчатым моллюскам b-зона Pseudomytiloides marchaensis соответствует зоне Pseudolioceras compactile верхнего тоара (Шурыгин и др., 2011). Слои прослежены в пачках 15 и 16 короткинской свиты (обнажение № 4, слой 18, интервал 2.0–2.8 м; обнажение № 5, слой 1, интервал 2.0–20.6 м). Стратиграфический диапазон вида Pseudomytiloides marchaensis охватывает зоны Pseudolioceras compactile и Pseudolioceras wuerttenbergeri бореального стандарта (Князев и др., 2003), поэтому слои с Pseudomytiloides marchaensis в настоящей статье рассматриваются в объеме двух верхнетоарских зон: Pseudolioceras compactile и Pseudolioceras wuerttenbergeri бореального стандарта (Захаров и др., 1997; Шурыгин и др., 2011).

Слои с Praearctotis marchaensis. В разрезе мыса Цветкова выделяются впервые. В стандартной шкале по двустворчатым моллюскам b-зона Arctotis marchaensis соответствует двум зонам верхнего тоара и нижней части аалена (Шурыгин и др., 2011). В нижнеюрских разрезах Восточной Сибири (Анабарская губа, рр. Вилюй, Тюнг, Марха) вид Arctotis (Praearctotis) marchaensis сменяет Arctotis (Praearctotis) milovae. Слои с Praearctotis marchaensis занимают меньший стратиграфический объем по сравнению с b-зоной Arctotis marchaensis ввиду ревизии вида Arctotis marchaensis (Лутиков, Шурыгин, 2010). На р. Марха тейль-зона вида Arctotis (Praearctotis) marchaensis датирована аммонитами Pseudolioceras wuerttenbergeri (Князев и др., 2003). Слои прослежены в пачке 16 короткинской свиты. Ориентируясь на разрез р. Марха, слои с Praearctotis marchaensis выделяются в объеме верхнетоарской зоны Pseudolioceras wuerttenbergeri бореального стандарта (Захаров и др., 1997; Шурыгин и др., 2011).

Слои с Praearctotis similis. Для Восточно-Таймырской СФЗ выделяются впервые. Согласно современным представлениям, в разрезе мыса Цветкова выделяется b-зона Dacryomya gigantea, coorветствующая части верхнего тоара и нижней части аалена (Шурыгин и др., 2000). Виды Arctotis similis Velikzh. и A. viluiensis Velikzh. впервые были описаны Л.С. Великжаниной из верхней части сунтарской свиты разреза р. Вилюй (Великжанина. 1966). Ранее оба вида рассматривались как синонимы (Лутиков, Шурыгин, 2010). О.А. Лутиковым при изучении типовой коллекции, хранящейся в музее ВНИГРИ (Санкт-Петербург), установлены различия между таксонами. Вид A. viluiensis paccматривается в настоящей статье как синоним Arctotis (Praearctotis) marchaensis (Petr.). В нижнеюрских разрезах Восточной Сибири (Анабарская губа, рр. Вилюй, Тюнг) вид Arctotis (Praearctotis) similis сменяет Arctotis (Praearctotis) marchaensis. В разрезе мыса Цветкова тейль-зона вида Arctotis (Praearctotis) similis датируется аммонитом Pseudolioceras cf. falcodiscus, найденным в слое 5 в обнажении № 5. Слои прослежены в пачках 17 и 18 короткинской свиты. Слои с Praearctotis similis выделяются в объеме верхнетоарской зоны Pseudolioceras falcodiscus бореального стандарта (Захаров и др., 1997; Шурыгин и др., 2011).

Апрелевская свита. Толща, включающая слои 6—8 обнажения № 5, относится к апрелевской свите (пачки 19–21, Левчук, 1985; Шурыгин и др., 2000).

Слой 6 характеризуется комплексом двустворчатых моллюсков с Oxytoma ex gr. jacksoni, Propeamussium olenekense, Malletia ex gr. amygdaloides, Maclearnia kelimyarensis, Nuculana acuminata, Luciniola sp. В комплексе фораминифер присутствуют Ammodiscus glumaceus Gerke et Sossip., Saccammina compacta, Trochammina taimyrensis, Verneuilinoides syndascoensis, Lenticulina praemulta. С уровня 2.5 м от основания слоя появляются Lenticulina multa Schleifer.

Слои 7 и 8 характеризуются двустворчатыми моллюсками: Arctotis (Arctotis) tabagensis (Petr.), Malletia ex gr. amygdaloides (Sow.), Arctica humiliculminata Schur., Nuculana (Jupiteria) acuminata (Goldf.), Luciniola sp., Tancredia sp. ind. Первые Retroceramus sp. ind. приводились из слоя 7 (пачка 21; Шурыгин, Левчук, 1982).

Представители Arctotis из пачек 19-21 Восточно-Таймырского разреза ранее относились к Агсtotis lenaensis (Lah.) (Шурыгин, Левчук, 1982). На основании особенностей внешней морфологии левой створки – присутствия субпрямоугольного переднего ушка, отделенного от остальной поверхности депрессией (табл. II, фиг. 8–9), эти двустворки отнесены к Arctotis (Arctotis) tabagensis. Вид Arctotis (Arctotis) tabagensis (Petr.) широко распространен на севере России (Анабарская губа, рр. Моторчуна, Молодо, Лена, Тюнг, Марха, Вилюй). Первые Arctotis (Arctotis) tabagensis на р. Моторчуна распространены в основании кыстатымской свиты в слое, в котором обнаружены аммониты Pseudolioceras maclintocki (Стратиграфия..., 1976).

Опираясь на разрез р. Моторчуны, прослой алевролита с галькой и валунами в основании апрелевской свиты в разрезе мыса Цветкова с ракушняками, включающими Arctotis (Arctotis) ex gr. tabagensis, может быть условно совмещен с нижней границей зоны maclintocki. Соответственно, толща, охарактеризованная Arctotis tabagensis (пачки 19–21), является аналогом нижнеааленской зоны Pseudolioceras maclintocki бореального стандарта (Захаров и др., 1997; Шурыгин и др., 2011). В пользу этого свидетельствует сопутствующий комплекс фораминифер с Ammodiscus glumaceus Gerke et Sossip., Saccammina compacta, Trochammina taimyrensis, Verneuilinoides syndascoensis, Lenticulina praemulta, характеризующий  $\Phi$ -зону Trochammina taimyrensis, верхняя часть, которой датирована аммонитами Pseudolioceras maclintocki в Приверхоянье (Никитенко, 2009) и аммонитами Pseudolioceras beyrichi на р. Келимяр (Сапьяник, 19916).

Арангастахская свита. Слой 9 относится к арангастахской свите (пачка 22; Левчук, 1985; Шурыгин и др., 2000) (рис. 2). Литологическим маркером является прослой зеленовато-серого песчаника с галькой, валунами, кусочками древесины и двустворками, мощностью около 0.2—0.3 м в основании слоя 9.

Слой 9 характеризуется комплексом двустворчатых моллюсков: Retroceramus elegans, Arctotis (Arctotis) tabagensis, Arctica humiliculminata Schur., Nuculana (Jupiteria) cf. acuminata. В осыпи верхней части слоя присутствуют Retroceramus menneri, Camptonectes s. str. В кровле слоя встречены фораминиферы Trochammina taimyrensis.

Корреляция бореального нижнего аалена с европейским стандартом является предметом дискуссий (Князев и др., 2007; Репин, 2016). Согласно современным представлениям, нижний аален в Восточной Сибири рассматривается в объеме зоны Pseudolioceras maclintocki, в основании которой выделены слои с P. beyrichi (Захаров и др., 1997; Шурыгин и др., 2011). Выделение нижнеааленского комплекса с двустворчатыми моллюсками на севере России также дискуссионно. Существует точка зрения, что уровень появления ретроцерамид в разрезах севера России совпадает с границей нижней и средней юры. Это подтверждается находками ретроцерамид в одних толщах совместно с нижнеааленскими аммонитами в Приверхоянье и на Северо-Востоке России (Кошелкина, 1963, 1967, 1985; Репин, Полуботко, 2015). В схеме Северо-Востока России зона Retroceramus elegans-Retroceramus jurensis соответствует нижнему и верхнему аалену (Решения..., 2009).

Существует точка зрения, согласно которой появление ретроцерамов не является синхронным на всей территории севера России. В действующей Унифицированной региональной стратиграфической схеме юрских отложений Восточной Сибири принято, что нижняя граница слоев с Retroceramus elegans проходит выше границы нижнего и среднего отделов юры (Решения..., 1981). В стандартной шкале по двустворчатым моллюскам b-зона Retroceramus elegans установлена в объеме верхней части нижнего аалена и нижней части верхнего аалена (Шурыгин и др., 2011). Этим взглядам соответствуют находки аммонитов и ретроцерамид на р. Келимяр. В обнажении на р. Келимяр в одном слое с Pseudolioceras beyrichi ретроцерамов не установлено (Князев и др., 1984). Ракушняки с Retroceramus elegans обнаружены О.А. Лутиковым в осыпи более высоких слоев того же обнажения. На Анабарской губе в основании арангастахской свиты Retroceramus elegans обнаружены совместно с Retroceramus ju-

#### Таблица II.

- Фиг. 2. Oxytoma ex gr. jacksoni (Pomp.), экз. № 81ф/1, ядро левой створки, ×1, обн. 7/1, слой 3, VII конкреционный горизонт, обр. 81ф (сборы А.Н. Алейникова).
- Фиг. 3. Oxytoma ex gr. jacksoni (Pomp.), экз. № 81ф/2, ядро правой створки с остатками раковинного слоя, ×1, обн. 7/1,

слой 3, VII конкреционный горизонт, обр. 81ф (сборы А.Н. Алейникова).

Фиг. 4. Propeamussium olenekense Bodyl., экз. № 113ф/1: 4а – внутреннее ядро правой створки, ×1; 4б – то же, ×2; обн. 5, слой 6, уровень 5.0 м от основания слоя, обр. 113ф (сборы А.Н. Алейникова).

Фиг. 5. Maclearnia kelimyarensis Zakh. et Schur., экз. № ТФ-20/1, вид со стороны левой створки, ×1, обн. 5, слой 5, уровень 3.7 м от основания слоя, обр. ТФ-20.

- Фиг. 6. Arctotis (Praearctotis) similis Velikzh., экз. № ТР-19/1, левая створка, ×1, обн. 5, слой 3, вблизи кровли, обр. ТФ-19. Фиг. 7. Arctotis (Praearctotis) similis Velikzh., экз. № 113ф/2, левая створка, ×1, обн. 5, слой 6, уровень 5.0 м от основания
- слоя, обр. 113ф (сборы А.Н. Алейникова).
- Фит. 8. Arctotis (Arctoris) tabagensis (Petr.), экз. № ТФ-26/2, деформированное ядро левой створки, ×1, обн. 5, слой 8, низы, обр. ТФ-26.

Фиг. 9. Arctotis (Arctoris) tabagensis (Petr.), экз. № 82ф/1, ядро левой створки, ×1, обн. 7/1, слой 3, кровля, обр. 82ф (сборы А.Н. Алейникова).

Фиг. 10. Malletia ex gr. amygdaloides (Sow.), экз. № ТФ-21/1: 10а – ядро левой створки с остатками раковинного слоя, ×1; 106 – то же, ×6; обн. 5, слой 5, основание, обр. ТФ-21.

Фиг. 11. Luciniola sp., экз. № ТФ-23/1: 11а – ядро правой створки с остатками раковинного слоя, ×1; 11б – то же, ×3; обн. 5, слой 6, основание, обр. ТФ-23.

Фиг. 12. Arctica humiliculminata Schurygin, экз. № ТФ-24/2: 12а – правая створка, ×1; 12б – то же, ×3; обн. 5, слой 7, обр. ТФ-24.

Фиг. 13. Tancredia sp., экз. № ТФ-24/1: 13а – ядро правой створки, ×1; 13б – то же, ×2; обн. 5, слой 7, обр. ТФ-24.

Фиг. 14. Retroceramus elegans Kosch., экз. № ТФ 27/1, левая створка юношеского экземпляра, ×1, обн. 5, слой 9, обр. ТФ-27.

Фиг. 15. Retroceramus elegans Kosch., экз. № ТФ 27/2, правая створка взрослого экземпляра, ×1, обн. 5, слой 9, обр. ТФ-27. Фиг. 16. Retroceramus menneri Kosch., экз. 90ф/1, правая створка взрослого экземпляра, ×1, обн. 7/1, слой 6, уровень 1.5 м от основания слоя, обр. 90ф (сборы А.Н. Алейникова).

Фиг. 1. Oxytoma ex gr. jacksoni (Pomp.), экз. № ТФ-18/2: 1а – левая створка, ×1; 1б – то же, ×1.5; обн. 5, слой 2, основание, обр. ТР-18.



rensis в конденсированном слое. В этом же слое найдены Retroceramus menneri (Кошелкина, 1974). Предполагалось, что в этом разрезе отсутствуют слои с Retroceramus elegans (Меледина, Шурыгин, 2000). Таким образом, в разрезах Лено-Анабарского и Енисей-Хатангского прогибов между последними тоарскими аммонитами Pseudolioceras falcodiscus и первыми Retroceramus elegans есть часть разреза, не охарактеризованная ретроцерамидами. На р. Келимяр этой части соответствуют верхняя часть слоев с Maclearnia kelimyarensis, Propeamussium olenekense, Oxytoma ex gr. jacksoni и слои с Pseudolioceras beyrichi (Князев и др., 1984, 2003), в разрезе мыса Цветкова – верхняя часть слоев с Maclearnia kelimvarensis. Propeamussium olenekense. Oxvtoma ex gr. jacksoni (слой 6) и слои с Arctotis (Arctotis) tabagensis (слои 6–8).

К слою 9 в разрезе мыса Цветкова приурочено первое, достоверно установленное появление Retroceramus elegans. В разрезе р. Моторчуна первые Retroceramus elegans O.A. Лутиковым встречены в маркирующем пласте известковистого песчаника нижнекыстатымской подсвиты совместно с Arctotis (Arctotis) tabagensis. В слое, расположенном над этим пластом, найдены Pseudolioceras maclintocki (Биджиев, 1965; Стратиграфия..., 1976). Таким образом, нижняя пачка арангастахской свиты, заключающая комплекс с двустворчатыми моллюсками Retroceramus elegans, Arctotis (Arctotis) tabagensis, вероятно, относится к нижнему аалену. В пользу этого заключения свидетельствуют комплексы фораминифер. В кровле слоя 9 обнаружен вид Trochammina taimyrensis, характеризующий  $\Phi$ -зону Trochammina taimyrensis (верхний тоар-нижний аален). А в более высоких слоях арангастахской свиты обнаружены Trochammina taimyrensis, Lenticulina nordvikensis (сборы А.Н. Алейникова), являющиеся индексами  $\Phi$ -зоны Trochammina praesquomata (нижний аален-верхний байос) (Сапьяник, 1991б) и f-зоны Lenticulina nordvikensis (верхний аален) (Никитенко, 2009).

Для индексации стратиграфического интервала в объеме нижнего аалена в Цветковском геологическом районе установлен новый биостратон по двустворчатым моллюскам.

Слои с Praearctotis tabagensis. Выделяются впервые в качестве вспомогательного биостратиграфического подразделения для Восточно-Таймырской СФЗ в объеме зоны Pseudolioceras maclintocki бореального стандарта (Захаров и др., 1997; Шурыгин и др., 2011). В ряде нижне-среднеюрских разрезов Восточной Сибири (р. Моторчуна, Анабарская губа, мыс Цветкова) вид Arctotis (Arctotis) tabagensis сменяет Arctotis (Praearctotis) similis. В разрезе р. Моторчуна первое появление Arctotis (Arctotis) tabagensis датируется аммонитом Pseudolioceras maclintocki (Стратиграфия..., 1976). В разрезе западного берега Анабарской губы этот вид распространен в конденсированном слое (мощностью 1.4 м) в основании арангастахской свиты соместно с Retroceramus elegans Kosch. (ниже уровня с Pseudolioceras (Tugurites) whiteavesi и Р. (Т.) fastigatum) (Меледина, Шурыгин, 2000; Лутиков, Шурыгин, 2010). Слои прослежены в апрелевской и арангастахской свитах разреза мыса Цветкова (пачки 19–22, Левчук, 1985).

### выводы

В результате изучения фаунистических коллекций из обнажений в районе мыса Цветкова Восточного Таймыра, собранных в период с 1976 по 2014 гг., проведены комплексные палеонтологические исследования плинсбах-ааленской части разреза. На основании анализа распространения находок аммонитов, двустворчатых моллюсков и фораминифер проведена корреляция разреза с подразделениями бореальной стандартной аммонитовой шкалы (Захаров и др., 1997; Шурыгин и др., 2011) и уточнен объем местных стратиграфических подразделений.

Для индексации отдельных стратиграфических интервалов в качестве вспомогательных биостратиграфических подразделений выделены слои по двустворчатым моллюскам из семейств Oxytomidae Ichikawa, 1958 и Retroceramidae Koschelkina, 1971.

В терминальной части аиркатской свиты выделены слои с Praemeleagrinella deleta, являющиеся возрастным аналогом зоны Amaltheus viligaensis. Сопутствующий комплекс фораминифер представлен таксонами Ф-зоны Trochammina sablei.

В основании китербютской свиты установлен комплекс f-зоны Recurvoides taimyrensis (JF9), которая соответствует зонам Amaltheus viligaensis и Tiltoniceras antiquum. По корреляции с Северо-Востоком России нижняя часть китербютской свиты в разрезе района мыса Цветкова предположительно отнесена к нижнетоарской аммонитовой зоне Tiltoniceras antiquum. В связи с этим китербютскую свиту в Восточно-Таймырской СФЗ предлагается рассматривать в объеме зон Tiltoniceras antiquum, Harpoceras falciferum и нижней части зоны Dactylioceras commune бореального стандарта.

Уточнен стратиграфический объем коротинской свиты: нижняя часть датируется ранним тоаром (= зона Dactylioceras commune), верхняя часть – поздним тоаром (= зона Pseudolioceras falcodiscus). Для индексации верхней части нижнего тоара установлены слои с Lenoceramus vilujensis (= зона Dactylioceras commune) и слои с Pseudomytiloides oviformis (= зона Zugodactylites braunianus). Для индексации нижней части верхнего тоара выделены слои с Pseudomytiloides marchaensis (= зона Pseudolioceras compactile и P. wuerttenbergeri) и слои с Praearctotis marchaensis (= зона Pseudolioceras wuerttenbergeri). Для индексации терминальной части верхнего тоара установлены слои с Praearctotis similis (= зона Pseudolioceras falcodiscus).

Апрелевскую свиту и нижнюю пачку арангастахской свиты предлагается рассматривать в объеме нижнего аалена (= зона Pseudolioceras maclintocki). Для индексации стратиграфического интервала, соответствующего нижнему аалену, выделены слои с Arctotis tabagensis.

Благодарности. При подготовке данной работы авторы получали консультации от В.П. Девятова (СНИИГГиМС, Новосибирск), М.А. Рогова (ГИН РАН, Москва) и В.А. Захарова (ГИН РАН, Москва). Ряд ценных замечаний, способствовавших улучшению статьи, получены от Ю.Д. Захарова (Дальневосточный геологический институт Дальневосточного отделения РАН) и В.С. Вишневской (ГИН РАН, Москва). Всем перечисленным специалистам авторы выражают искреннюю благодарность за помощь в подготовке статьи.

Источники финансирования. Работа выполнена по теме госзадания ГИН РАН при финансовой поддержке гранта РФФИ и Национального центра научных исследований Франции в рамках научного проекта № 21-55-15015, гранта РФФИ № 19-05-00130 и является вкладом в проект ФНИ № 0331-2019-0004.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеев М.А., Шнейдер Г.В. Юрские фораминиферы из разрезов скважин залива Терезы Клавенес (Восточный Таймыр) // Региональная геология и металлогения. 2020. № 83. С. 5–13.

Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР. Т. 8. Нижний и средний отделы юрской системы. М.–Л.: Госгеолиздат, 1947. 278 с.

Биджиев Р.А. О зональном расчленении юрских отложений севера Приверхоянского краевого прогиба // Геология и геофизика. 1965. № 4. С. 49–57.

Великжанина Л.С. Представители родов Meleagrinella и Arctotis из нижней юры Западной Якутии // Геология и нефтегазоносность Западной Якутии. Л.: Недра, 1966. С. 80–120.

*Герке А.А.* Фораминиферы пермских, триасовых и лейасовых отложений нефтеносных районов севера центральной Сибири. Л.: Гостоптехиздат, 1961. 579 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Таймырско-Североземельская. Лист S-48 — оз. Таймыр (восточная часть). Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2009. 253 с. + 5 вкл.

Девятов В.П., Князев В.Г., Никитенко Б.Л., Мельник О.А., Глинских Л.А. Граница плинсбаха и тоара севера Восточной Сибири и стратиграфическое положение курунгской пачки келимярской свиты (р. Келимяр, бассейн р. Оленек) // Отечественная геология. 2010. № 5. С. 105–112.

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Захаров В.А., Шурыгин Б.Н. Биостратиграфическое и палеобиогеографическое значение редких среднеюрских двустворчатых моллюсков // Биостратиграфия бореального мезозоя. Тр. ИГГ СО АН СССР. 1974. Вып. 267. С. 109–120.

Захаров В.А., Шурыеин Б.Н. Биогеография, фации и стратиграфия средней юры Советской Арктики. Новосибирск: Наука, 1978. 225 с.

Захаров В.А., Юдовный Е.Г. Принципы послойной корреляции разрезов ритмичных терригенных толщ (на примере опорного разреза неокома на р. Боярке, Хатангская впадина) // Проблемы палеонтологического обоснования детальной стратиграфии мезозоя Сибири и Дальнего Востока. К Международному коллоквиуму по юрской системе (Люксембург, июль 1967 г.). Л.: Наука, 1967. С. 28–40.

Захаров В.А., Богомолов Ю.И., Ильина В., Константинов А.Г., Курушин Н.И., Лебедева Н.К., Меледина С.В., Никитенко Б.Л., Соболев Е.С., Шурыгин Б.Н. Бореальный зональный стандарт и биостратиграфия мезозоя Сибири // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 5. С. 927-956.

Каплан М.Е., Князев В.Г., Меледина С.В., Месежников М.С. Юрские отложения мыса Цветкова и р. Чернохребетной (Восточный Таймыр) // Биостратиграфия бореального мезозоя. Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1974. Вып. 136. С. 66–83.

*Князев В.Г.* Тоарские Нагросегаtinae севера азиатской части СССР // Детальная стратиграфия и палеонтология юры и мела Сибири. Новосибирск: Наука, 1991. С. 37–46.

Князев В.Г., Девятов В.П., Кисельман Э.Н., Шурыгин Б.Н., Граусман В.В. Основные разрезы морской юры Вилюйской гемисинеклизы // Геология и нефтегазоносность мезозойских седиментационных бассейнов Сибири. Новосибирск: Наука, 1983. С. 29–43.

Князев В.Г., Девятов В.П., Лутиков О.А. Тоарский ярус, его зональное деление и граница нижней и средней юры на востоке Сибирской платформы // Проблемы ярусного расчленения систем фанерозоя Сибири. Новосибирск: Изд-во СНИИГГиМС, 1984. С. 58–66.

*Князев В.Г., Девятов В.П., Шурыгин Б.Н.* Стратиграфия и палеогеография ранней юры востока Сибирской платформы. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1991. 100 с.

Князев В.Г., Кутыгин Р.В., Меледина С.В. Аммониты (Dactyloceratidae) и зональная схема нижнего тоара Восточной Сибири // Геология и геофизика. 1993. № 3. С. 10–23.

Князев В.Г., Девятов В.П., Кутыгин Р.В., Никитенко Б.Л., Шурыгин Б.Н. Зональный стандарт тоарского яруса Северо-Востока Азии. Якутск: Изд-во СО РАН, 2003. 105 с.

Князев В.Г., Девятов В.П., Мельник О.А. Опорный разрез ааленского и нижней части байосского ярусов Восточной Сибири (бассейн р. Молодо) // Отечественная геология. 2007. № 5. С. 39–42.

Кошелкина З.В. Стратиграфия и двустворчатые моллюски юрских отложений Вилюйской синеклизы и Приверхоянского краевого прогиба // Тр. СВКНИИ. 1963. Вып. 5. 219 с.

*Кошелкина З.В.* Корреляция морских среднеюрских отложений Северо-Востока СССР со смежными районами Арктики и Тихоокеанского кольца по остаткам

том 30 № 1 2022

аммоноидей и иноцерамид // Проблемы науки на Северо-Востоке СССР. Тр. СВКНИИ ДВНЦ СО АН СССР. Вып. 30. 1967. С. 44–54.

Кошелкина З.В. Региональная схема стратиграфии средней юры Северо-Восточной Сибири по ретроцерамидам // Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР. (Ч. 2. Мезозой). Тр. СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. 1974. Вып. 63. С. 90–181.

Кошелкина З.В. Некоторые двустворчатые моллюски из ааленских отложений бассейна р. Вилиги (Северо-Восток СССР) // Двустворчатые и головоногие моллюски мезозоя Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1985. 152 с.

Крымгольц Г.Я., Петрова Г.Т., Пчелинцев В.Ф. Стратиграфия и фауна морских мезозойских отложений Северной Сибири. М.–Л.: Изд-во Главсевморпути, 1953. 134 с. (Тр. НИИГА. Т. XLV).

*Левчук М.А.* Литология и перспективы нефтегазоносности юрских отложений Енисей-Хатангского прогиба. Новосибирск: Наука, 1985. 164 с.

*Лутиков О.А.* Новые раннеюрские астартиды Восточной Сибири // Новые виды древних беспозвоночных и растений нефтегазоносных провинций Сибири. Сборник научных трудов. Новосибирск: Изд-во СНИИГГиМС, 1984. С. 67–71.

Лутиков О.А., Арп Г. Биохронологическая шкала нижнего тоара по двустворчатым моллюскам семейства Охуtomidae Ichikawa, 1958 // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы VIII Всероссийского совещания с международным участием. Онлайн-конференция, 7–10 сентября 2020 г. Отв. ред. Захаров В.А. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2020. С. 132–141.

Лутиков О.А., Шурыгин Б.Н. Новые данные по систематике юрских и меловых двустворчатых моллюсков семейства Охуtomidae Ichikawa, 1958 // Новости палеонтологии и стратиграфии. Вып. 14. Приложение к журналу "Геология и геофизика". 2010. Т. 51. С. 111–140.

*Меледина С.В., Шурыгин Б.Н.* Ааленский ярус (средняя юра) Восточной Сибири: зональное расчленение, характерные двустворки и аммоноидеи // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. Вып. 2–3. С. 73–85.

*Месежников М.С., Кирина Т.И.* О морских ааленских отложениях в западной части Вилюйской синеклизы. Л.: Недра, 1966. С. 72–79 (Тр. ВНИГРИ. Вып. 249).

*Мигай И.М.* Геологическое строение района мыса Цветкова на Восточном Таймыре // Тр. НИИГА. 1952. Вып. 36. С. 1–59.

Никитенко Б.Л. Стратиграфия, палеобиогеография и биофации юры Сибири по микрофауне (фораминиферы и остракоды). Новосибирск: Параллель, 2009. 680 с.

Полуботко И.В. Иноцерамовые двустворки нижней и средней юры Северо-Востока СССР и севера Сибири // Атлас руководящих групп фауны мезозоя Юга и Востока СССР. СПб.: Недра, 1992. 376 с.

Полуботко И.В., Репин Ю.С. Стратиграфия и аммониты тоарского яруса центральной части Омолонского массива // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 19. Магадан, 1966. С. 30–54. Полуботко И.В., Репин Ю.С. Биостратиграфия ааленского яруса Северо-Востока СССР // Биостратиграфия бореального мезозоя. Новосибирск: Наука, 1974. С. 91–101 (Тр. Ин-та геологии и геофизики. Вып. 136).

Репин Ю.С. Аммонитовая шкала нижней юры Северо-Востока Азии // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2016. Т. 11. № 4. С. 1–45.

Репин Ю.С. Род Pseudolioceras Buckman (Ammonoidea) в арктической юре // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2017. Т. 11. № 4. С. 1–46.

*Репин Ю.С.* Естественные границы отделов юры // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2020. Т. 15. № 1. С. 1–33.

Репин Ю.С., Полуботко И.В. Проблема верхнего тоара на Северо-Востоке Азии // Геологическая история Арктики в мезозое и кайнозое. СПб.: Изд-во ВНИИ-Океангеология, 1992. С. 41–48.

Репин Ю.С., Полуботко И.В. Зональное расчленение верхнего тоара на Северо-Востоке России // Страти-графия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 109–117.

Репин Ю.С., Полуботко И.В. Стратотипический разрез юры Северного Приохотья: стратиграфия, литология // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2015. Т. 10. С. 1–42.

Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири. Ред. Гурари Ф.Г. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2004. 114 с.

Решения и труды 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1981. 91 с.

Решения 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России (Санкт-Петербург, 2002). СПб: ВСЕГЕИ, 2009. 266 с.

Сакс В.Н., Грамберг Н.С., Ронкина З.З., Апполонова Э.Н. Мезозойские отложения Хатангской впадины. Л.: Гостоптехиздат, 1959. 226 с.

Сакс В.Н., Ронкина З.З., Шульгина Н.И., Басов В.А., Бондаренко Н.М. Стратиграфия юрской и меловой систем севера СССР. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 227 с.

Сакс В.Н., Меледина С.В., Шурыгин Б.Н. О разбивке на свиты юрской системы в восточной части Енисей-Хатангского прогиба // Геология и геофизика. 1978. № 9. С. 2–18.

*Санин В.Я.* Раннемеловые ктенодоитиды Сибири. Новосибирск: Наука, 1976. 90 с.

Сапьяник В.В. Тоарские фораминиферы Средней Сибири // Детальная стратиграфия и палеонтология юры и мела Сибири. Новосибирск: Наука, 1991а. С. 106–113.

Сапьяник В.В. Расчленение нижне-среднеюрских отложений Сибири по фораминиферам // Геология и нефтегазоносность триас-среднеюрских отложений Западной Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 19916. С. 63–79.

Степанов Д.Л., Месежников М.С. Общая стратиграфия (Принципы и методы стратиграфических исследований). Л.: Недра, 1979. 423 с.

Стратиграфия юрской системы севера СССР. М.: Наука, 1976. 436 с.

Шурыгин Б.Н. Свитная разбивка нижне- и среднеюрских отложений в Анабаро-Хатангском районе // Новые данные по стратиграфии и фауне юры и мела Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978. С. 19–46.

Шурыгин Б.Н. Тоарские "леды" (Dacryomya) на севере Сибири // Морфология и систематика беспозвоночных фанерозоя. Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1983. Вып. 538. С. 156–167.

Шурыгин Б.Н. Зональная шкала нижней и средней юры севера Сибири по двустворкам. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1986. 33 с.

Шурыгин Б.Н. Стратиграфический объем и положение в шкале нижней и средней юры севера Сибири зон по двустворкам // Геология и геофизика. 1987. № 11. С. 3–11.

Шурыгин Б.Н., Левчук М.А. Нижне-среднеюрские отложения мыса Цветкова (Восточный Таймыр) // Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского седиментационного бассейна. М.: Наука, 1982. С. 118–142. Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Девятов В.П., Ильина В.И., Меледина С.В., Гайдебурова Е.А., Дзюба О.С., Казаков А.М., Могучева Н.К. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2000. 476 с.

Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Меледина С.В., Дзюба О.С., Князев В.Г. Комплексные зональные шкалы юры Сибири и их значение для циркумполярных корреляций // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 8. С. 1051–1074. *Brauns D.* Der untere Jura im nordwestlichen Deutschland von der Grenze der Trias bis zu den Amaltheenthonen, mit besonderer Berücksichtigung seiner Mollnskenfauna. Braunschweig, 1871. 496 p.

*Cox L.R.* The preservation of moulds of the intestine in fossil *Nuculana* (Lamellibran chiata) from the Lias of England // Palaeontology. 1960. V. 2. № 2. P. 262–269.

*Damborenea S.E.* Circum-Pacific correlation of Argentine Early and Middle Jurassic bivalve zones // 3rd. Int. Symp. Jurassic Stratigr. Poitiers, 1991. Eds. Cariou E., Hanztperc-gue P. Geobios. 1994. V. 27. P. 141–147.

*Dumortier E.* Études paléontologiques sur les dépôts jurassiques du Bassin de Rhône. Deuxième partie 3, Lias moyen. Paris, 1869. 350 p.

*Riccardi A.C., Damborenea S.E., Mancenido M.O., Leanza H.A.* Megainvertebrados del Jurásico y su importancia geobiológica // XVIII Congreso Geológico Argentino. Geología y Recursos Minerales de la Provincia del Neuquén. Eds. Leanza H.A. et al. 2011. P. 441–464.

*Sowerby J., Sowerby J.D.C.* The Mineral Conchology of Great Britain; Or Coloured Figures and Descriptions of Those Remains of Testaceous Animals Or Shells, which Have Been Preserved at Various Times and Depths in the Earth. Vol. VI. London: R. Taylor, 1829. 213 p.

*Zieten C.H.* Les pétrifications de Wurtemberg. Livr. 1. Stoutgart: Chez l'expedition de l'historie de notre temps, 1830. 102 p.

Рецензенты Ю.Д. Захаров, В.С. Вишневская

# New Data on Stratigraphy of the Jurassic (Pliensbachian–Aalenian) Sediments of the Cape Tsvetkova Region, Eastern Taymir

O. A. Lutikov<sup>a, #</sup>, B. N. Schurygin<sup>b</sup>, V. V. Sapjanik<sup>c</sup>, A. N. Aleinikov<sup>c</sup>, and A. S. Alifirov<sup>b</sup>

<sup>a</sup>Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

<sup>b</sup>Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia <sup>c</sup>Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources, Novosibirsk, Russia <sup>#</sup>e-mail: niipss@mail.ru

Based on the results of studying the faunal collections of bivalve molluscs and foraminifera collected in the period from 1976 to 2014 in the area of Cape Tsvetkov in Eastern Taimyr, the concept of the Pliensbachian—Aalenian part of the section of the Tsvetkovsky geological region has been expanded. A layer-by-layer description of the section is carried out and a comprehensive paleontological characteristic is given. For the first time for this section, the following taxa are included in the composition of characteristic assemblages of bivalve molluscs: Praemeleagrinella deleta, Siungiudella cf. parvula, Mytiloceramus (Lenoceramus) vilujensis, Mytiloceramus (Pseudomytiloides) oviformis, Oxytoma ex gr. kirinae, Arctotis (Praearctotis) similis, Arctotis (Arctoris) tabagensis. Based on the use of auxiliary biostratigraphic subdivisions – layers with bivalve mollusks and F-zones based on foraminifera – the section was correlated with the standard boreal ammonite scale. The age of the local stratigraphic units of the East Taimyr structural-facies zone has been specified. The Kiterbyutskaya Formation is considered within the Tiltoniceras antiquum–Dactylioceras commune Zones, the Aprelevskaya Formation within the Pseudolioceras maclintocki Zone. For the first time, images of the leading species of bivalve molluscs are presented.

Keywords: Pliensbachian, Toarcian, Aalenian, ammonites, bivalve molluscs, foraminifera, Eastern Siberia

УДК 551.89

# РАЗВИТИЕ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ НА МЫСЕ МАЛЫЙ ЧУКОЧИЙ (КОЛЫМСКАЯ НИЗМЕННОСТЬ) В СРЕДНЕМ-ПОЗДНЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ: РЕКОНСТРУКЦИЯ ПО МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

© 2022 г. О. Г. Занина<sup>1, \*</sup>, Д. А. Лопатина<sup>2, \*\*</sup>, Я. С. Овсепян<sup>2</sup>, С. А. Кузьмина<sup>3</sup>, А. Ю. Степанова<sup>4</sup>, Е. Е. Талденкова<sup>5</sup>, Т. А. Вишнивецкая<sup>1, 6</sup>, Е. М. Ривкина<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Пущино, Московская область, Россия

<sup>2</sup>Геологический институт РАН, Москва, Россия

<sup>3</sup>Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва, Россия

<sup>4</sup>Texas A&M University, College Station, USA

<sup>5</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия

<sup>6</sup>University of Tennessee, Knoxville, TN, 37996, USA

\*e-mail: oksanochka\_zet@mail.ru \*\*e-mail: dalopat@mail.ru Поступила в редакцию 11.11.2020 г. После доработки 19.05.2021 г. Принята к публикации 06.07.2021 г.

Представлены результаты микропалеонтологического изучения многолетнемерзлых отложений, вскрытых скважиной CHUK 1/17 на мысе Малый Чукочий, на побережье Восточно-Сибирского моря (Колымская низменность). Микропалеонтологический анализ с учетом литологического строения и основных физико-химических характеристик позволил оценить особенности формирования отложений в условиях смены прибрежно-морских обстановок на континентальные в среднем и позднем неоплейстоцене. Для данного региона получено свидетельство существования тундростепного биома, что доказывает его значительное продвижение на север. Настоящие исследования на примере рассматриваемой территории показывают важность изучения микрофоссилий для понимания истории региона в четвертичное время и представляют собой основу для дальнейшего микробиологического и метагеномного изучения отложений, вскрытых скважиной.

*Ключевые слова:* реконструкция палеоусловий, фитолиты, споры, пыльца, насекомые, фораминиферы, остракоды

DOI: 10.31857/S0869592X22010082

## введение

В статье приведены результаты изучения микрофоссилий из отложений, вскрытых скважиной CHUK 1/17, пробуренной в прибрежно-морских отложениях на мысе Малый Чукочий (Колымская низменность) (рис. 1). Исследование видимой части разреза мыса Малый Чукочий, состоящего из двух обнажений: Речное в устье р. Б. Чукочья и Морское на берегу Колымской губы, проводилось А.А. Архангеловым с соавторами (1979). Обнажения представляют собой два останца ледового комплекса высотой 25-30 м, протяженностью около 1 км, разделенных аласной котловиной. В разрезе выделяется верхняя толща коричневых алевритов (10-13 м); ниже залегают буроватожелтые пески (8–9, до 12 м) с подстилающими их опесчаненными алевритами с ледяными жилами

(2-4 м), в основании разреза – толща сильнольдистых желто-зеленых алевритов с линзами и прослоями торфа (до 4-5 м). По радиоуглеродным данным для верхней толщи алевритов получена дата  $33200 \pm 200$  лет (МАГ 392), для песков — 39000 лет (МАГ 390), для озерных толщ аласа — 8400 ± 100 лет (Кузнецов, 1979). В работе А.А. Архангелова с соавторами (1979) сделан вывод об озерно-аллювиальном генезисе исследованных толщ, приводятся данные по фауне млекопитающих, изученной А.В. Шером и относимой к позднему плейстоцену, а также результаты изучения спор и пыльцы Г.Г. Карташовой. Отмечена низкая насыщенность проб из этого разреза палиноморфами, а на основании анализа палиноспектров проб из нижнего, среднего и верхнего горизонтов обнажения Речное делается вывод о существовании тундро-



Рис. 1. Расположение скважины СНИК 1/17.

154°

1569

1589

160°

162°

170°

вых ландшафтов со значительным участием луговых и степных ценозов. Т.К. Свиридовой и Л.Ф. Орловой (Каплина, 1979) описаны спектры с заметным содержанием пыльцы деревьев и кустарников (до 40%) из верхней части разреза мощностью 10 м. А.К. Васильчук (2007) приводит материалы изучения этого разреза Л.Л. Козачихиной, выделившей локальные палинозоны (ЛПЧ): ЛПЧ-1 Poaceae-Caryophyllaceae (26-33 м), ЛПЧ-2 Betula sect. Nanae–Alnaster (26–14 м), ЛПЧ-3 Bryales–Poaceae (10-14 м), ЛПЧ-4 Selaginella sibirica-Poaceae (3-8 м). Здесь также приводится датировка  $13850 \pm$  $\pm$  450 лет (Ri-262), полученная В.Г. Миллером с глубины 12.5 м.

160°

1509

130°

в.д.

Палеопедологический анализ разреза мыса Малый Чукочий показал наличие профилей трех погребенных почв в толщах обнажения, представленных ледовым комплексом (Губин. Занина, 2014). В публикациях Е.М. Ривкиной с соавторами (Ривкина, Гиличинский, 1996; Ривкина и др., 2006) приведены данные по содержанию и закономерностям распределения метана в кернах скважин, пробуренных как через обнажение, так и под урез реки. Коллективом авторов во главе с Д.А. Гиличинским (Gilichinsky et al., 2003) проводились микробиологические исследования как самой толщи, так и находящихся в ней криопэгов. Криопэги – линзы природных незамерзших высокоминерализованных растворов (свободных хлоридно-натриевых вод с минерализацией 60-300 г/л), имеющих отрицательную температуру (около -9°С). На Колымской низменности криопэги залегают на глубине от нескольких метров до нескольких десятков метров в мерзлых толщах морского происхождения возрастом около 120 тыс. лет (Gilichinsky et al., 2003; Abramov et al., 2021).

Результаты исследования образований ледового комплекса и аласа разреза мыса Малый Чукочий по кернам бурения в 1991 г. опубликованы Д.Г. Шмелевым (2015). Им изучен гранулометрический состав отложений. описана шикличность строения аласных толщ разреза, обусловленная колебаниями уровня водоема (спуск и наполнение термокарстового озера). В близлежащем районе, на левом берегу р. Б. Чукочья, примерно в 10 км выше по течению от устья, была пробурена 8-метровая скважина 2Д (Евсеев, Недешева, 1983). В цитированной работе приводятся результаты изучения химических свойств отложений, фауны фораминифер и остракод и сделан вывод о формировании рассматриваемых толщ в зоне осушки, сходной с современной зоной лайды, и мелководной части моря.

Цель данной работы – детальное микропалеонтологическое изучение отложений скважины СНUК 1/17 для уточнения генезиса отложений, реконструкции условий осадконакопления, ландшафтов и растительного покрова времени их формирования. Полученные данные послужат основой для дальнейшего изучения истории развития шельфа арктических морей в плейстоцене и влияния уровня моря на климат прилегающих территорий. В будушем планируются микробиологические и метагеномные исследования этих отложений с целью мониторинга поведения законсервированной в них биоты при повышении температуры мерзлоты и ее деградации. Это является актуальным в связи с прогнозами изменения климата Арктики в ближайшем будущем.

## МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Скважина CHUK 1/17 на мысе Малый Чукочий (69°52.752' с.ш., 159°40.153' в.д.) пробурена в 2017 г. в ходе полевых исследований в зоне осушки Восточно-Сибирского моря (рис. 1). Буровые

том 30

**№** 1

2022

95

164° в.д.

работы проводились сотрудниками лаборатории криологии почв Института физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН (ИФХиБПП РАН) Т.А. Вишнивецкой, О.Г. Заниной, В.А. Сороковиковым. Поскольку целью экспедиции был поиск и отбор образцов морских отложений и связанных с ними криопэгов, бурение проводилось под урез моря. Высота устья скважины над урезом 2 м. Колонковым бурением установкой УКБ 12/25 было опробовано более 21 м. В результате бурения были вскрыты отложения четвертичного возраста, прочно сцементированные льдом, а также отложения сезонно-талого слоя и современная почва. Бурение проводили без промывки и продувки, что обеспечило сохранение мерзлого состояния кернов как для стерильного отбора образцов для микробиологических и метагеномных исследований, так и для их корректного литологического описания. Керны поднимали на поверхность через каждые 30-50 см, затем, после литологического описания и описания криотекстур, часть кернов в мерзлом виде помещали в морозильную камеру, а часть отбирали на влажность. Остаток образцов высушивали до воздушно-сухого состояния и затем использовали для анализа водной вытяжки, pH и других определений.

Аналитические исследования минеральной части (измерение актуальной кислотности, удельной электропроводности, содержание плотного остатка, катионов и анионов) проведены в Центре коллективного пользования ИФХиБПП РАН (Пущино) с использованием стандартных методик (Воробьева, 2006). Актуальную кислотность (рН водный) определяли потенциометрически, измеряя рН водных суспензий, полученных при соотношении массы грунта и объема воды 1:2.5. Анализ водной вытяжки проводили по общепринятым для почв методикам: удельную электрическую проводимость определяли кондуктометрически (кондуктометр Эксперт-002, Россия), содержание катионов Na<sup>+</sup> – методом пламенной фотометрии (фотометр BWB-XP Perfomance Plus, BWB-Technologies, Великобритания), содержание катионов Mg<sup>2+</sup> – комплексонометрическим методом, анионы  $SO_4^{2-}$  извлекали 0.2N

раствором HCl и определяли гравиметрически, Cl<sup>-</sup> – аргентометрическим титрованием (по Мору).

Из отложений, вскрытых скважиной, детально изучены споры, пыльца, фитолиты, остатки насекомых, остракоды и бентосные фораминиферы. Обработку образцов для анализа палиноморф и фитолитов осуществляли с использованием сепарационного метода В.П. Гричука (Пыльцевой..., 1950; Палеопалинология, 1966). Подсчет фитолитов проводили в 5 вертикальных рядах стекла 24 × 24 мм. Подсчет палиноморф проводили до 200 зерен. При анализе мацератов фиксировалось количественное содержание диагностов повышенного увлажнения — диатомовых водорослей (морских и пресноводных форм) и спикул губок, а также проводилась качественная оценка остатков растительного детрита.

Изучение распределения по скважине бентосных фораминифер, остракод и остатков насекомых изначально не планировалось, но было принято решение провести исследование на материале, оставшемся после основных анализов, описанных выше. Так как не была использована стандартная методика отбора проб на эти группы микрофауны, анализ в данной работе следует считать качественным. Вес образцов и интервал отбора сильно различаются по разрезу, а малое количество фоссилий (например, для фораминифер менее 100 раковин) исключает возможность подсчета процентного соотношения видов в образцах. В основном изучались пробы весом около 1 кг, отобранные по керну из средней части интервалов мощностью от 20 до 50 см, а также пробы, оставшиеся после измерения влажности, весом около 100 г (рис. 2). Промывку осуществляли через сито с размером ячеек 100 мкм до светлых вод. Образцы высушивали и разбирали под бинокулярным микроскопом вручную.

Биогенную фракцию образца исследовали и фотографировали в сканирующем электронном микроскопе Vega 3 Tescan в режиме высокого вакуума с использованием анализатора BSE. Электронные микрофотографии фитолитов, спор и пыльцы выполнены в Центре коллективного пользования ИФХиБПП РАН (Пущино), раковины фораминифер сняты в ГИН РАН. Створки остракод фотографировали при помощи светового микроскопа в университете A&M Texas, College Station.

### РЕЗУЛЬТАТЫ

На основании первичного описания кернов скважины CHUK 1/17 вскрытая толща имеет следующее строение (рис. 2).

Слой 1 (0–0.7 м). Сезонно-талый слой (современная почва — криозем), представленный в верхней части (до 5 см) мертвым моховым опадом, ниже — серовато-бурым, хорошо оструктуренным суглинком, пронизанным корнями.

Вниз по разрезу идут мерзлые отложения:

Слой 2 (0.7–6.7 м). Сизый, с синевато-белесым отливом, сильнольдистый суглинок с тонкошлировой структурой, пронизанный тонкими корнями трав, с органическими включениями, охристыми пятнами и прожилками.

Слой 3 (6.7—7.8 м). Непрозрачный серый жильный лед с хаотично расположенными пузырьками воздуха и косыми прослойками органики.

Слой 4 (7.8.—11.8 м). Темно-сизый сильнольдистый суглинок.





Слой 5 (11.8–20.8 м). Темный до черного малольдистый пластичный суглинок, в интервалах 12.8–13.1, 19.2–19.7 м с запахом сероводорода. На глубине около 20 м обнаружены криопэги.

Слой 6 (20.8-21.0 м). Серый песок.

Химический анализ водной вытяжки показал, что состав водно-растворимых солей в отложениях преимущественно хлоридный и хлоридно-натриевый. В пробах до глубины 7.8 м содержание анионов  $SO_4^{2-}$  не превышает 0.5 ммоль/100 г, анионов Cl<sup>-</sup> колеблется в пределах 3–5 ммоль/100 г, катионов Na<sup>+</sup> и Mg<sup>2+</sup> в пределах 1–5 ммоль/100 г и 1-3 ммоль/100 г соответственно. Незначительное увеличение показателей Cl<sup>-</sup>, Na<sup>+</sup> и Mg<sup>2+</sup> зафиксировано на глубине 9 м. Начиная с отметки 14 м, содержание Cl<sup>-</sup> и Na<sup>+</sup> увеличивается с достижением максимальных значений 21-24 ммоль/100 г в интервале 15.5–19.5 м. Для анионов  $SO_4^{2-}$  и катионов Mg<sup>2+</sup> в этом интервале также фиксируется повышение значений. Низкие значения показателей удельной электрической проводимости и содер-

жания плотного остатка отмечены в интервале до 7.8 м, затем следует их небольшое увеличение на 9 м и резкое возрастание начиная с 14 м, с максимальными отметками в интервале 15.5–19.5 м (рис. 2).

Значения pH отложений, вскрытых скважиной, колеблются в пределах 7.05–7.88 и являются нейтральными.

#### Микропалеонтологический анализ

Фитолиты. Являются единственными из всех микрофоссилий, которые определены во всех пробах скважины. Заметным содержанием фитолитов (150-200 экземпляров) характеризуются пробы из интервала разреза 9.6–20.5 м. Начиная с глубины 9.1 м, их количество сокращается почти в три раза и составляет в среднем 50 экземпляров. Исключением являются пробы с глубин 1.35 и 1 м, в которых зафиксировано максимальное для всего разреза содержание фитолитов (более 200 экземпляров). Процентное содержание всех описанных в керне скважины форм фитолитов приведено на рис. 3. Для удобства представления результатов фитолиты были разбиты на несколько групп по форме без учета размеров: длинные (гладкие цилиндрические, цилиндрические иглистые, пластинчатые, с волнистым краем), ланцетные (с широким основанием, с шипом), пластинки, округлые и трапециевидные (в том числе разнообразные лопастные симметричные и несимметричные формы), рондели, веерные (табл. I).

В отложениях, вскрытых скважиной, прослеживается смена качественно различных фитолитных комплексов (ФК). Самый нижний ФК-I описан из слоя серого песка. Бо́льшая часть фитолитов из этого комплекса сильно корродирована, их разнообразие невелико.

ФК-II выделен из темных пластичных малольдистых суглинков (пробы из интервала 14.4—20.4 м). Содержание фитолитов и разнообразие их морфотипов в этом комплексе достаточно высокие. В нем отмечены как хорошо сохранившиеся, так и сильно корродированные экземпляры, преобладают ланцентные формы с широким основанием, субдоминантами являются ланцетные с шипом, длинные гладкие цилиндрические и пластинчатые формы, а также округлые.

ФК-III описан из интервала разреза 4.2–13.1 м. Он выделяется по наличию и по преобладанию в большинстве проб веерообразных фитолитов, характерных для растений, произрастающих по берегам водоемов, по значительному содержанию ланцетных форм с широким основанием и округлых. Длинные цилиндрические и пластинчатые формы – субдоминанты и представлены приблизительно в таком же количестве, как и в ФК-II. Обращает на себя внимание заметное содержание разнообразных трапециевидных форм, преимущественно округлых и многолопастных симметричных.

ФК-IV выделен из верхней части слоя сильнольдистых суглинков с корнями трав в верхней части разреза. По сравнению с ФК из отложений, залегающих ниже, в данном комплексе доминируют длинные формы фитолитов — гладкие пластинчатые, цилиндрические и формы с волнистым краем. Установлено разнообразие трапециевидных форм, но их содержание ниже, чем в ФК-III. По сравнению с ФК-II и ФК-III здесь значительно снижается количество округлых фитолитов и ланцетных форм с широким основанием.

Диатомовые водоросли. Зафиксированы в небольшом количестве в большинстве проб из рассматриваемого разреза. Отмечено три уровня с их заметным содержанием. Первый установлен в интервале разреза 16.4—21 м; здесь определено значительное количество морских форм, преимущественно обломанных. Второй уровень с максимальным количеством панцирей пресноводных диатомей зафиксирован в интервале 1—1.35 м, третий уровень — поверхностные пробы, в которых присутствуют пресноводные формы (рис. 3).

Спикулы губок. Выявлены практически во всех пробах рассматриваемого разреза с заметным содержанием в интервале 13.1–21 м.

Растительный детрит. В пробах из нижнего интервала разреза (с глубин 16.4 и 19.2 м) содержится в значительном количестве, но бо́льшая его часть бесструктурна, основу составляют проводящие ткани стеблей и корни, отмечены характерные ткани мхов. В пробе с глубины 10.5 м в составе растительного детрита отмечены остатки эпидермиса однодольных трав и ткани мхов, с глубины 9.1 м — проводящие



# РАЗВИТИЕ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ НА МЫСЕ МАЛЫЙ ЧУКОЧИЙ

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 30 № 1 2022



**Таблица I.** Фитолиты из скважины CHUK 1/17 на мысе Малый Чукочий, Колымская низменность. 1–4 – ланцетные формы; 5 – рондель; 6, 10, 11 – удлиненные формы; 7–9, 12–14 – веерообразные формы; 15, 19, 20 – округлые формы; 16, 21, 22 – трапециевидные лопастные формы, 11, 17, 18 – сильно корродированные формы.

ткани корней, а также специфические формы, характерные для древесины лиственницы. В пробах с глубин 4.2 и 3.2 м определен растительный детрит преимущественно однодольных трав и мхов, с глубины 1.35 м — детрит сфагновых мхов, с глубины 0.4 м — остатки тканей злаков и осок, в поверхностных пробах — разнообразные ткани мхов.

Споры и пыльца. Насыщенность спорами и пыльцой всех препаратов высокая, за исключением проб из нескольких интервалов. Палиноморфы не были обнаружены в самой нижней пробе из серого песка с глубины 21 м. В интервале из темно-сизых сильнольдистых суглинков и верхней части слоя темных пластичных малольдистых суглинков (9.7–12.4 м), а также в пробе с глубины 4.2 м из сильнольдистого суглинка с корнями трав обнаружены лишь единичные экземпляры спор и пыльцы. Из отложений, вскрытых скважиной, по количественному содержанию палиноморф выделены три спорово-пыльцевых комплекса (СПК) (рис. 4).

В самом нижнем, СПК I, из темного пластичного малольдистого суглинка (13.1–20.5 м) более половины от суммы всей пыльцы составляет пыльца трав и кустарничков с доминированием Роасеае (более 40%). Содержание пыльцы деревьев и кустарников 27–34.5% с преобладанием Betula sect. Nanae, спор в среднем 10%.

СПК II выделен из нижней части слоя сизого суглинка с тонкошлировой структурой, из слоя льда и темно-сизого сильнольдистого суглинка (5.0–9.1 м). Он отличается от СПК I бо́льшим содержанием пыльцы деревьев и кустарников (34.5–46%). Количество пыльцы Betula sect. Nanae и Duschekia здесь примерно такое же, как и в СПК I, но стабильно присутствует единичная пыльца Larix, выше содержание Pinus s/g Haploxylon (10–25%). В группе трав и кустарничков (42–52%) домини-





сi

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 30 № 1 2022

#### ЗАНИНА и др.

Интервал, м	Cornuspira involvens	Elphidium williamsoni	Elphidium clavatum	Elphidium subarcticum	Elphidium incertum	Elphidiella groenlandica	Stainforthia loeblichi	Haynesina orbiculare	Quinqueloculina seminulum	Polymorphina sp.	Guttulina lactea	Guttulina dawsoni	Reophax sp.	Общее количество раковин/образец	Количество видов/образец	% Elphidium williamsoni	% Elphidium clavatum	% Elphidium subarcticum	% Elphidium incertum	% Elphidiella groenlandica	% Haynesina orbiculare
9.1–9.6		141		8				17			5	1		172	5	82		4.7			9.9
9.6		182	20	3				20			1			226	5	81	8.8	1.3			8.8
10.5		10			10	16	1	7	1			2	1	48	8	21			21	33	15
11.4–11.6		16	4		1	6		19		2	1			49	7	33	8.2		2	12	39
14.6-14.8		1												1	1						
15.7-15.9		2			1			3	2		1			9	5						
16.69-16.89		1	1		17	2		3						24	5						
18.8-19.2	1			1	2	1								5	4						
19.7-20.0	1	57	9		11	1		9	2	1				91	8	63	9.9		12	1.1	9.9

Таблица 1. Распределение бентосных фораминифер в осадках скважины Ch1/17

Примечание. Процентное содержание массовых видов показано для образцов, содержащих более 40 раковин.

руют Poaceae (23–44%). Среди спор в заметном количестве определены Bryales, Sphagnum и Lycopodium. Состав спектров из проб, отобранных с глубин 5.6 и 8.9 м, несколько "выпадает" из рассматриваемого СПК и, по-видимому, носит локальный характер. В них отмечено максимальное для данного разреза содержание пыльцы трав и кустарничков с преобладанием осоковых (проба с глубины 8.9 м) и злаковых (проба с глубины 5.6 м).

СПК III описан из верхней части разреза (0.4– 3.2 м) и объединяет спектры близкого состава из сизого сильнольдистого суглинка с корнями трав и нижней части сезонно-талого слоя. СПК III характеризуется доминированием трав и кустарничков, среди которых преобладают Роасеае (порядка 40%), в меньшем количестве (до 10%) определены Сурегасеае, остальные семейства (Asteraceae, Ranunculaceae, Caryophyllaceae, Ericaceae) представлены единичными зернами. Содержание пыльцы деревьев и кустарников в среднем 20–27%, заметным количеством характеризуется пыльца Betula sect. Nanae (7.5–14%), остальные таксоны определены в количестве 2–5%. В группе спор преобладают споры Bryales и Sphagnum.

Во всех трех СПК в незначительном количестве (5—10 экземпляров) зафиксированы обрывки колоний зеленых водорослей рода Botryococcus.

В спектре из поверхностной пробы более половины составляет пыльца трав и кустарничков с доминированием Сурегасеае (32%) и Роасеае (18%); значительным содержанием характеризуются Bryales (26.5%).

Бентосные фораминиферы. Определены в девяти пробах из интервала разреза 9.1-20 м. Они представлены 13 видами, относящимися в основном к сем. Elphidiidae (табл. 1). Практически все фораминиферы с секреционно-известковой стенкой, за исключением одной агглютинированной раковины Reophax sp. с глубины 10.5 м (табл. II). Эльфидииды являются типичными представителями окраинных морей Российской Арктики. Виды Elphidium clavatum Cushman, 1930, Elphidium incertum (Williamson, 1858), Haynesina orbiculare (Brady, 1881), Elphidiella groenlandica (Cushman, 1933) и представители сем. Polymorphinidae (роды Guttulina и Polymorphina) приурочены в основном к опресненным областям в непосредственной близости от устьев рек, а также к самим эстуариям (Polyak et al., 2002).

Данный обедненный комплекс ископаемых бентосных фораминифер по преобладанию видов, переносящих опреснение (Polyak et al., 2002), напоминает современные сообщества из эстуариев Оби и Енисея. Но он также схож с комплексами литорали Баренцева и Белого морей, в которых

Интервал, м	Heterocyprideis sorbyana	Paracyprideis pseudopunctillata	Roundstonia macchesneyi	Rabilimis septentrionalis	Rabilimis sp.	Pontocythere sp.	Loxoconcha sp.	Limnocythere sp.	Cytheriissa sp.	Candona sp.	Общее количество створок/образец	Количество ювенильных створок/образец	Количество видов/образец
9.1–9.6	6с8юс		7c								27	12	2
	1юк		1к1юк										
9.6			2к2юк		1юс						9	5	2
10.5	18с23юс		Зюк			1к	1юс	2c	1c	2c	64	34	7
	3к1юк									1юк			
11.4-11.6	17с24юс	5с2юс	4юс				Зюс				81	59	4
	7юк	1юк	5юк										
15.7-15.9				1к							2	0	1

Таблица 2. Распределение остракод в осадках скважины Ch1/17

Примечание. с – створка, юс – ювенильная створка, к – карапакс, юк – ювенильный карапакс.

многочислен вид Elphidium williamsoni Haynes, 1973 (Корсун и др., 1994; Korsun et al., 2014). В Белом море Е. williamsoni встречается на литорали и в нижней зоне заплеска на соленых болотах (маршах) при солености поверхностных вод 26–27‰ (Korsun et al., 2014). В Баренцевом море он найден на мягких грунтах литорали вдали от мест впадения рек, где соленость близка к нормально-морской (Корсун и др., 1994; Корсун, 1995). Однако в Балтийском и Северном морях, а также в проливе Скагеррак вид обитает в мелководных опресненных обстановках с пониженной соленостью от 0 до 25‰ (Murray, 2006).

Остракоды. Определены из интервала разреза 9.1-15.9 м (табл. III). Сравнительно большое количество ювенильных створок и карапаксов, составляющих более половины всех экземпляров, свидетельствует об отсутствии переотложения и накоплении их in situ. В комплексе доминируют эвригалинные виды Heterocyprideis sorbyana (Jones, 1856) и Paracyprideis pseudopunctillata Swain, 1963 и солоноватоводный вид Roundstonia (Cytheromorpha) macchesnevi (Brady et Crosskev, 1871). В небольшом количестве присутствуют мелководные морские виды рода Rabilimis. В пробе с глубины 10.5 м определены представители родов Pontocythere и Loxoconcha, которые встречаются преимущественно на опресненных прибрежных мелководьях, а также виды родов Limnocythere, Cytherissa и Candona, обитающие в пресных или слабосоленых водоемах (Wetterich et al., 2005; Frenzel et al., 2010) (табл. 2). Как и бентосные фораминиферы, остракоды, определенные в отложениях скважины СНИК 1/17, в основном представлены современными видами, характерными для прибрежных мелководий арктических морей, опресненных речным стоком (Cronin et al., 1991; Brouwers et al., 2000; Stepanova et al., 2003, 2007, 2019).

Палеоэнтомологический анализ. Для данного анализа из отложений скважины отобрано 15 проб, насекомые обнаружены во всех пробах за исключением одной – из интервала 18.8–19.2 м. В интервале разреза 14.6–21 м они представлены единичными фрагментами (табл. 3, табл. IV).

В самой нижней пробе (19.7–21 м) отмечен один неопределимый фрагмент ноги жужелицы и, кроме этого, три остатка пауков и мелкие панцири почвенных клещей отряда Oribatida.

В пробе из интервала 16.69—16.89 м найдено крыло цикадки (сем. Cicadellidae). Цикадки обычно приурочены к луговой растительности.

Начиная с глубины 14.6—14.8 м, количество и разнообразие насекомых постепенно увеличивается. Появляются тундровые стафилиниды рода Tachinus (Т. arcticus Motsch. или Т. brevipennis Sahlb., по надкрыльям трудно различимые), зимние яйца дафний — индикаторы пресноводных водоемов, четкие остатки тундростепного жука пилюлыщика Morychus viridis Kuzm. et Korot.

С глубины 11.4—11.6 м насекомых становится заметно больше. Встречаются остатки типичных тундровых видов, таких как жужелицы Pterostichus (Cryobius) sp., стафилиниды Micralymma brevilingue Schtd., Т. arcticus, остатки пресноводных организмов, таких как жуки плавунцы, статобласты мшанок, яйца планарий. Доминирует в комплексе тундростепной вид М. viridis.

В образце с глубины 10.5 м также доминирует М. viridis и присутствуют тундровые виды, но отмечен также фрагмент жука усача, скорее всего Euracmaeops angusticollis Gebl. Это луговой вид, который часто встречается в бореальной зоне, но в ископаемом состоянии пока не был отмечен.

Доминирование M. viridis продолжается до интервала 9.1—9.6 м. Выше, в интервале 6.3—6.6 м он исчезает, остаются единичные тундровые стафилиниды, пресноводные жуки и беспозвоночные.

В интервале 4.9–5 м вновь появляется M. viridis, но уже в меньшем количестве. Комплекс насекомых достаточно разнообразен, он включает тундровые жужелицы Curtonotus alpinus Payk., стафилиниды M. brevilingue, T. brevipennis, некоторые прибрежные (например, стафилинида Stenus sp.) и пресноводные организмы, почвенные клещи орибатиды.

В интервале 3.4—3.5 м и выше также имеются тундровые виды, заметно участие M. viridis, присутствуют остатки степных долгоносиков Stephanocleonus eruditus Faust. Кроме того, в пробе обнаружен пилильщик Euura herbaceae Cameron. Эти насекомые образуют галлы на карликовых видах ивы.

Состав энтомофауны по всему профилю позволяет реконструировать тундростепные условия (Киселев, 1981; Kiselev, Nazarov, 2009; Kuzmina, 2015). Роль ксерофильных насекомых возрастает снизу вверх. В нижних пробах, где заметно участие морских беспозвоночных, остатки насекомых единичны и мало информативны, но уже с глубины 15 м отмечается стабильное присутствие пилюльщика M. viridis. Этого жука можно назвать "лицом" плейстоценовой тундростепной фауны северо-востока Сибири и Чукотки (Киселев, 1981; Kuzmina, 2015). Он присутствует, часто доминирует практически в любом комплексе насекомых. а иногда его участие достигает 90%. Вместе с тем в современной фауне данный вид встречается лишь локально, на участках реликтовой ксерофильной растительности.

В верхней части разреза возрастает численность и разнообразие насекомых. Замечательным маркером остепнения служит появление долгоносика S. eruditus с глубины 3 м. Этот жук является индикатором термофильной вариации плейстоценовой тундростепи; в настоящее время его ареал находится значительно южнее, чем в плейстоцене (самые северные точки его распространения сейчас — реликтовые степи центральной Якутии). Жук отлично переносит низкие зимние температуры, но летом требователен к прогреву почвы. Данные условия обеспечивались высокой континентальностью климата в холодные периоды плейстоцена. Для проб характерно заметное участие водных насекомых и беспозвоночных. Мы предполагаем наличие внутриполигональных луж, столь присущих ландшафтам тундры.

# ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В настоящей статье впервые был проделан большой объем комплексных исследований в целях реконструкции палеоусловий в конце среднего неоплейстоцена—позднем неоплейстоцене на мысе Малый Чукочий. В работе представлен новый материал, являющийся основой для дальнейших исследований района устья р. Б. Чукочья, в том числе и стратиграфических, поэтому заключения о возрасте исследуемых отложений следует считать предварительными.

Опираясь на представления о стратиграфическом расчленении отложений Колымской низменности по литературным данным (Решения..., 1987; Гиличинский, 2002; Gilichinsky et al., 2003, 2005; Ривкина и др., 2006; Abramov et al., 2021), литологические критерии, результаты химического анализа и данные по микрофауне, можно заключить, что слой 6 (серый песок, 20.8-21 м) относится к отложениям тумус-ярской свиты среднего неоплейстоцена (для данного интервала в настоящей работе не приведены реконструкции палеоусловий из-за отсутствия достаточного количества микропалеонтологических данных), слой 5 (темный, почти черный пластичный суглинок, 11.8-20.8 м), вероятнее всего, относится к морским отложениям коньковской свиты конца среднего неоплейстоцена, вскрытым скважинами по побережью Восточно-Сибирского моря между устьями рек Коньковая и Чукочья. На высоких элементах рельефа эта свита залегает под едомной свитой, на низких - под современными морскими террасами. Накопление отложений коньковской свиты мошностью до 20 м. представленной легкими суглинками и мелкозернистыми песками с древесным детритом, панцирями жуков, фрагментами губок, панцирями диатомей и фораминиферами, происходило во время последней обширной

**Таблица II.** Раковины фораминифер из скважины CHUK 1/17 на мысе Малый Чукочий, Колымская низменность. Длина масштабной линейки 100 мкм.

<sup>1 —</sup> Elphidium williamsoni Haynes, 1973: 1а — экз. 2, обр. 9.1-9.6, 1б — экз. 1, обр. 9.1–9.6, 1в — экз. 4, обр. 9.1–9.6, 1г — экз. 37, обр. 19.7–20; 2 — Elphidium subarcticum Cushman, 1944: 2а — экз. 18, обр. 9.6, 2б — экз. 3, обр. 9.1–9.6; 3 — Elphidium clavatum Cushman, 1930: 3а — экз. 15, обр. 9.6, 3б — экз. 39, обр. 19.7–20; 4 — Elphidium incertum (Williamson, 1858): 4а — экз. 19, обр. 9.6, 4б — экз. 23, обр. 10.5, 4в — вид со стороны устья, экз. 34, обр. 19.7–20, 4г — экз. 32, обр. 19.7–20; 5 — Haynesina orbiculare (Brady, 1881): 5а — экз. 14, обр. 9.6, 5б — экз. 9, обр. 9.1–9.6, 5в — вид со стороны устья, экз. 35, обр. 19.7–20; 6 — Elphidiella groenlandica (Cushman, 1933): 6а — экз. 26, обр. 10.5, 6б — экз. 17, обр. 10.5; 7 — Guttulina lactea (Walker et Jacob, 1798), экз. 10, обр. 9.1–9.6; 8 — Guttulina dawsoni Cushman et Ozawa, 1930, экз. 12, обр. 9.1–9.6; 9 — Quinqueloculina seminulum (Linnaeus, 1758), экз. 33, обр. 19.7–20; 10 — Reophax sp., экз. 22, обр. 10.5.

# РАЗВИТИЕ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ НА МЫСЕ МАЛЫЙ ЧУКОЧИЙ



трансгрессии конца среднего неоплейстоцена, в прибрежной зоне моря, возможно в прибрежнодельтовых или лагунных обстановках (Гиличинский, 2002). Рассматриваемая свита маркирует южную границу моря перед падением уровня Полярного бассейна в позднем плейстоцене и его отступлением на 300–400 км к северу. Сильнольдистые суглинки слоев 2 и 4 и лед слоя 3 (0.7–11.8 м) относятся к едомной свите верхнего плейстоцена, слагающей основные элементы рельефа Колымской низменности, слой 1 (0–0.7 м) – к голоцену.

Морские отложения из соселнего разреза. вскрытые скважиной 2Д, пробуренной в 10 км выше по течению от устья р. Б. Чукочья, были отнесены к постледниковой трансгрессии (поздний плейстоцен-ранний голоцен; Евсеев, Недешева, 1983). В нашем случае о морском генезисе отложений нижней части разреза (коньковская свита) свидетельствуют находки мелководных фораминифер и эвригалинных остракод. Единственную новую гипотезу об уточнении возраста можно выдвинуть для интервала 9.1–11.6 м (слой 4). Присутствие современных видов, также характерных для эпохи последнего межледниковья, увеличение биоразнообразия и обилие раковин фораминифер вида E. williamsoni (в более ранней литературе указан как Elphidium boreale) позволяют сделать предположение о возможной корреляции комплекса микрофауны из интервала 9.1-11.6 м скважины на Колымской низменности с комплексами микрофауны казанцевских отложений Западной Сибири (Гудина, 1969), эемских отложений северо-востока Белого моря (Grøsfjeld et al., 2006) и севера Европы (Feyling-Hanssen et al., 1971). Наличие E. williamsoni, которого относят к бореальной фауне (Гудина, 1969; Feyling-Hanssen et al., 1971), можно интерпретировать как свидетельство более теплых условий, что отличало моря во время трансгрессии в начале позднего неоплейстоцена. Вывод о потеплении климата подтверждается результатами спорово-пыльцевого анализа. В спектре из пробы с глубины 9.1 м фиксируется увеличение Betula sect. Nanae, Pinus s/g Haploxylon, появление единичных зерен Larix. В ФК-III из этого интервала определены фитолиты, характерные для крупномерной водной растительности, развитие которой происходило при более благоприятных климатических условиях.

Результаты микропалеонтологического анализа с учетом данных литологического строения и химического анализа исследованных толщ позволяют сделать выводы относительно условий накопления отложений, вскрытых данной скважиной. Сравнительно высокие содержания анио-

нов  $SO_4^{2-}$ , Cl<sup>-</sup>, катионов Na<sup>+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, значения удельной электрической проводимости и содержания плотного остатка в пробах из темных пластичных малольдистых суглинков слоя 5, вероятнее всего относимых к коньковской свите верхов среднего неоплейстоцена, свидетельствуют о накоплении рассматриваемой толщи в морских условиях. Значения рН среды 7.05-7.8, присутствие в пробах обрывков колоний пресноводных зеленых водорослей и остатков пресноводных организмов (мшанки, яйца дафнии) позволяют предположить мелководные, сильно опресненные прибрежные условия. Данный вывод подтверждается результатами изучения микрофауны. В составе бентосных фораминифер и остракод доминируют типичные арктические виды, обитающие в прибрежных районах с сильным опреснением, такие как фораминиферы из группы "river-proximal species" (Polyak et al., 2002) и остракоды, характерные для внутреннего шельфа морей Лаптевых и Карского, включая эстуарии Оби и Енисея (Stepanova et al., 2003, 2007). О сильном опреснении палеобассейна говорит и отсутствие видов, типичных для арктических сообществ из районов с нормальной морской соленостью, например бентосных фораминифер семейства Cassidulinidae или остракод рода Cytheropteron. В самом основании изученного интервала (обр. 19.7-20.0 м) достаточно богатый в видовом отношении комплекс фораминифер свидетельствует о начальном затоплении территории и образовании мелководного приустьевого палеобассейна, вероятно, глубиной до 20 м.

Присутствие в рассматриваемом интервале разреза корродированных форм фитолитов с чешуйчатым типом коррозии, характерным для разрушения в водной среде на фоне значительного количества спикул губок (индикаторов холодных проточных вод), позволяет сделать вывод об аккумулятивном характере их осаждения при водном переносе. Не исключено, что часть фитолитов образовались не in situ, а были привнесены водами вместе со спикулами, что типично для гидрогенных слоев.

Можно предположить, что во время прижимных нагонных ветров происходило периодическое

Таблица III. Створки остракод из скважины CHUK 1/17 на мысе Малый Чукочий, Колымская низменность. Длина масштабной линейки 100 мкм.

<sup>1 —</sup> Неterocyprideis sorbyana (Jones, 1856): 1а — левая створка, экз. 52, обр. 10.5, 16 — левая створка, экз. 53, обр. 11.4, 1в — карапакс, правая сторона, экз. 54, обр. 11.4; 2 — Рагасургіdeis pseudopunctillata Swain, 1963, правая створка, экз. 55, обр. 11.4; 3 — Roundstonia macchesneyi (Brady et Crosskey, 1871): 3а — правая створка, экз. 56, обр. 9.1, 36 — карапакс, левая сторона, экз. 57, обр. 9.6; 4 — Loxoconcha sp., левая створка, экз. 58, обр. 11.4; 5 — Cytherissa lacustris (Sars, 1863), правая створка, экз. 59, обр. 10.5; 6 — Limnocythere sanctipatricii (Brady et Norman, 1869), левая створка, экз. 60, обр. 10.5; 7 — Сал-dona sp., левая створка, экз. 61, обр. 10.5; 8 — Pontocythere sp., карапакс, правая сторона, экз. 62, обр. 10.5.

# РАЗВИТИЕ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ НА МЫСЕ МАЛЫЙ ЧУКОЧИЙ



								Глуби	ина, м	М					
Таксон	Eco_code	19.7–20	16.69–16.89	15.7-15.95	14.6-14.8	13.8-13.9	11.4-11.6	10.5	9.6	9.1-9.6	5.3-6.6	4.9-5	3.4-3.5	0.7-0.9	0.7-0.8
Phyllum Arthropoda, subphylum Hexapoda	, class	Inse	cta, o	rd. C	oleop	tera		1			-			-	-
Fam. Carabidae					-										
Pterostichus (Cryobius) sp.	mt			ĺ			1	1	1			ĺ	1		ĺ
Curtonotus alpinus Payk.	dt									1		1			
Harpalinae gen. indet	no	1											1		1
Carabidae gen. indet.	no													1	
Fam. Dytiscidae		•		•											
Agabus moestus (Curt.)	aq										1				
Agabus sp.	aq						1								
Fam. Leiodidae		_		_								_			
Cholevinus sibiricus (Jean.)	mt														1
Fam. Staphylinidae															
<i>Olophrum</i> sp.	pl													1	
Micralymma brevilingue Schtd.	dt						1			1	1	1			
Tachinus arcticus Motsch.	mt						1	2							
T. brevipennis Sahlb.	mt											2			1
<i>Tachinus</i> spp. ( <i>T. arcticus</i> + <i>T. brevipennis</i> )	mt				2	1	1						1		
<i>Gymmusa</i> sp.	pl							1							
Aleocharinae gen. indet.	pl										1				
Stenus sp.	ri											1			
Fam. Byrrhidae															
Morychus viridis Kuzm. et Korot.	SS			1	1		2	2	1	4		1	3	2	2
Simplocaria sp.	dt						1								
Fam. Cerambicidae	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Euracmaeops angusticollis (Gebl.?)	me							1							
Fam. Chrysomelidae	1	I	I	1	1	1	I	1	I	I	I	1	1	1	I
<i>Chrysolina</i> sp.	st?	l	1	l				Ì	1	1	1		1		
Fam. Brachyceridae	1	I	I	1	I	I	I	1	I	I	I	I	I	I	I
Notaris bimaculatus F.	ri		I					1	I	1			1		I
Fam. Curculionidae	I	l	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
Ceutorhynchus sp.	xe		1		1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Hypera sp	dt?											1			
Stephanocleonus eruditus Faust												-	3		1
Cleonini gen, indet													5	1	1
Ord Heminters					I	I		I				I	I		
Cicadallidaa gan indat		l	1	l	1	1	I	Ì	1	1	1	1	1	1	1
Cicadellidae gen. indet.		 		l									1		
Uru. Hymenoptera, subord. Symphyta, fam	. rent	unredi	inidae	: 	I	I	I	I	I	I	I	1	1	I	I
Euura nervaceae (Cam.)	me	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1

Таблица 3. Распределение насекомых, пресноводных и наземных беспозвоночных в осадках скважины CHUK 1/17 на мысе Малый Чукочий, Колымская низменность

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 30 № 1 2022
#### Таблица 3. Окончание

		Глубина, м													
Таксон	Eco_code	19.7-20	16.69-16.89	15.7-15.95	14.6–14.8	13.8–13.9	11.4-11.6	10.5	9.6	9.1–9.6	6.3–6.6	4.9–5	3.4–3.5	0.7-0.9	0.7-0.8
subord. Parasitica															
Hymenoptera (Parasitica) gen. indet.	oth		1									1	2		
Ord. Diptera		•	•	•	•	•		•				•			
Chironomidae gen. indet. (larvae)	aq										1	1			
Diptera gen. indet. (puparia)	oth			2									1		
Ord. Trichoptera															
Trichoptera gen. indet. (larvae)	aq											1			
Class Arachnida	Ĩ	1	1	1	1	1	1	1		1	1	1			
spider chelicera	oth	1													
oribatid mites	oth	2						2	3	42		1	5	2	1
Subphylum Crustacea, class Branchiopoda,	ord.	Clado	cera,	fam.	Dapl	niida	e	•				•			
Daphnia sp. winther eggs	aq				1										
Phylum Platyhelminthes, class Turbellaria	1	1	1	1	1	1	1	1		1	1	1			
Turbellaria eggs	aq						1	3	2						2
Phylum Ectoprocta (Bryozoa), class Phylactolaema															
Phylactolaema gen. indet.	aq			1			2		2	3				2	
Сумма		4	2	4	4	1	11	12	8	52	5	11	19	9	9

Примечание. Число указано в MNI (Minimum number of individuals), посчитанное с учетом того, что одна особь насекомого при захоронении разлагается на несколько фрагментов. Eco\_code (экологический код): mt – тундровые мезогигрофилы, dt – тундровые ксерофилы, no – нет кода, aq – водные, pl – растительная подстилка, гниющие органические вещества и грибы, ri – прибрежные, ss – насекомые гемикриофитных степей, me – луговые, st – насекомые термофитных степей, xe – ксерофилы, ms – лугостепные, oth – прочие.

затопление мелководным морем прилегающих участков береговой суши. Не исключено, что здесь существовала лайда (разновидность соляных маршей), затопляемая во время морских приливов и высыхающая при отливах. Результаты анализа морфотипов фитолитов, на основании которого реконструируется луговая растительность, произрастающая на влажных почвах, подтверждают вывод о существовании лайды или периодически затопляемого заболоченного луга. В комплексе фитолитов доминируют ланцетные формы с широким основанием крупного (до 200 мкм) размера, характерные для травянистой высокорослой растительности влажных местообитаний, значительно содержание цилиндрических и длинных гладких пластинчатых форм, свойственных разнотравью, а также присутствуют ткани сфагновых мхов. В пробе из интервала 16.4-17.5 м содержание фитолитов увеличивается, что, вероятно, свидетельствует о более развитом травянистом покрове лайды. Широкое распространение травянистой растительности подтверждается результатами палинологического анализа. Состав СПК I с преобладанием пыльцы трав и кустарничков с домини-

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

рованием злаковых отражает растительность, произраставшую в условиях холодного климата.

Выше по разрезу скважины фиксируется постепенное понижение показателей солености. На основании изучения микрофауны можно сделать вывод о том, что низы темно-сизых сильнольдистых суглинков слоя 4 (9.1–11.6 м), вероятнее всего, формировались в специфических условиях прибрежной зоны, для которой характерна периодическая смена морских и пресноводных условий. Учитывая низменный характер рельефа побережья в исследуемом районе, можно предположить, что появление остракод родов Limnocythere, Cytherissa и Candona, обитающих в пресных или слабосоленых водоемах, и увеличение процентного содержания "river-proximal" фораминифер (Е. incertum, E. groenlandica) в пробе с глубины 10.5 м явились результатом перераспределения наносов, которые привели к образованию лагуны, впоследствии размытой. В образцах из интервала 9.1-9.6 м доля видов, связанных с сильным опреснением, падает, в то же время фиксируется небольшое повышение содержания анионов и катионов

2022



Таблица IV. Некоторые насекомые из скважины CHUK 1/17 на мысе Малый Чукочий, Колымская низменность. Длина масштабной линейки равна 1 мм.

1 – Stephanocleonus eruditus, голова, обр. Ch17-0 (инт. 0.7-0.9 м); 2 – Ceutorhynchus sp., левое надкрылье, обр. Ch17-6 (инт. 6.3-6.6 м); 3 – Euracmaeops angusticollis, основание левого надкрылья, обр. Ch17-10 (гл. 10.5 м); 4 – Morychus viridis, правое надкрылье, обр. Ch17-11 (инт. 11.4-11.6 м); 5, 6 – Micralymma brevilingue, переднеспинка и левое надкрылье, обр. Ch17-4 (инт. 4.9-5 м); 7 – Tachinus arcticus, правое надкрылье, обр. Ch17-11 (инт. 11.4-11.6 м); 8, 9 – Stenus sp., голова и правое надкрылье, обр. Ch17-4 (инт. 4.9-5 м); 7 – Tachinus arcticus, правое надкрылье, обр. Ch17-11 (инт. 11.4-11.6 м); 8, 9 – Stenus sp., голова и правое надкрылье, обр. Ch17-4 (инт. 4.9-5 м); 10, 11, 12 – Aleocharinae gen. indet., голова, обр. Ch17-3 (инт. 3.4-3.5 м), переднеспинка, обр. Ch17-6 (инт. 6.3-6.6 м), левое надкрылье, обр. Ch17-11 (инт. 11.4-11.6 м); 13 – Gymmusa sp., правое надкрылье, обр. Ch17-10 (гл. 10.5 м); 14 – Curtonotus alpinus, переднеспинка, обр. Ch17-4 (инт. 4.9-5 м); 15 – Euura herbaceae, голова, обр. Ch17-3 (инт. 3.4-3.5 м).

легкорастворимых солей, свидетельствующее об усилении влияния моря. Выше отметки 9.1 м морские беспозвоночные в разрезе скважины не встречаются. Возрастная принадлежность отложений из интервала 9.1—11.6 м остается дискуссионной. Находки в них морских микроорганизмов позволяют отнести их к образованиям коньковской свиты, которые были трансформированы эпикриогенетическими процессами и приобрели признаки едомной свиты верхнего неоплейстоцена.

Отличительной особенностью комплекса ФК-Шизрассматриваемого интервала разреза является относительно высокое содержание, а в ряде проб преобладание веерообразных форм фитолитов, являющихся индикаторными для водной растительности, и остатков влаголюбивых мхов, вероятно образовывавших сплавины по берегам. Субдоминантами в этом комплексе являются ланцентные формы с широким основанием, являющиеся характерными для растений влажных местообитаний, а также длинные цилиндрические и гладкие пластинчатые формы, типичные для разнотравья. Таким образом, фитолитный анализ позволяет сделать вывод о существовании заозеренной лайды, заболоченного луга с травянистозлаковой растительностью или пресноводного водоема с богатой прибрежной растительностью и развитым моховым покровом. Озера располагались вдоль берега моря и соединялись с ним прото-

ками, по которым во время приливов в них поступала морская вода. Вывод о существовании пресноводного водоема подтверждается находками беспозвоночных — водных и прибрежных видов жуков, статобласт мшанок и яиц планарий.

В пробах из верхней части слоя 5 и нижней части слоя 4 (интервал 9.7–12.4 м) обнаружены лишь единичные экземпляры спор и пыльцы. Можно предположить, что в реконструируемом водоеме, для которого характерна смена прибрежно-морских и пресноводных условий, в определенные периоды происходила активная деструкция органического вещества.

Из верхней части слоя 4, льда слоя 3 и нижней части слоя 2, относимых к едомной свите, выделен СПК II с преобладанием злаковых и заметным содержанием пыльцы деревьев и кустарников, среди которых наряду с преобладанием карликовой березки, характерной для большей части толщи, в заметном количестве представлена пыльца Pinus s/g Haploxylon, вероятно принадлежащая кедровому стланику. Данный вид чувствителен к сезонному промерзанию и оттаиванию и является показателем наличия глубокого снежного покрова, хотя и не исключается усиление ветрового переноса пыльцы этого вида из более южных районов. В рассматриваемом СПК определена пыльца Larix в количестве трех-пяти зерен на препарат. Это число считается незначительным, когда речь идет о пыльце многих родов деревьев. Но пыльца лиственницы очень плохо сохраняется, поэтому данное количество позволяет фиксировать ее присутствие в составе реконструируемой растительности. Это подтверждается находками в составе растительного детрита специфических форм, характерных для древесины лиственницы, в пробе с глубины 9.1 м. Присутствие пыльцы лиственницы может косвенно свидетельствовать об озерно-болотном генезисе рассматриваемых отложений, в прибрежно-морской зоне она бы просто разрушилась. Состав данного комплекса позволяет сделать вывод о некотором потеплении климата и распространении на фоне господства тундровых ландшафтов островков лиственничников. Специфический состав спектров с глубин 5.6 и 8.9 м, в которых в значительном количестве присутствуют злаковые и осоковые, носит локальный характер и позволяет реконструировать растительность, произраставшую по влажным берегам водоема или заболоченного луга, что совпадает с результатами анализа фитолитов. Этот интервал слабо охарактеризован насекомыми, но в пробе 6.3-6.6 м найдены остатки жука плавунца Agabus moestus Curtis, типичного обитателя небольших стоячих тундровых водоемов.

Засоленность залегающих выше суглинков с включениями органики с корнями трав слоя 2, относимых к едомной свите верхнего неоплей-

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 30 № 1

стоцена (0.7-3.2 м), характеризуется минимальными значениями. Анализ микрофоссилий этих толщ показал присутствие в незначительном количестве спикул губок, заметное содержание панцирей пресноводных диатомей, достигающее максимума в пробах с глубин 1 и 1.35 м. Обилие диатомовых водорослей при небольшом количестве спикул губок свидетельствует о наличии органических веществ в воде, поскольку они способствуют развитию диатомей и подавляют развитие губок. В пробах с глубин 1 и 1.35 м также зафиксировано максимальное для данного разреза содержание фитолитов. Увеличение их количества свидетельствует о существовании более разнообразной растительности. Кроме того, высокое содержание фитолитов может являться показателем лучшей гумификации растительного материала в процессе диагенеза, в результате которого происходит их выделение из тканей. Процентное соотношение форм фитолитов во всех пробах слоя сходно. Преобладают разнообразные формы удлиненных фитолитов – цилиндрические, с волнистым краем, пластинчатые, являющиеся показателем значительного участия разнотравья в растительном покрове. Подавляющая часть удлиненных форм имеет сглаженные края, что при отсутствии игольчатых форм и ланцетных форм с длинным шипом указывает на гумидные условия. В незначительном количестве, но разнообразно представлены трапециевидные лопастные фитолиты, характерные, как и удлиненные фитолиты с волнистым краем, для растений влажных местообитаний. На основании палинологического анализа реконструируется травянистая растительность с доминированием злаковых и незначительным участием карликовой березки. Палеоэнтомологические данные указывают на постоянное господство в регионе в рассматриваемый продолжительный период времени тундростепных ландшафтов (Киселев, 1981; Kiselev, Nazarov, 2009; Kuzmina, 2015), при этом некоторые таксоны насекомых являются водными или околоводными, что подтверждает другие данные о том, что большую часть времени осадки формировались в субаквальных или локально переувлажненных субаэральных условиях, хотя в целом местность прилегала к обширной суше с преимущественно открытыми ландшафтами. Некоторое противоречие данных ботанического и энтомологического анализа часто имеет место при попытках реконструкции природной обстановки на северо-востоке Азии (Kuzmina, 2015). Как правило, насекомые показывают более значимое участие ксерофильных элементов биоты, чем палиноморфы и семена. Это связано как с тафономическими особенностями (семена водных растений более крупные и плотные, поэтому лучше сохраняются, пыльца лесных растений хорошо переносится ветром), так и с детальностью определения таксонов. Например, при-

2022

сутствие пилюльщика M. viridis указывает на то, что в его биотопе произрастали ксерофильные виды осоки, такие как Carex argunensis (Turcz. ex Trev.) Worosch., тогда как по пыльце осоки, как группы видов, принято делать реконструкции влажных условий. Но на основании присутствия насекомых нельзя отрицать наличие в ландшафте водоемов с комплексом прибрежной растительности, а также островков леса в большей или меньшей удаленности от местонахождения. Эти элементы ландшафта вписываются в понятие тундростепи. Кроме того, высокое содержание в ряде проб пресноводных диатомей, находки водных беспозвоночных, присутствие в  $\Phi K$  в заметном количестве характерных для гумидных условий форм являются показателем наличия переувлажненных участков понижений рельефа, возможно луж над головами ледяных жил, характерных для тундровых ландшафтов.

В поверхностных пробах отмечено относительно высокое количество пресноводных диатомей, что связано с сезонным переувлажнением горизонтов. Содержание спикул губок при этом единичное, что может служить показателем значительного содержания органики в водных растворах. В спектре из поверхностной пробы отмечено преобладание пыльцы осоковых, злаковых и зеленых мхов, что в целом отражает состав современной растительности.

### выводы

На основании результатов комплексных микропалеонтологических исследований, значительная часть которых проводилась для данного района впервые (изучение фораминифер, остракод, энтомофауны и фитолитов), и данных химического анализа отложений реконструированы условия осадконакопления и история развития ландшафтов и растительности мыса Малый Чукочий в среднем и позднем неоплейстоцене. Полученный материал по реконструкции палеоусловий будет являться основой для проведения микробиологических и метагеномных исследований.

Толща черных пластичных малольдистых суглинков (11.8–20.8 м) предположительно относится к коньковской свите верхов среднего неоплейстоцена, которая формировалась в мелководном морском бассейне. На это указывает как повышенная соленость рассматриваемых толщ, так и доминирование в составе бентосных фораминифер и остракод типичных ныне живущих арктических видов, обитающих в прибрежных районах, а также присутствие в отложениях обломков панцирей морских диатомей. Результаты фитолитного анализа позволяют предположить наличие на изучаемой территории лайды, заболоченного луга на прибрежной равнине, затопляемого во время приливов. На основании палинологического анализа реконструирована тундровая травянистая растительность с незначительным участием карликовой березки.

Отложения, вскрытые скважиной в интервале 9.1–11.6 м, формировались в специфических условиях прибрежной мелководной зоны, для которой была характерна периодическая смена морских и пресноводных условий. На основании присутствия в значительном количестве индикаторных фитолитов водной растительности, влажных местообитаний и мхов можно предположить, что здесь существовала сильно заозеренная лайда, где озера располагались вдоль берега моря и соединялись с ним протоками.

Отложения из интервала 4.2—9.1 м, относящиеся к едомной свите, формировались в локальных условиях пресноводного водоема, уже не имевшего связи с морем, возможно заросшего болота или озера с богатой прибрежной растительностью, с развитым моховым покровом или заболоченного луга с травянисто-злаковой растительностью. Состав СПК позволяет сделать вывод о некотором потеплении климата и распространении на фоне господства тундровых ландшафтов лиственничных редколесий.

Образование суглинков едомной свиты верхней части разреза (0.7—3.2 м) происходило в условиях тундровой равнины, на которой произрастали злаковые и злаково-разнотравные ассоциации. Обилие пресноводных диатомей в ряде проб, присутствие фитолитов, характерных для растений влажных местообитаний, находки пресноводных беспозвоночных являются показателем присутствия переувлажненных участков над головами ледяных жил, характерных для тундр.

В данной статье впервые приведены фотографические изображения микрофоссилий из плейстоценовых отложений Колымской низменности, их комплексное исследование позволило получить более полную и объективную характеристику условий формирования отложений. Так, анализ бентосных фораминифер и остракод позволяет сделать вывод о существовании морского бассейна, в той или иной мере опресненного. На основании содержания панцирей диатомовых водорослей и спикул губок можно установить характер и специфику обводнения территории. Результаты палинологического анализа позволяют выявить тенденции развития региональной растительности, а результаты фитолитного анализа - тенденции развития локальной растительности. Важным преимуществом фитолитного метода является возможность фиксировать степень увлажненности территории. На основании результатов палеоэнтомологического анализа для данного региона получено свидетельство существования тундростепного биома, что доказывает его значительное продвижение на север, а также сделано заключение о существовании пресноводного бассейна. Результаты комплексного анализа микрофоссилий частично перекрываются и дополняют друг друга, что сделало возможным получение новой дополнительной информации о генезисе исследуемых толщ и позволило более полно оценить эволюцию ландшафта, изменения растительности в целом и ее локальные особенности.

Источники финансирования. Экспедиционные исследования поддержаны National Science Foundation (grant NSF DEB-1442262). Аналитические исследования образцов проводились в рамках проекта РФФИ 19-29-05003 мк. Фитолитные исследования проводились в рамках темы государственного задания АААА-А18-118013190181-6 ИФХиБПП РАН и по проекту РФФИ № 20-05-00559 А, насекомые изучались по проекту РФФИ № 20-04-00165 А. По госбюджетной теме ГИН РАН проводилось исследование спор и пыльцы Д.А. Лопатиной и бентосных фораминифер Я.С. Овсепяном.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Архангелов А.А., Кузнецова Т.П., Карташова Г.Г., Коняхин М.А. Генезис и условия формирования верхнеплейстоценовых льдистых алевритов Колымской низменности (на примере Чукочьего Яра) // Проблемы криолитологии. 1979. Вып. VIII. С. 110–135.

Васильчук А.К. Палинология и хронология полигонально-жильных комплексов в криолитозоне России. М.: Изд-во МГУ, 2007. 488 с.

*Воробьева Л.А.* Теория и практика химического анализа почв. М.: ГЕОС, 2006. 400 с.

*Гиличинский Д.А.* Криобиосфера позднего кайнозоя: вечная мерзлота как среда сохранения жизнеспособных микроорганизмов. Дисс. ... докт. геол.-мин. наук. 2002. 210 с.

*Гудина В.И*. Морской плейстоцен сибирских равнин. Фораминиферы Енисейского севера. М.: Наука, 1969. 80 с.

*Евсеев В.П., Недешева Г.Н.* Особенности формирования прибрежно-морских отложений Колымской низменности // Вестник МГУ. Сер. географ. 1983. № 5. С. 37–44.

Каплина Т.Н. Спорово-пыльцевые спектры осадков "ледового комплекса" приморских низменностей Якутии // Изв. АН СССР. Сер. географ. 1979. № 2. С. 85–93.

Киселев С.В. Позднекайнозойские жесткокрылые Северо-Востока Сибири. М.: Наука, 1981. 116 с.

Корсун С.А. Закономерности распределения бентосных фораминифер в Баренцевом море. Автореферат дисс. ... канд. биол. наук. М.: ИО РАН, 1995. 24 с.

Корсун С.А., Погодина И.А., Тарасов Г.А., Матишов Г.Г. Фораминиферы Баренцева моря (гидробиология и четвертичная палеоэкология). Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1994. 136 с.

Кузнецов Ю.В. О вещественном составе верхнеплейстоценовых и голоценовых отложений в обнажении Чуко-

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

чьем // Проблемы криолитологии. 1979. Вып. VIII. С. 136-144.

Палеопалинология. Т. І. Ред. Покровская И.М. Л.: Недра, 1966. 352 с.

Пыльцевой анализ. Ред. Криштофович А.Н. М.: Гос-геолиздат, 1950. 571 с.

Решения Междуведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1987. 239 с.

Ривкина Е.М., Гиличинский Д.А. Метан как палеоиндикатор динамики мерзлых толщ // Литология и полезн. ископаемые. 1996. № 4. С. 445–448.

Ривкина Е.М., Краев Г.Н., Кривушин К.В., Лауринавичюс К.С., Федоров-Давыдов Д.Г., Холодов А.Л., Щербакова В.А., Гиличинский Д.А. Метан в вечномерзлых отложениях северо-восточного сектора Арктики // Криосфера Земли. 2006. № 3. С. 23–41.

Шмелев Д.Г. Роль криогенеза в формировании состава позднечетвертичных мерзлых отложений оазисов Антарктиды и северо-востока Якутии // Криосфера Земли. 2015. Т. XIX. № 1. С. 41–57.

Abramov A., Vishnivetskaya T., Rivkina E. Are permafrost microorganisms as old as permafrost? // FEMS Microbiol. Ecol. 2021. V. 97.  $\mathbb{N}_2$  2. P. 1–12.

*Brouwers E.M., Cronin T.M., Horne D.J., Lord A.R.* Recent shallow marine ostracods from high latitudes: implications for late Pliocene and Quaternary palaeoclimatology // Boreas. 2000. V. 29. P. 127–142.

Cronin T.M., Briggs W.M., Jr., Brouwers E.M., Whatley R.C., Wood A., Cotton M. Modern Arctic Podocopid database // USGS Open-File Report 91-385. 1991.

*Feyling-Hanssen R.W., Jørgensen J.A., Knudsen K.L., Andersen A.L.* Late Quaternary foraminifera from Vendsyssel, Denmark and Sandnes, Norway // Bull. Geol. Soc. Den. 1971. V. 21. P. 67–317.

*Frenzel P., Keyser D., Viehberg F.A.* An illustrated key and (paleo)ecological primer for Postglacial to Recent Ostracoda (Crustacea) of the Baltic Sea // Boreas. 2010. V. 39. P. 567–575.

Gilichinsky D., Rivkina E., Shcherbakova V., Laurinavichius K., Tiedje J. Supercooled water brines within permafrost – an unknown ecological niche for microorganisms: a model for astrobiology // Astrobiology. 2003. V. 3.  $\mathbb{N}$  2. P. 331–341.

Gilichinsky D., Rivkina E., Bakermans C., Shcherbakova V., Petrovskaya L., Ozerskaya S., Ivanushkina N., Kochkina G., Laurinavichius K., Pecheritsina S., Fattakhova R., Tiedje J. Biodiversity of cryopegs in permafrost // FEMS Microbiol. Ecol. 2005. V. 53. P. 117–128.

*Grøsfjeld K., Funder S., Seidenkrantz M.-S., Glaister C.* Last Interglacial marine environments in the White Sea region, northwestern Russia // Boreas. 2006. V. 35. P. 493–520.

*Kiselev S.V., Nazarov V.I.* Late Cenozoic insects of Northern Eurasia // Paleontol. J. Suppl. 2009. V. 43. № 7. P. 1–128.

Korsun S., Hald M., Golikova E., Yudina A., Kuznetsov I., Mikhailov D., Knyazeva O. Intertidal foraminiferal fauna and the distribution of Elphidiidae at Chupa Inlet, western White Sea // Marine Biology Res. 2014. V. 10.  $\mathbb{N}_2$  P. 153– 166.

*Kuzmina S.A.* Quaternary insects and environment of the Northeastern Asia // Paleontol. J. Suppl. 2015. V. 49. № 7. P. 1–189.

том 30 № 1 2022

*Murray J.* Ecology and application of benthic foraminifera. N.Y.: Cambridge Univ. Press, 2006. 426 p.

Polyak L., Korsun S., Febo L., Stanovoy V., Khusid T., Hald M., Paulsen B.E., Lubinski D.A. Benthic foraminiferal assemblages from the southern Kara Sea, a river-influenced Arctic marine environment // J. Foraminiferal Res. 2002. V. 32. № 3. P. 252–273.

*Stepanova A., Taldenkova E., Bauch H.A.* Recent Ostracoda of the Laptev Sea (Arctic Siberia): taxonomic composition and some environmental implications // Marine Micropalaeontol. 2003. V. 48(1–2). P. 23–48.

Stepanova A., Taldenkova E., Simstich J., Bauch H.A. Comparison study of the modern ostracod associations in the Kara and Laptev seas: ecological aspects // Marine Micropaleontol. 2007. V. 63(3–4). P. 111–142.

Stepanova A., Obrochta S., Quintana Krupinski N.B., Hyttinen O., Kotilainen A., Andrén T. Late Weichselian to Holocene history of the Baltic Sea as reflected in ostracod assemblages // Boreas. 2019. V. 48(3). P. 761–778.

*Wetterich S., Schirrmeister L., Pietrzeniuk E.* Freshwater ostracods in Quaternary deposits in the Siberian Arctic // J. Paleolimnol. 2005. V. 34. P. 363–376.

> Рецензенты М.Е. Былинская, А.Н. Симакова, А.С. Тесаков

### Development of the Environment at the Maly Chukochy Cape (Kolyma Lowland) in the Middle-Late Neopleistocene: Reconstruction Based on Micropaleontological Data

O. G. Zanina<sup>*a*, #</sup>, D. A. Lopatina<sup>*b*, ##</sup>, Ya. S. Ovsepyan<sup>*b*</sup>, S. A. Kuzmina<sup>*c*</sup>, A. Yu. Stepanova<sup>*d*</sup>, E. E. Taldenkova<sup>*e*</sup>, T. A. Vishnivetskaya<sup>*a*, f</sup>, and E. M. Rivkina<sup>*a*</sup>

<sup>a</sup> Institute of Physicochemical and Biological Problems of Soil Science, Russian Academy of Science,

Pushchino, Moscow oblast, Russia

<sup>b</sup> Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

<sup>c</sup> Borisyak Paleontological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

<sup>d</sup> Department of Computer Science and Engineering, Texas A&M University, College Station, USA

<sup>e</sup> Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia

<sup>f</sup> University of Tennessee, Knoxville, TN, 37996, USA

#e-mail: oksanochka\_zet@mail.ru

##e-mail: dalopat@mail.ru

The paper presents results of a micropaleontological study of permafrost sediments exposed by the CHUK 1/17 well at Maly Chukochy Cape, on the coast of the East Siberian Sea (Kolyma Lowland). Micropaleon-tological analysis, taking into account the lithological structure and the main physicochemical characteristics, made it possible to assess the peculiarities of the formation of deposits under the conditions of the change from coastal-marine environments to continental ones in the Middle and Late Neopleistocene. Evidence of the existence of a tundra-steppe biome was obtained for this region, which proves its significant advancement to the north. The present studies on the example of this territory show the importance of studying microfossils for understanding the history of the region in the Quaternary time and represent the basis for further microbiological and metagenomic study of the sediments exposed by the well.

Keywords: reconstruction of paleoconditions, phytoliths, spores, pollen, insects, foraminifera, ostracoda

### ——— ПЕРСОНАЛИИ ——

## ПАМЯТИ АЛЕКСАНДРА ИВАНОВИЧА ЖАМОЙДЫ (1921–2021)

**DOI:** 10.31857/S0869592X21060077



28 мая 2021 г., не дожив полгода до своего 100-летнего юбилея, ушел из жизни Александр Иванович Жамойда. Для всех геологов, стратиграфов и палеонтологов нашей страны это огромная потеря. Александр Иванович был одним из последних крупных представителей советского поколения ученых, которые участвовали в становлении и развитии геологических и стратиграфических исследований в послевоенное время.

Александр Иванович родился 5 декабря 1921 г. в Петрограде. В 1939 г. он окончил школу с отличием и поступил на биологический факультет Ленинградского государственного университета. Но в конце октября 1939 г. его призвали в Красную Армию. Начало войны он встретил в составе 18-го Отдельного зенитно-артиллерийского дивизиона. С этой воинской частью Александр Иванович прошел трудный боевой путь от Приднестровья до Предкавказья и от Предкавказья до Верхней Силезии Польши. Там же А.И. Жамойла встретил День Победы. Во время войны его назначили комсоргом дивизиона – это офицерская должность, хотя он был сержантом. За боевые действия А.И. Жамойда был награжден медалью "За боевые заслуги", орденом Отечественной войны II степени, "Почетным знаком Советского комитета ветеранов войны". После шести с половиной лет, проведенных в солдатской шинели, в мае 1946 г. он вернулся в родной город.

Демобилизовавшись, Александр Иванович поступил на геологоразведочный факультет Ленинградского горного института (Санкт-Петербургский Горный университет), который окончил в 1952 г. В 1949 г. он прошел первую производственную практику по геологической съемке масштаба 1 : 50000 на Северном Урале; а в 1950 г. впервые участвовал в полевых работах Всесоюзного научно-исследовательского геологического института (ВСЕГЕИ) в составе Дальневосточной геолого-съемочной экспедиции на Сихотэ-Алине. Вся дальнейшая трудовая деятельность и жизнь А.И. Жамойды была связана со ВСЕГЕИ – наследником Геолкома России, а восток страны стал главным регионом его исследований по стратиграфии и палеонтологии.

Первые работы А.И. Жамойды были направлены на изучение кремнистых толщ Дальнего Востока и использование радиолярий для их расчленения, корреляции и определения возраста. В результате этих исследований в Приморье и на Корякском нагорье впервые были выделены несколько разновозрастных (палеозойских и мезозойских) комплексов радиолярий, что имело большое значение для расшифровки сложного геологического строения Тихоокеанского обрамления России.

В 1955 г. А.И. Жамойда защитил кандидатскую диссертацию на тему "Радиолярии верхнего палеозоя Ольга-Тетюхинского района и их стратиграфическое значение". В этой работе он использовал методику изучения радиолярий в шлифах и обосновал значение этой палеонтологической группы в расчленении древних толщ и картировании кремнистых и офиолитовых формаций Дальнего Востока. А.И. Жамойда внес много нового в разработку систематики этой группы микрофауны и дал описание целого ряда таксонов. В частности, открытый Александром Ивановичем вид Parvicingula (Eucyrtidium) khabakovi (Zhamoida, 1963) до настоящего времени является руководящим в нефтематеринской баженовской свите Западной Сибири.

В 1972 г. А.И. Жамойда представил диссертацию на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук "Биостратиграфия мезозойских кремнистых толщ Востока СССР", которая была успешно защищена. Эта работа была первой в нашей стране докторской диссертацией по радиоляриям. Изданная на ее основе монография "Биостратиграфия мезозойских кремнистых толщ Востока СССР на основе изучения радиолярий" до настоящего времени является настольной книгой, практическим руководством и справочником для палеонтологов.

А.И. Жамойду вместе с А.В. Хабаковым и Р.Х. Липман справедливо считают основателями отечественной научной школы радиоляриевого анализа. Среди учеников А.И. Жамойды насчитывается много докторов и кандидатов наук. С 1969 г. до последнего времени А.И. Жамойда был председателем подкомиссии по радиоляриям при комиссии по микропалеонтологии при Палеонтологическом институте РАН. Он был организатором 11 Всесоюзных семинаров по радиоляриям, которые являлись базовой школой для отечественных радиоляристов. Под руководством А.И. Жамойды к семинарам регулярно издавались списки литературы по радиоляриям (всего вышло 10 выпусков, содержащих ссылки на 3500 работ, среди которых 1500 отечественных), тезисы докладов и сборники статей.

В 1966 г. Александр Иванович был избран вице-президентом Палеонтологического общества. В 1976 г. ему было присвоено ученое звание профессора по специальности "стратиграфия и палеонтология".

Параллельно с научной работой А.И. Жамойда много сил отдавал научно-организационной деятельности. В 1956 г. он стал заведующим лабораторией микрофауны ВСЕГЕИ. В 1960—1962 гг. Александр Иванович работал во Вьетнаме над созданием первой геологической карты Демократической Республики Вьетнам масштаба 1 : 500000. Эта работа продолжалась три года и завершилась изданием карты и объяснительной записки к ней, которые заложили основы геологической службы тогда еще молодой страны.

После возвращения из Вьетнама во ВСЕГЕИ в 1962 г. А.И. Жамойда возглавил отдел стратиграфии и палеонтологии. С 1969 г. Александр Иванович был заместителем директора ВСЕГЕИ по научной части, а в 1970 г. стал директором института, проработав в этой должности 17 лет, до 1987 г. Надо отметить, что благодаря его настойчивости в 100-летний юбилей геологической службы страны в 1982 г. ВСЕГЕИ было присвоено имя академика А.П. Карпинского.

В 1965 г. А.И. Жамойда возглавил Комиссию Межведомственного стратиграфического комитета (МСК) России по стратиграфической классификации, терминологии и номенклатуре, в 1976 г. стал заместителем председателя МСК, а с 1988 г. его председателем. Именно в эти годы МСК под его руководством провел исключительно важную работу по созданию региональных стратиграфических схем, которые определяют основу легенд геологических карт. Эта поистине гигантская работа была по плечу только такому талантливому организатору и высококвалифицированному специалисту, каким был А.И. Жамойда. Деятельность Александра Ивановича в МСК является примером продуманной и созидательной научно-производственной работы, которая сыграла важную роль не только в изучении стратиграфии, но и в проведении геологического картирования на громадной территории России. Принимая во внимание заслуги Александра Ивановича в области стратиграфии, Академия наук СССР в 1987 г. избрала его своим членом-корреспондентом.

Надо отметить, что уже с середины 1960-х годов А.И. Жамойда начал разрабатывать вопросы теоретической и практической стратиграфии. Во ВСЕГЕИ по его инициативе, при непосредственном участии и руководстве был создан первый отечественный "Стратиграфический кодекс СССР" (1977), сыгравший огромную роль в становлении государственной геологической картографии. Фактически он отразил стратиграфическое мировоззрение российских геологов. Колекс был дополнен и переработан в трех последующих изданиях в 1992, 2006 и 2019 гг. В 2012 г. Стратиграфический кодекс России был переведен на английский язык, а на Международном геологическом конгрессе в Австралии о нем был сделан специальный доклад.

Из теоретических работ А.И. Жамойды нельзя не привести статьи "Стратиграфическое пространство или мир стратиграфии" (1994), "Долгий и трудный путь к теоретической стратиграфии" (1999) и брошюру "Ключевые проблемы Международной стратиграфической шкалы" (2005), в которых автор обозначил точку зрения российских ученых на многие проблемы общей стратиграфии и особенности Общей стратиграфической шкалы России.

Четверть века, с 1972 по 1996 г., А.И. Жамойда вел активную международную деятельность, возглавляя подкомиссию по Северной Евразии Комиссии по геологической карте Мира (CGMW). Он также активно работал в Международной подкомиссии по стратиграфической классификации; в том числе принимал участие в подготовке Международного руководства (справочника) по стратиграфии (издания 1976 и 1994 г.). Подводя итоги своей деятельности в CGMW, А.И. Жамойда опубликовал книгу "Четверть века в Комиссии по геологической карте мира" (2007).

Более 50 лет А.И. Жамойда вел постоянную работу по усовершенствованию и внедрению научных и методических основ стратиграфических исследований в картосоставительские работы. Во многом благодаря ему во ВСЕГЕИ были собраны высококвалифицированные стратиграфические кадры и широко развертывались стратиграфические исследования. Долгие годы, вплоть до последнего времени, А.И. Жамойда был организатором и вдохновителем успешной и стабильной работы Палеонтологического общества России, которое ежегодно собирало стратиграфов и палеонтологов России на своих ежегодных сессиях.

Следует отметить важную роль А.И. Жамойды в составлении крупных геологических обобщений. Среди них монография "Геологическое строение СССР", многотомные труды "Стратиграфия СССР", "Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых", девятитомное издание "Практическое руководство по микрофауне СССР", "Геологическая карта СССР масштаба 1 : 2500000", 4-е издание, "Геологическая карта СССР масштаба 1 : 1000000", новая серия и многие другие. Все эти исследования обеспечивали высокий уровень региональных геологических работ в Российской Федерации и являются надежной основой современной геологической картографии.

До последнего момента жизни Александр Иванович сохранял высокую работоспособность, показывал пример активной научной деятельности всем поколениям исследователей. Только за последнее десятилетие им опубликовано 7 крупных статей и две монографии ("Эскиз структуры и содержания теоретической стратиграфии" и "Палеонтологическому обществу России 100 лет. Исторический очерк"). К своему 95-летию Александр Иванович опубликовал воспоминания "Перелистывая память. Учители, коллеги, друзья", как дань памяти и уважения близким и дорогим для него людям. Книга воспоминаний, которую он писал весь последний год, только в апреле им была сдана в издательство ВСЕГЕИ. Всего же ему принадлежит более 500 опубликованных научных работ, биографических очерков и информационных заметок, в том числе 12 монографий.

С 1971 г. А.И. Жамойда был членом Национального комитета геологов. В 1970–1987 гг. он был заместителем главного редактора журнала "Советская геология", с 1993 г. – заместителем главного редактора журнала "Региональная геология и металлогения" (с 2002 г. – председателем Бюро редколлегии) и членом редколлегии журнала "Стратиграфия. Геологическая корреляция".

Огромный вклад А.И. Жамойды в развитие отечественной геологической науки и практики отмечен званием "Заслуженный деятель науки РСФСР", орденами Трудового Красного Знамени, "Знаком Почета", орденом Труда 2-й степени Социалистической Республики Вьетнам, орденом "За заслуги перед отечеством" IV степени. В 2011 г. Александр Иванович стал лауреатом высшей геологической награды, присуждаемой Российской академией наук — Золотой медали имени А.П. Карпинского.

Эрудиция, блестящее дарование аналитика А.И. Жамойды, его умение увидеть с первого взгляда все положительные моменты любого исследования снискали ему огромный авторитет среди коллег, которые признавали его безусловным лидером. Доброжелательность, человеческая мудрость, порядочность, готовность оказать конкретную помощь делали А.И. Жамойду ярким представителем истинной российской интеллигенции.

Для всех российских геологов суждения Александра Ивановича в области стратиграфии и геологического картографирования были высшим авторитетом. При этом с коллегами Александр Иванович всегда был неизменно приветливым, доступным и обязательным. Он был примером научной этики и потрясающей организованности. Не все знают, что Александр Иванович хорошо рисовал, разбирался в живописи, любил музыку (часто посещал консерваторию), много читал. Он был интересным собеседником и всегда знал о новых веяниях в литературе и искусстве.

Может быть, еще раз следует сказать о человеческом отношении Александра Ивановича к своим близким друзьям и коллегам. С громадным уважением и любовью он относился к В.В. Меннеру и Б.С. Соколову, которых считал своими учителями. С большой теплотой он вспоминал в своих публикациях о "дорогих коллегах" — Д.Л. Степанове, С.В. Мейене, М.С. Месежникове, К.В. Симакове, О.В. Ковалевском, А.И. Моисеевой, В.И. Яркине.

Память об Александре Ивановиче навсегда останется в именах многих палеонтологических объектов (радиолярий, брахиопод, моллюсков, фораминифер), названных его российскими и зарубежными коллегами в его честь.

Александр Иванович прожил долгую и интересную жизнь. С его кончиной уходит живое воспоминание об особой эпохе России — "золотом веке" стратиграфии и палеонтологии. Александр Иванович был представителем того героического поколения, которое прошло войну и отдало все свои силы служению своей стране.

Сохраним память о светлом человеке, крупном геологе и большом ученом Александре Ивановиче Жамойде.

> Редколлегия и редакция журнала "Стратиграфия. Геологическая корреляция", Геологический институт РАН

# АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ ТОМА 29, 2021 г.

DOI: 10.31857/S0869592X22010021

\_\_\_\_

<i>Е.А. Брусницына, В.Б. Ершова, А.К. Худолей, Т. Андерсон, А.В. Маслов</i> Возраст и источники сноса пород четласской серии (рифей) Среднего Тимана по результатам U–Th–Pb (LA-ICP-MS) датирования обломочных цирконов	6	3-23
<i>А.Б. Герман, С.В. Щепетов</i> Позднемеловая флора Зырянского угленосного бассейна, Северо-Восток России: состав, возраст и растительные сообщества	1	48-58
<i>А.Б. Герман, С.В. Щепетов</i> Состав и возраст тафофлор кривореченской свиты (верхний мел) левобережья реки Анадырь, Северо-Восток Азии	5	12–26
<i>А.Ю. Гладенков, Ю.Б. Гладенков</i> Опыт глубоководного бурения в Мировом океане: методическое и практическое значение для стратиграфических исследований	5	59-84
Ю.Б. Гладенков Морской палеоген Корякского нагорья, Северо-Восточная Азия: стратиграфия, моллюски, корреляция и геологические события	3	72–92
<i>Н.И. Глушанкова, А.К. Агаджанян</i> Неоплейстоцен Окско-Донской перигляциально-лёссовой провинции: стратиграфия, палеогеография, корреляция	5	85-112
Е.Ю. Голубкова, О.Ф. Кузьменкова, Е.А. Кушим, А.Г. Лапцевич, С.С. Манкевич, Ю.В. Плоткина Распространение микрофоссилий в отложениях венда Оршанской впадины Восточно-Европейской платформы, Беларусь	6	24-38
И.М. Горохов, А.Б. Кузнецов, П.Я. Азимов, Е.О. Дубинина, И.М. Васильева, Н.Г. Ризванова Sr- и C-изотопная хемостратиграфия метакарбонатных пород палеопротерозойской сортавальской серии, Фенноскандинавский щит, Северное Приладожье	2	3-22
А.Ю. Гужиков, Е.Ю. Барабошкин, Г.Н. Александрова, И.П. Рябов, М.А. Устинова, Л.Ф. Копаевич, Г.В. Миранцев, А.Б. Кузнецов, П.А. Фокин, В.Л. Косоруков Био-, хемо- и магнитостратиграфия пограничного интервала сантона—кампана разрезов Кудрино и Аксу-Дере (Юго-Западный Крым): проблемы глобальной корреляции и выбора лимитотипа нижней границы кампанского яруса. Статья 1. Геологическое описание, селиментология, биостратиграфия	4	71–117
А.Ю. Гужиков, Е.Ю. Барабошкин, Г.Н. Александрова, И.П. Рябов, М.А. Устинова, Л.Ф. Копаевич, Г.В. Миранцев, А.Б. Кузнецов, П.А. Фокин, В.Л. Косоруков Био-, хемо- и магнитостратиграфия пограничного интервала сантона—кампана разрезов Кудрино и Аксу-Дере (Юго-Западный Крым): проблемы глобальной корреляции и выбора лимитотипа нижней границы кампанского яруса. Статья 2. Магнито- и хемостратиграфия, обсуждение данных	5	27-58

1	1	9
		-

Б.А. Зайцев	4	27-52
Раннеюрские (поздний синемюр–ранний плинсбах) аммониты из глыб известняков бассейна р. Бодрак, Юго-Западный Крым		
Ю.Д. Захаров, М. Хорачек, А.С. Бяков Вариации изотопного состава азота в глинистых отложениях пограничных слоев перми и триаса Верхоянья (Северо-Восточная Азия) и их значение для реконструкции условий морской среды	2	76–99
В.С. Зыкин, В.С. Зыкина, Л.Г. Смолянинова Проблемы стратиграфии четвертичных отложений долины р. Ануй и возраст стоянки Карама на Горном Алтае	6	111-120
В.П. Иванов, И.В. Рычкова Палеонтологическая и спектрометрическая характеристика фитолейм средне-позднеюрских растений юго-востока Западной Сибири	6	84–95
<i>А.П. Ипполитов, Д.Н. Киселев</i> Об условиях залегания юрских отложений в опорном разрезе байоса—бата бассейна р. Ижма (север Европейской России) и последовательности аммонитов подсемейства Arctocephalitinae Meledina	6	96–110
<i>Т.Н. Исакова</i> Комплекс позднедевонских примитивных паратурамминид (Foraminifera) из карбонатных отложений поднятия Менделеева, Восточная Арктика	2	37-52
А.Ю. Казанский, В.Ю. Водовозов, А.Ю. Гладенков, Ю.Б. Гладенков, В.М. Трубихин Магнитостратиграфия опорного разреза морского кайнозоя Западной Камчатки (бухта Квачина)	1	99–115
И.К. Козаков, М.О. Аносова, Т.И. Кирнозова, Ю.В. Плоткина Формирование кристаллических комплексов Тацаингольского блока Южно-Хангайского метаморфического пояса позднего неопротерозоя, Центрально-Азиатский складчатый пояс	2	23-36
И.К. Козаков, В.П. Ковач, Е.Б. Сальникова, А. Крёнер, Е.В. Адамская, П.Я. Азимов, Б.М. Гороховский, А.А. Иванова, Ч.К. Ойдуп, Ю.В. Плоткина Возрастные рубежи и геодинамические обстановки формирования метаморфических комплексов юго-западной части Тувино-Монгольского террейна,	4	3-26
Центрально-Азиатский складчатый пояс О.Б. Кузьмина, Н.К. Лебедева, Н.Е. Щулькина Палиностратиграфия меловых и палеогеновых отложений Челябинской области, Южное Зауралье	2	100-126
<i>О.А. Лутиков</i> Биохронологическая шкала верхнего тоара—нижнего аалена Восточной Сибири по двустворчатым моллюскам рода Arctotis Bodylevsky, 1960	6	54-83
В.В. Митта, Л.А. Глинских, Ю.Н. Савельева, О.В. Шурекова Микрофауна, палиноморфы и биостратиграфия зоны Garantiana garantiana верхнего байоса (средняя юра) бассейна р. Большой Зеленчук, Северный Кавказ	1	28-47
<i>В.В. Митта</i> О стратиграфии пограничных отложений байоса и бата (средняя юра) бассейна р. Ижма (европейский север России)	5	113-120

К.Ю. Михайлова, М.А. Рогов, В.Б. Ершова, К.Ю. Васильева,	1	11-27
Б.Г. Покровский, Е.Ю. Барабошкин		
Новые данные о стратиграфии и глендонитах свиты Каролинефьеллет		
(средний апт-нижний альб, нижний мел) Западного Шпицбергена		
А.В. Неевин, Д.В. Алексеев	2	53-75
Биостратиграфия по конодонтам нижнекаменноугольных глубоководных		
отложений хребтов Кокшаал и Джангджир, Южный Тянь-Шань, Кыргызстан		
Н.В. Носова, Е.И. Костина, Е.В. Бугдаева	4	53-70
Pseudotorellia Florin из верхнеюрских-нижнемеловых отложений		
Буреинского бассейна, Дальний Восток России		
Т.В. Орешкина, А.И. Яковлева, Г.Н. Александрова	3	45-71
Силикофоссилии и диноцисты из терригенно-кремнистых отложений		
нижнего палеогена юга Русской плиты и их значение для обоснования возраста свит		
Т.Н. Палечек, А.В. Моисеев	3	29-44
Позлнеюрские-раннемеловые ралиолярии в тектоностратиграфических разрезах	-	
Алганского тепрейна Корякское нагорье		
ГА Петров Н.И. Тристан Г.Н. Бороздина А.В. Маслов	3	3-28
Стратиграфия и обстанорки формирования перонских толин Тагиянской мегазони.	5	5 20
стратиграфия и обстановки формирования девонских толщ тагильской метазоны		
на ссверном урале		
Е Г. Далания А. Р. Процов	6	20 52
L.I. I ueeckun, A.D. Aponoe	0	39-33
Акритархи верхнего ордовика Сиоирской платформы Еlektoriskos? willereae		
(G. & M. Dellandre, 1965) vanguestaine, 1979 emend. nov.:		
новые морфологические и стратиграфические данные	1	2 10
Ю.Н. Смирнова, Р.О. Овчинников, А.А. Сорокин, Ю.В. Смирнов	1	3-10
возраст и источники сноса осадочных пород даурской серии (рифеи) Аргунского		
континентального массива: результаты 0–1п–Рб и ци–ні изотопных исследовании		
детритового циркона		
СА Сынара ОС Хохоора ПР Пушкина	3	93_114
Сл. Сичеви, О.С. Лолови, П.Г. Пушкини Структура позлнеплейстоненого климатического ритма на основе изучения летального	5	JJ-114
попренно-селиментационного архива внетелниковой области Востонно-Европейской		
по прению седиментационного архива внеледниковой области восто ню Европенской		
padrimiti (/ diekeandpodekim kapitep)		
А.И. Яковлева, Г.Н. Александрова	1	59-98
Палеоген Преддонецкой моноклинали и его палинологическая характеристика		
Х. Ярахмадзахи, Э.Я. Левен	5	3-11
Среднепермские (позднемургабские) фузулиниды формации Джамал района Тебес, Иран		
$\Pi_{22} = M_{22} = M$	Α	110 120
памяти михаила Алексеевича Ахметьева (1935—2020)	4	118 - 120