

ISSN 0869-592X

Том 31, Номер 2

Март - Апрель 2023



СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ



www.sciencejournals.ru



СОДЕРЖАНИЕ

Том 31, номер 2, 2023

Интенсивность химического выветривания в позднем докембрии: новые данные по стратотипу рифея (Южный Урал) <i>А. В. Маслов, В. Н. Подковыров</i>	3
Микрофоссилии и обстановки седиментации жербинского бассейна: верхний венд Патомского нагорья Сибири <i>Н. Г. Воробьева, П. Ю. Петров</i>	22
Стратиграфия и сейсмостратиграфия пермской эвапоритовой формации солеродной провинции Каспийского региона: проблемы и решения <i>М. П. Антипов, В. А. Быкадоров, Ю. А. Волож, С. В. Наугольных, И. С. Патина, Ю. А. Писаренко, И. С. Постникова</i>	40
Бореальная биохронологическая шкала тоара по двустворчатым моллюскам рода <i>Meleagrinella</i> Whitfield, 1885 <i>О. А. Лутиков, Г. Арп</i>	59
Новые данные о строении терминальной части волжского яруса верхней юры в опорном разрезе у деревни Васильевское, Ярославская область <i>Д. Н. Киселев, М. А. Рогов</i>	82
Новые данные по планктонным фораминиферам и остракодам из баррем(?)–аптских отложений Восточного Крыма: стратиграфия и палеоэкология <i>М. С. Карпук</i>	101

CONTENTS

Vol. 31, No. 2, 2023

Intensity of Chemical Weathering in Late Precambrian: New Data on the Riphean Stratotype (Southern Ural) <i>A. V. Maslov and V. N. Podkovyrov</i>	3
Microfossils and Sedimentary Environments of the Zherba Basin: Upper Vendian of the Patom Highland of Siberia <i>N. G. Vorob'eva and P. Yu. Petrov</i>	22
Stratigraphy and Seismostratigraphy of the Permian Evaporite Formation in the Salt-Producing Province of the Caspian Region: Problems and Solutions <i>M. P. Antipov, V. A. Bykadorov, Y. A. Volozh, S. V. Naugolnykh, I. S. Patina, Y. A. Pisarenko, and I. S. Postnikova</i>	40
Boreal Toarcian Biochronological Zonation by Bivalves of the Genus <i>Meleagrinella</i> Whitfield, 1885 <i>O. A. Lutikov and G. Arp</i>	59
New data on the Structure of the Terminal Part of the Volgian Stage of the Upper Jurassic in the Reference Section Near the Vasilyevskoye Village, Yaroslavl Region <i>D. N. Kiselev and M. A. Rogov</i>	82
New Data on Planktonic Foraminifera and Ostracods of the Barremian(?)–Aptian of Eastern Crimea: Stratigraphy and Paleoecology <i>M. S. Karpuk</i>	101

УДК 551

ИНТЕНСИВНОСТЬ ХИМИЧЕСКОГО ВЫВЕТРИВАНИЯ В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ: НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТОТИПУ РИФЕЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)¹

© 2023 г. А. В. Маслов¹, *, В. Н. Подковыров², **

¹Геологический институт РАН, Москва, Россия

²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: amas2004@mail.ru

**e-mail: vpodk@mail.ru

Поступила в редакцию 14.05.2022 г.

После доработки 14.07.2022 г.

Принята к публикации 01.09.2022 г.

Проведено сопоставление характерных для тонкозернистых обломочных пород рифея Южного Урала величин Ni/Co, La/Sc и Th/Cr (индикаторы состава размывавшихся на палеоводосборах комплексов пород), а также значений CIA, Rb/Al, K/Al и K/Rb (индикаторы интенсивности химического выветривания на суше) с данными, приведенными в публикации Bayon G., Bindeman I.N., Trinquier A., Retallack G.J., and Bekker A. “Long-term evolution of terrestrial weathering and its link to Earth’s oxygenation” (Earth Planet. Sci. Lett., 2022, v. 584, 117490). Показано, что свойственное глинистым породам Южного Урала отношение $Rb/Al_{\text{среднее}}$ (0.0014 ± 0.0006 , $n = 66$) вкпе с другими данными позволяет считать, что на протяжении более 1.10 млрд лет (от ~1.75 до ~0.60 млрд лет) интенсивность химического выветривания на палеоводосборах была относительно невелика. Это хорошо соотносится с данными, полученными Ж. Байоном с соавторами. Приведенный нами материал дает основание полагать, что композитные “мировые” кривые K/Al, Rb/Al и K/Rb, предложенные Ж. Байоном с соавторами, и такие же кривые для глинистых пород рифея Южного Урала в достаточной мере сопоставимы. Таким образом, данные по литогеохимическим характеристикам тонкозернистых обломочных/глинистых пород стратотипа рифея существенно расширяют наши представления о характере процессов химического выветривания на суше в интервале 1.75–0.60 млрд лет назад.

Ключевые слова: долговременная эволюция выветривания, тонкозернистые обломочные породы, рифей, Южный Урал

DOI: 10.31857/S0869592X23020060, **EDN:** MELMIU

ВВЕДЕНИЕ

Долговременные изменения состава коры и литогеохимических характеристик осадочных образований привлекают внимание исследователей на протяжении уже длительного времени. Не претендуя на обзор этого интереснейшего направления исследований в области наук о Земле, укажем только хорошо известные монографические работы С. Тейлора и С. Мак-Леннана (Taylor, McLennan, 1985 и др.) и А.Б. Ронова (1993), а также ряд публикаций, рассматривающих многие весьма важные аспекты эволюции различных геологических процессов в истории Земли (Эволюция ..., 1993; Condie et al., 2001; Маслов и др., 2006, 2016, 2022; Scott et al., 2008; Frei et al., 2009; Gonzalez-Alvarez, Kerrich, 2012; Stueken et al., 2015; Partin et al.,

2013; Large et al., 2014; Dzombak, Sheldon, 2022 и др.). Эволюции осадочных процессов в истории Земли было посвящено и 8-е Всероссийское литологическое совещание (2015 г.).

Одна из недавних работ подобного рода — публикация (Bayon et al., 2022), в которой анализируется коэволюция насыщения кислородом земной атмосферы и интенсивности химического выветривания на суше на протяжении последних 3.5 млрд лет. Важно иметь в виду, что во многих публикациях, например в работах (Bjerrum, Canfield, 2002; Planavsky et al., 2010; Lenton et al., 2012; Ozaki, Tajika, 2013; Lyons et al., 2014; Reinhard et al., 2017 и др.), взаимосвязь между ростом окисленности атмосферы Земли и химическим выветриванием на континентах рассматривается сквозь призму поступления в прилежащие к суше бассейны основных нутриентов (фосфор и др.) и появления окислительного фотосинтеза в гидросфере. Авторы

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0869592X23020060 для авторизованных пользователей.

указанной выше работы подошли к исследованию связей между химическим выветриванием, поступлением питательных веществ в океаны и концентрацией кислорода в атмосфере с конца архея до настоящего времени на основе анализа систематики ряда редких и рассеянных элементов и изотопов Lu—Hf/Sm—Nd в тонкозернистых алюмосиликокластических осадочных породах (метапелиты, мелкозернистые глинистые алевриты, глинистые сланцы, аргиллиты). Этот достаточно традиционный для нескольких последних десятилетий подход претерпел в указанной публикации некоторую модификацию, что, на наш взгляд, требует подробного анализа.

Считая, что процессы накопления осадков, диагенез и метаморфизм заметно трансформируют запечатленные в глинистых сланцах “сигналы” химического выветривания, а сами сланцы представляют смесь глинистых минералов, образовавшихся в результате химического выветривания на континенте, обломочных (кварц, полевые шпаты, циркон и др.) и аутигенных компонентов и органических соединений, авторы публикации (Bayon et al., 2022) предпочли исследовать выделенную из тонкозернистых обломочных пород фракцию, размерность которой сопоставима с размерностью глинистых минералов (<2 мкм). При этом процесс выделения такой фракции представлял простое дробление образцов (см. далее).

В качестве индикатора химического выветривания авторами работы (Bayon et al., 2022) использовано отношение Rb/Al (при химическом выветривании полевого шпата подвижность Rb по сравнению с Al существенно выше), так как предполагается, что этот параметр в тонкозернистых обломочных породах меньше зависит от процессов взаимодействия вода—порода в отличие от отношения K/Al или химического индекса изменения (CIA; Nesbitt, Young, 1982). В целом Ж. Байон с соавторами исследовали содержание основных породообразующих оксидов, редких и рассеянных элементов, а также соотношение изотопов Nd и Hf в 107 образцах глинистых сланцев и других тонкозернистых обломочных пород различного возраста (3.5–0.003 млрд лет), степень метаморфизма которых не превышала низов зеленосланцевой фации. Предварительно эти образцы были очищены от аутигенных и органических компонентов, раздроблены и подвергнуты медленному центрифугированию с целью отделения наиболее тонкой (<2 мкм) фракции и удаления зерен циркона размером >1.5 мкм и фосфатных фаз (монацит, ксенотим), содержащих легкие лантаноиды. Эффективное удаление циркона и выделение обломочных фракций частиц с размерностью глины (далее мы будем называть эти фракции глинистыми в кавычках — “глинистые фракции”), по мнению Ж. Байона с соавторами, представляет важное условие для анализа изотопного состава Hf и

Nd и использования полученных данных для исследования процессов выветривания (присутствие циркона сдвигает изотопный состав Hf в сторону нерадиогенных значений). У нас, к сожалению, нет возможности исследовать изотопный состав Hf и Nd в глинистых породах рифея Южного Урала, поэтому далее речь идет только об их геохимических характеристиках.

Среднее содержание Zr в полученных “глинистых фракциях” равно 165 ± 133 мкг/г (2 σ , стандартное отклонение, $n = 105$; n здесь и далее — количество проанализированных Ж. Байоном с соавторами и нами образцов). Это сопоставимо со средним содержанием Zr в современных флювиальных глинах (139 ± 67 мкг/г, $n = 52$; Bayon et al., 2015). В то же время в некоторых “глинистых фракциях” докембрийских глинистых сланцев содержание Zr существенно выше. По мнению Ж. Байона с соавторами (Bayon et al., 2022, Supplementary Material, S3), это связано с тем, что “в процессе измельчения исходных образцов иногда могло происходить частичное разрушение крупных минералов, включая циркон”. Такой “контаминационный” эффект во время механического истирания может быть оценен по соотношению Zr/Th и Al_2O_3 (Zr, Th и Al считаются немобильными во время выветривания и постседиментационных процессов): Zr накапливается в основном в алевритовой фракции, Th обогащает глинистую фракцию (Bayon et al., 2022 и ссылки в этой работе), следовательно, отношение Zr/Th во флювиальных осадках контролируется их гранулометрическим составом. Это же характерно и для Al. Подавляющее большинство исследованных Ж. Байоном с соавторами (Bayon et al., 2022) “глинистых фракций” на графике Al_2O_3 —Zr/Th локализовано в поле современных “флювиальных глин”. “Глинистые фракции” с величинами Zr/Th > 30, по-видимому загрязненные во время измельчения фрагментами первичных минералов, а также имеющие содержание $Al_2O_3 < 10$ мас.%, из обсуждения изотопного состава Hf и Nd, как индикатора наземного выветривания, были Ж. Байоном с соавторами исключены.

Примерно соответствующий современному пониманию длительности рифея (~1.75–0.60 (0.64) млрд лет; Семихатов и др., 2015; Маслов, 2020; Маслов и др., 2022 и др.) интервал времени от 1.8 до 0.7 млрд лет представлен в исследованной Ж. Байоном с соавторами (Bayon et al., 2022) выборке всего 20 “глинистыми фракциями” (обр. 38–57). Две из них (обр. 56 и 57), принадлежащие палеопротерозойской формации Стирлинг Рейндж (возраст ~1.8 млрд лет), Западная Австралия, по результатам описанной выше селекции были Ж. Байоном с соавторами из рассмотрения исключены. Содержание Zr в “глинистых фракциях” обр. 41 и 42 (формация Винниатт, Канада) и обр. 51 (серия Мизула надсерии Белт-Перселл, США) составляет

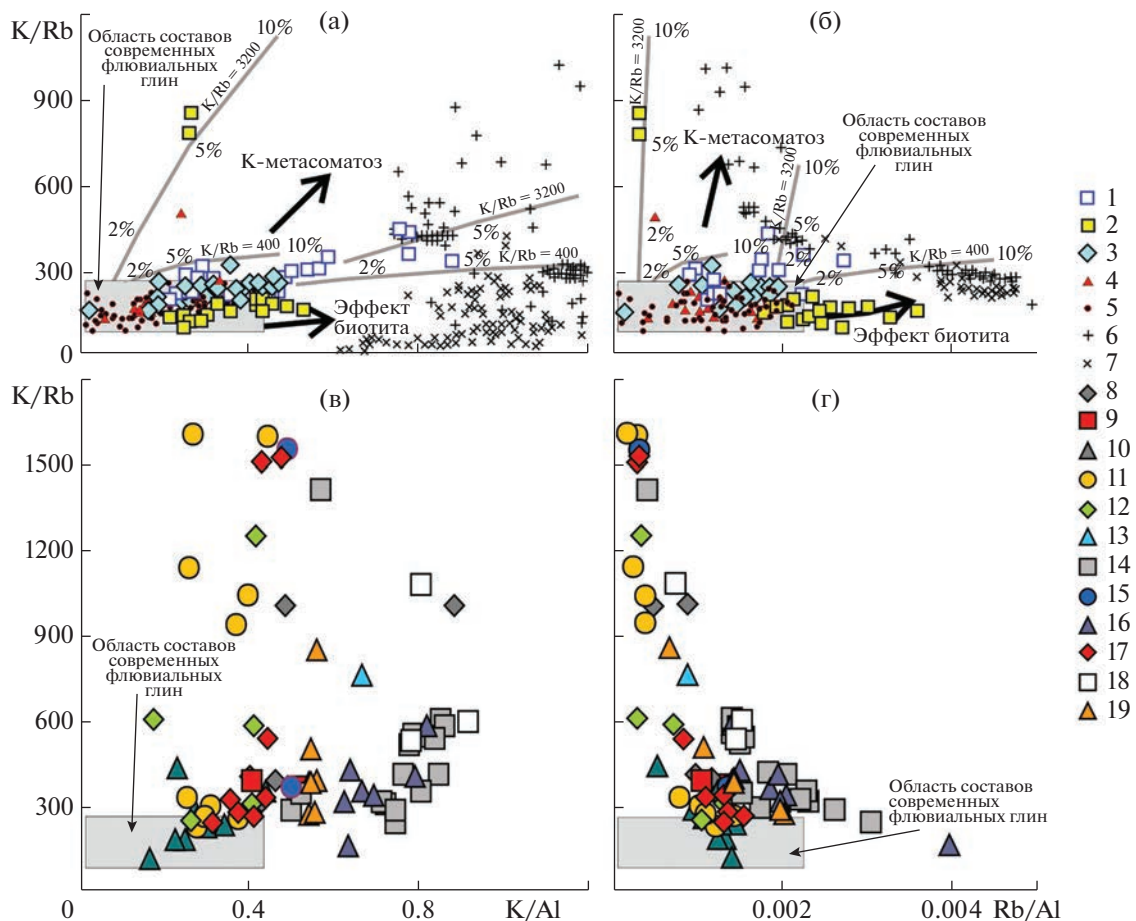


Рис. 1. Положение фигуративных точек “глинистых фракций” Ж. Байона с соавторами (а, б) и точек состава глинистых пород рифея Южного Урала (в, г) на диаграммах K/Al–K/Rb и Rb/Al–K/Rb.

1–4 – “глинистые фракции” тонкозернистых обломочных пород разного возраста (1 – 2.73–2.60 млрд лет, 2 – 2.50–2.39 млрд лет, 3 – 2.32–0.54 млрд лет, 4 – менее 539 млн лет); 5–7 – современные речные осадки (5 – глинистые фракции, 6 – калиевый полевой шпат, 7 – биотит); 8–19 – тонкозернистые обломочные породы рифея Южного Урала (8 – айская свита, 9 – саткинская свита, 10 – бакальская свита, 11 – машакская свита, 12 – зигазино-комаровская свита, 13 – авзянская свита, 14 – бирьянская подсвита, 15 – нугушская подсвита, 16 – бедерышинская подсвита, 17 – инзерская свита, 18 – миньярская свита, 19 – укская свита).

> 280 мкг/г; эти образцы также отнесены к некондиционным. В итоге рифейский интервал в исследованной Ж. Байоном с соавторами коллекции представлен 15 “глинистыми фракциями” тонкозернистых обломочных пород, формировавшихся в разных климатических условиях (формации Гринелл/Аппекуни, Причард, Ньюланд и Грейсон надсерии Белт-Перселл, США; формация Арктик Бей, Канада; серия Атар, Мавритания, тоттинская свита и уйская серия Учуро-Майского региона, Россия; формации Ред Пайнур и Покателло, США (Cullers, Podkovyrov, 2002; Rouxel et al., 2005; Подковыров и др., 2007; Rooney et al., 2010; Thomson et al., 2015; Rettalack, 2020; Bindeman, 2021)).

Большинство фигуративных точек “глинистых фракций” Ж. Байона с соавторами располагается в пределах поля с величинами K/Rb, K/Al

и Rb/Al, типичными для современных аллювиальных обломочных глин (рис. 1а, 1б). Образцы со значениями K/Rb > 240 исключены из обсуждения долговременных трендов изменения параметров Rb/Al и K/Al, так как считается, что они испытали вторичные преобразования.

ОБЩИЕ ПОДХОДЫ К ПОСТРОЕНИЮ “МИРОВЫХ” КРИВЫХ

Ранее мы уже отмечали, что анализ долговременных вариаций различных, в том числе хемотафографических, индикаторов требует довольно сложной процедуры (Маслов, 2020). Тренды их изменения на протяжении длительных временных интервалов приходится составлять из фрагментов, полученных для осадочных последовательностей, накапливавшихся в разных палео-

геодинамических, палеоклиматических и палео-географических обстановках, а также в результате размыва различных по составу комплексов пород на палеоводосборах (такие кривые можно называть “композитными”). Например, в конце 1990-х гг. были исследованы особенности распределения в докембрии черносланцевых толщ и связь морских черных сланцев с эпохами интенсивного химического выветривания на суше (Condie et al., 2001). Эта работа базировалась на данных анализа 62 (!) осадочных последовательностей. В публикации (Gonzalez-Alvarez, Kerrich, 2012) суммированы сведения о вариациях индекса CIA для 50 (!) осадочных последовательностей мира. В работе (Bayon et al., 2022) для характеристики химического выветривания в интервале 3.5–0.003 млрд лет использованы данные о более 60 (!) объектах. Все это может накладывать существенные ограничения на корректность выводов. Для карбонатных последовательностей, формировавшихся, как правило, в мелководных морских бассейнах с хорошей связью с Мировым океаном, этих ограничений меньше (см., например, Кузнецов и др., 2018), тогда как для терригенных толщ, накапливавшихся в более широком спектре обстановок, в том числе при разном климате и разном составе петрофонда, ограничения, несомненно, более существенны. Очевидно, что при составлении композитных кривых для крупных временных интервалов из большого числа локальных отрезков невозможно учесть все факторы, контролировавшие образование отдельных осадочных последовательностей.

На наш взгляд, исходя из опыта, полученного при обработке больших массивов литогеохимических данных по древним осадочным породам (Маслов и др., 2006, 2010, 2022 и др.), более корректным было бы построение “мировых” кривых с использованием результатов, полученных при исследовании протяженных во времени осадочных последовательностей, не имеющих длительных перерывов и накапливавшихся при относительно постоянных внешних факторах (палеогеодинамика, палеоклимат и палеогеографические обстановки, а также состав пород на палеоводосборах). Однако таких примеров в геологической летописи немного, и при указанном подходе существенно возрастает влияние локальных факторов на процессы формирования осадочных толщ.

РИФЕЙ ЮЖНОГО УРАЛА: КОНСТРУКЦИЯ РАЗРЕЗА, ИСТОЧНИКИ ТОНКОЙ АЛЮМОСИЛИКОКЛАСТИКИ

Одним из наиболее представительных в указанном отношении для позднего докембрия разрезом, на наш взгляд, является расположенный на западном склоне Южного Урала в пределах западной и центральной зон Башкирского мегантиклинория стратотип рифея (Chumakov, Semikhatov,

1981; Стратотип..., 1983; Semikhatov, 1991; Маслов и др., 2001, 2002). Суммарное время формирования этих рифейских отложений, с учетом перерывов различной длительности (от десятков до 250? млн лет), можно оценить примерно в 1150 млн лет (Семикхатов и др., 2015; Маслов, 2020). Примерами длительно формировавшихся структур с осадочным выполнением существенной мощности являются также Камско-Бельский авлакоген (Белоконов и др., 2001) и Алдано-Майский бассейн (Семикхатов, Серебряков, 1983; Худолей, 2003; Развозжаева, 2020 и др.) в России, бассейн Officer в Австралии (Lindsay, Leven, 1996 и др.) и некоторые др.

Данный разрез сложен интра- и перикратонными терригенными и карбонатно-терригенными осадочными последовательностями и объединяет три крупные седиментационные серии (рис. 2): бурзянскую (тип нижнего рифея), юрматинскую (тип среднего рифея) и каратаускую (тип верхнего рифея) (Стратотип..., 1983; Нижний..., 1989; Семикхатов и др., 2015 и др.). Бурзянская серия залегает несогласно на породах архея–нижнего протерозоя (тараташский комплекс) и объединяет на северо-востоке Башкирского мегантиклинория айскую, саткинскую и бакальскую свиты. Айская свита представлена преимущественно терригенными породами. В нижней ее части присутствуют вулканы с возрастом цирконов 1752 ± 11 млн лет (Краснобаев и др., 2013б). Саткинская свита сложена доломитами; возраст раннего диагенеза известняков в ее кровле составляет 1550 ± 30 млн лет (Кузнецов и др., 2008). Бакальская свита представлена низкоуглеродистыми глинистыми сланцами и несколькими алюмосиликокластическими и карбонатными пачками. Возраст раннего диагенеза известняков свиты оценивается в 1430 ± 30 млн лет (Кузнецов и др., 2003).

На породах бурзянской серии с перерывом и угловым несогласием залегают терригенные и терригенно-карбонатные образования юрматинской серии, объединяющей машакскую, зигальгинскую, зигазино-комаровскую и авзянскую свиты. Машакская свита представлена терригенными породами, метабазами и метариолитами. Цирконы последних имеют U–Th–Pb возраст от 1383 ± 3 до 1386 ± 6 млн лет (Краснобаев и др., 2013а; Семикхатов и др., 2015). По представлениям (Ковалев и др., 2019), начальные этапы “машакского магматического события” отвечают времени 1409 ± 89 млн лет (Sm–Nd метод). Зигальгинская свита сложена преимущественно кварцевыми песчаниками. Зигазино-комаровская свита состоит из пачек переслаивания глинистых сланцев, алевролитов и песчаников. Pb–Pb изотопный возраст раннедиагенетических фосфоритовых конкреций из основания свиты составляет 1330 ± 20 млн лет (Овчинникова и др., 2013). Авзянская свита включает несколько карбонатных и алюмосиликокластических толщ. На основании C-хемостратиграфических данных

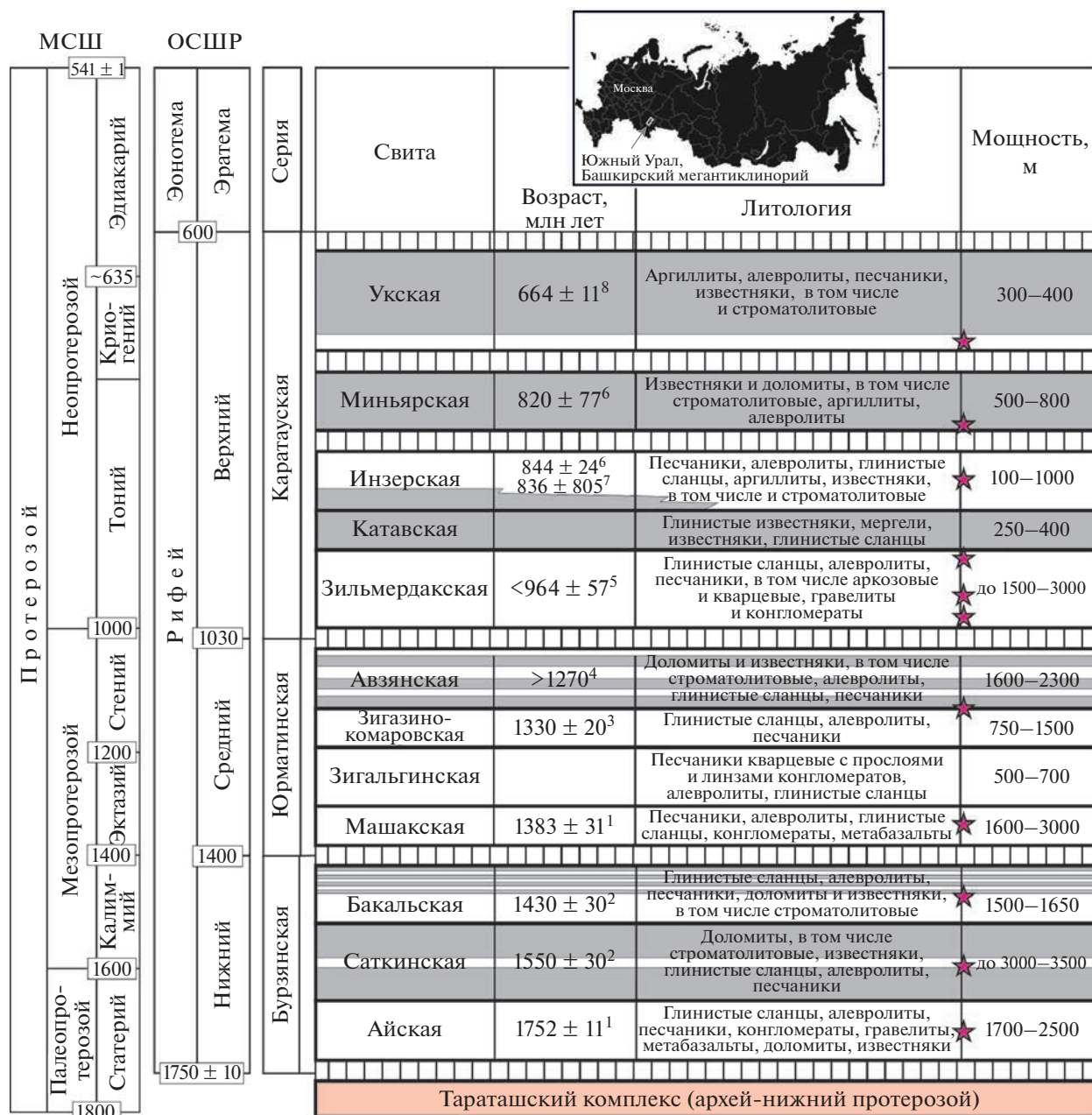


Рис. 2. Обзорная схема и сводная стратиграфическая колонка рифея западного склона Южного Урала, по (Маслов и др., 2022 и ссылки в этой работе), с некоторыми изменениями.

Серый фон – интервалы развития карбонатных пород, вертикальная штриховка – перерывы без указания длительности. (1) U–Th–Pb (SIMS) датировки цирконов магматических пород; (2) Pb–Pb возраст карбонатных пород; (3) Pb–Pb возраст диагенетических фосфатных конкреций; (4) оценочные данные Sr-хемостратиграфии; (5) минимальный U–Th–Pb возраст обломочных цирконов; (6) Pb–Pb возраст известняков и доломитов; (7) Rb–Sr возраст 1M иллита; (8) Rb–Sr возраст глауконита. 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 среднего и нижнего рифея показан в соответствии с представлениями (Краснобаев и др., 2013а, 2013б; Семихатов и др., 2015), возраст нижней границы венда показан согласно (Стратиграфический..., 2019). Звездочки – литостратиграфические уровни глинистых пород, аналитические данные по которым обсуждаются в этой работе.

(Bartley et al., 2007) считается, что формирование отложений этого уровня стратотипа рифея происходило не позже ~1270 млн лет назад. Иных корректных оценок возраста пород авзянской свиты нет.

Каратауская серия объединяет в западной и центральной зонах Башкирского мегантиклинория зильмердакскую, катавскую, инзерскую, миньярскую и уксую 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., 2018). Катавская свита сложена преимущественно пестроцветными глинистыми известняками и мергелями. Инзерская свита представлена глауконито-кварцевыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. В западных ее разрезах в основании свиты присутствуют известняки (подинзерские слои). Rb—Sr изотопный возраст раннедиагенетического иллита из аргиллитов свиты составляет 805–835 млн лет (Горохов и др., 2019). Ранний диагенез в известняках подинзерских слоев имел место 844 ± 25 млн лет назад (Kuznetsov et al., 2017). Миньярская свита сложена преимущественно доломитами, Pb—Pb изотопный возраст которых равен 820 ± 77 млн лет (Kuznetsov et al., 2017). Укская свита в нижней части представлена терригенными и карбонатными породами, а в верхней — известняками. Al-разности глауконита из песчаников нижеульской подсвиты имеют K—Ar и Rb—Sr изотопный возраст соответственно 669 ± 16 и 664 ± 11 млн лет (Зайцева и др., 2008), однако в литературе существуют и иные представления о возрасте укской свиты (Kuznetsov et al., 2017; Дуб, Гражданкин, 2021).

В раннем и среднем рифее в пределах современного Башкирского мегантиклинория и прилежащих к нему районах Восточно-Европейской платформы (ВЕП) существовали, по всей видимости, относительно небольшие эпикратонные/надрифтовые бассейны (Иванов и др., 1982, 1988; Формирование..., 1986). Для позднего рифея реконструирован латеральный ряд формаций, напоминающий последовательность отложений пассивной континентальной окраины (Маслов и др., 2002, 2010; Bogdanova et al., 2008; Пучков, 2010).

Основная масса алюмосиликокластики в указанные области осадконакопления в рифее поступала с ВЕП (Акимов, 1967; Карта..., 1983; Маслов, 1988; Кузнецов и др., 2013; Романюк и др., 2013, 2014 и др.). Обломочным цирконам из песчаников айской свиты свойственны следующие максимумы плотности вероятности U—Th—Pb изотопных возрастов: 2942, 2760, 2705, 2476 и 2063 млн лет, цирконам из пород бакальской свиты — 2744, 2547, 2028 и 1923 млн лет, а цирконам из пород зигальгинской свиты — 2936, 2734, 2477, 2138, 2002 и 1787 млн лет (Романюк и др., 2017, 2018; Кузнецов и др., 2017). Обломочные цирконы в песчаниках бирьянской подсвиты зильмердакской свиты имеют как дорифейские максимумы, так и более молодые пики — 1590, 1560, 1480, 1392, 1338, 1238, 1171 и 1056 млн лет (Маслов и др., 2018).

Возраст цирконов из песчаников лемезинской подсвиты той же свиты варьирует от 3070 ± 27 до 1817 ± 59 млн лет (Романюк и др., 2013). Диапазон возрастов обломочных цирконов из оолитовых известняков нижеульской подсвиты составляет от 3236 ± 4 до 1129 ± 15 млн лет (Зайцева и др., 2022). Средние значения $t_{Nd(DM)}$ в глинистых породах рифея Южного Урала изменяются в интервале 2.8–2.0 млрд лет (Маслов и др., 2022). Это позволяет предполагать, что формирование осадочных последовательностей раннего и среднего рифея происходило преимущественно за счет продуктов размыва комплексов пород цоколя ВЕП. В позднем рифее дополнительно к ним в области размыва появились новые источники тонкой алюмосиликокластики, часть из которых располагалась, по всей видимости, на северо-западе ВЕП (Зайцева и др., 2022).

ОБЩИЕ ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД РИФЕЯ ЮЖНОГО УРАЛА

Общая характеристика состава глинистых пород, а также особенности изменения снизу вверх по стратотипическому разрезу рифея ряда индикаторных отношений редких и рассеянных элементов рассмотрены ниже по данным 76 валовых химических анализов (ДМ² табл. 1) тонкозернистых обломочных пород, истертых до состояния пудры (400–500 меш, 0.037–0.030 мм). Анализы выполнены в аналитических лабораториях Института геологии УНЦ РАН (г. Уфа), а также Института геологии и геохимии УрО РАН (г. Екатеринбург) методами рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) и масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS). Методика этих работ была близка к описанной в (Маслов и др., 2011; Чашин и др., 2020). Перед исследованием образцы не подвергались какой-либо специальной обработке за исключением удаления корочек выветривания и хорошо видимых посторонних прожилков. Мы также не выделяли из них “глинистые фракции”, считая, что истертый до состояния пудры материал достаточно близок к ним по составу. Следует иметь в виду, что столь обширная выборка образцов глинистых пород стратотипа рифея, для которых одновременно имеются и сведения о содержании основных пороодообразующих оксидов, и данные о содержании редких и рассеянных элементов, публикуется впервые.

Свойственные исследованным нами образцам глинистых сланцев и аргиллитов средние значения K/Al и Mg/Al (соответственно 0.38 ± 0.14 и 0.14 ± 0.08) дают основание считать, что глинистые породы нижнего и среднего рифея близки к составу (соответственно 0.31 и 0.13) иллитовых

² ДМ — дополнительные материалы.

глин и среднего постархейского австралийского глинистого сланца (PAAS; Taylor, McLennan, 1985). Глинистые породы каратауской серии обладают несколькими большими величинами K/Al (среднее значение 0.64 ± 0.16). Это особенно характерно для глинистых сланцев и аргиллитов бирьянской и бедерышинской подсвит зильмердакской свиты и аргиллитов основания миньярской свиты. Вследствие сказанного они смещены в область значений указанного параметра, свойственную иллитовым глинам с заметной примесью тонкорастертого калиевого полевого шпата (рис. 3а) (Маслов и др., 2016, 2022). Такого типа тонкозернистые обломочные породы достаточно характерны для аридных обстановок (Юдович, Кетрис, 2000; Подковыров и др., 2017, 2022; Подковыров, Котова, 2020). При сходных значениях Mg/Al , выборка “глинистых фракций”, исследованных в (Bayon et al., 2022), отличается низкими величинами K/Al , что видно по минимальному перекрытию областей состава глинистых пород рифея Южного Урала и “глинистых фракций”, построенных по средним значениям K/Al и Mg/Al с учетом $\pm 1\sigma$ (рис. 3б).

На классификационной диаграмме $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3 - (Fe_2O_3^* + MgO)/SiO_2$ (Юдович, Кетрис, 2000) точки состава глинистых пород рифея присутствуют в областях I (преимущественно каолиновые глины), II (преимущественно смектитовые глины с примесью каолинита и иллита), V (хлорит-смектит-иллитовые глины) и VI (иллитовые глины со значительной примесью дисперсных полевых шпатов). К последней области тяготеют фигуративные точки глинистых сланцев и аргиллитов бирьянской и бедерышинской подсвит зильмердакской свиты, а также аргиллиты основания миньярской свиты (рис. 3в). Фигуративные точки “глинистых фракций” Ж. Байона с соавторами на этой же диаграмме сосредоточены в областях I, II и V, т.е. принципиально не отличаются от валовых проб глинистых пород рифея Южного Урала. Перекрытие полей состава глинистых пород рифея и “глинистых фракций” и здесь достаточно невелико (рис. 3г).

На диаграмме $K_2O/Na_2O - SiO_2/Al_2O_3$ (Bolnar et al., 2005) большинство фигуративных точек тонкозернистых обломочных пород рифея со значениями $K_2O/Na_2O < 20$ расположены вне области составов, для которых можно предполагать проявление К-метасоматоза (рис. 3д). Значениями $K_2O/Na_2O > 20$ характеризуется ~80% точек глинистых сланцев бирьянской подсвиты зильмердакской свиты, но мы не склонны считать, что эти образцы в какой-то мере подверглись влиянию К-метасоматоза, так как заметное количество в них тонкорастертого обломочного калиевого полевого шпата, установленного при микропетрографических исследованиях, является, скорее всего, след-

ствием накопления отложений данного уровня рифея в близких к аридным климатических обстановках за счет разрушения гранитоидов. В области рассматриваемой диаграммы со значениями $K_2O/Na_2O > 20$ присутствует и порядка 15–20% точек “глинистых фракций” Ж. Байона с соавторами, при этом перекрытие полей, образуемых ими и глинистыми породами рифея Южного Урала, приближается к 100% (рис. 3е). Окремнение для обеих выборок не характерно; значения SiO_2/Al_2O_3 в подавляющем большинстве “глинистых фракций” и глинистых пород рифея не превышают 5.

Свойственные глинистым породам рифея Южного Урала значения Zr/Sc и Th/Sc обуславливают тяготение их фигуративных точек к тренду, определяемому составом пород в областях размыва (рис. 4а). В соответствии с представлениями (McLennan et al., 1993), они являются осадками первого седиментационного цикла, для которых реконструкции состава пород-источников тонкой алюмосиликокластики по литогеохимическим характеристикам достаточно корректны.

Распределение точек состава глинистых сланцев и аргиллитов рифея на диаграмме $La/Sc - Th/Co$ (Cullers, 2002) свидетельствует о размыве в областях питания на протяжении почти всего времени их формирования преимущественно кислых магматических пород (рис. 4б). При этом очевидно, что тонкозернистые обломочные породы некоторых уровней рифея, например машакской свиты, содержат больше продуктов размыва основных магматических пород, чем глинистые породы других стратиграфических интервалов. Этот вывод подтверждает и локализация фигуративных точек глинистых пород рифея на диаграмме $Cr/Th - Th/Sc$ (Condie, Wronkiewicz, 1990; Bracciali et al., 2007) (рис. 4в). Точки состава мелкозернистых глинистых алевролитов машакской свиты расположены здесь в области линии смешения продуктов размыва кислых и основных магматических пород с содержанием последних от 40 до 70%. Точки состава тонкозернистых обломочных пород айской свиты и бирьянской подсвиты зильмердакской свиты, напротив, тяготеют к области с минимальным вкладом продуктов эрозии основных магматических образований.

На диаграмме $Sc - Th/Sc$ фигуративные точки глинистых пород рифея Южного Урала нашей коллекции занимают довольно широкую область (рис. 5а); средняя их точка тяготеет к точке состава гранодиорита (тут можно отметить, что средний состав верхней континентальной коры близок именно к гранодиориту (Rudnick, Gao, 2003; McLennan et al., 2006; Rollinson, 2008)), что не противоречит и приведенным выше данным. Эта точка выбрана нами, соответственно, как ориентировочный средний состав размывавшейся в рифее континентальной коры на диаграмме $Al_2O_3 - (CaO +$

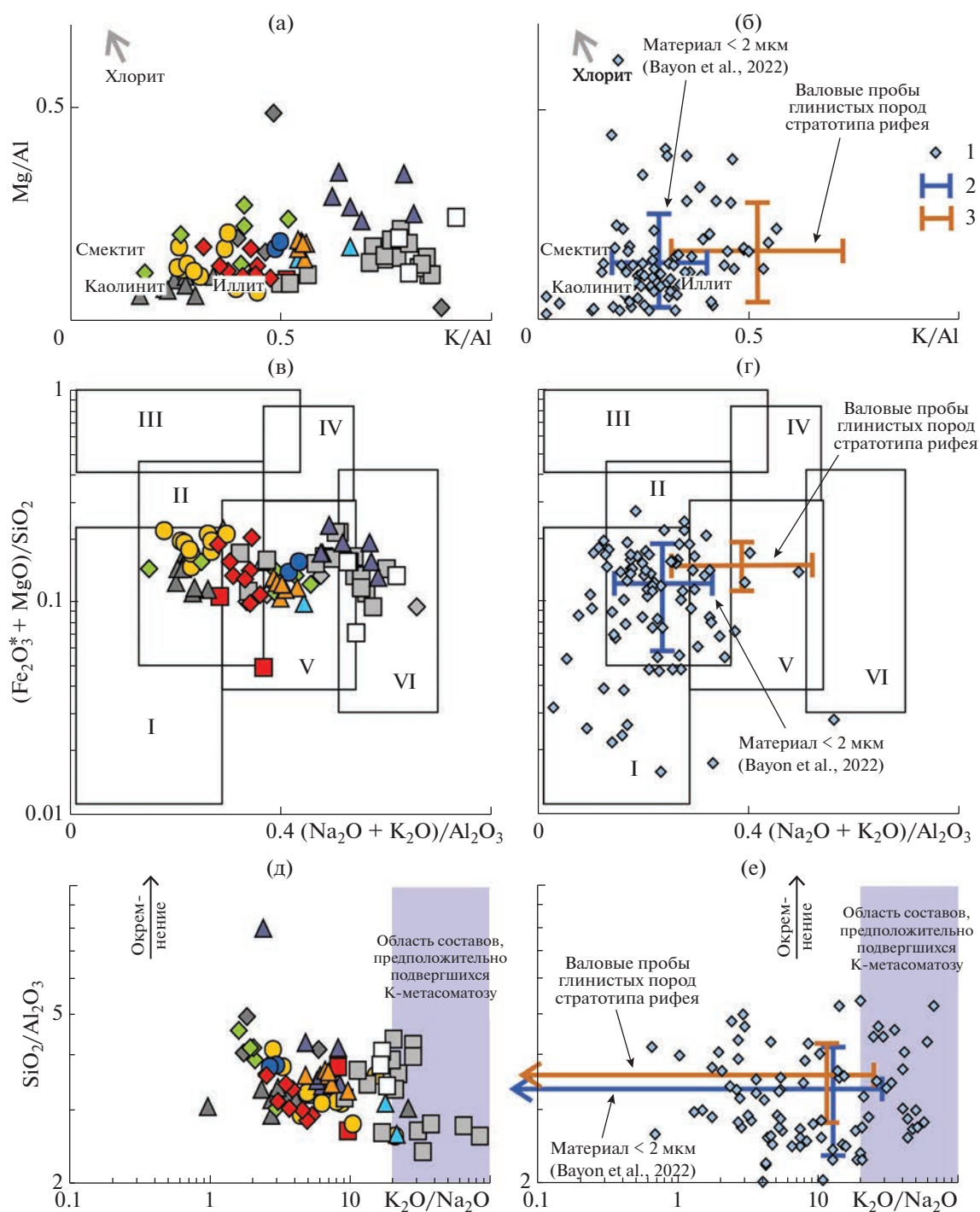


Рис. 3. Распределение точек состава тонкозернистых обломочных пород рифея Южного Урала и “глинистых фракций” Ж. Байона с соавторами на диаграммах $K/Al-Mg/Al$ (а, б), $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3-(Fe_2O_3^* + MgO)/SiO_2$ (в, г) и $K_2O/Na_2O-SiO_2/Al_2O_3$ (д, е).

1 – точки состава “глинистых фракций”; 2, 3 – стандартные отклонения ($\pm 1\sigma$) соответственно для совокупности “глинистых фракций” и тонкозернистых обломочных пород рифея. Остальные условные обозначения см. рис. 1.

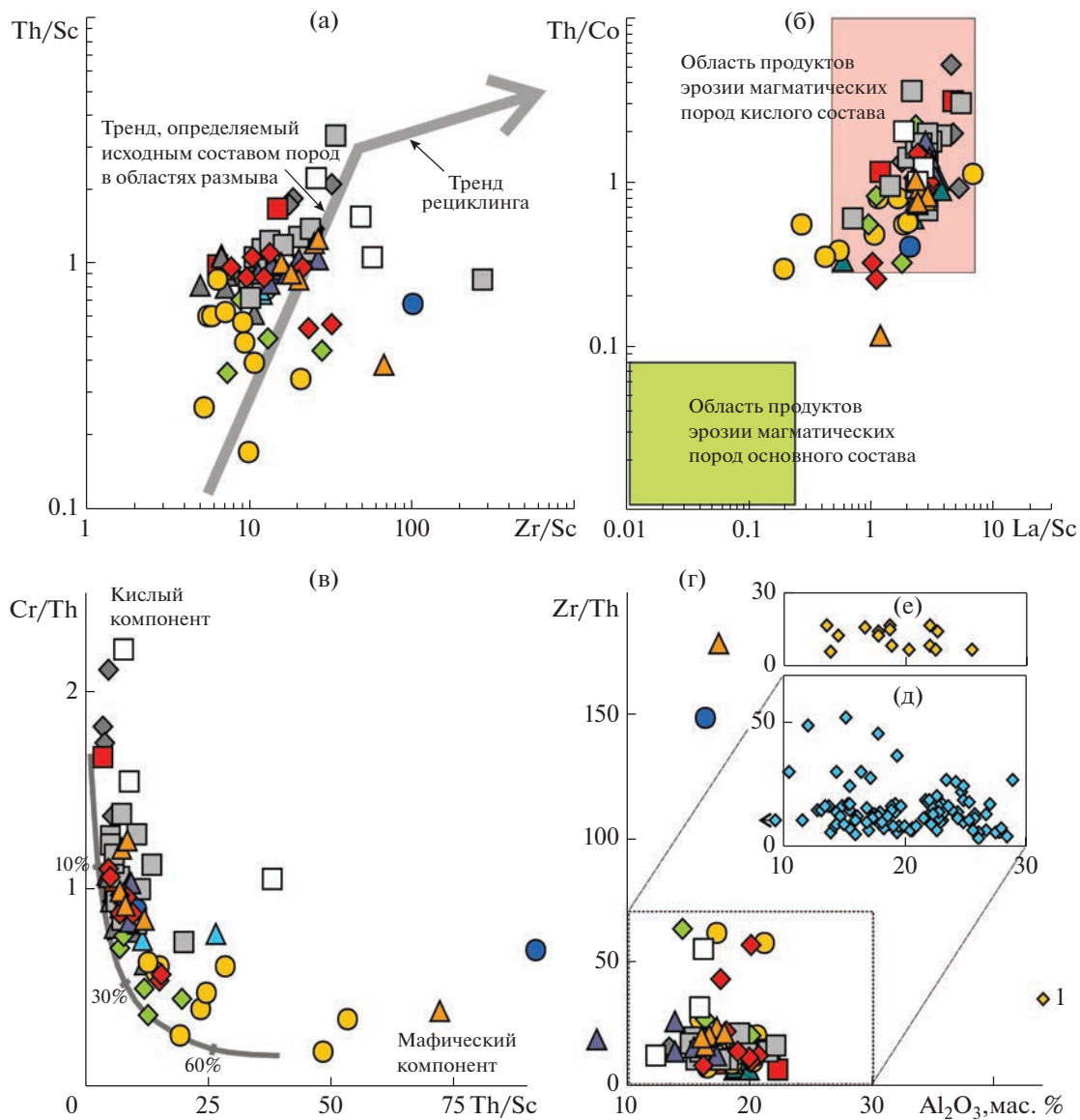


Рис. 4. Положение фигуративных точек тонкозернистых обломочных пород рифея Южного Урала и “глинистых фракций” на диаграммах Zr/Sc–Th/Sc (а), La/Sc–Th/Co (б), Cr/Th–Th/Sc (в) и Al₂O₃–Zr/Th (г–е). 1 – “глинистые фракции” тонкозернистых обломочных пород с возрастом 1.47–0.70 млрд лет из коллекции Ж. Байона с соавторами. Остальные условные обозначения см. рис. 1.

+ Na₂O)–K₂O (Nesbitt, Young, 1984; Fedo et al., 1995). Исследование распределения точек состава глинистых пород всего верхнедевонского разреза Южного Урала на указанной диаграмме выполнено нами ранее (Маслов и др., 2016). В настоящей работе на ней показано положение точек состава глинистых сланцев, мелкозернистых глинистых алевролитов и аргиллитов только некоторых из свит стратотипа рифея, а также приведены средние точки состава ряда крупных комплексов (свияжского, нурлатского, туймазинского, миннибаевского, кинельского и бакалинского), составляющих преобладающую часть кристаллического

фундамента Волго-Уралии (рис. 5б). Из распределения этих точек можно сделать вывод, что источники тонкой алюмосиликокластики для осадочных последовательностей рифея Южного Урала были близки по своему составу, скорее всего, к бакалинскому комплексу в понимании С.В. Богдановой (1986). Другие комплексы сложены преимущественно основными породами, и на диаграмме Al₂O₃–(CaO + Na₂O)–K₂O их средние точки расположены левее (вследствие весьма низких величин параметра К) точки состава гранодиорита. Это обстоятельство, как и ряд других (Маслов и др., 2022), предполагает, что проблема источников

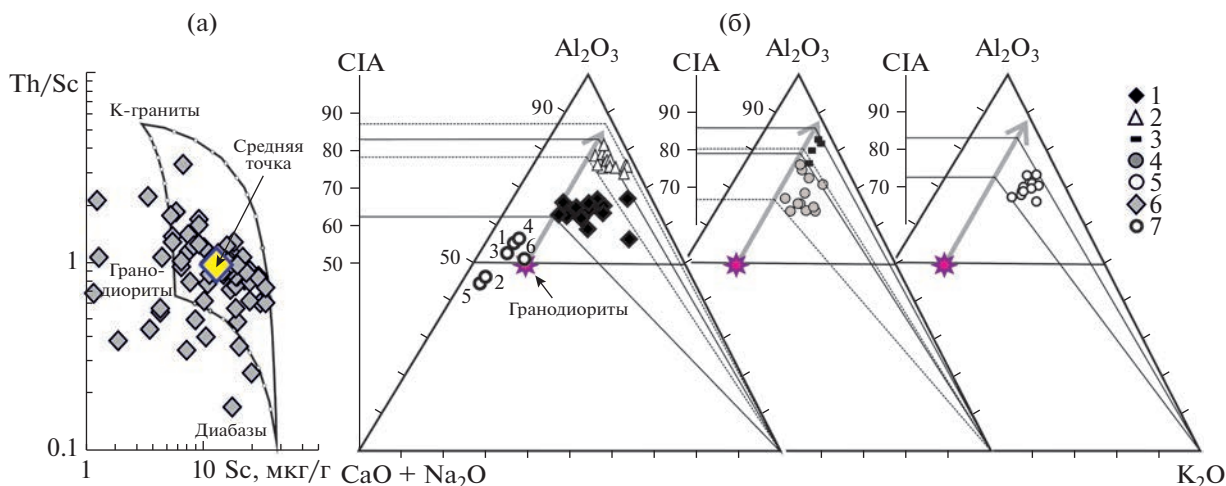


Рис. 5. Положение точек состава глинистых пород рифея Южного Урала на диаграмме Sc–Th/Sc (а) и распределение фигуративных точек тонкозернистых обломочных пород ряда свит стратотипа рифея на диаграмме Al_2O_3 –(CaO + Na₂O)–K₂O (б), по (Маслов и др., 2016) с изменениями. 1–5 – свиты (1 – айская, 2 – бакальская, 3 – машакская, 4 – зигазино-комаровская, 5 – инзерская); 6 – точки состава глинистых пород рифея, входящих в состав рассматриваемой в данной работе коллекции образцов; 7 – средние точки крупных комплексов пород кристаллического фундамента Волго-Уралии (цифры у кружков: 1 – свияжский комплекс, позднеархейская кора “тоналитового” типа, 2 – нурлатский комплекс, позднеархейская кора “диоритового” типа, 3 – туймазинский комплекс, позднеархейская кора “базальтового” типа, 4 – миннибаевский комплекс, позднеархейская кора “сланцевого” типа, 5 – кинельский комплекс, позднеархейская кора “базальтового” слоя, 6 – бакалинский комплекс, “гранито-метаморфический” слой раннепротерозойской континентальной коры. Возраст и интерпретация природы перечисленных комплексов дается в соответствии с представлениями С.В. Богдановой (1986), хотя, очевидно, что за прошедшие годы указанная информация могла кардинальным образом измениться, прежде всего, в отношении возраста комплексов).

обломочного материала для стратотипа рифея еще далека от решения.

Наконец, исходя из свойственных образцам глинистых сланцев и аргиллитов рифея Южного Урала значений Zr/Th и содержания Al_2O_3 (рис. 4г, 4д), можно сделать вывод, что они принципиально не отличаются от всех тех “глинистых фракций” тонкозернистых обломочных пород, которые детально образом проанализированы в публикации (Bayon et al., 2022). Только три образца (один образец глинистых сланцев бирьянской подсвиты, другой – нугушской подсвиты, третий – укской свиты) обладают значениями $Zr/Th > 145$. Если же исключить из рассмотрения фигуративные точки глинистых пород рифея с величинами Zr/Th в интервале 30–70 (это 7 образцов из оставшихся 73), то окажется, что область распределения оставшихся 66 образцов на диаграмме Al_2O_3 – Zr/Th примерно такова, как и область, образуемая “глинистыми фракциями” тонкозернистых обломочных пород с возрастными рамками 1.47–0.70 млрд лет из работы (Bayon et al., 2022) (рис. 4е). Из сказанного следует, что по данному критерию необработанные образцы глинистых пород Южного Урала кардинально не отличаются от специальным образом обработанных образцов “глинистых фракций” тонкозернистых обломочных пород Ж. Байона с соавторами.

Средняя величина отношения K/Rb в исследованной нами выборке глинистых пород Южного Урала составляет 428 ± 251 ($n = 66$). В подвергнутой некоторой селекции выборке Ж. Байона с соавторами, возрастные рамки которой шире рифея, $K/Rb_{\text{среднее}}$ равно 198 ± 59 ($n = 87$). Параметр $K/Al_{\text{среднее}}$ для глинистых пород рифея составляет 0.52 ± 0.21 . Для выборки Ж. Байона с соавторами он равен 0.29 ± 0.11 ($n = 87$). Такое различие средних величин названных параметров связано, по всей видимости, с тем, что накопление осадочных последовательностей рифея Южного Урала на протяжении значительной части времени шло за счет продуктов разрушения геохимически зрелых пород цоколя ВЕП в условиях семиаридного/семигумидного и/или сходного с аридным климата (Маслов и др., 2016 и ссылки в этой работе). Это, вероятно, способствовало накоплению в глинистых породах тонкорастертого полевого шпата и появлению в них заметных концентраций калия.

Наконец, средняя величина Rb/Al для глинистых пород рифея составляет 0.0014 ± 0.0006 ($n = 66$), тогда как “глинистые фракции” большей части протерозоя (2.32–0.70 млрд лет) характеризуются значением $Rb/Al_{\text{среднее}} 0.0016 \pm 0.0003$ (Bayon et al., 2022). Распределение фигуративных точек глинистых пород рифея Южного Урала на диа-

граммах K/Al–K/Rb и Rb/Al–K/Rb можно видеть на рис. 1в, 1г.

ОБСУЖДЕНИЕ

Ж. Байон и соавторы (Bayon et al., 2022) полагают, что аутигенез глинистых минералов в докембрийских океанах не оказал существенного влияния на распределение РЗЭ в глинистых сланцах. Предполагается также, что на значения Rb/Al, как индикатора химического выветривания, не влияет состав размывавшейся верхней континентальной коры, практически не изменившийся с начала раннего протерозоя. Аргументом в пользу сказанного считается примерно постоянное на протяжении последних 2.5 млрд лет значение отношения Ni/Co (4 ± 3 , $n = 73$) – индикатора вклада в состав осадков ультраосновного материала (в современных глинах Ni/Co = 4 ± 1 ; Condie, 1993; Greber et al., 2017).

Формировавшиеся на протяжении большей части протерозоя (2.32–0.70 млрд лет) “глинистые фракции” Ж. Байона с соавторами (Bayon et al., 2022) обладают почти постоянной величиной Rb/Al (0.0016 ± 0.0003 , $n = 22$), сопоставимой с характерной для современных водосборов с преобладанием процессов физического выветривания (0.0018 ± 0.0003). Этот вывод подтверждается и собственными указанным “глинистым фракциям” значениями K/Al (0.32 ± 0.06 , $n = 22$). Такая же величина K/Al характерна для современных флювиальных глин холодного климата (Bayon et al., 2022).

Известно, что глобальные похолодания связаны с интенсивным выветриванием базальтов и/или ультраосновных пород и сокращением количества CO₂ в атмосфере после орогенических фаз (Dessert et al., 2003; Macdonald et al., 2019; Bayon et al., 2022 и ссылки в последней работе). Предполагается, что на протяжении большей части протерозоя при низком содержании в атмосфере кислорода в континентальных обстановках преобладало слабое химическое выветривание. В пользу такого вывода свидетельствуют относительно высокие значения Rb/Al, характерные для исследованных Ж. Байоном с соавторами “глинистых фракций” с возрастом от ~2.3 до 0.7 млрд лет.

Все перечисленные выше выводы получены авторами работы (Bayon et al., 2022) при анализе композитной кривой, построенной путем обобщения данных для более 60 различных осадочных последовательностей. А как ведут себя указанные индикаторы (K/Rb, Rb/Al и др.) в одном относительно полном разрезе рифея Южного Урала, осадочные последовательности которого сформированы за счет размыва достаточно близких по составу комплексов пород в условиях семиаридного/семигумидного или близкого к нему климата?

Среднее значение отношения Ni/Co в глинистых породах рифея Южного Урала на протяжении первых ~900 млн лет растет от ~1.81 (айская свита) до ~5.87 (нугушская подсвита зильмердакской свиты) (рис. 6а). После этого наблюдается существенное его снижение: в течение почти всего позднего рифея (~0.92–0.78 млрд лет) значения Ni/Co_{среднее} находятся в интервале 2.12–3.83. Это показывает, что с начала раннего рифея и до начала позднего рифея доля ультраосновного материала в источниках сноса, по-видимому, постепенно росла. Максимум ее пришелся на начало позднего рифея, что достаточно ярко отражено в геохимических характеристиках тонкозернистых обломочных пород нижней части зильмердакской свиты (Маслов и др., 2022). Несмотря на все сказанное, средняя величина отношения Ni/Co в глинистых породах рифея Южного Урала (4 ± 2 , $n = 66$) принципиально не отличается от его значений для глинистых пород (4 ± 3 , $n = 73$), формировавшихся в течение большего по длительности интервала времени (~2.5 млрд лет). Таким образом, и для одной длительно формировавшейся осадочной мегапоследовательности, и для композитной кривой, составленной по данным для нескольких десятков разных осадочных толщ, средние величины Ni/Co статистически неотличимы друг от друга. Это дает основание считать, что величина данного параметра действительно контролируется глобальными факторами (состав верхней континентальной коры).

Два других индикатора состава размывавшихся на палеоводосборах комплексов пород – отношения La/Sc и Th/Cr – ведут себя на протяжении рифея несколько иначе. Параметр La/Sc_{среднее} в течение раннего рифея и первой половины среднего рифея постепенно снижается от ~3.64 (айская свита, ~1700 млн лет назад) до 2.57 (авзянская свита, ~1280–1260 млн лет назад) (рис. 6б). Минимальное значение La/Sc_{среднее} (1.63) характерно для глинистых пород машакской свиты (время “машакского рифтогенного события”, ~1410–1380 млн лет назад; Ронкин и др., 2005; Пучков, 2018; Ковалев и др., 2019). В глинистых сланцах и аргиллитах различных свит верхнего рифея значения La/Sc_{среднее} примерно такие же – от 2.33 (миньярская свита, ~820 млн лет назад) до 2.75 (бедерышинская подсвита зильмердакской свиты, ~920 млн лет назад). В целом для тонкозернистых обломочных пород рифея Южного Урала существенных вариаций указанного отношения не наблюдается.

Значения Th/Cr_{среднее} в глинистых породах айско-авзянского интервала устойчиво снижаются от 0.23 до 0.06. Минимальная средняя величина Th/Cr здесь составляет 0.05 и характерна (как и значения Th/Sc) для тонкозернистых обломочных пород машакского уровня. Для глинистых пород позднерифейского интервала свойственны

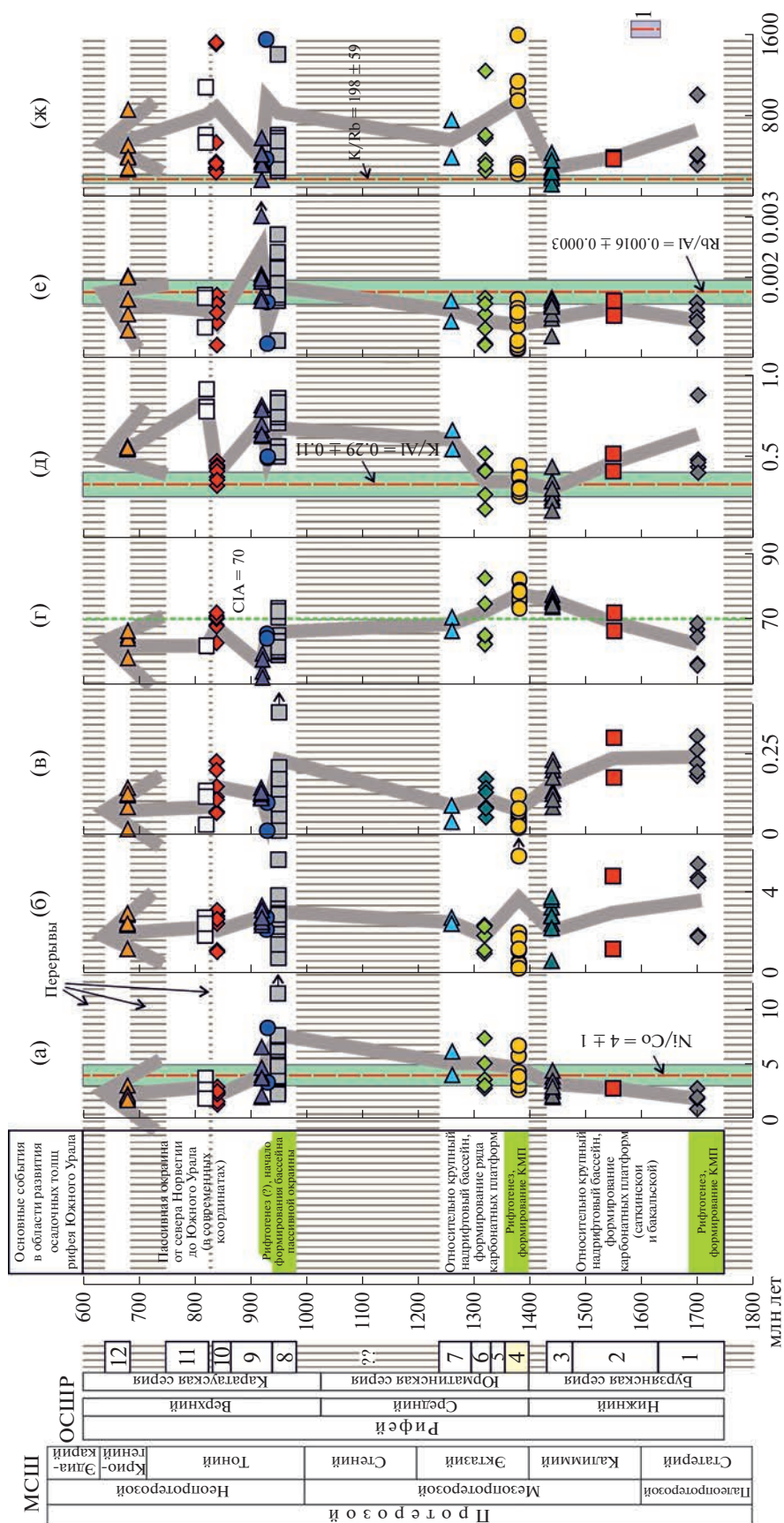


Рис. 6. Вариации индикаторных соотношений в глинистых породах рифея Южного Урала (а — Ni/Co, б — La/Sc, в — Th/Cr, г — K/Al, д — Rb/Al, ж — K/Rb). Основные события в области развития осадочных толщ рифея Южного Урала приведены по (Маслов и др., 2022 и ссылки в этой работе). Серые стрелки — тренды изменения средних значений индикаторных соотношений. 1 — средние значения соответствующих параметров и $\pm 1\sigma$ для "глинистых фракций" Ж. Бай-она с соавторами. Вертикальная штриховка — перерывы. Цифры в прямоугольниках слева — свиты рифея Южного Урала: 1 — айская; 2 — сактинская; 3 — бакальская; 4 — машакская; 5 — зигальгинская; 6 — зигазино-комаровская; 7 — авзянская; 8 — зильмердакская; 9 — катавская; 10 — инзерская; 11 — миньярская; 12 — уская. Остальные условные обозначения см. рис. 2.

достаточно хорошо выраженные пилообразные изменения значений $\text{Th}/\text{Cr}_{\text{среднее}}$: в глинистых сланцах бирьянской подсвиты зильмердакской свиты (~950–940 млн лет назад) этот параметр равен 0.15 ($n = 16$), в глинистых сланцах перекрывающей ее нугушской подсвиты — 0.05 ($n = 2$), в тонкозернистых обломочных породах бедерышинской подсвиты той же свиты и аргиллитах инзерского уровня — 0.12 ($n = 7$) и 0.13 ($n = 8$) соответственно (рис. 6в). Несколько меньшие величины $\text{Th}/\text{Cr}_{\text{среднее}}$ характерны для глинистых пород миньярской и укской (~660 или 730? млн лет назад) свит (соответственно 0.09, $n = 3$, и 0.10, $n = 6$). Таким образом, наиболее резкое снижение параметра $\text{Th}/\text{Cr}_{\text{среднее}}$ в глинистых породах рифея Южного Урала приходится, как и для отношения Ni/Co , на зильмердакское время.

Средние значения индекса химического изменения в глинистых породах Южного Урала растут от начала раннего рифея к началу среднего рифея: для глинистых сланцев айской свиты величина $\text{CIA}_{\text{среднее}}$ составляет 62, бакальской свиты — 76, машакской свиты — 77 (рис. 6г). Это указывает на рост с течением времени интенсивности химического выветривания на водосборах, окружавших область седиментации, или вовлечение в размыв все более зрелых, преимущественно осадочных, образований. Выше по разрезу (зигазино-комаровская и авзянская свиты) значения $\text{CIA}_{\text{среднее}}$ снижаются почти на 10 единиц (до 68). Глинистые сланцы и аргиллиты зильмердакской свиты характеризуются значениями $\text{CIA}_{\text{среднее}}$ 64 (бирьянская подсвита), 65 (нугушская подсвита) и 56 (бедерышинская подсвита). Это дает основание предполагать, что в середине среднего и начале позднего рифея на палеоводосборах преобладало физическое выветривание.

Тонкозернистые обломочные породы инзерской свиты сложены несколько более зрелым материалом. Величина $\text{CIA}_{\text{среднее}}$ для них составляет 69, но ассоциирующие с существенно доломитовыми и известняковыми последовательностями миньярского и укского уровней аргиллиты вновь характеризуются весьма низкими средними значениями CIA (соответственно 62 и 63). Средняя величина CIA для 15 “глинистых фракций”, выделенных из тонкозернистых обломочных пород с возрастом от 1.47 до 0.70 млрд лет, принадлежащих коллекции Ж. Байона с соавторами, составляет 76 ± 5 (минимум 66, максимум 84). Это позволяет считать, что формирование их происходило при ощутимом влиянии процессов химического выветривания (значение $\text{CIA} = 70$, в соответствии с представлениями авторов работы (Visser, Young, 1990), разделяет отложения аридного/нивадного и гумидного климата). Глинистые породы рифея Южного Урала имеют $\text{CIA}_{\text{среднее}}$ 68 ± 8 , и, следовательно, процессы химического выветривания на

палеоводосборах во время формирования слагающей их тонкой алюмосиликокластики были, по всей видимости, заметно слабее.

Средние значения K/Al в тонкозернистых обломочных породах нижнего рифея (интервал айская свита → бакальская свита) снижаются от 0.53 ± 0.20 до 0.28 ± 0.08 (рис. 6д). Этот тренд зеркален по отношению к изменению в этом же интервале параметра $\text{CIA}_{\text{среднее}}$. В глинистых породах машакской и зигазино-комаровской свит среднего рифея величины $\text{K}/\text{Al}_{\text{среднее}}$ сопоставимы (0.33 ± 0.07 и 0.37 ± 0.12). Выше, несмотря на то, что авзянская и зильмердакская свиты разделены предположительно перерывом длительностью ~250 млн лет, значения $\text{K}/\text{Al}_{\text{среднее}}$ для присутствующих в их разрезах тонкозернистых обломочных пород также примерно сопоставимы, но они ощутимо выше, чем для машакско-зигазино-комаровского интервала (соответственно 0.60 ± 0.09 , авзянская свита; 0.74 ± 0.12 , бирьянская подсвита, 0.70 ± 0.08 , бедерышинская подсвита). Глинистые породы средней и верхней частей верхнего рифея демонстрируют пилообразные изменения параметра $\text{K}/\text{Al}_{\text{среднее}}$: инзерская свита — 0.41 ± 0.05 , миньярская — 0.84 ± 0.07 , укская — 0.55 ± 0.01 . Средняя величина K/Al для глинистых пород всего разреза рифея Южного Урала равна 0.52 ± 0.21 ($n = 66$), что существенно выше, чем значение $\text{K}/\text{Al}_{\text{среднее}}$ (0.32 ± 0.06 , $n = 22$) для “глинистых фракций” из коллекции Ж. Байона с соавторами, возраст которых отвечает интервалу ~2.32–0.70 млрд лет. С указанным значением сопоставимы только значения $\text{K}/\text{Al}_{\text{среднее}}$ для глинистых пород бакальской, машакской и зигазино-комаровской свит. Это предполагает, что во время накопления отложений рифея интенсивность выветривания на палеоводосборах была менее выраженной, чем это следует из данных, использованных при построении композитной кривой Ж. Байона с соавторами.

Значения Rb/Al для индивидуальных образцов большинства стратиграфических уровней рифея Южного Урала несколько меньше, чем средняя величина Rb/Al для “глинистых фракций” большей части протерозоя (2.32–0.70 млрд лет) из коллекции Ж. Байона с соавторами (0.0016 ± 0.0003) (рис. 6е). Только глинистые породы бирьянской и бедерышинской подсвит зильмердакской свиты характеризуются как более высокими, так и более низкими, чем 0.0016, значениями данного параметра. Это, пожалуй, единственный уровень стратотипического разреза рифея, где мы видим довольно высокоамплитудные вариации отношения Rb/Al . С учетом того, что $\text{Rb}/\text{Al}_{\text{среднее}}$ для глинистых пород рифея составляет 0.0014 ± 0.0006 ($n = 66$), все это также позволяет считать, что на протяжении рифея интенсивность химического выветривания на палеоводосборах — источниках

тонкой алюмосиликокластики — была относительно невелика.

Величины K/Rb в подавляющей части индивидуальных образцов глинистых пород рифея Южного Урала существенно выше, чем $K/Rb_{\text{среднее}}$ (198 ± 59 , $n = 87$) в выборке Ж. Байона с соавторами, возрастные рамки которой несколько шире, чем возрастные рамки рифея (рис. 6ж). Связано это, как мы отмечали уже выше, скорее всего, с размывом на палеоводосборах достаточно зрелых в литогеохимическом отношении комплексов пород цоколя ВЕП, имевшем место в условиях семиаридного/семигумидного и/или сходного с аридным климата. Ранее на невысокую интенсивность процессов химического выветривания на палеоводосборах во время накопления осадочных толщ верхнего докембрия Южного Урала мы указывали, опираясь на рассчитанные для глинистых пород величины гидролизатного модуля, SiA , K_2O/Al_2O_3 , Ga/Rb и ряда других индикаторов (Маслов и др., 2016).

ВЫВОДЫ

Средняя величина отношения Ni/Co для тонкозернистых обломочных пород рифея Южного Урала равна 4 ± 2 , что статистически не отличается от значения данного параметра (4 ± 3) для глинистых пород, формировавшихся в течение последних ~2.5 млрд лет. Равенство величин Ni/Co и для одной длительно накапливавшейся осадочной мегапоследовательности, и для композитной “мировой” кривой, составленной с учетом данных для нескольких десятков осадочных толщ меньшей длительности накопления, дает основания считать, что данный параметр контролируется факторами глобальными или, как предполагают некоторые авторы, только составом пород в источниках сноса.

Отношения La/Sc и Th/Cr , два других индикатора состава размывавшихся на суше комплексов пород, ведут себя в глинистых породах рифея Южного Урала несколько иначе. Параметр $La/Sc_{\text{среднее}}$ на протяжении раннего рифея и первой половины среднего рифея постепенно снижается, что указывает на рост доли пород основного и ультраосновного состава на палеоводосборах, поставивших в области осадконакопления тонкую алюмосиликокластику. Значения $La/Sc_{\text{среднее}}$ в глинистых породах верхнего рифея принципиально не отличаются от свойственных подстилающим их образованиям. Значения $Th/Cr_{\text{среднее}}$ в глинистых породах раннего и начала среднего рифея устойчиво снижаются, а тонкозернистые обломочные породы верхнего рифея обладают достаточно хорошо выраженными пилообразными вариациями рассматриваемого параметра. Все это предполагает, что оба индикатора реагируют не только на глобальные вариации петрофонда, но и на локальные факторы (ре-

гиональная палеогеодинамика, палеогеография, особенности выветривания и транспортировки кластики и др.).

Входящие в состав исследованной Ж. Байоном с соавторами (Bayon et al., 2022) коллекции “глинистые фракции” тонкозернистых обломочных пород обладают на протяжении большей части протерозоя (2.32–0.70 млрд лет) почти постоянной величиной отношения Rb/Al (0.0016 ± 0.0003). Указанное значение близко к величине Rb/Al , характерной для продуктов эрозии современных водосборов с преобладанием физического выветривания (0.0018 ± 0.0003). Среднее значение Rb/Al для глинистых пород рифея Южного Урала составляет 0.0014 ± 0.0006 . Это, вкупе с другими аргументами, позволяет считать, что на протяжении всего рифея (~1750–600 млн лет назад) интенсивность химического выветривания на палеоводосборах, выступавших источниками тонкой алюмосиликокластики для осадочных последовательностей Южного Урала, была относительно невелика.

Средняя величина SiA для “глинистых фракций”, выделенных Ж. Байоном с соавторами из тонкозернистых обломочных пород с возрастом от 1.47 до 0.70 млрд лет, составляет, по нашим расчетам, 76 ± 5 . В отличие от всего сказанного выше, это указывает на формирование исходных для них осадков при достаточно хорошо выраженных процессах химического выветривания. Глинистые породы рифея Южного Урала имеют $SiA_{\text{среднее}}$ 68 ± 8 , и, соответственно, процессы химического выветривания на палеоводосборах во время формирования слагающей их тонкой алюмосиликокластики были слабее, что согласуется и с выводами, полученными при анализе свойственных им значений Rb/Al .

Средняя величина K/Al для глинистых пород рифея Южного Урала составляет 0.52 ± 0.21 ($n = 66$). Это почти в 2 раза выше, чем $K/Al_{\text{среднее}}$ (0.32 ± 0.06 , $n = 22$) для “глинистых фракций” из коллекции Ж. Байона с соавторами, возраст которых отвечает интервалу ~2.32–0.70 млрд лет, а также для современных флювиальных глин холодного климата.

Среднее значение K/Rb (428 ± 251 , $n = 66$) в глинистых породах рифея Южного Урала также существенно выше, чем $K/Rb_{\text{среднее}}$ (198 ± 59 , $n = 87$) для коллекции “глинистых фракций” Ж. Байона с соавторами, возрастные рамки которой несколько шире, чем возрастные рамки рифея. Связано это, по всей видимости, с присутствием на водосборах во время формирования осадочной мегапоследовательности рифея достаточно зрелых в литогеохимическом отношении комплексов пород. Разрушение их в обстановках семиаридного/семигумидного и/или сходного с аридным климата способствовало поступлению в области осадконакопления значительного количества тонкорастертого калиевого полевого шпата, что вело к увеличению

значений и K/Al, и K/Rb. Такое предположение хорошо согласуется с выводами, полученными ранее (Маслов и др., 2016).

Приведенный материал позволяет считать, что построенные по разным принципам “мировые” композитные кривые K/Al, Rb/Al и K/Rb (Bayon et al., 2022) и такие же кривые для глинистых пород рифея Южного Урала (эта работа) в достаточной мере сопоставимы. Таким образом, данные по литогеохимическим характеристикам тонкозернистых обломочных/глинистых пород стратотипа рифея существенно расширяют наши представления о характере процессов химического выветривания 1.75–0.6 млрд лет назад.

Благодарности. При подготовке настоящей работы использованы аналитические данные по ряду образцов тонкозернистых обломочных пород рифея Южного Урала, предоставленные Э.З. Гаревым, М.Т. Крупениным и В.М. Горожаниным и ранее обсуждавшиеся в наших совместных с ними публикациях. Авторы искренне признательны рецензентам, советы и замечания которых в немалой степени способствовали улучшению рукописи.

Источники финансирования. Исследования проведены в рамках госзадания ГИН РАН (тема 0135-2019-0043) и ИГГД РАН (тема FMUW-2021-0003).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акимов Г.Н. Косая слоистость в породах зильмердакской свиты на Южном Урале // Материалы по стратиграфии и тектонике Урала. Л.: ВСЕГЕИ, 1967. С. 36–65.
- Белоконь Т.В., Горбачев В.И., Балашова М.М. Строение и нефтегазоносность рифейско-вендских отложений востока Русской платформы. Пермь: ИПК “Звезда”, 2001. 108 с.
- Богданова С.В. Земная кора Русской плиты в раннем докембрии (на примере Волго-Уральского сегмента). М.: Наука, 1986. 224 с.
- 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.
- Дуб С.А., Гражданкин Д.В. Литология и обстановки осадконакопления карбонатных отложений уксской свиты верхнего рифея (неопротерозой) Южного Урала // Литология и полезн. ископаемые. 2021. № 6. С. 513–537.
- 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 и Rb–Sr и K–Ar возраст верхнерифейских глауконитов уксской свиты Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 3. С. 3–25.
- Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Сергеева Н.Д., Адамская Е.В., Плоткина Ю.В. U–Th–Pb возраст детритового циркона из оолитовых известняков уксской свиты: следы гренвилльских источников сноса в позднем рифее Южного Урала // Докл. АН. Науки о Земле. 2022. Т. 503. № 2. С. 14–20.
- 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.
- Карта докембрийских формаций Русской платформы и ее складчатого обрамления (со снятыми фанерозойскими отложениями). Масштаб 1 : 2 500 000. Отв. ред. Беккер Ю.Р. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1983. 172 с.
- Ковалев С.Г., Маслов А.В., Ковалев С.С., Высоцкий С.И. Sm–Nd-возраст пикритов Лысогорского комплекса (Южный Урал): свидетельства инициального среднего рифейского магматизма // Докл. АН. 2019. Т. 488. № 1. С. 595–598.
- Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В., Лепехина Е.Н. Цирконология навывших 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. 2013б. 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 Pb–Pb 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., 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 Pb–Pb 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 хемотратиграфия: основы метода и его современное состояние // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 4. С. 3–23.
- 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–Pb-датирования детритовых цирконов из среднерифейских песчаников зигальгинской свиты (Южный Урал) // Докл. АН. 2017. Т. 475. № 6. С. 659–664.
- Маслов А.В. Литология верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория. М.: Наука, 1988. 133 с.
- Маслов А.В. Индикаторы эндо- и экзосферных процессов в осадочных последовательностях и разрез верхне-

- го докембрия Южного Урала // Литология и полезн. ископаемые. 2020. № 4. С. 309–336.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В. Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минералогия, геологические памятники природы). Т. I. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. 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., Подковыров В.Н., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Горожанин В.М. Долговременные вариации состава верхней коры по данным изучения геохимических особенностей глинистых пород позднего докембрия западного склона Южного Урала и Учуро-Майского региона // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 2. С. 26–51.
- 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., Крупенин М.Т., Киселева Д.В. Литогеохимия тонкозернистых алюмосиликокластических пород серебрянской серии венда Среднего Урала // Геохимия. 2011. № 10. С. 1032–1062.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н., Гареев Э.З., Граунов О.В. Изменения палеоклимата в позднем докембрии (по данным изучения верхнедокембрийского разреза Южного Урала) // Литология и полезн. ископаемые. 2016. № 2. С. 129–149.
- 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. 2018. Т. 482. № 5. С. 558–561.
- Маслов А.В., Кузнецов А.Б., Крамчанинов А.Ю., Шпакович Л.В., Гареев Э.З., Подковыров В.Н., Ковалев С.Г. Источники сноса верхнедокембрийских глинистых пород Южного Урала: результаты геохимических и Sm–Nd изотопно-геохимических исследований // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2022. Т. 30. № 1. С. 33–54.
- Нижний рифей Южного Урала. Отв. ред. Семихатов М.А. М.: Наука, 1989. 208 с.
- 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 средне-рифейских фосфоритовых конкреций: зигазино-комаровская свита Южного Урала // Докл. АН. 2013. Т. 451. № 4. С. 430–434.
- Подковыров В.Н., Котова Л.Н. Литогеохимия и условия формирования отложений верхнего венда и нижнего кембрия северо-запада Балтийской моноклинали // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2020. Т. 65. № 3. С. 600–620.
- 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.
- Подковыров В.Н., Маслов А.В., Котова Л.Н. Литохимия глинистых пород верхнего венда–нижнего кембрия центральной части Московской синеклизы: общие особенности формирования // Геохимия. 2022. Т. 67. № 1. С. 19–36.
- Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
- Пучков В.Н. Плюмы – новое слово в геологии Урала // Литосфера. 2018. Т. 18. № 4. С. 483–499.
- Развозжаева Е.П. Сейсмостратиграфическая модель Алдано-Майского осадочного бассейна (юго-восток Сибирской платформы) // Тихоокеанская геология. 2020. Т. 39. № 5. С. 25–47.
- 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 Tertragapetchon 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. Пушкарского. 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 “TerraneChrono®” // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 1. С. 1–37.
- Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Матуков Д.И., Лепихина О.П., Попова О.Ю. “Машакское рифтогенное событие” рифея типовой области (Южный Урал): новые изотопно-геохронологические рамки // Строеение, геодинамика и минерагенические процессы в литосфере. Материалы IX Международной науч. конф. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 305–307.
- Ронов А.Б. Стратисфера, или осадочная оболочка Земли (количественное исследование). М.: Наука, 1993. 144 с.

- Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 224 с.
- Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Чумаков Н.М. Изотопный возраст границ общих стратиграфических подразделений верхнего протерозоя (рифей и венда) России: эволюция взглядов и современная оценка // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 6. С. 16–27.
- Стратиграфический кодекс России. Издание третье, исправленное и дополненное. СПб.: ВСЕГЕИ, 2019. 96 с.
- 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.
- Худoley А.К. Тектоника пассивных окраин древних континентов (на примере восточной окраины Сибирской и западной окраины Североамериканской платформ). Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 2003. 35 с.
- Чащин В.В., Баянова Т.Б., Савченко Е.Э., Киселева Д.В., Серов П.А. Петрогенезис и возраст пород нижней платиноносной зоны Мончегундского базитового массива, Кольский полуостров // Петрология. 2020. Т. 28. № 2. С. 150–183.
- Эволюция геологических процессов в истории Земли. Отв. ред. Лаверов Н.П. М.: Наука, 1993. 239 с.
- Юдович Я.Э., Кемпис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
- Bartley J.K., Kah L.C., McWilliams J.L., Stagner A.F. Carbon isotope chemostratigraphy of the Middle Riphean type section (Avzyan Formation, Southern Urals, Russia): signal recovery in a fold-and-thrust belt // Chem. Geol. 2007. V. 237. P. 211–232.
- Bayon G., Bindeman I.N., Trinquier A., Retallack G.J., Bekker A. Long-term evolution of terrestrial weathering and its link to Earth's oxygenation // Earth Planet. Sci. Lett. 2022. V. 584. 117490.
- 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.
- Bindeman I.N. Triple oxygen isotopes in evolving continental crust, granites, and clastic sediments // Rev. Min. Geochem. 2021. V. 86. P. 241–290.
- Bjerrum C.J., Canfield D.E. Ocean productivity before about 1.9 Ga ago limited by phosphorus adsorption onto iron oxides // Nature. 2002. V. 417. P. 159–162.
- Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatshev 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.
- Bolnar R., Kamber B.S., Moorbath S., Whitehouse M.J., Collier K.D. Chemical characterization of Earth's most ancient clastic metasediments from the Isua Greenstone Belt, southern West Greenland // Geochim. Cosmochim. Acta. 2005. V. 69. P. 1555–1573.
- 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., Johnson M.J. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 2007. V. 420. P. 73–93.
- Chumakov N.M., Semikhatov M.A. Riphean and Vendian of the U.S.S.R. // Precambrian Res. 1981. V. 15. P. 229–253.
- 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.
- Condie K.C., Des Marais D.J., Abbott D. Precambrian superplumes and supercontinents: a record in black shales, carbon isotopes, and paleoclimates? // Precambrian Res. 2001. V. 106. P. 239–260.
- 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.
- Cullers R.L., Podkovyrov V.N. The source and origin of terrigenous sedimentary rocks in the Mesoproterozoic Uig group, southeastern Russia // Precambrian Res. 2002. V. 117. P. 157–183.
- Dessert C., Dupré B., Gaillardet J., Francois L.M., Allegre C.J. Basalt weathering laws and the impact of basalt weathering on the global carbon cycle // Chem. Geol. 2003. V. 202. P. 257–273.
- Dzombak R.M., Sheldon N.D. Terrestrial records of weathering indicate three billion years of dynamic equilibrium // Gondwana Res. 2022. V. 109. P. 376–393.
- Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance // Geology. 1995. V. 23. P. 921–924.
- Frei R., Gaucher C., Poulton S.W., Canfield D.E. Fluctuations in Precambrian atmospheric oxygenation recorded by chromium isotopes // Nature. 2009. V. 461. P. 250–253.
- Gonzalez-Alvarez I., Kerrich R. Weathering intensity in the Mesoproterozoic and modern large-river systems: a comparative study in the Belt-Purcell Supergroup, Canada and USA // Precambrian Res. 2012. V. 208–211. P. 174–196.
- Greber N.D., Dauphas N., Bekker A., Ptáček M.P., Bindeman I.N., Hofmann A. Titanium isotopic evidence for felsic crust and plate tectonics 3.5 billion years ago // Science. 2017. V. 357. P. 1271–1274.
- Kuznetsov A.B., 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.
- Large R.R., Halpin J.A., Danyushevsky L.V., Maslennikov V.V., Bull S.W., Long J.A., Gregory D.D., Lounejeva E., Lyons T.W., Sack P.J., McGoldrick P.J., Calver C.R. Trace element content of sedimentary pyrite as a new proxy for deep-time ocean-atmosphere evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 2014. V. 389. P. 209–220.
- Lenton T.M., Crouch M., Johnson M., Pires N., Dolan L. First plants cooled the Ordovician // Nat. Geosci. 2012. V. 5. P. 86–89.

- Lindsay J.F., Leven J.H.* Evolution of a Neoproterozoic to Palaeozoic intracratonic setting, Officer Basin, South Australia // *Basin Res.* 1996. V. 8. P. 403–424.
- Lyons T.W., Reinhard C.T., Planavsky N.J.* The rise of oxygen in Earth's early ocean and atmosphere // *Nature*. 2014. V. 506. P. 307–315.
- Macdonald F.A., Swanson-Hysell N.L., Park Y., Lisiecki L., Jagoutz O.* Arc–continent collisions in the tropics set Earth's climate state // *Science*. 2019. V. 364. P. 181–184.
- 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.
- McLennan S.M., Taylor S.R., Hemming S.R.* Composition, differentiation, and evolution of the continental crust: constraints from sedimentary rocks and heat flow // *Evolution and Differentiation of the Continental Crust*. Eds. Brown M., Rushmer T. Cambridge: Cambridge University Press, 2006. P. 92–134.
- Nesbitt H.W., Young G.M.* Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature*. 1982. V. 299. P. 715–717.
- Nesbitt H.W., Young G.M.* Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1984. V. 48. P. 1523–1534.
- Ozaki K., Tajika E.* Biogeochemical effects of atmospheric oxygen concentration, phosphorus weathering, and sea-level stand on oceanic redox chemistry: implications for greenhouse climates // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2013. V. 373. P. 129–139.
- Partin C.A., Bekker A., Planavsky N.J., Scott C.T., Gill B.C., Li C., Podkovyrov V., Maslov A., Konhauser K.O., Lalonde S.V., Love G.D., Poulton S.W., Lyons T.W.* Large-scale fluctuations in Precambrian atmospheric and oceanic oxygen levels from the record of U in shales // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2013. V. 369–370. P. 284–293.
- Planavsky N.J., Rouxel O.J., Bekker A., Lalonde S.V., Konhauser K.O., Reinhard C.T., Lyons T.W.* The evolution of the marine phosphate reservoir // *Nature*. 2010. V. 467. P. 1088–1090.
- Reinhard C.T., Planavsky N.J., Gill B.C., Ozaki K., Robbins L.J., Lyons T.W., Fischer W.W., Wang C., Cole D.B., Konhauser K.O.* Evolution of the global phosphorus cycle // *Nature*. 2017. V. 541. P. 386–389.
- Retallack G.* Boron paleosalinity proxy for deeply buried Paleozoic and Ediacaran fossils // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2020. V. 540. 109536.
- Rollinson H.* Secular evolution of the continental crust: implications for crust evolution models // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2008. V. 9. Q12010. <https://doi.org/10.1029/2008GC002262>
- Rooney A.D., Selby D., Houzay J.P., Renne P.R.* Re–Os geochronology of a Mesoproterozoic sedimentary succession, Taoudeni basin, Mauritania: implications for basin-wide correlations and Re–Os organic-rich sediments systematic // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2010. V. 289. P. 486–496.
- Rouxel O.J., Bekker A., Edwards K.J.* Iron isotope constraints on the Archean and Paleoproterozoic ocean redox state // *Science*. 2005. V. 307. P. 1088–1091.
- Rudnick R.L., Gao S.* The composition of the continental crust // *Treatise on Geochemistry*. Eds. Holland H.D., Turekian K.K. V. 3. Oxford, N.Y.: Elsevier, 2003. P. 1–64.
- Semikhatov M.A.* General problems of Proterozoic stratigraphy in the USSR. Reading: Harwood Academic Press, 1991. 192 p.
- Scott C.T., Lyons T.W., Bekker A., Shen Y., Poulton S.W., Chu X., Anbar A.D.* Tracing the stepwise oxygenation of the Proterozoic ocean // *Nature*. 2008. V. 452. P. 456–459.
- Stueken E.E., Buick R., Bekker A., Catling D., Foriel J., Guy B.M., Kah L.C., Machel H.G., Montanez I.P., Poulton S.W.* The evolution of the global selenium cycle: secular trends in Se isotopes and abundances // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2015. V. 162. P. 109–125.
- 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.
- Thomson D., Rainbird R.H., Planavsky N.J., Lyons T.W., Bekker A.* Chemostratigraphy of the Shaler Supergroup, Victoria Island, NW Canada: a record of ocean composition prior to the Cryogenian glaciations // *Precambrian Res.* 2015. V. 263. P. 232–245.
- Visser J.N.J., Young G.M.* Major element geochemistry and paleoclimatology of the Permo-Carboniferous glaciogene Dwyka Formation and post-glacial mudrocks in Southern Africa // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 1990. V. 81. P. 49–57.

Рецензенты А.Б. Котов,
А.А. Сорокин, С.И. Школьник

Intensity of Chemical Weathering in Late Precambrian: New Data on the Riphean Stratotype (Southern Ural)

A. V. Maslov^{a, #} and V. N. Podkovyrov^{b, ##}

^a Geological Institute of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

^b Institute of Precambrian Geology and Geochronology of Russian Academy of Sciences, Saint-Petersburg, Russia

[#]e-mail: amas2004@mail.ru

^{##}e-mail: vpodk@mail.ru

The values of Ni/Co, La/Sc, and Th/Cr (indicators of the composition of rock complexes eroded in paleowatersheds) and the values of CIA, Rb/Al, K/Al and K/Rb (indicators of the intensity of chemical weathering on land), typical for fine-grained clastic rocks of the Riphean of the Southern Urals were compared to the

data given in the publication “Long-term evolution of terrestrial weathering and its link to Earth’s oxygenation” by Bayon G., Bindeman I.N., Trinquier A., Retallack G.J., and Bekker A. (Earth Planet. Sci. Lett., 2022, v. 584. 117490). It was shown that the average Rb/Al ratio (0.0014 ± 0.0006 , $n = 66$) typical of the Riphean clayey rocks of the Southern Urals, together with other data, suggests that for more than 1.10 Ga (from ~1.75 to ~0.60 Ga) the intensity of chemical weathering in paleowatersheds was relatively low. This is in good agreement with the data obtained by Bayon et al. The material presented in the article allows us to consider that the composite “world” curves of K/Al, Rb/Al, and K/Rb by Bayon et al. and the same curves for clayey rocks of the Riphean of the Southern Urals are sufficiently comparable. Thus, data on the lithogeochemical characteristics of fine-grained clastic/clayey rocks of the Riphean stratotype significantly expand our understanding of the nature of chemical weathering processes on land in the interval 1.75–0.60 Ga ago.

Keywords: long-term evolution of weathering, fine-grained clastic rocks, Riphean, South Urals

УДК 551

МИКРОФОССИЛИИ И ОБСТАНОВКИ СЕДИМЕНТАЦИИ ЖЕРБИНСКОГО БАССЕЙНА: ВЕРХНИЙ ВЕНД ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ СИБИРИ

© 2023 г. Н. Г. Воробьева¹, *, П. Ю. Петров¹, **

¹Геологический институт РАН, Москва, Россия

*e-mail: strat-prec@mail.ru

**e-mail: petrov-geo-home@rambler.ru

Поступила в редакцию 20.05.2022 г.

После доработки 06.07.2022 г.

Принята к публикации 09.08.2022 г.

В верхневендских отложениях жербинской свиты Патомского бассейна Сибири впервые описана ассоциация органостенных микрофоссилий. Органические остатки этой ассоциации заметно различаются между собой по типу сохранности. Одна группа микрофоссилий включает сильно корродированные нитчатые формы и редкие сфероморфные акритархи. Другая группа представлена исключительно сфероморфными и акантоморфными акритархами с хорошей сохранностью оболочек, которые идентичны микрофоссилиям из нижележащей уринской свиты нижнего венда. На основе проведенного фацеального анализа реконструированы прибрежно-континентальные и мелководно-шельфовые обстановки жербинского бассейна, существовавшего в условиях низкого положения уровня моря и интенсивной континентальной эрозии в области поднятий. В таких условиях древние уринские микрофоссилии, заключенные внутри мелкозернистой литокластики, могли поступать в область седиментации, населенную примитивными мелководными сообществами. Процессы масштабного рециклирования на протяжении почти всего жербинского времени привели к смешению разновозрастных тафоценозов, представленных экологически и таксономически контрастными ассоциациями микроорганизмов.

Ключевые слова: биостратиграфия, эдиакарий, тафоценоз, акритархи, фации

DOI: 10.31857/S0869592X23010088, **EDN:** DCIFNY

ВВЕДЕНИЕ

Самая значительная в геологической истории $\delta^{13}\text{C}$ изотопная аномалия Шурам, или EN 3, делит эдиакарий на две неравные части, которые наполнены значимыми биостратиграфическими маркерами различной палеобиологической природы (Xiao et al., 2016). Нижняя часть содержит представительный комплекс акантоморфных акритарх доушаньтуо-пертататакского типа, а верхняя охарактеризована эдиакарскими макрофоссилиями. Эволюционный тренд раннеэдиакарских акантоморфных акритарх резко обрывается на нижней границе изотопной аномалии Шурам, и после паузы длительностью более 30 млн лет акритархи возрождаются, но уже в ином, раннепалеозойском облике. Однако в последнее время были обнаружены отдельные представители раннеэдиакарских акантоморфит в постшурамских отложениях эдиакария (Ouyang et al., 2017; Anderson et al., 2017, 2018) и даже в постэдиакарских слоях немакит-далдынского яруса верхнего

венда (Grazhdankin et al., 2020). Эти находки позволяют предполагать устойчивость экосистем эукариотного фитопланктона и непрерывность его эволюционного тренда от начала эдиакария до раннего палеозоя. Наблюдаемое почти полное вымирание раннеэдиакарских акантоморфит на нижней границе изотопной аномалии Шурам могло быть связано с фацеальными и/или тафономическими обстановками бассейнов позднего эдиакария (Xiao, Narbonne, 2020). Вместе с тем процессы переотложения древних микрофоссилий в молодые слои, хорошо известные в фанерозое, практически не рассматриваются в практике докембрийской биостратиграфии.

В настоящей статье анализируется органостенная микробиота из постшурамских отложений жербинской свиты Уринского поднятия. В составе этой микробиоты, наряду с таксонами, характерными для верхнего венда Сибири и верхнего эдиакария разных палеоконтинентов, присутствуют типичные ранневендские (раннеэдиакарские) микрофоссилии, в том числе акантоморфные

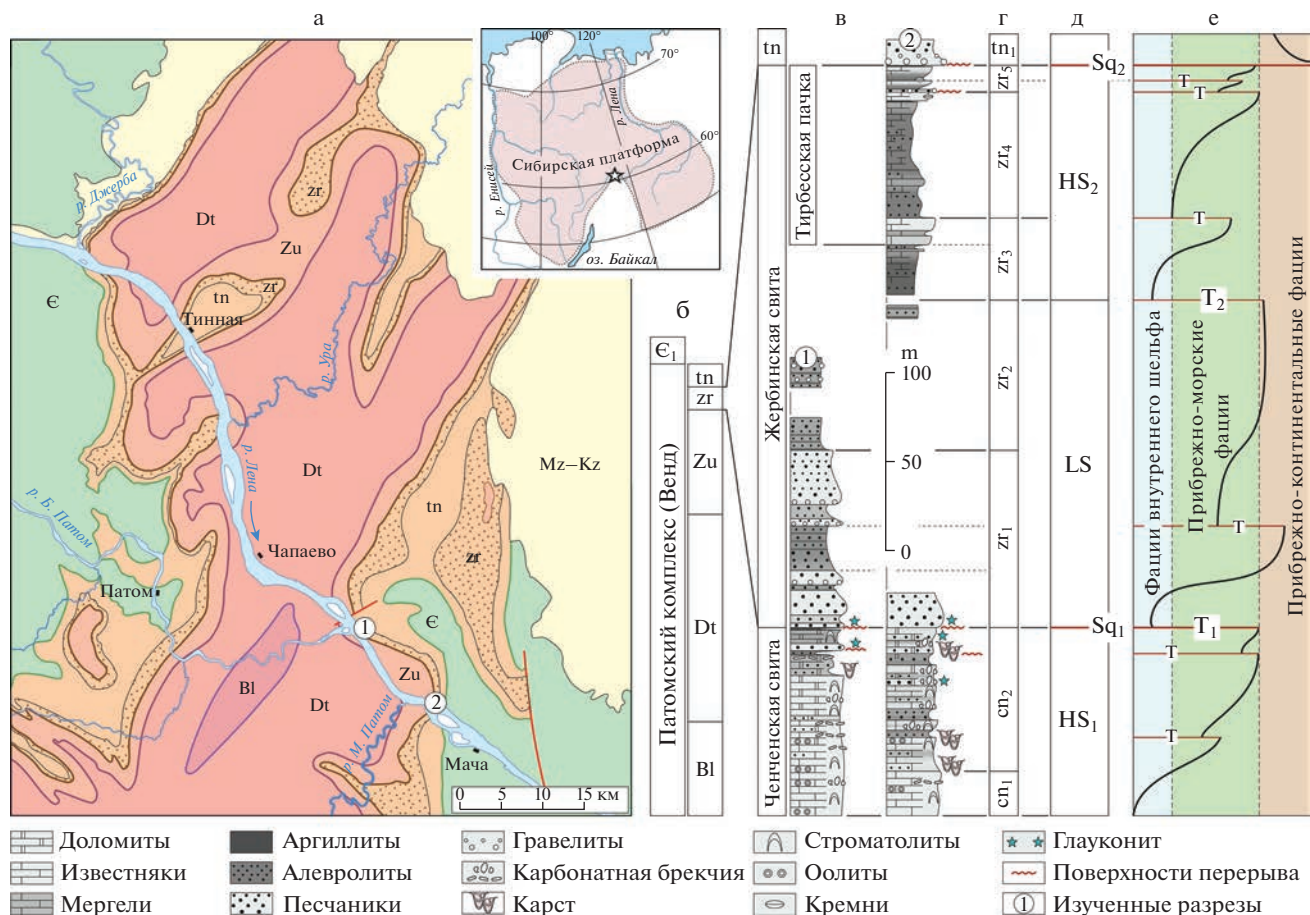


Рис. 1. Географическое положение и геологическая карта Уринского поднятия (а), стратиграфия патомского комплекса (б), последовательность отложений (в) и фациальные ассоциации (г) жербинской свиты, секвентная стратиграфия (д) и кривая изменения относительного уровня моря бассейна (е).
Серии: Bl – баллаганакская, Dt – дальнетайгинская, Zu – жуинская; свиты: zr – жербинская, tn – тинновская. Sq – секвентные границы, HS – система высокого положения уровня моря, LS – система низкого положения уровня моря, T – трансгрессивные поверхности (главные (T₁ и T₂) и второстепенные (T)).

акритархи доушаньтоу-пертататакского типа. Тафономические признаки и состав жербинских микрофоссилий позволили предположить процессы переотложения ранневендских остатков в поздневендском жербинском палеобассейне. Реконструируемые фациальные обстановки этого бассейна не противоречат сделанному предположению.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ ВЕНДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ УРИНСКОГО ПОДНЯТИЯ

Вендские отложения Патомского бассейна в пределах Уринского поднятия представляют мощную (более 5 км) терригенно-карбонатную толщу, включающую баллаганакскую, дальнетайгинскую, жуинскую, а также трехверстную серии, объединенные в патомский комплекс (рис. 1а, 1б)

(Чумаков и др., 2013). В основании дальнетайгинской серии залегают диамиктиты большепатомской свиты, которые традиционно сопоставляют с оледенением Марино, завершившимся 635 млн лет назад (Чумаков, 2015). Таким образом, самая нижняя баллаганакская серия в современной стратиграфической схеме относится к рифею (до-эдиакарию). Однако последние данные, подробно рассмотренные в ряде работ (Рудько и др., 2017; Петров, 2018а, 2021; Петров, Покровский, 2020; Петров, Воробьева, 2022; Воробьева, Петров, 2020; Rud'ko et al., 2021), предполагают вендский (эдиакарский) возраст всего патомского комплекса. В настоящей работе мы придерживаемся такого варианта корреляции (рис. 1б).

Граница между нижним и верхним вендом в патомском комплексе определяется подошвой жуинской серии (Чумаков и др., 2013). Жуинская серия в полном объеме (никольская и ченченская

свиты) коррелируется с глобальной $\delta^{13}\text{C}$ аномалией Шурам (Покровский, Буякайте, 2015; Покровский и др., 2021). Возраст этого события неоднозначен, по последним данным он оценивается в приблизительном интервале от 570 до 560 млн лет (Canfield et al., 2020; Rooney et al., 2020). Нижняя граница кембрия на Уринском поднятии определяется подошвой томмотского яруса, совпадающего с кровлей трехверстной серии (Хоментовский и др., 2004; Кочнев, Карлова, 2010). Жербинская свита, залегающая выше изотопной аномалии Шурам, но существенно ниже подошвы немакит-далдынского яруса верхнего венда (Хоментовский и др., 2004), составляет нижнюю часть трехверстной серии (рис. 1б). Верхняя часть жербинской свиты обособлена в самостоятельную тирбесскую пачку (Хоментовский и др., 2004), в кровле которой присутствует богатая минерализованная микробиота (Якшин, 2002), однако ее таксоны не представляют стратиграфического значения (Чумаков и др., 2013). Жербинская свита сложена фациально разнообразными, в основном силикокластическими пестроцветными, отложениями с подчиненными карбонатными разностями (рис. 1в). В пределах Уринского поднятия эти отложения обнажены фрагментарно, за исключением двух рассматриваемых в настоящей работе разрезов, расположенных на левом берегу р. Лена между устьями рек Большой и Малый Патом (рис. 1а, 2а, 2б).

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Выделение микрофоссилий из терригенных пород проводилось по стандартной методике, описанной в нашей предыдущей публикации (Воробьева, Петров, 2020). Учитывая особенности состава ассоциаций органостенных микрофоссилий из жербинской свиты, дополнительная подготовка материала и его мацерация выполнены в условиях, исключающих возможность загрязнения мацерата посторонними органическими остатками. Для этой цели растворению подвергались только однородные части аргиллитовых слоев. После их измельчения были удалены все мелкоразмерные фракции. Каждый раз при получении окончательного мацерата использовались только новые сита (мельничный газ (GG) из полиэфирной нити с диаметром ячеек 45 мкм).

Микрофоссилии фотографировали в проходящем свете с использованием микроскопа Zeiss Axio Imager A1, оснащенного цифровой камерой Axio-CamMRC-5, и микроскопа RME-5, оснащенного цифровой камерой Canon EOS 300D.

Весь материал хранится в Геологическом институте РАН (Москва), палеонтологическая коллекция № 14714.

ФАЦИИ, ОБСТАНОВКИ И СЕКВЕНТНАЯ СТРАТИГРАФИЯ ЖЕРБИНСКОГО БАССЕЙНА

Фациальные ассоциации и обстановки. Фации жербинской свиты, а также непосредственно подстилающих и перекрывающих отложений сгруппированы в восемь фациальных ассоциаций (рис. 1г).

Сп₁ — открыто-морские фации ченченской карбонатной платформы, представленные ооидными песчаными отмелями с островами строматолитовых построек и полями крупнообломочных карбонатных шлейфов — результатом интенсивной волновой переработки подстилающих отложений.

Сп₂ — пачка терригенно-карбонатных отложений мощностью до 80 м, залегающая в кровле ченченской свиты. Карбонаты представлены мелкозернистыми, обломочно-ооидными и строматолитовыми разностями. Вверх по разрезу наблюдается постепенное увеличение силикокластики в известняках, появляются слои аргиллитов, алевролитов и среднезернистых песчаников, а вместе с ними — горизонты карстовой брекчии, часто сближенные, иногда наложенные друг на друга. В разрезе выделяется непрерывный структурный ряд от маломощных горизонтов неперемещенных обломков карбонатной брекчии раннего растворения до крупных, глубиной до 1 м, скоплений коллапсированной брекчии, частично переотложенной при последующем размыве (рис. 2в). Матрикс брекчий состоит из вмывного кварцевого песка с рассеянными карбонатными зернами, а горизонты брекчий перекрываются аналогичными по составу слоями кварцаренита. В верхней части ассоциации в составе песчаника появляется глауконит, а известняки сменяются доломитами (рис. 1в).

В целом ассоциация представляет собой отложения крайне мелководной карбонатной платформы с частыми эпизодами субаэральных экспозиций. Частота и, очевидно, продолжительность экспозиций возрастала вверх по разрезу вместе с количеством привнесенного на платформу терригенного материала. Переотложение брекчии карстовых горизонтов происходило на самых ранних этапах трансгрессий вместе с увеличением потока силикокластики. Одновременно шло формирование и перемыв глауконитовых зерен в песчаных осадках. Смена известняков доломитами вверх по разрезу была связана с синседиментационной или с раннедиагенетической доломитизацией подстилающих слоев известняка, очевидно, при возрастающей во времени эвапоритизации остаточных водоемов в ранние периоды регрессий. Такой процесс

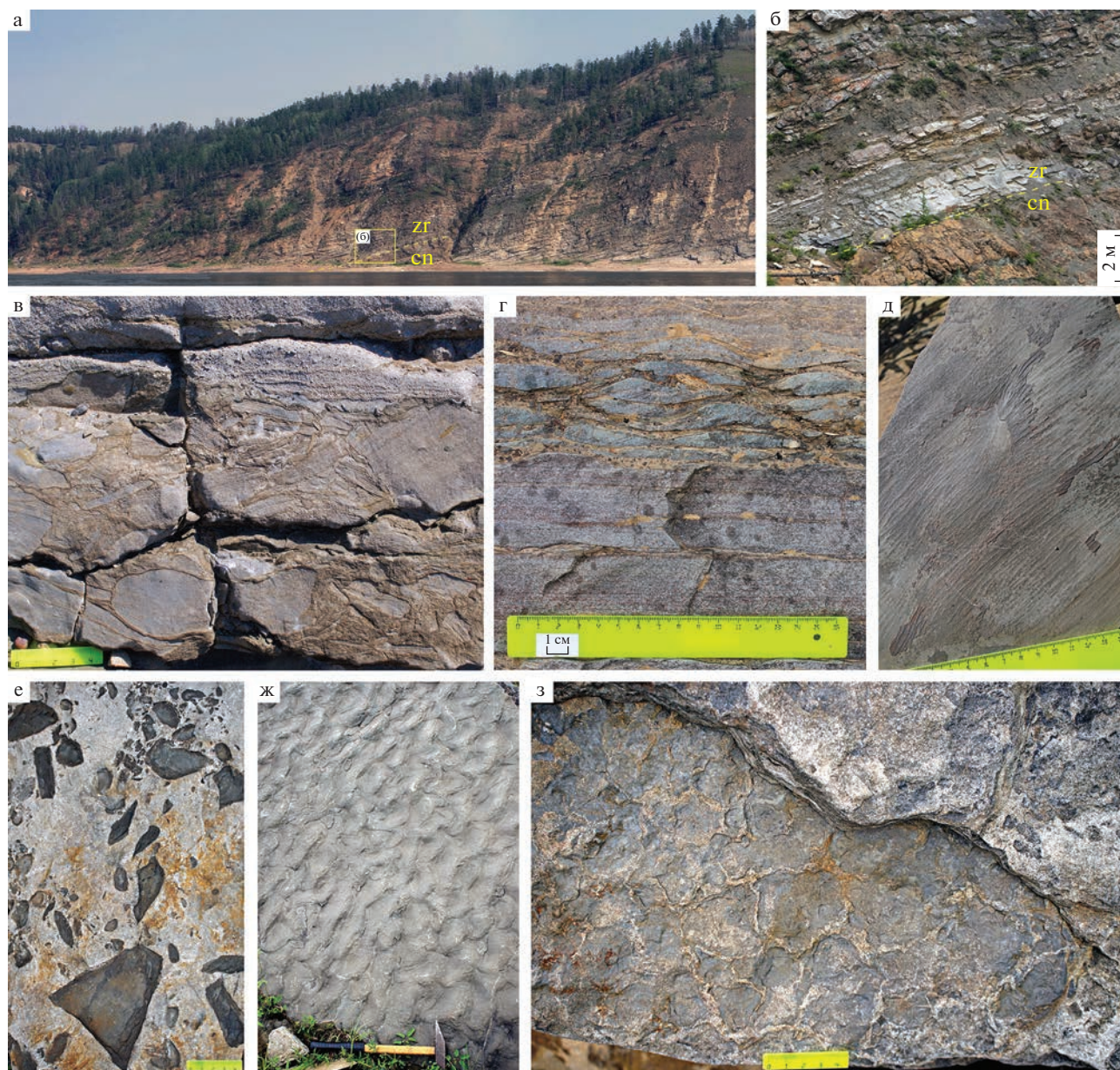


Рис. 2. Фации песчаных доломитов терминальной пачки ченченской свиты и песчаные фации нижней части жербинской свиты, фациальные ассоциации (Cn_2) и (Zg_1).

(а, б) — граница ченченской (cn) и жербинской (zg) свит в обнажении левого берега р. Лена против устья р. Б. Патом; (в) — горизонт коллапсированной брекчи доломита с песчаным матриксом, перекрытый кварцевым песчаником с обломками доломита; (г) — мелкие формы истощенной мигрирующей ряби (starved ripples); (д) — арумбериформная текстура на кровле тонкозернистого песчаника; (е) — рассеянные обломки аргиллита на кровле песчаного слоя; (ж) — лингвидные знаки ряби течения на кровле песчаника; (з) — сближенные горизонты трещин субаэральной экспозиции в кровле песчаной дюны.

доломитизации соответствует модели себхового типа (Warren, 2000). На эвапоритизацию указывают также рассеянные кристаллы ангидрита, отмеченные ранее в матриксе брекчии (Pelchaty, 1998).

Zg_1 — силикокластические отложения нижней (100 м) части жербинской свиты. Ассоциация состоит из сероцветных песчаных и красноцветных

глинисто-алевритовых фаций. Песчаные фации слагают хорошо обнаженные пачки в нижней и верхней частях разреза ассоциации мощностью 32 и 43 м соответственно. Они представлены средне-мелкозернистыми кварцаренитами или субаркозовыми песчаниками с крупной троговой и планарной косою слоистостью и присутствием глауконита в базальных слоях свиты. Для нижних

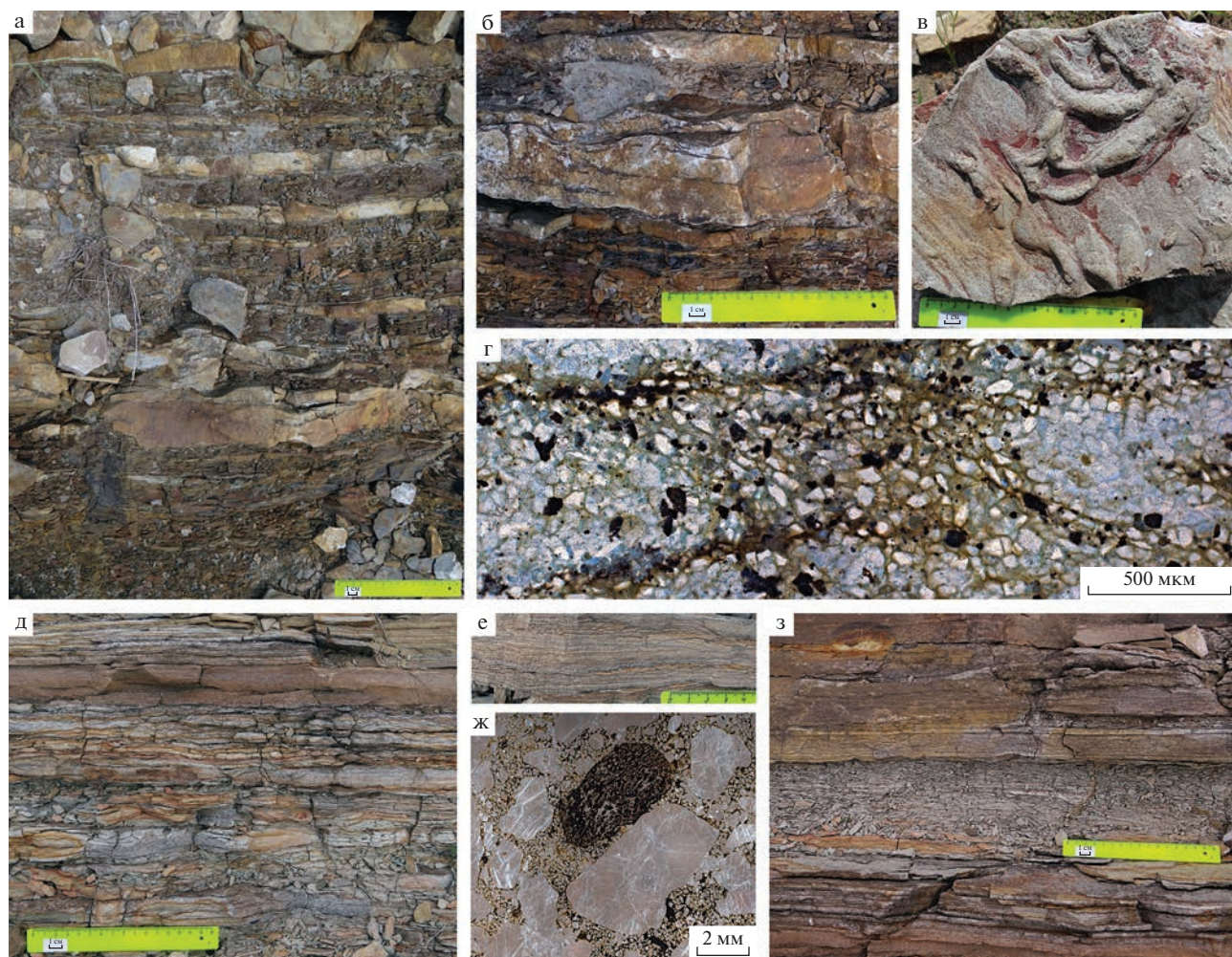


Рис. 3. Глинисто-алевритовые фации средней части жербинской свиты, фациальные ассоциации Zr_1 (а–г) и Zr_2 (д–з). (а, б) – линзовидное переслаивание алевритистых аргиллитов и песчаников с сериями эрозионных поверхностей; (в) – текстуры промоин (flute casts) на подошве песчаного слоя; (г) – структура почвенной плазмации (pedoplasma-tion); (д) – нерегулярное переслаивание песчаников и алевритистых аргиллитов; (е) – мелколинзовидное строение песчаного слоя; (ж) – структура литокластсодержащего гравийного песчаника с глинисто-гематитовым цементом (шлиф, комбинированное освещение); (з) – слой алевритистого аргиллита среди горизонтально-слоистых песчаников.

песчаников характерны обильные знаки крупной симметричной волновой ряби и разнообразные мелкие формы мигрирующей ряби комбинированных течений (рис. 2г). В подошве слоев присутствуют слепки каналов размыва (текстуры gutter casts). На горизонтальных поверхностях напластования тонкозернистых песчаных слоев встречаются отпечатки макрофоссилий эдиакарского типа, микробиально-индуцированных, в том числе арумбе-риеморфных, текстур (рис. 2д). Верхние песчаники выделяются наличием гравийных фракций и обилием обломков и галек аргиллита, наблюдаемых внутри косых серий или рассеянных вдоль поверхностей напластования (рис. 2е). Наряду с симметричной волновой рябью, песчаные слои включают различные текстуры однонаправленных потоков, в частности лингвоидные знаки ря-

би (рис. 2ж). В кровле некоторых песчаных слоев присутствуют поверхности субэдральных экспозиций (рис. 2з).

Глинисто-алевритовые фации составляют пачку (25 м) красноцветных отложений в средней части ассоциации. Они представляют собой частое (1–20 см) неритмичное переслаивание слабосортированных мелкозернистых песчаных и алевритистых аргиллитов и разнозернистых песчаников (рис. 3а). Песчаники составляют невыдержанные по простиранию слои и линзовидные тела неправильной формы с резко выраженными эрозионными границами в основании и сериями внутренних наложенных друг на друга перерывов (рис. 3б). Перерывы подчеркнуты тонкими глинистыми пленками, которые образуют нерегулярные флазероподобные текстуры. В основании

песчаных слоев присутствуют необычные текстуры промоин (flute casts), напоминающие ихнофоссилии (рис. 3в). Кольцеобразная форма промоин и сочетание текстурных элементов в виде парных полуколец предполагает результат избирательной эрозии по трещинам усыхания илистого субстрата. Такие трещины характерны для микробиально-индуцированных текстур, в частности песчаных трещин субаэральной экспозиции (Noffke, 2010; Lan, 2015). Некоторые слои имеют признаки перераспределения песчаных зерен со структурами почвенной плазмации (pedoplasation) (рис. 3г) (Stoops, Schaefer, 2010; Retallack, 2016). Такие микроструктуры образовывались в процессе многократно повторявшихся периодов смачивания и высыхания.

Ассоциация формировалась в прибрежно-морских и прибрежно-континентальных обстановках. Собственно “нормально-морским” мелководно-шельфовым фациям отвечает лишь нижняя пачка песчаников с преобладанием волнового режима седиментации и обилием глауконита в самых нижних трансгрессивных слоях. Вышележащие гравийно-песчаные фации представляли собой мигрирующие прибрежные бары с периодическим влиянием речного (паводкового) стока. Наблюдающийся здесь аргиллитовый детрит поступал с побережья, очевидно, в периоды наводнений. Часть крупных обломков была захоронена среди морского песка, часть их подвергалась незначительной волновой переработке. Некоторые бары, включающие горизонты песчано-гравийных отложений, были переработаны сгонно-нагонными течениями или течениями речного влияния. Синоптический рельеф баров и многократные эпизоды субаэральных экспозиций, наблюдаемые в кровле песчаных тел, свидетельствуют о глубине бассейна, не превышающей первых метров. Реконструкции направлений палеотечений указывают на миграцию песчаных баров вдоль береговой линии с эпизодами спорадического переноса осадков в сторону бассейна. Присутствие дельтовых фаций в данной части бассейна неочевидно, однако регрессивный характер последовательности отложений предполагает присутствие их возрастных аналогов в смежных районах (см. Советов, 2018).

Красноцветность глинисто-алевритовых отложений обусловлена обилием рассеянных стяжений гематита, не связанного с постформационным окислением сульфидов железа, что предполагает длительные периоды субаэральных экспозиций и начальные процессы почвообразования. На это также указывают текстуры и микроструктуры песчаных слоев, некоторые горизонты которых похожи на микробиальные палеопочвы (Гражданкин и др., 2012; Kolesnikov et al., 2015; Retallack, 2016).

Очевидно, эти глинисто-песчаные отложения накапливались в обстановках периодически затопляемых прибрежных равнин.

Zr₂ — плохообнаженная пачка (около 80 м) пестроцветных глинисто-песчаных пород в средней части жербинской свиты (рис. 1г). Отложения образованы неритмичным и очень частым чередованием плохосортированных песчаников с редкими линзами песчано-гравийных фракций и в различной степени алевритистых аргиллитов. Границы слоев эрозионные. Песчаники слагают сравнительно крупные (до 6 см) слои с субпараллельной и однонаправленной косою слоистостью (рис. 3д) либо более тонкие (1–4 см) слои с очень тонким (менее 0.5 см) линзовидным строением (рис. 3е). Эти миниатюрные линзовидные текстуры представляют собой пластично-деформированные *in situ* фрагменты тонких песчаных слоев. Пространство между ними заполнено несортированным глинисто-песчаным осадком. Многие тонкозернистые фракции имеют крапчатый облик, обусловленный неравномерным распределением гематитового цемента, а песчаные зерна окружены оторочками гематита. Несортированные песчано-гравийные отложения нередко содержат литокласты сильно измененных глинистых пород с обилием выделений гематита (рис. 3ж). Матрикс состоит из кварцевых песчаных зерен, связанных глинисто-гематитовым цементом. В разрезе ассоциации встречаются сравнительно крупные (до 30 см) и выдержанные в пределах десятков метров однородные слои алеврит-глинистых отложений (рис. 3з). Внутри этих слоев прослеживаются горизонты с сетчатыми и комковатыми текстурами, подчеркнутыми пленками оксидов железа.

Как и глинисто-алевритовые фации предыдущей ассоциации, эта ассоциация имеет признаки длительных субаэральных экспозиций, которые привели к деформациям осадочных слоев и выделению гидроксидов железа в виде обособленных зон цементации. Как и в предыдущем случае, осадки накапливались в пределах периодически затопляемых прибрежных равнин. Редкие гравийно-песчаные отложения представляли собой фации небольших русел флювиальных потоков, а латерально выдержанные слои алевритистых аргиллитов — фации эфемерных водоемов внутреннего стока.

Zr₃ — пачка (45 м) глинисто-карбонатных отложений в основании верхней части разреза жербинской свиты. Отложения образуют непрерывную последовательность от преимущественно силикокластических к карбонатным породам. Верхняя часть этой последовательности представлена битуминозными известняками, которые начинают разрез так называемой тирбесской пачки (Хоментовский и др., 2004) (рис. 1в). В разрезе ассоциации выделяются нижние (45 м) слабокарбонатные

алеврит-глинистые и верхние (15 м) битуминозные мергелисто-известняковые отложения. Нижние отложения представляют собой неритмичное (1–15 см) чередование алевро-аргиллитов, мелкозернистых песчаников с градиционной слоистостью и тонкозернистых известковых мергелей. Несмотря на внешнее сходство с подстилающими отложениями, все слои несут признаки седиментации из суспензии, а редкие эрозионные границы не имеют признаков субаэральных экспозиций. Верхние отложения представлены пластами (до 1 м) черных битуминозных известняков, разделенных подчиненными слоями таких же черных известковых аргиллитов и мергелей. Известняки включают одиночные косослоистые серии и небольшие карманы брекчии. Их характерной особенностью являются ориентированные крупнокристаллические, иногда дендритовидные спаритовые структуры. Некоторые структуры в разрезе слоев образуют линзовидные тела псевдобрекчии (рис. 4а). Цепочки кристаллов кальцита на поверхностях слоев составляют текстуры, сходные с текстурами царапин или вспахивания (tool marks) (рис. 4б). Осадки ассоциации накапливались в субаквальных обстановках с очевидно низким уровнем гидродинамики.

Zr₄ — пестроцветные песчано-глинистые и глинисто-карбонатные отложения, слагающие большую (70 м) среднюю часть разреза тирбесской пачки (рис. 1г). Эти отложения представляют собой частое (5–40 см) неритмичное переслаивание разнообразных типов силикокластических и карбонатных пород. Количество карбонатных разностей возрастает вверх по разрезу ассоциации, так что вся последовательность может быть разделена на три неравные части: нижнюю преимущественно силикокластическую (18 м), среднюю мергелистую (47 м) и верхнюю карбонатную (5 м).

Нижние фации сложены чередованием алевритистых аргиллитов, известково-песчанистых алевролитов и одиночных пластов известняков. Отложения содержат однонаправленные косослоистые серии и прослои мелкообломочных интракластиков, приуроченных к кровле некоторых слоев. В разрезе встречаются сравнительно крупные (до 40 см) косослоистые серии с явным эрозионным основанием (рис. 4в). Они состоят из слоев разнородных отложений с несогласными внутренними границами. Такие серии могли формироваться при последовательном заполнении подводных каналов с незначительным оползневым перемещением осадочных слоев. В горизонтально-стратифицированных песчано-глинистых слоях широко распространены знаки нагрузки (рис. 4г–4д). Крупные пласты имеют признаки множества внутренних перерывов, которые под-

черкнуты тонкими прослоями глинистых осадков, перекрывавших эрозионные поверхности (рис. 4е).

Фации мергелей представляют собой частое переслаивание однородных пачек красных известковых аргиллитов и слоев серых мергелей и глинистых известняков (рис. 4ж). В целом для пород характерна горизонтальная стратификация, однако многие известняковые слои имеют мелкие косые серии мигрирующей ряби.

Карбонатные фации, залегающие в кровле ассоциации, сложены сравнительно крупными (10–80 см) пластами микробиальных и обломочных известняков и доломитов, разделенных небольшими (до 20 см) слоями горизонтально-слоистых алевролитов. Микробиальные разности известняков включают редкие столбчато-пластовые строматолиты и конкреции черных кремней. Непосредственно в кровле карбонатные слои по резкой эрозионной границе перекрыты косослоистыми кварцаренитами с рассеянными гравийными зернами. Кварцарениты содержат мелкие обломки подстилающих карбонатных слоев, а подстилающие слои — линзовидные прослои песчаников (рис. 4з).

Ассоциация формировалась в субаквальных обстановках, изолированных от активного штормового влияния. Смешанные терригенно-карбонатные осадки были отложены почти исключительно однонаправленными течениями, не связанными с градиентными штормовыми потоками. Отсутствие ритмичности и градиционных текстур, а также наличие сближенных эрозионных поверхностей в кровле слоев указывает на преобладание придонной транспортировки осадочного материала. В целом для этих отложений не очевиден ни штормовой, ни турбидитный (см. Pelechaty, 1998) режим седиментации, как уже отмечалось ранее (Хоментовский и др., 2004). Вся регрессивная последовательность отложений и их текстурный облик предполагают скорее лагунные или мелководные продельтовые фации с заметным речным влиянием. В заключительные моменты регрессии эти смешанные терригенно-карбонатные фации сменились карбонатными фациями крайне мелководных себховых обстановок с эпизодами субаэральной экспозиции и привнесом крупнозернистой силикокластики.

Zr₅ — пачка (15 м) глинисто-карбонатных отложений, завершающая разрез жербинской свиты. В разрезе выделяются два глинисто-карбонатных цикла мощностью 6 и 9 м (рис. 1в). Тонкозернистые силикокластические фации представлены алевритистыми аргиллитами с переменным количеством рассеянного углеродистого вещества (рис. 4и). Некоторые слои интенсивно черного цвета выделяются высоким содержанием тонкодисперсного органического детрита. На ряде уровней присут-

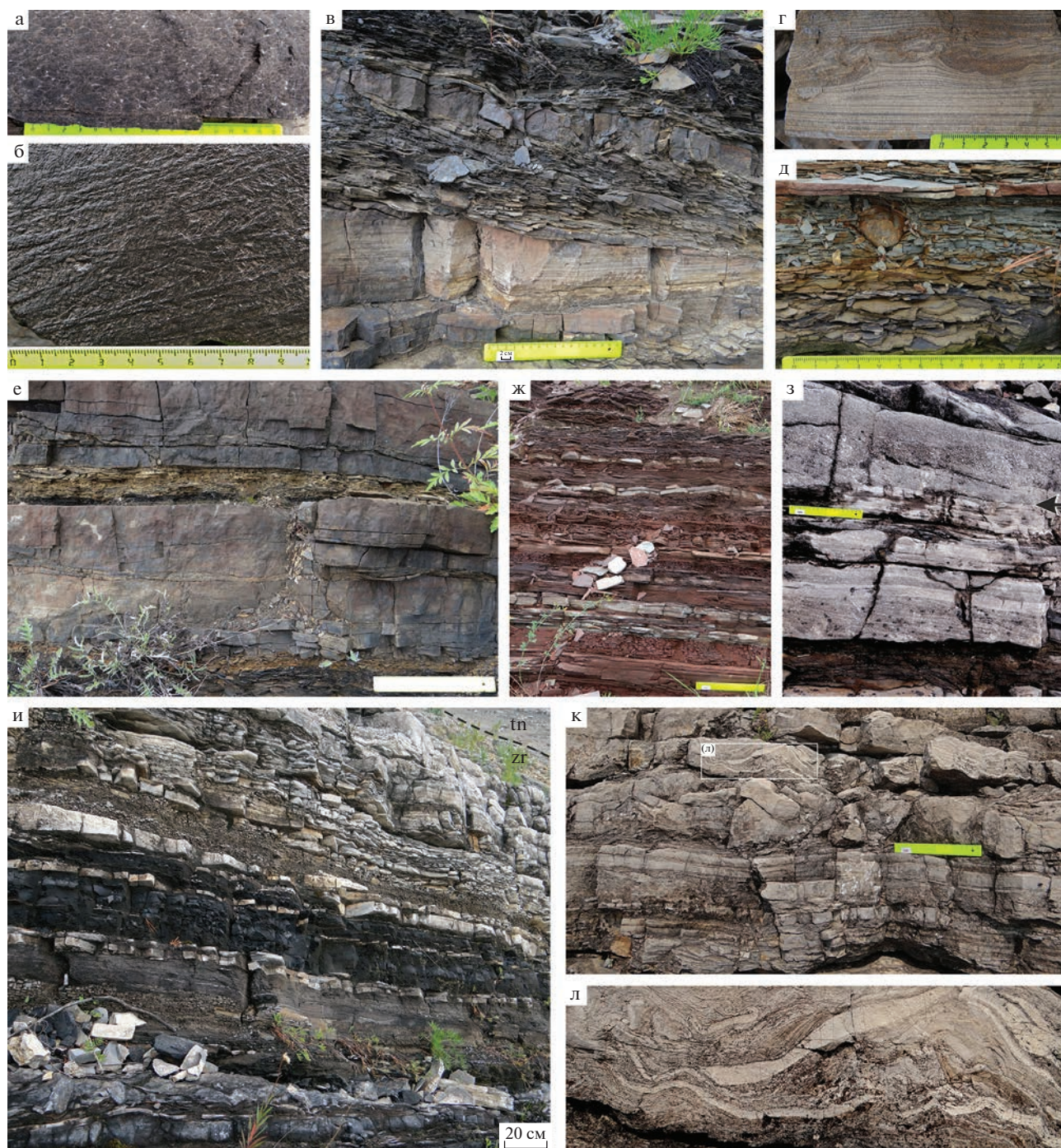


Рис. 4. Фации верхней части жербинской свиты, фациальные ассоциации Zr_3 (а, б), Zr_4 (в–з) и Zr_5 (и–л). (а) — структура псевдобрекчии в разрезе слоя битуминозного известняка; (б) — псевдотекстура следов вспахивания (tool marks), образованная ориентированными кристаллами кальциспарита на кровле слоя; (в) — оползневые текстуры внутри канала, имитирующие крупную косую серию; (г, д) — знаки нагрузки (load cast); (е) — крупные песчано-известняковые слои с множеством внутренних перерывов; (ж) — переслаивание красных аргиллитов и светло-серых известняков с косой слоистостью мигрирующей ряби; (з) — косослоистые песчаники, перекрывающие доломиты по эрозионной границе (показана стрелкой); (и–л) — глинисто-карбонатные отложения в кровле тирбесской пачки (zr/tn — положение границы жербинской и тинновской свит).

ствуют стяжения кремней с обилием окремненных обломков цианобактериальных матов и эндемичных эукариотных водорослей, представляющих богатую тирбесскую микробиоту (Якшин, 2002). Карбонатные фации слагают небольшие одиночные слои тонкозернистых доломитовых мергелей и сравнительно крупные пласты доломитов с микробиальными и обломочными структурами. В верхней части разреза в доломитах широко распространены трещины усыхания и текстуры типа (терее structures) (рис. 4к–4л). В кровле ассоциации присутствуют небольшие линзовидные тела карстовой брекчии и реликты коры выветривания (Pelechaty, 1998; Хоментовский и др., 2004). Кровля ассоциации перекрыта аллювиальными гравийными песчаниками (tn_1), относящимися к базальной пачке вышележащей тинновской свиты. Рассмотренная ассоциация выделяется тихоходными обстановками седиментации с преобладанием мелководных лагунно-себховых фаций.

В целом обстановки жербинского бассейна на протяжении всей истории его развития варьировали в диапазоне от мелководных зон внутреннего шельфа до прибрежно-континентальных равнин (рис. 1е). Сделанные реконструкции хорошо согласуются с полученными нами данными рентгенодифракционного анализа минерального состава глинистых фракций различных фациальных зон. В фациях прибрежно-континентальных равнин доминируют в различной мере измененные обломочные слюды с переменным количеством каолинита. В проксимальных прибрежно-морских фациях преобладает Fe-хлорит-иллитовая ассоциация, а в мористых фациях шельфа — глауконит-иллитовая ассоциация с переменным количеством Fe—Mg-триоктаэдрических хлоритов. Такая смена минерального состава глинистых отложений является типичной при переходе континент—море в гумидных климатических зонах (Meunier, 2005). Таким образом, вся фациальная последовательность жербинской свиты формировалась в гораздо более мелководных обстановках, чем это предполагалось ранее (Pelechaty, 1998).

Секвентная стратиграфия. Жербинская секвенция ограничена поверхностями (Sq_1 и Sq_2), совпадающими с подошвой и кровлей свиты (рис. 1д). Эта секвенция залегает по трансгрессивной эрозионной поверхности (T_1) в кровле крупной последовательности обмеления (HS_1). Эта последовательность накапливалась на заключительной стадии формирования ченченской карбонатной платформы в ходе нормальной морской регрессии, вызванной замедлением прогибания бассейна и быстрым заполнением его осадками. С обмелением возрастал поток силикокластики, обстановки карбонатной платформы сменились крайне мелководными обстановками смешанной терригенно-кар-

бонатной седиментации. Локальные палеотечения в это время были ориентированы в противоположном направлении от депоцентра как ченченского, так и жербинского бассейнов (рис. 5а), что косвенно указывает на быструю инверсионную тектоническую перестройку района. С таким предположением согласуются наблюдения о срезании верхней части ченченской свиты в юго-западном направлении (Хоментовский и др., 2004; Чумаков и др., 2013), а также реконструкции экзократонных континентальных провинций вдоль всей юго-западной периферии Сибирского кратона (Советов, 2018). Реактивация орогенеза, в свою очередь, предполагает развитие высокоамплитудной форсированной регрессии во внутренней части бассейна. Вместе с тем законченность ченченского цикла с сохранением многочисленных карстовых горизонтов в рассматриваемой части бассейна говорит об отсутствии здесь стратиграфически значимого перерыва.

Жербинская секвенция состоит из двух фациальных систем (systems tracts): низкого (LS) и высокого (HS_2) положения уровня моря. Эти системы разделены трансгрессивной поверхностью (T_2) и представляют собой регрессивные циклы второго порядка. Внутри них присутствуют циклы третьего порядка, разделенные внутренними трансгрессивными поверхностями (T) (рис. 1е). Циклы младших порядков выражены слабо. Ранне-жербинская трансгрессия не сформировала самостоятельной фациальной системы и представлена лишь небольшой (около 5 м) базальной пачкой глауконитовых песчаников в основании системы низкого положения уровня моря (LS). Большая верхняя часть этой системы соответствует проградации прибрежно-континентальных фаций, перекрывающих фации мелководного шельфа. Такие фациальные взаимоотношения весьма характерны для регрессивных морских побережий (Pemberton et al., 2012). Трансгрессивная поверхность (T_2) в основании системы высокого положения уровня моря (HS_2), по всей видимости, приходится на необнаженный в пределах всего района интервал разреза. На существование этой границы указывает резкая смена фациального облика преимущественно глинистых отложений (фации Zr_2 и Zr_3) (рис. 1в, 1г). Эта система отражает события постепенно мелевшего низкоэнергетического илистого шельфа со сменой преимущественно силикокластической седиментации смешанной и далее чисто карбонатной, со сменой собственно шельфовых обстановок обстановками изолированных лагун и себх. Слоегенез в это время имел аградационный характер. Зоны карбонатной седиментации были приурочены к прибрежной части бассейна, а в его мористой части преобладали тонкозернистые силикокластические осадки. Со-

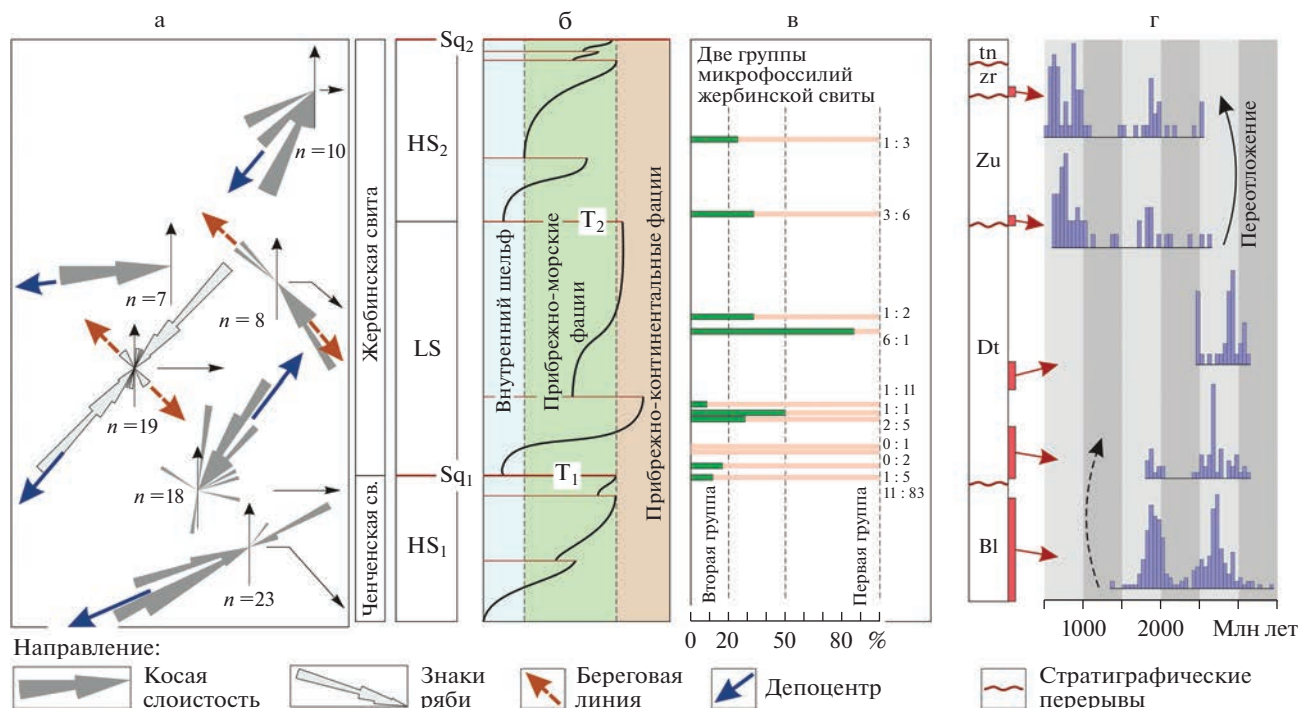


Рис. 5. Направления палеотечений (а), динамика уровня моря (б), процентное соотношение микрофоссилий двух групп в последовательности отложений жербинской секвенции (в) и возрастные спектры обломочных цирконов по данным (Powerman et al., 2015) (г). Принятые сокращения см. рис. 1.

временным аналогом такой смешанной и одно-возрастной терригенно-карбонатной седиментации является бассейн Персидского залива (Park, 2011). Кровля жербинской секвенции с подстилающей корой выветривания и, очевидно, после заметного стратиграфического перерыва перекрыта аллювиальными отложениями с последующей морской трансгрессией тинновской свиты (Pelchaty, 1998; Хоментовский и др., 2004). Вероятно, этот рубеж отвечал смене форландового бассейна бассейном кратонных обстановок седиментации в последующей венд-кембрийской истории региона (Советов, 2018).

ОРГАНОСТЕННЫЕ МИКРОФОССИЛИИ ЖЕРБИНСКОЙ СВИТЫ

В работе проанализировано 16 проб аргиллитов, отобранных на различных уровнях разреза жербинской свиты. На 11 уровнях выявлены сравнительно бедные ассоциации микрофоссилий (рис. 5в). Несмотря на небольшую представительность жербинской микробиоты, ее особенность состоит в присутствии двух групп органических остатков, которые резко различаются между собой как таксономическим составом, так и типом сохранности.

Первая группа представлена нитчатыми формами с подчиненным количеством сфероморфит. Среди многочисленных фрагментов недиагно-

стируемых бесструктурных нитей шириной от 28 до 155 мкм встречаются представители рода *Siphonophorus*, обычно формирующие плотные дерновины (табл. II, фиг. 3), а также остатки микроорганизмов предположительно грибной природы (табл. II, фиг. 8). Наилучшей сохранностью обладают единичные крупные экземпляры, относящиеся к родам *Obruchevella* и *Glomovertella* (табл. I). У этих форм можно различить тонкие морфологические особенности строения. Редкие сфероморфные акритархи размером 130–180 мкм представлены родом *Leiosphaeridia* (табл. II, фиг. 1, 2, 4). Почти все микрофоссилии этой группы характеризуются плохой сохранностью, в особенности мелких деталей, маскируемых губчатой или пузырчатой микроструктурой стенок. Многие микроостатки имеют более крупную кавернозную структуру. Все оболочки не идеально плоские, с глубиной резкости до 10 мкм. Их цвет варьирует от темно-коричневого до оранжевого.

Вторая группа представлена исключительно сфероморфными и акантоморфными акритархами, а также многочисленными неопределимыми фрагментами пленок, большая часть которых — это также фрагменты крупных оболочек. Большинство оболочек принадлежит родам *Leiosphaeridia* и *Pterospermopsimorpha* (табл. II, фиг. 12–15). Единичные акантоморфы представлены таксонами *Appendisphaera* sp. и *Ancorosphaeridium* cf. *A. mag-*

num (табл. II, фиг. 9–11). Микрофоссилии этой группы имеют совершенно иной тип сохранности, чем предыдущие. Тонкие оболочки компрессированы строго в одной плоскости, глубина резкости не превышает 1–2 мкм. Структура поверхности гладкая и равномерная с хорошей сохранностью деталей складок и выростов. Цвет микрофоссилий незначительно изменяется от экземпляра к экземпляру от серовато-бежевого до серовато-коричневого.

Резко выраженное различие между двумя группами микрофоссилий однозначно свидетельствует об их принадлежности к различным тафоценозам. Смещение групп в пределах одного осадочного слоя могло происходить при переносе и поступлении ископаемых форм в осадки, содержавшие представителей местных планктонных и бентосных сообществ. Очевидно, что при разрушении древних литифицированных пород естественная мацерация органических микроостатков, их перенос и перезахоронение невозможны. Вероятно, транспортировка микрофоссилий происходила внутри обломков аргиллитовой дресвы, представлявшей рассеянные песчано-алевритовые, а возможно, и более крупные фракции. При высокой плотности микрофоссилий в аргиллитах, небольшое количество их обломков было бы достаточно для того, чтобы обнаружить древние тафоценозы при растворении всего слоя с более поздней, но бедной инситной микробиотой. Поскольку фоссилизация органических остатков определяется начальными процессами диагенеза, относительный возраст тафоценоза в неизмененных метаморфизмом осадочных слоях не имеет значения. Древние фоссилии, заключенные в обломочной компоненте более молодых слоев, могут сохраниться лучше, чем представители инситного сообщества, сильно измененного вскоре после его захоронения.

Сравнительный анализ показал полное сходство второй группы жербинских микрофоссилий с хорошо изученными ранее микрофоссилиями из нижележащей уринской свиты (Sergeev et al., 2011; Moczyłowska, Nagovitsin, 2012). Такая идентичность проявлена как в таксономическом составе микроостатков, так и в особенностях их сохранности. Инситным жербинским тафоценозом является первая группа органостенных фоссилий, поскольку содержит специфические нитчатые формы, кото-

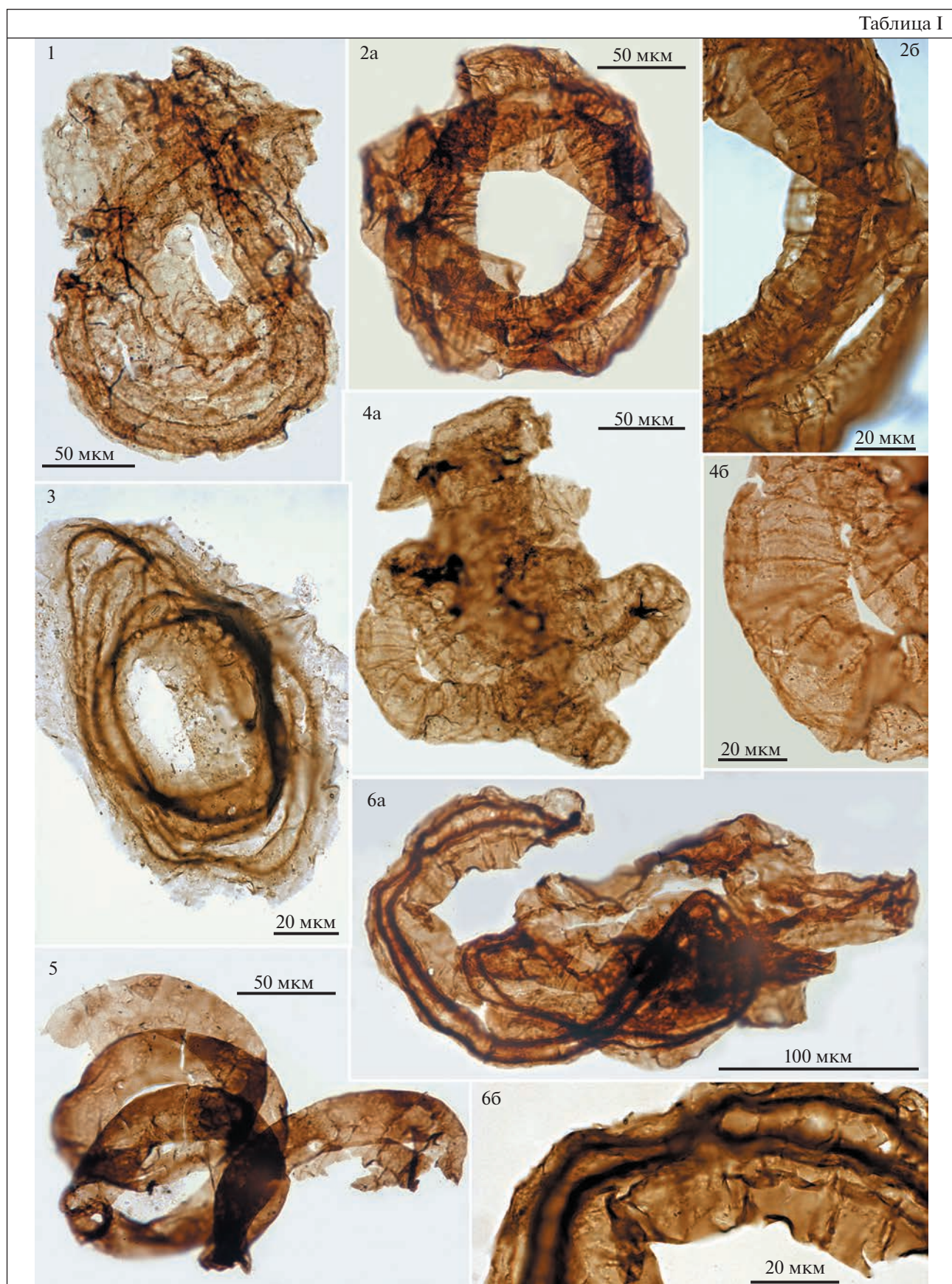
рые обильны в одновозрастной тирбесской окремненной микробиоте (Якшин, 2002). В пределах Уринского поднятия подошва жербинской свиты отделена от кровли уринской свиты более чем 1.5-километровой толщей глинисто-карбонатных отложений, которые включают заметный перерыв в основании жуинской серии (Чумаков и др., 2013; Петров, 2018б). Временной интервал между этими свитами, очевидно, превышает 10 млн лет, поскольку значительно превосходит длительность всей среднеэдиакарской аномалии Шурам, хорошо документированной в Байкал-Патомском регионе (Покровский и др., 2021). Таким образом, к началу накопления жербинских песчаников глинистые отложения уринской свиты могли быть дегидратированы и литифицированы достаточно для того, чтобы формировать дресвяные россыпи. Рассеянные аргиллитовые обломки из уринских отложений вместе с потоком тонкозернистой силикокластики поступали на прибрежные жербинские равнины и прибрежные части шельфа, населенные примитивными мелководными сообществами. Такие процессы привели к смешению различных тафоценозов, представленных экологически и таксономически контрастными ассоциациями микроорганизмов.

Данное объяснение необычного двухкомпонентного состава микробиоты жербинской свиты находит подтверждение в фациальных и бассейно-стратиграфических построениях. Признаки реактивации орогенеза в конце ченченского времени, низкое положение уровня моря и проградация прибрежных континентальных равнин раннежербинского бассейна позволяют предполагать процессы глубокой континентальной эрозии в области поднятий. Быстрый врез речных долин и небольшие дистанции транспортировки осадков в сочетании с низкой волновой активностью конечных водоемов стока способствовали образованию и сохранению крупнозернистых фракций глинистой литокластики. Ее присутствие обнаруживается в шлифах из песчано-глинистых проксимальных отложений бассейна. Приуроченность древнего тафоценоза (микрофоссилии второй группы) к прибрежно-континентальным фациям (рис. 5б, 5в) указывает на связь этих микрофоссилий с литокластикой, наиболее распространенной именно в этих фациях. И, наконец, возрастные спектры обломочных цирконов, полученные ранее из песчаников базальных горизонтов жуин-

Таблица I. Микрофоссилии жербинской свиты, инситная микробиота.

1, 2, 4, 6 — *Glomovertella rotundata* (Kolosov, 1984) comb. nov.: 1 — экз. ГИН № 14714-129, препарат 21132-1, т. 1; 2а — экз. № ГИН 14714-90, препарат 21122-3, т. 12, 2б — увеличенный фрагмент; 4а — экз. № ГИН 14714-64, препарат 21122-2, т. 4, 4б — увеличенный фрагмент; 6а — экз. ГИН № 14714-140, препарат 21122-6, т. 1, 6б — увеличенный фрагмент; 3 — *Glomovertella* sp., экз. ГИН № 14714-53, препарат 21122-1, т. 8а; 5 — *Obruchevella magna* V. Golovenok et M. Belova, 1989, экз. № ГИН 14714-105, препарат 21122-4, т. 1. Номера образцов соответствуют первым пяти цифрам в номерах препаратов.

Таблица I



ской серии и вышележащей жербинской свиты (Powerman et al., 2015), являются идентичными (рис. 5г). Такая идентичность свидетельствует о более значительных масштабах переотложения силикокластики в жербинское время в сравнении с предшествующими событиями в истории всего патомского комплекса.

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ
КЛАСС NORMOGONEAE THURET, 1875
ПОРЯДОК OSCILLATORIALES
ELENKIN, 1949

СЕМЕЙСТВО OSCILLATORIAEAE
(S.F. GRAY) KIRCHNER, 1900

Род *Obruchevella* Reitlinger, 1948, emend. Yakschin et Luchinina, 1981, emend. Kolosov, 1984, emend. Yankauskas, 1989, emend. Burzin, 1995, emend. Nagovitsin, 2000

Obruchevella magna V. Golovenok et M. Belova, 1989

Табл. I, фиг. 5

Obruchevella magna V. Golovenok et M. Belova, 1989: Головенков и др., 1989, рис. 2г, 2д; Knoll, 1992, p. 757, pl. 1, figs. 1, 3, 5; p. 763, pl. 4, fig. 6.

Obruchevella aff. *O. magna* Golovenok et Belova: Голубкова и др., 2010, с. 14, табл. II, фиг. 13.

Голотип. ВСЕГЕИ, шлиф № 671-2; Средний Урал, бассейн р. Кусья; венд, бутонская свита серебрянской серии. Головенков и др., 1989, рис. 2е, 2д.

Описание. Трубочатый несегментированный трихом, завитой в короткую спираль. Витки спирали не примыкают друг к другу. Наружный диаметр спирали 135 мкм, внутренний — 70 мкм. Ширина трихома 28–32 мкм, толщина стенки 1–1.5 мкм.

Сравнение. Найденный нами экземпляр по своим размерам и форме полностью соответствует диагнозу *O. magna* из типового материала. Но, учитывая различный характер фоссилизации — окремненные и фосфатизированные объемные бутонские и деформированные сплюснутые органостенные жербинские микрофоссилии,

можно предположить, что размер последних был несколько меньше.

Распространение. Россия: бутонская свита серебрянской серии Среднего Урала, венд; паршинская свита непского горизонта; жербинская свита трехверстной серии Восточной Сибири, верхний венд; формация Baklai, Scotia Group, Шпицберген, венд.

Материал. Один экземпляр удовлетворительной сохранности; левый берег р. Лена, напротив устья р. Малый Патом.

Род *Glomovertella* Reitlinger, 1948

Glomovertella rotundata (Kolosov, 1984)
comb. Kolosov, 1989, comb. nov.

Табл. I, фиг. 1, 2, 4, 6

Volyniella rotundata Kolosov, 1984: Колосов, 1984, табл. XIV, фиг. 3а, 3б, табл. XV, фиг. 1.

Volyniella torta Kolosov, 1984: Колосов, 1984, табл. XIV, фиг. 2. *Glomovertella rotundata* (Kolosov, 1984) comb. nov. Kolosov, 1989: Янкаускас и др., 1989, табл. XLV, фиг. 1.

Circumiella torta (Kolosov, 1984) comb. nov. Kolosov, 1989: Янкаускас и др., 1989, табл. XLV, фиг. 2.

Голотип. ЯФ ГС СО РАН, № 87-101, препарат 565-80/1, к.с. 39.8:119.5; Восточная Сибирь, Западная Якутия, Среднеботубинская площадь, скв. 23, гл. 1911.5–1915.2 м; венд, курсовская свита; Колосов, 1984, табл. XV, фиг. 1.

Описание. Сегментированные трубчатые нити, закрученные в плоскую спираль или свитые в клубок. Размер этих образований от 180 до 270 мкм, ширина нитей от 21 до 41 мкм. Длина сегментов 1–8 мкм.

Сравнение. От *G. ampla* Yakschin отличается меньшими размерами агрегатов и более тонкими септированными нитями. От видов *G. eniseica* (Hermann), *G. glomerata* (Jankauskas), *G. miroedikhia* Hermann отличается более крупными размерами.

Замечание. Представители вида *Glomovertella rotundata* первоначально были описаны как два вида, принадлежащих роду *Volyniella*: *V. rotundata* Kolosov, 1984 и *V. torta* Kolosov, 1984. Разли-

Таблица II. Микрофоссилии жербинской свиты, интисная биота (1–9) и переотложенная биота (10–18).

1, 2, 12 — *Leiosphaeridia jacutica* (Timofeev, 1966) emend. Mikhailova et Yankauskas, 1989: 1 — экз. ГИН № 14714-128, препарат 21122-5, т. 17; 2 — экз. ГИН № 14714-67, препарат 21122-2, т. 7; 12 — экз. ГИН № 14714-22, препарат 21113-1, т. 1; 3 — *Siphonophycus typicum* (Hermann, 1974) comb. Butterfield, 1994, экз. ГИН № 14714-56, препарат 21122-1, т. 12; 4 — *Leiosphaeridia tenuissima* Eisenack, 1958, экз. ГИН № 14714-49, препарат 21122-1, т. 4а; 5, 7 — нитчатые микроостатки неопределенного систематического положения, 5 — экз. ГИН № 14714-52, препарат 21122-1, т. 8; 7 — экз. ГИН № 14714-37, препарат 21117-1, т. 1; 6 — *Siphonophycus punctatum* Maithy, 1975, emend. Buick et Knoll, 1999, экз. ГИН № 14714-40, препарат 21119-1, т. 1; 8а — микроостатки предположительно грибной природы, 8б — увеличенный фрагмент, экз. ГИН № 14714-89, препарат 21122-3, т. 11; 9, 11 — *Appendisphaera* sp., 9а — экз. № ГИН 14714-23, препарат 21113-1, т. 2, 9б, 9в — увеличенные фрагменты; 11 — экз. ГИН № 14714-44, препарат 21119-1, т. 6; 10 — *Ancorospaeridium* cf. *A. magnum* Sergeev, Knoll et Vorob'eva, 2011, emend. Moczyłowska et Nagovitsin, 2012, emend. Moczyłowska, 2015, экз. ГИН № 14714-110, препарат 21122-4, т. 17; 13, 15 — *Pterospermopsimorpha* sp., 13 — экз. ГИН 14714-24, препарат 21113-1, т. 3; 15 — экз. № ГИН 14714-85, препарат 21122-3, т. 7; 14 — *Pterospermopsimorpha insolita* Timofeev, 1969, emend. Mikhailova, 1989, экз. ГИН № 14714-73, препарат 21122-2, т. 12. Номера образцов соответствуют первым пяти цифрам в номерах препаратов.

Таблица II



чия между этими двумя видами заключались лишь в ширине нитей, формально разделенной на две категории — от 18 до 32 мкм (*V. torta*) и от 32 до 48 мкм (*V. rotundata*). Деление на два вида по ширине нитей не может быть диагностическим признаком, так как нами встречены формы, ширина нитей которых в пределах одного экземпляра колеблется от 25 до 38 мкм и от 30 до 38 мкм.

Впоследствии типовой вид рода *Volyniella* — *V. valdaica* (Shep.) Asseeva, 1974, 1989 — был переведен в состав рода *Obruchevella*, а род *Volyniella* был признан младшим синонимом рода *Obruchevella* (Янкаускас и др., 1989, с. 112). Вид *Volyniella rotundata* с характерными для него скрученными в клубок нитями был переведен в состав рода *Glomovertella* в новой комбинации — *G. rotundata* (Kolosov, 1984) comb. Kolosov, 1989 (Янкаускас и др., 1989, с. 108). Несмотря на то, что для рода *Glomovertella* характерны как беспорядочная клубковидная, так и правильная кольцевидная формы скручивания нитей, вид *Volyniella torta* был, на наш взгляд, ошибочно, переведен в состав рода *Circumiella* Asseeva, 1974 в новой комбинации — *Circumiella torta* (Kolosov, 1984) comb. Kolosov, 1989 (Янкаускас и др., 1989, с. 104). Анализ ранее опубликованных данных (Колосов, 1984) и нового материала убеждает нас в том, что типы свертывания нитей у экземпляров *G. rotundata* и *C. torta* имеют одну и ту же природу. Оба типа скручивания могут встречаться у одного и того же экземпляра. Различия заключаются во фронтальном или горизонтальном положении организма при захоронении. Таким образом, все рассмотренные формы принадлежат виду *Glomovertella rotundata*, а отмеченные различия в морфологии имеют тафономическую природу.

Распространение. Курсовская свита непского горизонта, бюкская свита тирского горизонта, жербинская свита трехверстной серии Восточной Сибири, верхний венд.

Материал. Пять экземпляров хорошей сохранности; левый берег р. Лена, напротив устья р. Малый Патом и устья р. Большой Патом.

***Glomovertella* sp.**

Табл. I, фиг. 3

Описание. Гладкая несегментированная нить, возможно лента, неравномерно закрученная (5–6 оборотов) в рыхлое кольцо. Ширина нити от 11 до 20 мкм. Обороты неплотно прилегают друг к другу. Внешний размер всего агрегата 138 × 90 мкм.

Распространение. Жербинская свита трехверстной серии Восточной Сибири, верхний венд.

Материал. Один экземпляр; левый берег р. Лена, напротив устья р. Малый Патом.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В верхневендских отложениях жербинской свиты обнаружена сравнительно бедная ассоциация микрофоссилий, представленная двумя группами органических остатков, которые резко различаются между собой как таксономическим составом, так и типом сохранности. Первую группу образуют сильно корродированные нитчатые фоссилии, включая дерновины *Siphonophycus* и одиночные *Obruchevella* и *Glomovertella*, а также редкие сфероморфные акритархи. Вторая группа представлена исключительно сфероморфными и акантоморфными акритархами с хорошей сохранностью оболочек, большая часть которых принадлежит *Leiosphaeridia* и *Pterospermopsisomorpha*, а также единичным экземплярам *Appendisphaera* sp. и *Ancorosphaeridium* cf. *A. magnum*. Сравнительный анализ показал идентичность уринских и некоторых жербинских микрофоссилий, разделенных временным интервалом не менее 10 млн лет.

Фациальный анализ жербинских отложений показал гораздо более мелководные обстановки седиментации, чем это предполагалось ранее (Pelechaty, 1998). Низкое положение уровня моря и реактивация орогенеза вдоль окраины Сибирского кратона обусловили процессы глубокой континентальной эрозии в области поднятий. Обломки аргиллитов, заключающих древние уринские микрофоссилии, вместе с потоком тонкозернистой силикокластиков поступали на прибрежные жербинские равнины и прибрежные части шельфа, населенные примитивными мелководными сообществами. Такие процессы привели к смешению разновозрастных тафоценозов, представленных экологически и таксономически контрастными ассоциациями микроорганизмов. С другой стороны, проведенные фациальные реконструкции помогают понять, почему так скудна палеонтологическая летопись жербинского разреза в части вендской фауны, столь обильной в силикокластических разрезах этого возраста (Белое море, Австралия, Намибия, Ньюфаундленд). Очевидно, причина этого связана не столько с тафономическим, сколько с палеоэкологическим фактором: в жербинских прибрежно-морских, частично изолированных обстановках, очевидно, с изменчивой соленостью могли обитать лишь сообщества цианобактерий и низших водорослей. В целом проведенные исследования демонстрируют возможность переотложения разновозрастных организменных микробиот, что является принципиальным моментом при построении биостратиграфической зональности эдиакария по акритархам.

Благодарности. Авторы выражают искреннюю благодарность А.Л. Рагозиной, Е.А. Лужной (ПИН РАН), член.-корр. РАН А.В. Маслову и академику М.А. Федонкину за рецензирование статьи и ценные замечания, которые значительно улучшили данную публикацию.

Источники финансирования. Исследования проведены в соответствии с планами научно-исследовательской работы ГИН РАН, тема № 0135-2019-0043.

Конфликт интересов. Авторы заявляют, что у них нет конфликтов интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Воробьева Н.Г., Петров П.Ю. Микробиота баракунской свиты и биостратиграфическая характеристика дальнотайгинской серии: ранний венд Уринского поднятия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 4. С. 26–42. <https://doi.org/10.31857/S0869592X20040109>
- Головенко В.К., Белова М.Ю., Курбацкая Ф.А. Первая находка обрубевелл в вендских отложениях Среднего Урала // Докл. АН СССР. 1989. Т. 309. № 3. С. 701–703.
- Голубкова Е.Ю., Раевская Е.Г., Кузнецов А.Б. Нижневендские комплексы микрофоссилий Восточной Сибири в решении стратиграфических проблем региона // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 4. С. 3–27.
- Гражданкин Д.В., Гой Ю.Ю., Маслов А.В. Позднерифейские микробиальные колонии в обстановках с периодическим осушением // Докл. АН. 2012. Т. 446. № 6. С. 656–661.
- Колосов П.Н. Позднедокембрийские микроорганизмы востока Сибирского поднятия. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1984. 84 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.
- Петров П.Ю. Постледниковые отложения дальнотайгинской 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 дальнотайгинской 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>
- Петров П.Ю. Арумбериоморфные текстуры баллаганхской серии Уринского поднятия Сибири // Стратиграфия верхнего докембрия: проблемы и пути решения. Материалы VII Российской конференции по проблемам геологии. СПб.: Свое издательство, 2021. С. 143–146.
- Петров П.Ю., Воробьева Н.Г. Представители миаохонской биоты из дошурамских отложений эдиакария (венда) Патомского нагорья Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2022. Т. 30. № 1. С. 55–68. <https://doi.org/10.31857/S0869592X22010069>
- Петров П.Ю., Покровский Б.Г. С-изотопные свидетельства метаногенеза в осадках дальнотайгинской серии (нижний венд Патомского бассейна Сибири) // Литология и полезн. ископаемые. 2020. № 2. С. 99–112. <https://doi.org/10.31857/S0024497X20020068>
- 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>
- Покровский Б.Г., Буякайте М.И., Колесникова А.А., Петров О.Л., Хлебников М.С. С-, О- и Sr-изотопная геохимия вендской аномалии Шурам-Вонока и ассоциирующих метаосадочных толщ внутренней части Патомского нагорья (Центральная Сибирь) // Литология и полезн. ископаемые. 2021. № 5. С. 406–435. <https://doi.org/10.31857/S0024497X21050049>
- Рудько С.В., Петров П.Ю., Кузнецов А.Б., Шаццло А.В., Петров О.Л. Уточненный тренд $\delta^{13}\text{C}$ в дальнотайгинской серии Уринского поднятия (венд, юг Средней Сибири) // Докл. АН. 2017. Т. 477. № 5. С. 590–594. <https://doi.org/10.7868/S0869565217350183>
- Советов Ю.К. Седиментология и стратиграфическая корреляция вендских отложений на юго-западе Сибирской платформы: выдающийся вклад внешнего источника кластического материала в образование осадочных систем // Литосфера. 2018. Т. 18. № 1. С. 20–45. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-1-020-045>
- Хоментовский В.В., Постников А.А., Карлова Г.А., Кочнев Б.Б., Якишин М.С., Пономарчук В.А. Венд Байкало-Патомского нагорья (Сибирь) // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. 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., 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>
- Якишин М.С. Водорослевые микрофоссилии из опорного разреза венда Патомского нагорья (Сибирская платформа) // Новости палеонтологии и стратиграфии. Вып. 5. Приложение к журн. “Геология и геофизика”. 2002. Т. 43. С. 12–31.
- Янкаускас Т.В., Михайлова Н.С., Герман Т.Н., Сергеев В.Н., Абдуазимова З.М., Белова М.Ю., Бурзин М.Б., Вейс А.Ф., Волкова Н.А., Головенко В.К., Григорьева А.В., Кирьянов В.В., Козлова Е.В., Колосов П.Н., Краськов Л.Н., Крылов И.Н., Лучинина В.А., Медведева А.М., Огуцова Р.Н., Пашкавичене В.Г., Пятилетов В.Г., Рудаевская В.А., Сиверцева И.А., Станевич А.М., Трещенкова А.А., Файзулина З.Х., Чепикова И.К., Шенфиль В.Ю., Шенелева Е.Д., Якишин М.С. Микрофоссилии докембрия СССР. Л.: Наука, 1989. 190 с.
- Anderson R.P., McMahon S., Bold U., Macdonald F.A., Briggs D.E.G. Palaeobiology of the early Ediacaran Shuurgat Formation, Zavkhan Terrane, south-western Mongolia // J. Systematic Palaeontol. 2017. V. 15(11). P. 947–968. <https://doi.org/10.1080/14772019.2016.1259272>
- Anderson R.P., McMahon S., Macdonald F.A., Jones D.S., Briggs D.E.G. Palaeobiology of latest Ediacaran phosphorites from the upper Khesen Formation, Khuvsgul

- Group, northern Mongolia // *J. Systematic Palaeontol.* 2018.
<https://doi.org/10.1080/14772019.2018.1443977>
- 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>
- Grazhdankin D., Nagovitsin K., Golubkova E., Karlova G., Kochnev B., Rogov V., Marusin V. Doushantuo-Pertatataka-type acanthomorphs and Ediacaran ecosystem stability // *Geology*. 2020. V. 48(7). P. 708–712.
<https://doi.org/10.1130/G47467.1>
- Knoll A.H. Vendian microfossils in metasedimentary cherts of the Scotia Group, Prins Karls Forland, Svalbard // *Palaeontology*. 1992. V. 35. P. 751–774.
- Kolesnikov A.V., Marusin V.V., Nagovitsin K.E., Maslov A.V., Grazhdankin D.V. Ediacaran biota in the aftermath of the Kotlinian Crisis: Asha Group of the South Urals // *Precambrian Res.* 2015. V. 263. P. 59–78.
- Lan Z.W. Paleoproterozoic microbially induced sedimentary structures from lagoonal depositional settings in northern China // *Sediment. Geol.* 2015. V. 328. P. 87–95.
- Meunier A. *Clays*. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2005. 472 p.
- Moczyłowska M., Nagovitsin K.E. Ediacaran radiation of organic-walled microbiota recorded in the Ura Formation, Patom Uplift, East Siberia // *Precambrian Res.* 2012. V. 198–199. P. 1–24.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2011.12.010>
- Noffke N. *Microbial mats in sandy deposits from Archean Era to today* // *Geobiology*. Berlin, Heidelberg: Springer Verlag, 2010. 194 p.
- Ouyang Q., Guan C., Zhou C., Xiao S. Acanthomorphic acritarchs of the Doushantuo Formation from an upper slope section in northwestern Hunan Province, South China, with implications for early Ediacaran biostratigraphy // *Precambrian Res.* 2017. V. 298. P. 512–529.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.07.005>
- Park R.K. The impact of sea-level change on ramp margin deposition: lessons from the Holocene sabkhas of Abu Dhabi, United Arab Emirates // *Quaternary Carbonate and Evaporite Sedimentary Facies and Their Ancient Analogues*. Eds. Kendall C.G.St.C., Alsharhan A.S., Jarvis I., Stevens T. *Int. Assoc. Sediment. Spec. Publ.* 2011. V. 43. P. 89–112.
<https://doi.org/10.1002/9781444392326.ch4>
- Pelechaty S.M. Integrated chronostratigraphy of the Vendian System of Siberia: implication for a global stratigraphy // *J. Geol. Soc. London*. 1998. V. 155. P. 957–973.
<https://doi.org/10.1144/gsjgs.155.6.0957>
- Pemberton S.G., MacEachern J.A., Dastgird S.E., Bann K.L., Gingras M.K., Zonneveld J.-P. // *Shorefaces. Developments in Sedimentology*. 2012. V. 64. P. 563–603.
- 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>
- Retallack G.J. Field and laboratory tests for recognition of Ediacaran paleosols // *Gondwana Res.* 2016. V. 36. P. 94–110.
- Rooney A.D., Cantine M.D., Bergmann K.D., Gomez-Perez 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>
- Rud'ko S.V., Kuznetsov A.V., Petrov P.Yu., Sitkina D.R., Kaurava 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. 106285.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106285>
- Sergeev V.N., Knoll A.H., Vorob'eva N.G. Ediacaran microfossils from the Ura Formation, Baikal-Patom Uplift, Siberia: taxonomy and biostratigraphic significance // *J. Paleontol.* 2011. V. 85. № 5. P. 987–1011.
<https://doi.org/10.1666/11-022.1>
- Stoops G., Schaefer C.E.G.R. *Pedoplasmatation: formation of soil material* // *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths*. Eds. Stoops G., Marcelino V., Mees F. Amsterdam: Elsevier, 2010. P. 69–79.
<https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53156-8.00005-2>
- Warren J. Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations // *Earth-Science Rev.* 2000. V. 52. P. 1–81.
- 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., Narbonne G.M., Zhou C., Laflamme M., Grazhdankin D.V., Moczyłowska-Vidal M., Cui H. Towards an Ediacaran Time Scale: problems, protocols, and prospects // *Episodes*. 2016. V. 39(4). P. 540–555.
<https://doi.org/10.18814/epiiugs/2016/v39i4/103886>

Рецензенты Е.А. Лужная, А.В. Маслов,
 А.Л. Рагозина, М.А. Федонкин

Microfossils and Sedimentary Environments of the Zherba Basin: Upper Vendian of the Patom Highland of Siberia

N. G. Vorob'eva^{a, #} and P. Yu. Petrov^{a, ##}

^a Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

[#]e-mail: strat-prec@mail.ru

^{##}e-mail: petrov-geo-home@rambler.ru

In the Upper Vendian deposits of the Zherba Formation of the Siberian Patom Basin, an association of organic-walled microfossils was described for the first time. The microfossils differ markedly from each other

in the type of preservation. One group of microfossils includes highly corroded filamentous and rare spheromorphic acritarchs. The other group is represented exclusively by spheromorphic and acanthomorphic acritarchs with well-preserved vesicles, which are identical to microfossils from the underlying Lower Vendian Ura Formation. The performed facies analysis showed the coastal-continental and shallow-water-shelf environments of the Zherba basin, which existed under low sea level conditions and deep continental erosion in adjacent uplifts. Under such conditions, the ancient Ura microfossils contained within fine-grained lithoclastics could enter the sedimentation zone inhabited by primitive shallow-water communities. The processes of large-scale recycling throughout almost the entire Zherba time led to the mixing of taphocenoses of different ages, represented by ecologically and taxonomically contrasting associations of microorganisms.

Keywords: biostratigraphy, Ediacaran, taphocenosis, acritarchs, facies

УДК 551.736

СТРАТИГРАФИЯ И СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЯ ПЕРМСКОЙ ЭВАПОРИТОВОЙ ФОРМАЦИИ СОЛЕРОДНОЙ ПРОВИНЦИИ КАСПИЙСКОГО РЕГИОНА: ПРОБЛЕМЫ И РЕШЕНИЯ

© 2023 г. М. П. Антипов¹, В. А. Быкадоров¹, Ю. А. Волож¹, С. В. Наугольных¹, И. С. Патиная¹,
Ю. А. Писаренко², И. С. Постникова¹ *

¹Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

²АО “Нижне-Волжский научно-исследовательский институт геологии и геофизики”, Саратов, Россия

*e-mail: postnikova_irina1994@mail.ru

Поступила в редакцию 14.01.2022 г.

После доработки 06.09.2022 г.

Принята к публикации 12.09.2022 г.

Рассмотрены вопросы строения и стратиграфии эвапоритовой формации солеродной провинции Каспийского региона. На основе сейсмостратиграфического подхода выполнена корреляция геологических разрезов бортовых частей солеродной провинции с галокинетически деформированными разрезами ее центральных областей. В результате исследований предложена новая местная стратиграфическая схема пермской эвапоритовой формации Центральной субпровинции и изложены принципы ее конструирования с использованием результатов сейсмостратиграфического анализа ассельско-татарского сейсмогеологического подэтажа и принятых серийных легенд трех групп листов геологических карт масштаба 1 : 1 000 000 – Скифской (Южно-Европейской), Центрально-Европейской и Уральской (по номенклатуре Межведомственного стратиграфического комитета России). Полученные результаты существенно уточняют известные схемы нефтегеологического районирования Прикаспийской нефтегазоносной провинции и способствуют освоению ресурсов глубоких (подсолевых) горизонтов ее осадочного чехла.

Ключевые слова: Прикаспийская впадина, корреляция, пермская система, кунгурский ярус, филипповский горизонт, иренский горизонт

DOI: 10.31857/S0869592X23020011, **EDN:** NUJWMT

ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ И КАРТОГРАФИРОВАНИЯ ЭВАПОРИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

Пермская эвапоритовая формация солеродной провинции Каспийского региона залегает под мощным покровом надсолевых отложений и является очень сложным объектом для стратиграфического расчленения ее разреза, в том числе и для создания местных стратиграфических схем. Обнажения формации немногочисленны и приурочены к сводам отдельных соляных антиклиналей, осложняющих западный склон Уральского складчатого сооружения и северо-восточный склон Донбасс-Туаркырской складчатой системы, а также к сводам нескольких соляных куполов Прикаспийской низменности.

Прикаспийский бассейн в раннепермское время располагался в зоне аридного климата Пангеи (рис. 1). Эвапоритовая формация по периферии солеродной провинции залегает с размывом на различных горизонтах нижней перми и карбона,

представленных морскими терригенными и карбонатными породами. В глубоких частях Прикаспийской впадины перерыв в осадконакоплении перед формированием соленосной формации, по нашим представлениям, а также по данным многочисленных скважин в центральной части впадины, отсутствует.

Особенностью пермской эвапоритовой формации является то, что ее внутренняя структура резко дисгармонична по отношению к структуре подстилающих (подсолевых) и перекрывающих (надсолевых) отложений. Именно благодаря этому свойству формация уверенно выделяется на глубинных и временных сейсмических разрезах, полученных методом общей глубинной точки (МОГТ), что позволяет надежно документировать границы ее распространения под покровом мощных толщ надсолевых отложений.

Выделение геологических формаций – это важный элемент составления тектонических карт и выяснения тектонического развития региона



Рис. 1. Палеотектоническая карта пермского этапа развития Пангеи (Torsvik, Cocks, 2017), совмещенная с литолого-климатической картой (Boucot et al., 2013) (по Трапезников, 2019, с дополнениями).

(Кириков и др., 2017). Кроме того, формационный анализ должен широко использоваться как метод стратиграфии, позволяющий говорить о палеогеографических и тектонических обстановках, стадиях развития и типах структур, соответствующих выделяемым формациям (Леонов, 1974). Мы рассматриваем эвапоритовую формацию Каспийского региона с позиций Н.С. Шатского, который геологическими формациями называл “такие естественные комплексы, сообщества или ассоциации горных пород, отдельные части которых (породы, слои, свиты) тесно парагенетически связаны друг с другом как в возрастном (последовательность, переслаивание), так и в пространственном отношении (фациальные смены)” (Шатский, 1965). Н.С. Шатский придавал большое значение формационному анализу и изучению формации в качестве регионального геостратиграфического подразделения с помощью геологических методов.

Чтобы дальнейшее изложение было понятно русским и зарубежным исследователям, остановимся на трактовке некоторых используемых ниже терминов. В англоязычной и русскоязычной литературе существуют серьезные различия в трактовке терминов “соляная тектоника” (salt tectonic) и “галокинез” (halokines) (Косыгин, 1950; Volozh et al.,

2003; Антипов, Волож, 2012; Беленицкая, 2020; Писаренко и др., 2021a, 2021b). В англоязычной литературе это синонимы. Ими обозначают процессы формирования дисгармоничных структур, обусловленные нагнетанием соли в их своды. При этом причины, вызывающие движения соли, не рассматриваются. Дисгармоничные структуры могут формироваться под воздействием любых сил вне зависимости от их природы. Это могут быть как внешние силы сжатия или растяжения, прилагаемые ко всему разрезу осадочного чехла, так и силы, возникающие внутри самой соленосной толщи в процессе ее погружения в зону высоких температур и литостатического давления. В русскоязычной литературе эти два термина обозначают принципиально различные понятия. Понятие соляная тектоника более широкое, чем галокинез. Под галокинезом понимается особая форма соляной тектоники, которая проявляет себя, “когда течение соли вызывается исключительно силой тяжести, т.е. уменьшением потенциальной гравитационной энергии при отсутствии значительных латеральных тектонических сил” (Косыгин, 1950). В отличие от соляной тектоники, которая проявляется во всех солеродных бассейнах, галокинез отмечен только в тех из них, где седиментацион-

ная мощность галогенной толщи превышает 1.5 км. Установлено, что в большинстве солеродных бассейнов время накопления галогенной формации достаточно короткое (Писаренко и др., 2011). А поскольку накопление солей происходит в мелководных водоемах, процессы галокинеза могут проявляться только в бассейнах, погружающихся со скоростью не ниже 15 см в 1000 лет. Подобные условия наблюдаются в плоскодонных мелководных бассейнах пассивных окраин континентов и внутриконтинентальных рифтов, а также в эпиконтинентальных бассейнах котловинного типа. К последнему типу относится Прикаспийский бассейн кунгурского времени.

Следует обратить внимание на то, что дисгармоничные структуры, развитые в пределах солеродных бассейнов, где течение солей вызвано исключительно соляной тектоникой, отличаются от структур, сформированных в солеродных бассейнах, где проявлялись процессы галокинеза. Для первых действует правило, что всякое структурное осложнение в кровле соленосной толщи сопровождается осложнением в ее подошве. Для вторых осложнения в кровле соли не всегда находят отображение в ее подошве. Кроме того, в надсолевом комплексе галокинетических структур выделяются исключительно дизъюнктивные структуры растяжения (сбросы) (Антипов, Волож, 2012). Вид соляной тектоники, при котором деформации обусловлены тектоническими силами, мы будем называть тектоногалокинезом. Галокинез проявился исключительно на территории Прикаспийской впадины, а тектоногалокинез — в пределах смежных с ней тектонически активных в это время структур.

В настоящее время при геологическом картировании для стратиграфического расчленения пермского разреза солеродной провинции Каспийского региона используются несколько вариантов стратиграфических шкал: (1) Международная шкала 2004 г. и ее вариант 2019 г.; (2) Общая стратиграфическая шкала России и региональная шкала южной и юго-восточной частей Восточно-Европейской платформы, утвержденные Межведомственным стратиграфическим комитетом РФ (МСК РФ) в 2019 г.; (3) местные стратиграфические шкалы, составленные для легенд трех групп листов геологических карт масштаба 1 : 1000000: Скифской (Южно-Европейской), Центрально-Европейской и Уральской структурно-формационных зон (в понимании МСК России при геологическом геокартографировании) (Гогин и др., 2015), в которых размещены различные части пермской солеродной провинции.

В последние два десятилетия отделы и подотделы пермской системы общей и региональных

стратиграфических схем России претерпели существенные изменения. МСК России, следуя решению Международной комиссии по стратиграфии, принял трехчленное деление пермской системы. При этом уфимский ярус был отнесен к нижнему (приуральскому) отделу перми, татарский ярус переведен в разряд отдела, а казанский и уржумский ярусы объединены в средний (биармийский) отдел. Однако такому решению остро противостоят существующие принципы приоритета и общая фактология (Лозовский и др., 2009). В татарском отделе оставлены четыре стратиграфических горизонта, объединенные попарно в северодвинский и вятский ярусы. Соответствующие изменения, наряду с многочисленными коррективами в расчленении разрезов отдельных фациальных зон, были внесены и в легенды серийных групп листов геологических карт.

При этом, как отмечают сами авторы этих легенд, достичь консенсуса по расчленению разрезов фациальных зон, в которых присутствуют отложения пермской эвапоритовой формации солеродной провинции Каспийского региона, в силу объективных причин (геологических особенностей региона и методов расчленения и корреляции разрезов) не удалось (Гогин и др., 2015). Во-первых, в пределах границ солеродной провинции отложения эвапоритовой формации доступны для изучения прямыми геологическими методами исключительно с использованием глубокого бурения, так как на большей части территории провинции подошва формации залегает на глубинах свыше 7 км. Во-вторых, существуют проблемы и трудности, связанные с обнаружением в соленосных толщах палеонтологических остатков. В керне скважин местами выделены только палинологические комплексы и остатки остракод, позволяющие вычленять кунгурские и казанские слои, но установить последовательность напластования ритмопачек внутри верхнеартинско-кунгурского комплекса, а зачастую даже достоверно обосновать само их выделение не удается (Деревягин и др., 1981). В-третьих, при построении местных стратиграфических схем расчленение отдельных разрезов эвапоритовой формации и их корреляция выполняются с использованием приемов ритмостратиграфии с выделением циклически построенных слоевых ассоциаций трех рангов: ритмопачек, ритмосвит (толщ), ритмосерий. Однако, как показывает анализ имеющихся схем, даже в хорошо изученных бурением периферийных районах солеродной провинции, где первичная седиментационная последовательность напластования пачек не затронута или слабо нарушена процессами соляной тектоники, методика ритмостратиграфии оказывается эффективной только

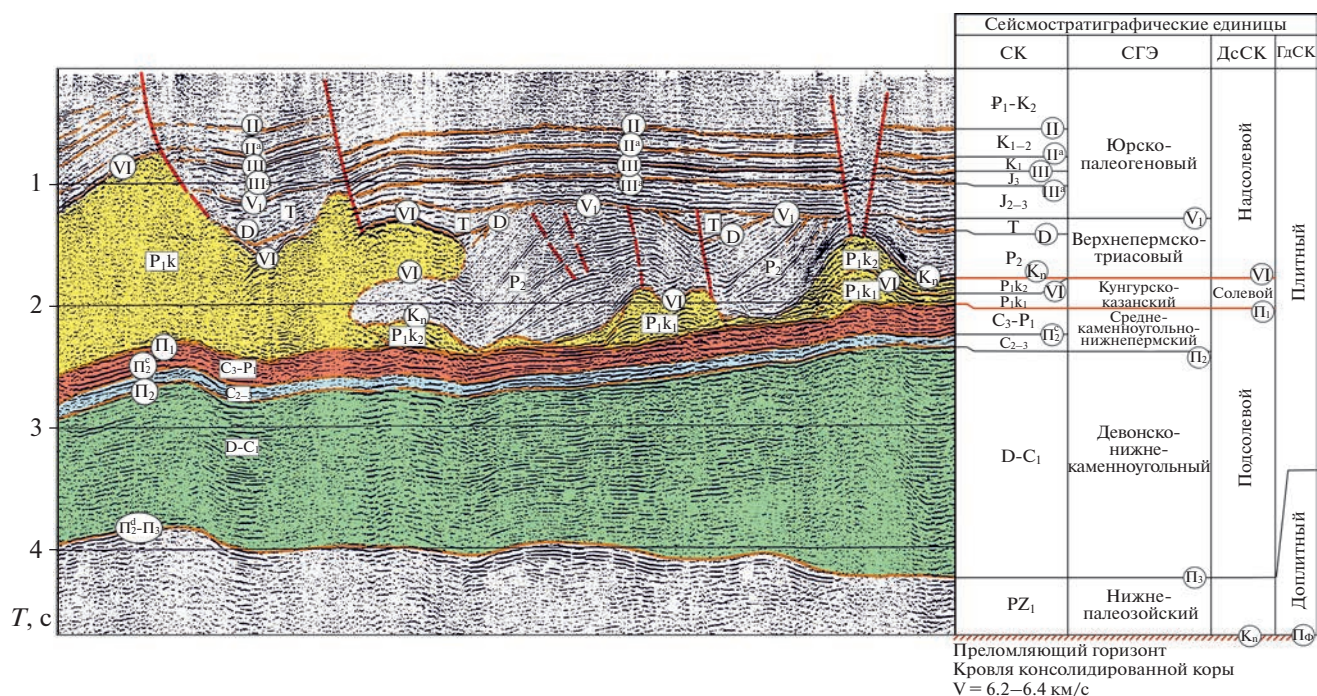


Рис. 2. Фрагмент сейсмостратиграфического разреза в центральной части Прикаспийской впадины показывает расчленение осадочного чехла с выделенными сейсмокомплексами (СК), сейсмогеологическими этапами (СГЭ), дислокационными (ДсСК) и геодинамическими (ГдСК) сейсмокомплексами. Индексы в кружках обозначают опорные отражающие сейсмические горизонты в качестве границ разделов сейсмостратиграфических комплексов. Буквы в прямоугольниках — стратиграфический возраст сейсмостратиграфических комплексов. Цветом на разрезе выделены сейсмогеологические этажи и подэтажи. Положение разреза показано на рис. 4.

при выделении крупных подразделений ранга серий и свит (рис. 2).

Фрагмент временного сейсмического разреза (рис. 2) демонстрирует строение и сейсмостратиграфические подразделения осадочного чехла Центрально-Прикаспийской субпровинции, которые включают дислокационные и геодинамические сейсмокомплексы, сейсмогеологические этажи и сейсмокомплексы. Внутри солевого (эвапоритового) дислокационного сейсмокомплекса выделить и проследить мелкие литостратиграфические единицы невозможно. Разрез эвапоритовой формации рассматривается как единое целое без подразделений. Сейсмическими методами осадочный чехол разделен на сейсмокомплексы и сейсмогеологические этажи, отвечающие различным этапам развития осадочного чехла.

Выделенные по данным бурения ритмопачки практически невозможно проследить и коррелировать на сейсмических разрезах в шельфовой части Прикаспийского солеродного бассейна, где толща не нарушена процессами галокинеза. Данные бурения указывают на наличие в разрезе этой толщи перерывов и размывов. Это хорошо видно на фрагментах временных сейсмических профилей в Западной и Северо-Западной субпровинции.

при использовании методики высокоразрешающей сейсморазведки (Писаренко и др., 2021a, 2021b). Характер волновой картины на сейсмических разрезах свидетельствует о многочисленных перерывах и размывах в процессе накопления эвапоритовой толщи в условиях шельфа (рис. 2, 3), которые затруднительно проследить в пространстве. На глубинных сейсмостратиграфических разрезах (рис. 4) хорошо видно, как параллельно-слоистые шельфовые толщи кунгура переходят в деформированные породы центральной части бассейна, теряя слоистую структуру в результате проявления процессов галокинеза, образуя купола шириной 2–4 км, внутренняя структура которых не поддается реконструкции по сейсмическим и геологическим данным.

Несмотря на то, что последовательность ритмопачек и даже их количество различными исследователями трактуются по-разному, можно предположительно сопоставить чередующиеся карбонатные и сульфатные пачки кунгурского яруса (в особенности пачки в верхах иренского горизонта в стратотипе кунгурского яруса) с ритмопачками периферических частей Прикаспийской низменности, общее строение которых продемонстрировано на рис. 5 (подробнее см.: Степанов, 1951; Тихвин-

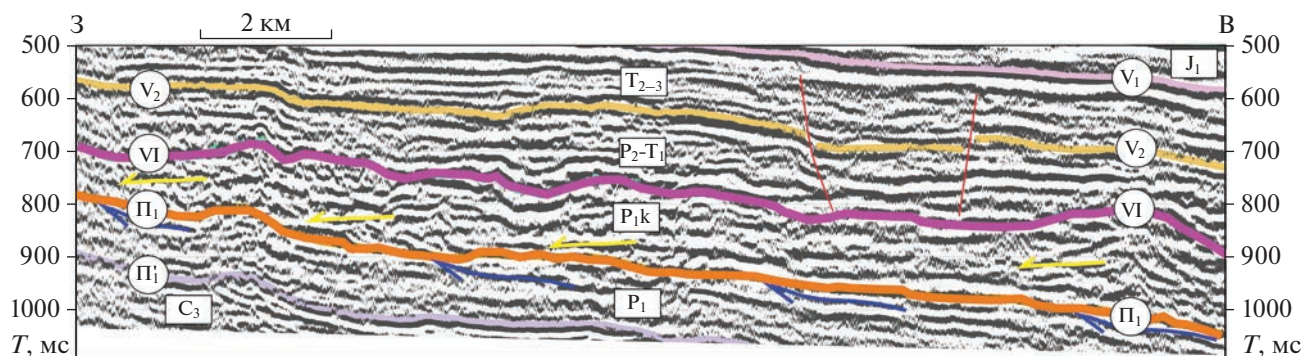


Рис. 3. Фрагмент временного сейсмического разреза в пределах Северо-Западной субпровинции Прикаспийской нефтегазоносной провинции.

Хаотичная волновая картина сейсмической записи внутри эвапоритовой формации (сейсмокомплекс между малиновым и оранжевым горизонтами) указывает на многочисленные перерывы в процессе накопления соленосных пород, где по данным бурения выделяется несколько ритмопачек соленосной толщи. Желтые стрелки внутри соленосной формации указывают на трансгрессивный характер налегания на подстилающие отложения, синие стрелки фиксируют срезание в подошве соленосного слоя. Индексы в прямоугольниках — стратиграфический возраст сейсмокомплексов. Индексы в кругах — обозначения опорных отражающих горизонтов. Положение профиля показано на врезке рис. 4.

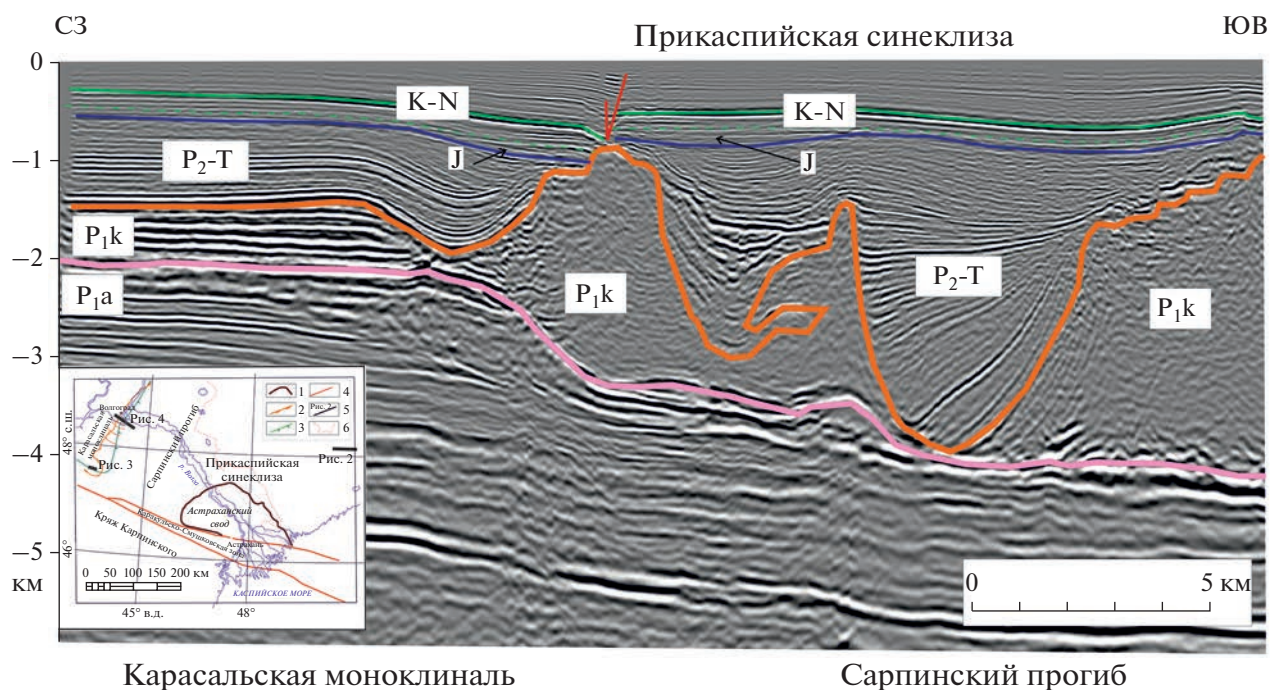


Рис. 4. Строение кунгурской эвапоритовой формации в западном борту Прикаспийской впадины.

Условные обозначения к карте: 1 — граница Астраханского свода; 2 — уступ раннепермского карбонатного шельфа и внутрибассейновых платформ; 3 — уступы визе-башкирских карбонатного шельфа и внутрибассейновых платформ; 4 — разрывные нарушения; 5 — положение сеймостратиграфических разрезов, приведенных в тексте; 6 — государственная граница России и Казахстана.

ская и др., 1967; Чувашов, Дюпина, 1973; Чувашов и др., 1990, 2002; Чувашов, 1997; Софроницкий и др., 1974; Софроницкий, Золотова, 1988; Софроницкий, Ожигбесов, 1991; Наугольных 2007; Naugolnykh, 2017, 2018, 2020). Это сопоставление подтвер-

ждается общей последовательностью палеогеографических событий, имевших место в пределах всего западного борта Урала на протяжении пермского периода. Даже если допустить существование не соединявшихся между собой отдельных ванн в

(а)	Горизонт	Писаренко и др., 2000	Гогин и др., 2015
	Иренский	Житкурская свита	Житкурская свита
		Улаганская свита	Улаганская свита
		Волгоградская свита	Волгоградская свита
		Филипповский Саранинский Саргинский	Котельниковская свита Городовиковская свита Кануковская свита

(б)	Горизонт	Писаренко и др., 2000, 2011	Свидзинский, Барановская, 2015
	Иренский	<i>свита (ритмопачка)</i>	<i>ритмопачка</i>
		Озерская	Ерусланская
		Ерусланская	Ерусланская
		Долинная	Долинная
		Пигаревская	Пигаревская
		Антиповская	Антиповская
		Погожская	Погожская
		Тимонинская (Луговская)	Луговская
		Балыклейская (Красавская)	Приволжская
		Волгоградская	Волгоградская

Рис. 5. Примеры стратиграфического расчленения разрезов эвапоритовой формации Прикаспийской впадины в различных ее частях.

(а) — стратиграфия кунгурского разреза центральной части впадины по разным авторам; (б) — сопоставление выделенных разными авторами ритмостратиграфических подразделений ранга свит и пачек для северной и западной бортовых зон Прикаспия.

пределах этих солеродных бассейнов, начиная со второй половины кунгурского века раннепермской эпохи, характер осадконакопления в каждой из них, так или иначе, фиксировал одни и те же геологические (преимущественно палеоклиматические) события в одной и той же последовательности (принцип стратиграфической гомотаксальности или принцип Смита—Гексли (Мейен, 1989)). Именно этим объясняется соответствие количества и последовательности пачек верхнеиренского горизонта кунгурского яруса в его стратотипе и количества и последовательности ритмопачек в верхней части кунгурского яруса в периферийных разрезах Прикаспия.

Большие сложности возникают при корреляции местных стратиграфических подразделений пермского разреза периферийных территорий с подразделениями центральных районов солеродной провинции, где седиментационная структура эвапоритовой формации переработана галокинетическими процессами. В силу этого данные о ритмичности галогенной толщи, слагающей ядра

соляных структур, малоинформативны для решения стратиграфических задач. Здесь зачастую не удастся достоверно обосновать даже выделение серий и свит внутри верхнеартинско-кунгурского литостратиграфического комплекса (Деревягин и др., 1981; Писаренко и др., 2000, 2011, 2017; Свидзинский, Барановская, 2015) (рис. 5). Сопоставление стратиграфических разрезов эвапоритовой формации нижней перми при геологическом картировании Прикаспийской впадины показывает, что геологическими методами невозможно создать единую схему корреляции и расчленения разреза в ранге свит и серий из-за процессов галокинеза. Использование для сопоставления участков распространения недеформированной эвапоритовой формации также затруднено, что видно из рис. 5б, где разными авторами выделяются различные по названию и стратиграфическому объему ритмы и свиты. Свиты и ритмы выделяются по характеру чередования разного состава солевых минералов в разрезе, а также по данным каротажных диаграмм, полученным при геофи-

зических исследованиях скважин. В центральной части Прикаспийской впадины при геологическом картировании в рамках стратиграфических горизонтов кунгурского яруса часто свиты выделяют под разными названиями (рис. 5а). В пределах периферийных частей впадины в разрезе иренского горизонта выделяются ритмы в ранге свит, названия которых зависят от конкретного района исследований. Выделение ритмов или свит в центральной части бассейна, где распространены соляные структуры, и их корреляция с краевыми частями невозможны, так как разрез дислоцирован и все первичные соотношения нарушены (рис. 4).

ФОРМУЛИРОВКА НАУЧНОЙ ЗАДАЧИ И МЕТОДЫ ЕЕ РЕШЕНИЯ

В настоящее время не существует удовлетворительной региональной стратиграфической схемы разреза солеродной провинции Каспийского региона. Главными причинами этого являются: (1) неоднозначность и затруднительность стратиграфического расчленения эвапоритовой формации, (2) существование местных стратиграфических схем только для районов со слабым проявлением процессов соляной тектоники.

Ключевую роль в решении этой проблемы играют данные об особенностях строения нижней границы эвапоритовой формации и о характере комплексов, залегающих выше и ниже этой границы. Важно знать: (а) имеются ли признаки наличия стратиграфического перерыва, если да, то какова его продолжительность; (б) наличие и тип несогласия (структурное, эрозионное, стратиграфическое). Значимость этой информации возрастает в зонах перехода от периферийных к центральным районам провинции, где подошва и кровля эвапоритовой формации залегают на глубинах от 4 до 7 км, а получить необходимые данные можно только при использовании методов сейсмостратиграфии.

Наличие в разрезе среднекаменноугольно-пермского сейсмогеологического этажа осадочного чехла Каспийского региона дисгармонично построенной эвапоритовой формации и тип ее деформаций (тектонические складчатые либо штамповые и галокинетические) однозначно диагностируются на временных и глубинных динамических сейсмических разрезах МОГТ при визуальном анализе взаимоотношений сейсмостратиграфических подразделений. Благодаря этому границы пермской солеродной провинции и ее субпровинций устанавливаются с высокой степенью надежности и легко картируются. Анализ вре-

менных и глубинных сейсмических разрезов в пределах Прикаспийской впадины показывает широкий спектр типов структур, распространенных в нижнепермской эвапоритовой формации и описанных в многочисленных публикациях (Волож и др., 1997). Следует отметить, что такие критерии, как тип и характер деформаций, а также время их проявления, позволяют не только определить положение границ субпровинций и выполнить их типизацию с учетом этих двух параметров, но и сделать предварительные выводы о литофациальном типе разреза дисгармоничной эвапоритовой формации (сульфатный, хлоридный). Таким образом, при разработке региональных и местных стратиграфических схем солеродной провинции для расчленения разреза эвапоритовой формации и сейсмогеологического районирования территории провинции следует использовать сейсмостратиграфический подход. Такой подход нами был реализован в ходе составления 4Д сейсмостратиграфической модели земной коры Каспийского региона с целью выделения в разрезе его осадочного чехла пермской дисгармоничной эвапоритовой формации и изучения ее строения (Антипов и др., 2004; Осадочные..., 2004).

СТРОЕНИЕ ПЕРМСКОЙ ЭВАПОРИТОВОЙ ФОРМАЦИИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В последние годы вследствие появления результатов совместной интерпретации данных геофизических исследований сейсморазведки МОГТ и гравиметрии были значительно пересмотрены границы распространения пермской эвапоритовой формации солеродной провинции Каспийского региона, а также расширен ее стратиграфический диапазон.

По характеру дислокаций кунгурско-кайнозойский разрез Прикаспийского солеродного бассейна разделяется на три дислокационных этажа. В них выделяется ряд квазисинхронных сейсмостратиграфических комплексов: соленосный, выполняющий ядра куполов; предкинематический; ранний синкинематический, синхронный стадии роста соляных куполов и выполняющий первичные компенсационные мульды; поздний синкинематический, синхронный стадии роста соляных диапиров, выполняющий вторичные компенсационные мульды; посткинематический.

Нижний этаж охватывает преимущественно галогенный комплекс кунгура, вернее, ту его часть, которая слагает ядра соляных структур. Внутреннее строение этого этажа определяется складками

течения очень сложной конфигурации. Верхняя граница этажа на сейсмических разрезах выделяется по смене характера рисунка отражений. Сейсмический горизонт VI, связанный с этой границей, прослеживается, как правило, лишь на вершинах соляных ядер (рис. 2).

Средний этаж состоит из пород отдельных изолированных мульд и прогибов между ядрами соляных куполов. Эти отложения накопились в ходе галокинетических движений соленосной толщи. Внутренняя структура их достаточно сложная. Здесь выделяются предкинематический и синкинематические слои нескольких генераций (компенсационные мулды первой и второй генераций), отличающиеся рисунком внутренней слоистости, что хорошо видно на временных сейсмических разрезах (рис. 2).

Предкинематические слои сформированы до начала галокинетических движений. В процессе галокинеза их форма претерпевала существенные изменения, но мощность горизонтов осталась неизменной или изменялась незначительно. Синкинематические слои накапливались одновременно с движением соли. Для них характерно локальное увеличение мощности отдельных горизонтов в зонах оттока соли и появление прислоняющихся слоев или их срезание. Момент появления в разрезе синкинематических слоев маркирует время начала роста соляного ядра.

Верхний этаж образован покровом слабдеформированных отложений (посткинематические слои). В структурном отношении здесь преобладают обширные межкупольные зоны, которые обрамляют изолированные своды куполов. На этом фоне выделяются отдельные локальные, дизъюнктивные мулды, прислоняющиеся либо наложенные на соляные ядра. Отличительная особенность посткинематических слоев — выдержанность мощностей слагающих их горизонтов (за исключением дизъюнктивных мульд). Посткинематические слои накапливались, когда прекращали свой рост соляные купола. Стадии роста соляных куполов отображены и зафиксированы в стратиграфических разрезах межсольевых мульд (Волож и др., 1997).

Границы между верхним и средним дислокационными этажами четко прослеживаются на временных сейсмических разрезах как поверхности стратиграфического и углового несогласия (рис. 2). Анализ сейсмических материалов показывает, что стратиграфическое положение этой границы в пределах Прикаспийской впадины меняется. Так, в пределах восточной и южной бортовых зон она проходит на уровне подошвы триасовых отложений. В юго-восточной прибортовой зоне она

перемещается в подошву юрских отложений. Изменение положения этой границы происходит в очень узкой зоне, которая отображается в разрезе в виде флексурного изгиба дотриасовой поверхности и сопровождается резким увеличением мощностей отложений триаса. По мере продвижения к центру Прикаспийской впадины, граница юры и триаса постепенно теряет структурную выразительность. Здесь на первый план выступает структурно-эрозионное несогласие, прослеживаемое в подошве плиоцен-четвертичного комплекса. Такое поведение этой границы свидетельствует о том, что ее стратиграфическое положение в разрезе определяется не глубинными геодинамическими процессами, а закономерностями хода галокинеза.

При сейсмогеологическом районировании в качестве критерия приняты этапы галокинеза (время начала и завершения первой и второй стадий) и морфогенетические типы соляных структур. К категории соляных структур нами относятся все дисгармоничные структуры, ядра которых сложены солью. При этом соляные подушки, соляные купола и соляные штоки отнесены к классу галокинетических структур, а соляные антиклинали и штамповые (эмбриональные) соляные структуры — к классу деформационных структур.

Ниже приведены результаты выполненного нами по территории региона сейсмостратиграфического анализа имеющихся геолого-геофизических данных (временные и глубинные динамические разрезы МОГТ в совокупности с сейсмогеологическими разрезами, полученными корреляционным методом преломленных волн (КМПВ), и данными гравиметрии). В результате разработан сейсмостратиграфический каркас 4Д модели пермской эвапоритовой формации солеродной провинции Каспийского региона, сопровождаемой схемой сейсмогеологического районирования провинции (рис. 6). Создана также седиментационная модель эвапоритовой формации по профилю через северный борт Прикаспийского девонско-раннепермского глубоководного бассейна. Она составлена с учетом накопления франско-нижебашкирского и башкирско-нижепермского сейсмогеологического этажа плитного геодинамического сейсмокомплекса.

Полученные результаты позволили (а) установить границы солеродной провинции; (б) выявить степень и природу деформаций пермской эвапоритовой формации, а также характер ее взаимоотношений с выше- и нижележащими комплексами; (в) реконструировать топографию и глубины солеродного бассейна на начало раннепермского времени и в среднепермское время, опираясь на особенности строения нижней и

верхней границ формации и данные о ее составе; (г) реконструировать первичную седиментационную структуру и мощность формации; (д) существенно уточнить палеогеографическую обстановку в пределах солеродной провинции и условия седиментации как в пределах собственно Прикаспийского девонско-раннепермского глубоководного бассейна, так и по его периферии (Атлас..., 2002; Оренбургский..., 2013; Антипов и др., 2015).

По результатам сейсмостратиграфического анализа были также выявлены парагенетические связи между характером подсолевого субстрата (отложения мелкого, глубокого шельфа и глубоководной котловины), литофациальным составом эвапоритовой формации (преимущественно сульфатный либо галогенный) и типом ведущего процесса (тектоногалокинез или галокинез), ответственного за нарушение первичной седиментационной последовательности залегания соленосных толщ.

Установленные закономерности позволили определить параметры, которые использованы при районировании солеродной провинции Каспийского региона по типам разрезов и структур эвапоритовой формации, с выделением в ее пределах субпровинций и областей внутри них. Разрезы субпровинций различаются по таким параметрам, как (а) характер подсолевого субстрата, (б) возрастной диапазон формации, (в) тип соляных структур (штамповые куполовидные соляные поднятия, соляные антиклинали, соляные купола и диапиры). Главным отличительным параметром разрезов областей является литофациальный состав самых крупных подразделений местных стратиграфических схем (литостратиграфических комплексов), а также общее их количество в разрезе формации. Исходя из значений этих параметров, территория солеродной провинции Каспийского региона разделяется на пять субпровинций, четыре из которых (Юго-Западная, Юго-Восточная, Восточная и Северо-Западная) размещены по периферии Прикаспийского девонско-раннепермского глубоководного бассейна и одна, Центральная, в границах собственно глубоководного бассейна (рис. 6, врезка).

В пределах Юго-Западной субпровинции эвапоритовая формация находится в составе складчатого геодинамического сейсмокомплекса, выполняющего краевой прогиб позднепалеозойского Донбасс-Туаркырского складчатого сооружения, дополнительно деформированного в предъюрское время. Этот комплекс венчает разрез верхнего сейсмогеологического подэтажа среднекаменноугольно-пермского сейсмогеологического этажа. Возраст самой формации достоверно не установлен. Однако по результатам сейсмостратиграфи-

ческого анализа в данном регионе показано, что сейсмокомплекс, включающий в себя эвапориты, подстилают отложения верхнего карбона, а перекрывают отложения триаса. Непосредственно на площади Курмангазы (рис. 7) снизу дисгармонично построенный сейсмогеологический подэтаж ограничен сейсмическим горизонтом "P₁", который корреляционно увязывается на западе, на северном склоне кряжа Карпинского, с горизонтом "С₃" (кровля терригенных отложений верхнего карбона), а на востоке, в северном борту Южно-Бузачинского прогиба, с горизонтом "V1" (подошва пермских отложений). Перекрывают эвапоритовую формацию отложения верхней перми, мезозоя и кайнозоя.

Таким образом, вероятный возраст сейсмокомплекса в целом по региону мы оцениваем как пермский. При этом мы допускаем, что отдельные местные стратиграфические подразделения, сложенные собственно эвапоритами, могут быть разобщены, формируя в разрезе формации отдельные различающиеся по возрасту линзовидные тела. По имеющимся геологическим данным, на крайнем западе субпровинции (Преддонецкий прогиб) ее стратиграфический диапазон ограничен верхней частью ассельского яруса—артинским ярусом (Мовшович, 1977; Стратиграфические..., 1993), а восточнее, в пределах западной переклинали кряжа Карпинского, — артинским—кунгурским ярусами (Государственная..., 2009). Еще восточней, уже в пределах соседних субпровинций, пермские эвапориты известны на более высоком стратиграфическом уровне — в средней перми (Писаренко и др., 2021а, 2021б). На этом основании, а также учитывая, что эвапоритовая формация Юго-Западной субпровинции подстилается мелководными шельфовыми отложениями, а перекрывается континентальными, ее стратиграфический диапазон логично рассматривать от верхней части ассельского яруса до казанского яруса включительно. Кроме того, результаты сейсмостратиграфического анализа свидетельствуют о присутствии пермской эвапоритовой формации в разрезе осадочного чехла не только Западно-Туранской, но и Скифской сейсмогеологической провинции, по меньшей мере в пределах северной части ее Донбасс-Туаркырской сейсмогеологической области (Волож и др., 2015).

В Юго-Восточной субпровинции эвапоритовая формация размещена в составе доплитного геодинамического сейсмокомплекса Западно-Туранской плиты. Дисгармонично построенный сейсмокомплекс (предположительно эвапоритовый, поскольку по данным гравиметрии он имеет более низкие плотности, чем перекрывающие

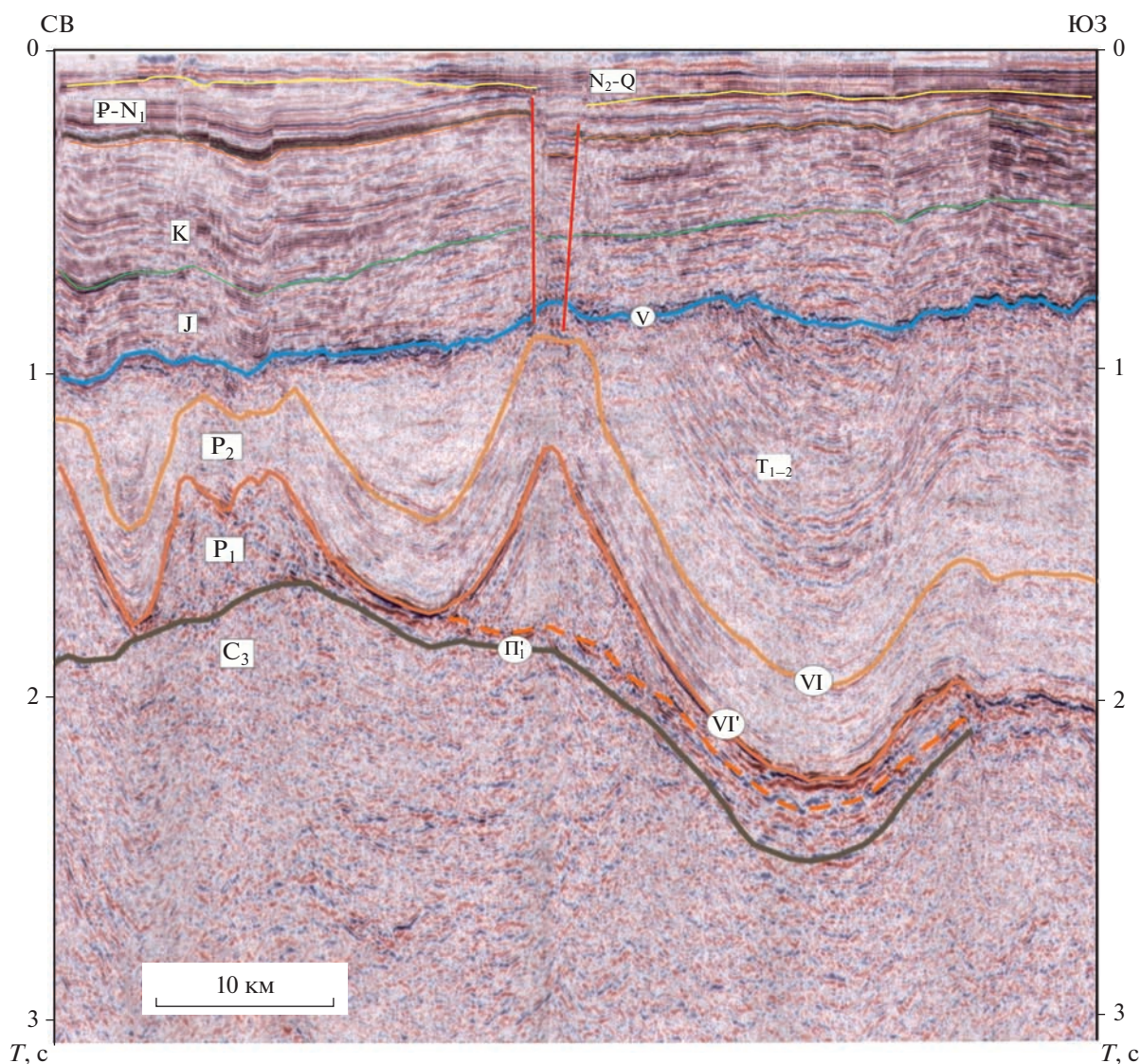


Рис. 7. Фрагмент временного сейсмического разреза, демонстрирующий наличие нижнепермских дисгармоничных образований эвапоритовой формации в пределах Северного Каспия в структуре Курмангазы. Индексы в прямоугольниках – возраст сеймостратиграфических комплексов, индексы в кружках – опорные сейсмические горизонты. Положение профиля показано на врезке рис. 4.

толщи) мощностью первые сотни метров, ограниченный снизу горизонтом “б” или “а”, а сверху горизонтами VI или (T_V^n), выделяется внутри доплитного геодинамического сейсмокомплекса осадочного чехла в районе Северного Устья в пределах мезозойско-кайнозойских Самского, Кулажатского и Култукского прогибов и в Кульбайской мульде. Его характерной особенностью является наличие локальных “раздувов” мощности с образованием небольших куполов, осложненных мелкими разломами (структуры Бегеш, Аманжол, Тышканды, Харой). Над такими раздувами нет четких отрицательных гравиметрических аномалий, поэтому можно предполагать глинисто-соленос-

ный или глинисто-ангидритовый состав слагающих его отложений. Биостратиграфические данные о возрасте пород дисгармонично построенного сейсмокомплекса здесь отсутствуют. Однако в Судочьем прогибе в скв. 1 Вост. Аламбек на глубине 4200 м вскрыты более глубоководные фациальные и одновозрастные предположительные аналоги этого сейсмокомплекса, представленные черными горизонтально-слоистыми аргиллитами с прослоями мергелей. Здесь А.М. Павловым и А.А. Савельевым определен гониатит *Rorapoceras hanieli* Smith (Калугин и др., 1981; Волож и др., 2015), имеющий, по их мнению, кунгурско-уфимский возраст (подробнее см.: Калугин и др.,

1981, с. 74; название гониатита в оригинальном тексте работы А.К. Калугина с соавторами дано с опечатками). Учитывая, что во вскрытом скважинной разрезе сейсмокомплекс несогласно перекрыт красноцветными верхнепермско-триасовыми отложениями, его следует датировать скорее как кунгурско-казанский, чем казанский.

Необходимо отметить, что наличие пермских соленосных отложений в разрезе осадочного чехла на территории Западно-Туранской плиты в настоящее время доказано бурением. Так, на Южном Устье в Дарьялык-Дауданском прогибе в структуре Ербурун на Шорджинском выступе вскрыты соленосные толщи мощностью до 450 м (Антипов и др., 2015).

Таким образом, стратиграфический диапазон формации в Юго-Восточной субпровинции по данным сейсмостратиграфического анализа ограничен снизу подошвой кунгурского яруса, а сверху верхней пермью (татарский отдел). В пределах Восточной субпровинции эвапоритовая формация размещена в составе складчатого геодинамического сейсмокомплекса краевого прогиба Урало-Тяньшанского складчатого сооружения, где деформации произошли в предтриасовое время. Стратиграфическое положение эвапоритовой формации здесь определяется сейсмостратиграфическим методом в пределах кунгурского яруса и нижней части уфимского яруса. Она залегает с перерывом на подстилающих отложениях, которые здесь представлены проградационными терригенными отложениями мелководного аккумулятивного шельфа.

В пределах Северо-Западной субпровинции эвапоритовая формация размещена в составе среднекаменноугольного (московского)—пермского сейсмогеологического этажа плитного геодинамического сейсмокомплекса древней Восточно-Европейской платформы. Эвапоритовая формация представлена здесь сульфатно-карбонатным комплексом осадков мелководного шельфа. Ее возраст достоверно установлен как позднеартинско-казанский. Внутри Северо-Западной субпровинции выделяются две области: Бузулукско-Оренбургская и Волго-Камская. В Бузулукско-Оренбургской области эвапоритовая формация представлена двумя литостратиграфическими комплексами: (а) верхним сульфатно-карбонатным уфимско-казанского возраста и (б) нижним галогенно-карбонатным позднеартинско-кунгурского возраста. В Волго-Камской области формация более однородна и представлена одним литостратиграфическим комплексом кунгурско-соликамского возраста сульфатно-галогенно-карбонатной специализации.

В Центральной (солянокупольной) субпровинции эвапоритовая формация размещена в составе московско-пермского сейсмогеологического этажа плитного геодинамического сейсмокомплекса Русской и Прикаспийской плит. Здесь она, будучи ограниченной регионально выдержанными опорными сейсмическими горизонтами “П₁” и “VI”, выделяется как самостоятельное сейсмостратиграфическое подразделение сейсмогеологического этажа ранга сейсмокомплекса. В Центральной субпровинции выделяются четыре области: Карасальско-Соль-Илецкая, Аралсорско-Хобдинская, Сарпинско-Актюбинская и Астраханско-Темирская.

Эвапоритовая формация здесь представлена галогенными толщами, подстилается глубоководными терригенными отложениями и перекрывается континентальными отложениями средней и верхней перми. Формация в Центральной субпровинции, за исключением Аралсорско-Хобдинской области, состоит из трех литостратиграфических комплексов: (а) нижнего “предэвапоритового”, терригенного; (б) среднего галитового; (в) верхнего галогенно-сульфатного, хлоридно-калиевой специализации.

В Аралсорско-Хобдинской области разрез формации наращивают “рециклинговые” соленосные отложения, сформированные за счет переотложения соли в условиях, подобных современным условиям ее накопления в озерах Эльтон и Баскунчак (Беленицкая, 2020). Примечательной особенностью “рециклингового” литостратиграфического комплекса (вскрыт скважинами на площадях Черная Падина, Солнечная, Тимофеевская, Аралтюбесор, Мухор, Коксозды и др.) является переслаивание пластов соли со средне- и верхнепермскими красноцветными терригенными отложениями (Писаренко и др., 2011, 2017, 2021а, 2021б; Антипов, Волож, 2012). В состав эвапоритовой формации кроме кунгурских отложений включаются и средне- и верхнепермские толщи “рециклинговых” солей, накопившихся на синкинематическом этапе развития за счет размыва кунгурских отложений при росте купола и обнажении на дневной поверхности или на дне моря (Писаренко и др., 2021а, 2021б).

Следует подчеркнуть, что возрастные границы указанных литофациальных комплексов нами были определены путем создания седиментационной модели формирования эвапоритовой формации на базе имеющейся геологической и сейсмостратиграфической информации. Эти границы в определенной степени носят виртуальный характер. Они отображают седиментационную

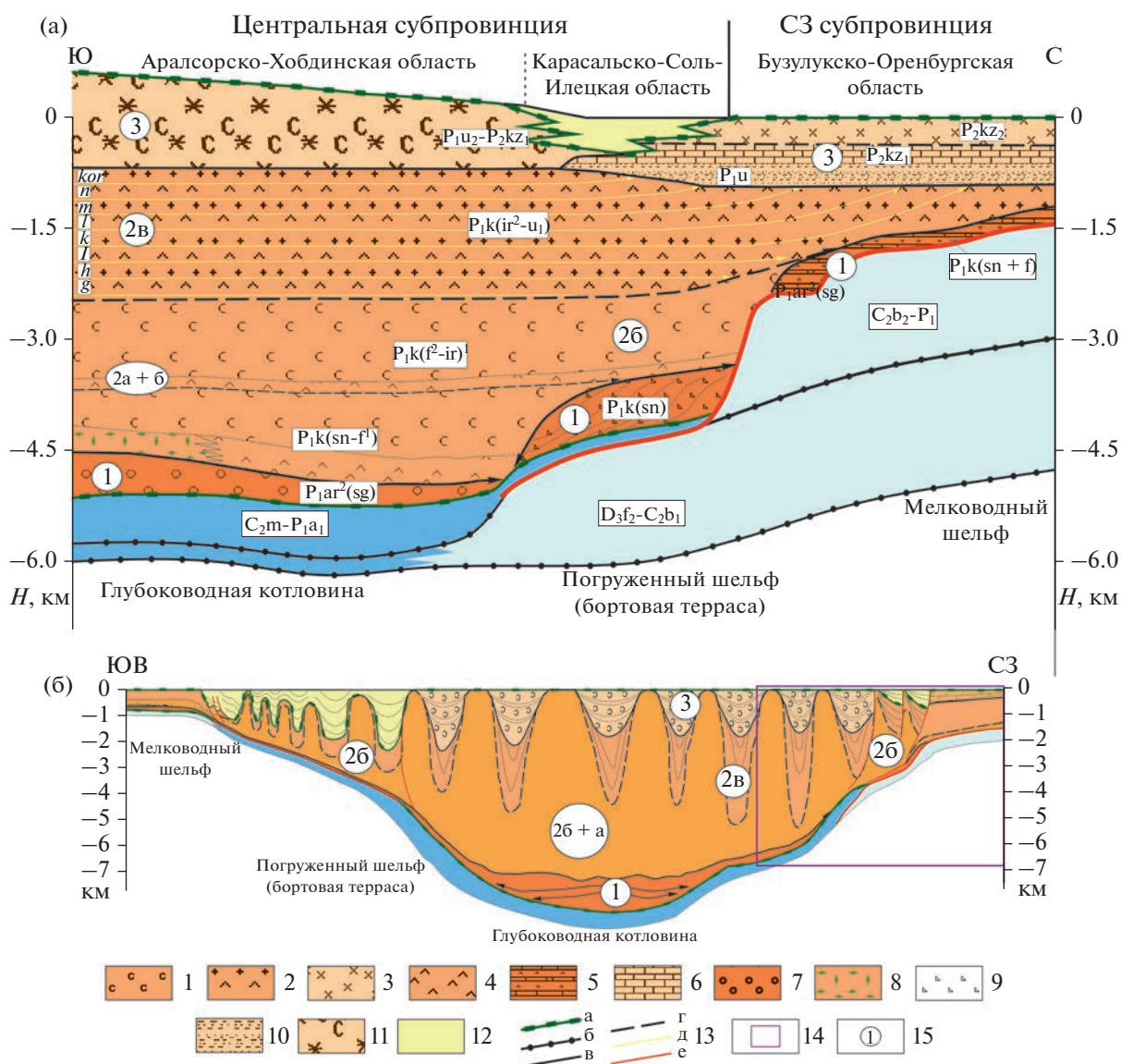


Рис. 8 (а) Седиментационная модель (схема) эвапоритовой формации через северный борт Прикаспийского девонско-раннепермского глубоководного бассейна (реконструкция на конец казанского времени) по фрагменту профиля через Каспийскую солеродную провинцию. (б) Геологический профиль через Каспийскую солеродную провинцию. Условные обозначения: 1 – галиты; 2 – соленосная толща с калийными солями; 3 – солёно-терригенные отложения; 4 – ангидриты; 5 – сульфатно-карбонатная толща, возможно с рифами; 6 – известняки; 7 – отложения подводных конусов выноса; 8 – глубоководные терригенно-карбонатные отложения; 9 – карбонатные обломочные отложения, продукты разрушения рифов (отложения подножья рифов); 10 – терригенные морские сероцветные отложения; 11 – красноцветные солёные отложения; 12 – надсолёные отложения; 13 – границы: а – эвапоритовой формации; б – сейсмостратиграфических подразделений ранга сейсмогеологических этажей, в – литостратиграфических подразделений ранга ритмосерий, г – литостратиграфических подразделений ранга ритмосвит, д – литостратиграфических подразделений ранга ритмопачек, е – поверхность склоновой эрозии; 14 – расположение седиментационной модели на профиле; 15 – литостратиграфические подразделения ранга серий по стадиям формирования (цифры в кружках): 1 – предэвапоритовая; 2а – котловинная, накапливаемая до начала галокинеза; 2б – формирующаяся одновременно с процессом галокинеза; 3 – рециклинговая.

структуру формации на момент, когда она еще не была нарушена тектоногалокинезом (рис. 8).

Этим обстоятельством объясняется низкая степень детальности (рис. 6) расчленения разреза эвапоритовой формации Прикаспийского девон-

ско-раннепермского глубоководного бассейна (Центральная субпровинция). Оно выполнено только на уровне самых крупных подразделений местных шкал ранга литостратиграфических комплексов. Более детальное их расчленение на се-

рии и свиты, а тем более на ритмопачки не удается провести на современной стадии изученности региона. Как указано выше, корректно эта процедура может быть выполнена при разработке местных стратиграфических схем для наиболее хорошо изученной Северо-Западной субпровинции и отдельных примыкающих к ней областей Центральной и Восточной субпровинций (Мовшович, 1977; Лапкин, Мовшович, 1994; Писаренко и др., 2000; Гогин и др., 2015).

Таким образом, установлено, что границы солеродной провинции Каспийского региона, особенно южные, значительно шире границ Прикаспийского девонско-раннепермского глубоководного бассейна и его проградационно-аккумулятивного терригенного шельфа. Эти границы определялись здесь положением перемычки, отделявшей Прикаспийский глубоководный бассейн окраинно-морского типа от бассейнов Палеотетиса. Эта перемычка возникла к концу башкирского времени в ходе аккреции континентальных масс на северной активной окраине Палеотетиса. Поэтому конец башкирского века — начало московского века следует рассматривать как время заложения солеродной провинции, хотя формирование в ней эвапоритовой формации началось значительно позднее, причем неодновременно: раньше всего на юго-западе и позже всего на юго-востоке.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Пермская эвапоритовая формация солеродной провинции Каспийского региона является очень сложным объектом для стратиграфического расчленения ее разреза. Результаты выполненных исследований позволили предложить технологии составления местных сейсмостратиграфических схем соленосных толщ, подвергнутых воздействию тектоногалокинеза, что привело к нарушению их первичной седиментационной слоистости и мощности отдельных слоевых элементов формации.

Согласно стратиграфическому кодексу (Стратиграфический..., 2019), основным валидным подразделением местной литостратиграфической шкалы является свита либо, в случае отсутствия палеонтологических данных о ее возрасте, толща. Пространственное взаимоотношение свит (толщ) и их возраст служат основой при конструировании стратиграфического каркаса разреза, определяя возрастной диапазон и границы распространения литостратиграфических подразделений более крупных рангов: серий (совокупность свит) и комплексов (совокупность серий). Также в стратиграфическом кодексе указано, что пространственные границы подразделений крупных

рангов, как вертикальные, так и, что не менее важно, латеральные, устанавливаются не прямо путем их геолого-геофизического картирования, а в ходе выяснения пространственного взаимоотношения валидных литостратиграфических подразделений — свит (толщ) (Стратиграфический..., 2019). При этом кодекс определяет основные критерии, которыми необходимо руководствоваться при объединении свит в серии, а серий в комплексы. В то же время следует заметить, что при выделении литостратиграфических комплексов в разрезах осадочного чехла требования кодекса не всегда соблюдаются строго.

Таким образом, в соответствии с кодексом достоверность стратиграфического каркаса местной шкалы определяется в первую очередь валидностью ее основного литостратиграфического подразделения — свиты (толщи). Только к ним предъявляется требование о валидности, которое предусматривает четкость проявления в разрезе их граничных поверхностей, а также доступность их картирования имеющимися геолого-геофизическими методами.

Однако при составлении местных стратиграфических схем отдельных областей Центральной субпровинции (Прикаспийского девонско-раннепермского глубоководного бассейна) такая технология не применима. Во-первых, во всех современных схемах дисгармонично построенная эвапоритовая формация рассматривается в ранге литостратиграфического комплекса, хотя особенности строения ее разреза частично (единый тектоно-седиментационный цикл осадконакопления) соответствуют критериям серии, а частично (мощность, степень и характер ее дислоцированности) — комплекса. Во-вторых, как было показано выше, непосредственно геолого-геофизическими методами картируются именно границы крупных подразделений шкалы: собственно литостратиграфических комплексов и их составных элементов ранга серий. Подразделения ранга свит могут быть выделены только в той части разреза эвапоритовой формации, в которой сохранилась ее первичная седиментационная слоистость. Как правило, это его нижняя часть, сложенная породами терригенного или карбонатного состава с прослоями эвапоритов незначительной мощности. На рис. 8 и 9 это верхнеартинская (саргинская) терригенная толща, выделенная нами в качестве Кушумской предгалогенной (предгалогенная стадия — время формирования эвапоритовой формации, непосредственно предшествующее накоплению соленосных осадков) серии эвапоритовой формации. Но и в этой части эвапоритовой формации пространственные взаимоотношения выделенных

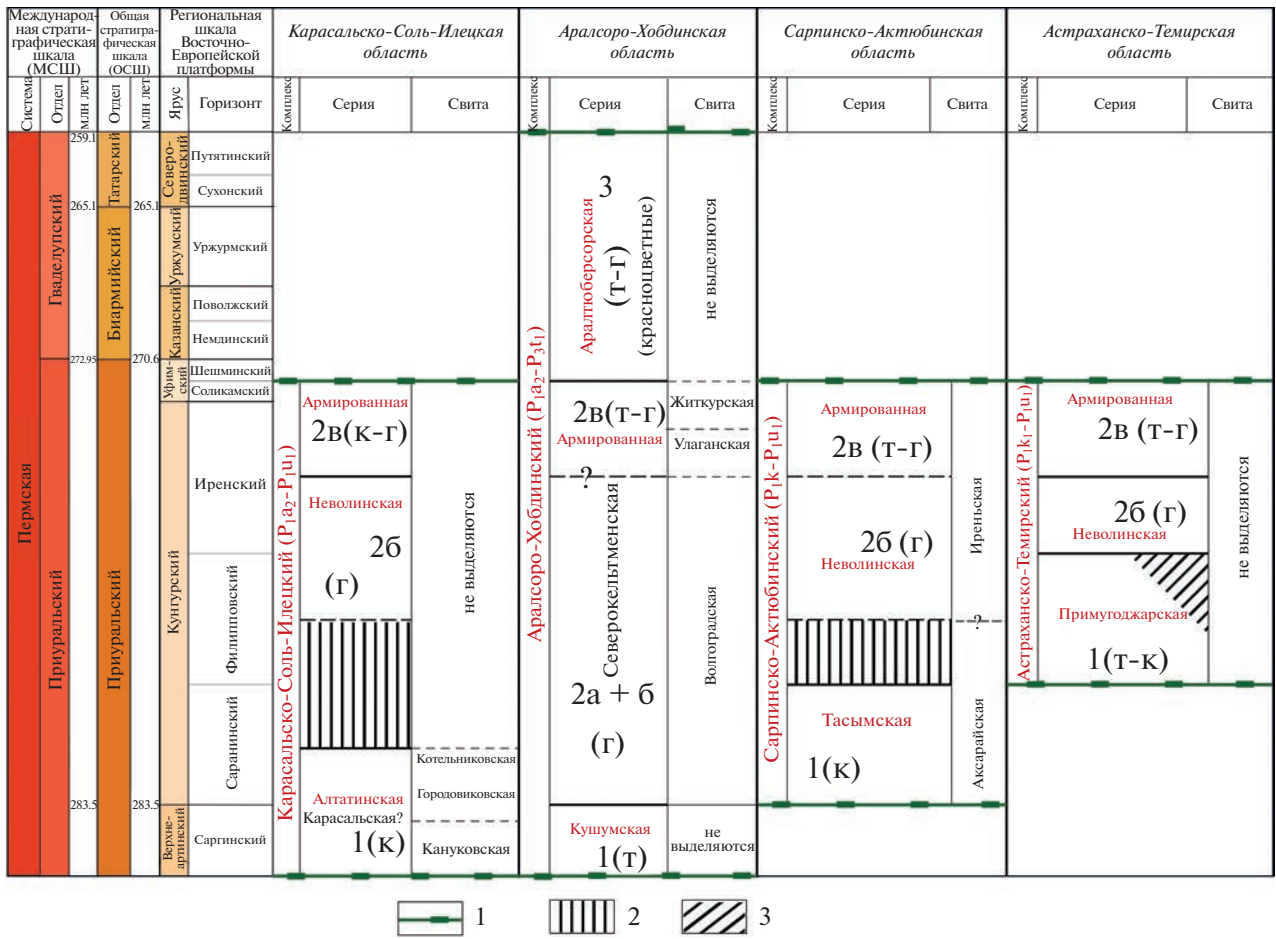


Рис. 9. Сейсмостратиграфическое расчленение эвапоритовой формации Каспийского региона и соотношение с региональными стратиграфическими подразделениями. Условные обозначения: 1 – границы эвапоритовой формации; 2 – отсутствие отложений, связанное с региональным подъемом и размывом осадков; 3 – отсутствие отложений, связанное со склоновой эрозией. Буквами обозначен состав пород: к – карбонатный, т – терригенный, г – галогенный. Красным цветом в таблице обозначены названия серий и комплексов, предложенных ГИН РАН по сейсмостратиграфическим данным. Цифрами с буквами обозначены литостратиграфические подразделения ранга серий по стадиям формирования (см. рис. 8).

свит остаются не до конца установленными. В вышележащих частях разреза формации, сложенных преимущественно галитом, внутри которых первично-параллельно-наслоенные пачки пластов позже были смяты в складки “ламинарного” течения, все выделенные стратиграфические подразделения ранга свит (толщ) и мельче невалидны, поскольку их границы, как вертикальные, так и, что не менее важно, латеральные, не устанавливаются в разрезах ни геологическими, ни геофизическими методами.

Предложенная выше технология конструирования местных стратиграфических схем, основанная на моделировании процесса осадконакопления с использованием результатов сейсмостратиграфического анализа, открывает путь к решению возникших проблем, благодаря возможности непо-

средственного картирования границ подразделений этих схем.

Однако в этом случае появляется новая проблема – необходимость определения критериев для обоснования ранга местных литостратиграфических подразделений – сейсмострат, которые были выделены при сейсмостратиграфическом расчленении разреза эвапоритовой формации. Анализ стратиграфических работ показывает, что стандартный подход к расчленению эвапоритовой формации, предписанный Стратиграфическим кодексом России (2019), применим только в периферийных районах Прикаспия, где верхняя часть ее разреза не нарушена процессами соляной тектоники. В центральных частях Прикаспийской впадины использование традиционных стратиграфических подходов для расчленения верхнеартинско-кунгурских отложений невозможно. Для

разделения эвапоритовой формации такого типа требуется специфический подход с выделением валидных (непосредственно картируемых сейсмостратиграфическими методиками) комплексов и серий, а также с использованием выделенных ритмостратиграфических подразделений ранга свит и ритмопачек в Карасальско-Соль-Илецкой области.

В настоящей работе авторами сделана попытка выполнить расчленение солеродной формации на основе построения 4Д модели для позднеассельско-казанского седиментационного бассейна Каспийского региона в целом и для Центральной субпровинции (Прикаспийская нефтегазоносная провинция) в частности. При ее конструировании определяющим критерием для отнесения выделенного подразделения к рангу комплекса служит его возрастной диапазон, а к рангу серий — стадия процесса осадконакопления эвапоритовой формации, за время которой происходило формирование разреза серии в каждой из выделенных областей (рис. 8б). В солеродных провинциях, аналогичных изученной нами Каспийской, началу соленакопления предшествует формирование глубоководной (минус 1.5–2.0 км) котловины, а к концу на месте котловины развивается предгорное аккумулятивное плато (плюс 0.2–0.5 км). Процесс накопления эвапоритовой формации проходил в несколько стадий с образованием осадочных серий различного состава и возраста: (а) предэвапоритовая стадия; (б) предгалокинетическая стадия накопления эвапоритов до начала галокинеза с двумя разновидностями седиментации — котловинной и шельфовой; (в) галокинетическая стадия формирования эвапоритов одновременно с процессом галокинеза; (г) рециклинговая стадия накопления за счет размыва ранее образованных солей при продолжающемся процессе галокинеза. Границы этих стадий возможно выделить лишь с использованием данных сейсмостратиграфии. Предлагаемые нами серии и комплексы эвапоритовой формации, выявленные на основе сейсмостратиграфической информации, и их соотношение с разноранговыми литостратиграфическими подразделениями местных стратиграфических схем, отражены на рис. 9.

ВЫВОДЫ

1. Проанализированы местные и региональные стратиграфические схемы пермской эвапоритовой формации Каспийского региона. Показано, что несоответствия в определении границ местных литостратиграфических подразделений ранга пачек, свит и даже серий в схемах, предложенных для территории Прикаспийской впадины, традиционно

выделяемой в границах Прикаспийской солянокупольной области, обусловлены объективными причинами. Указана главная причина — несоответствие наблюдаемых пространственно-временных взаимоотношений слоевых ассоциаций галогенной толщи с их первичной седиментационной последовательностью.

2. Показано, что в Прикаспийской впадине расчленение соленосного интервала разреза на свиты методами ритмостратиграфии невозможно. Продемонстрированы результаты использования сейсмостратиграфической 4Д модели Каспийского региона (масштаба 1 : 2 500 000) для картирования границ специфических подразделений местных и региональных стратиграфических схем солеродных провинций ранга комплексов и серий. Для таких подразделений предлагается термин “лито-сейсмостратиграфические”.

3. Предложена методика составления межрегиональной стратиграфической схемы солеродной провинции Каспийского региона, а также региональной схемы Центральной субпровинции и местных схем для ее областей. Предлагаемая методика базируется на использовании: (а) сейсмостратиграфического анализа внутреннего строения возрастных сейсмостратиграфических подразделений (сейсмостраты тектоно-седиментационного типа) осадочного чехла, в составе которых размещается пермская эвапоритовая формация; (б) реконструкции процессов осадконакопления в пределах солеродной провинции во время формирования среднекаменноугольно-пермского сейсмогеологического этажа, внутри которого размещена эвапоритовая формация.

4. Определены сейсмостратиграфические критерии выделения границ лито-сейсмостратиграфических комплексов и серий эвапоритовой формации и критерии районирования пермской солеродной провинции Каспийского региона и выделения в ее пределах субпровинций, а внутри последних — областей. Для выделения границ комплексов главный критерий — это дисгармоничный характер внутреннего рисунка отражений сейсмостратиграфического подразделения осадочного чехла, в составе которого размещается пермская эвапоритовая формация, а для выделения серий — стадийность процесса соленакопления. Определяющим критерием для районирования солеродной провинции принята морфология структурных форм осадочного чехла (ядра соляного купола, соляной антиклинали или штампового поднятия платформенного типа).

5. Предложена схема районирования эвапоритовой формации солеродной провинции Каспийского региона с обособлением Центральной субпро-

винции и четырех субпровинций по ее периферии. Центральная субпровинция выделена как регион, где деформации обусловлены процессами галокинеза, периферийные субпровинции — как регионы проявления тектоногалокинеза. Северо-Западная и Юго-Восточная субпровинции — это регионы проявления штамповых деформаций растяжения, а Восточная и Юго-Западная субпровинции — регионы складчатых деформаций сжатия.

6. Предложены региональная схема расчленения эвапоритовой формации Центральной субпровинции и местные схемы для четырех ее областей, демонстрирующие соотношение литолого-сейсмостратиграфических серий с региональными стратиграфическими единицами, которые используются при составлении геологических карт.

Источник финансирования. Тема исследования соответствует госзаданию ГИН РАН, подбор материалов для регионального сейсмостратиграфического анализа осуществлен в рамках гранта РНФ 22-27-00827.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антипов М.П., Волож Ю.А. Особенности строения и нефтегазоносности надсолевого разреза Прикаспийской впадины // Прикаспийская впадина: актуальные проблемы геологии и нефтегазоносности. Труды Общества нефтяников геологов Казахстана (ОНГК). 2012. № 1. С. 131–152.
- Антипов М.П., Волож Ю.А., Чамов Н.П. Четырехмерные модели нефтегазоносных бассейнов // Современные проблемы геологии. М.: Наука, 2004. С. 251–270. (Тр. ГИН РАН. Вып. 565).
- Антипов М.П., Волож Ю.А., Куандыков Б.М., Трохименко М.С. Природа нефтегазолакизирующих объектов тасымского типа (Актюбинско-Астраханская зона поднятий) // Каспийский регион, проблемы строения и нефтегазоносности глубокозалегающих комплексов. Труды Казахстанского Общества нефтяников-геологов (КОНГ). 2015. Вып. 5. С. 81–92.
- Атлас литолого-палеогеографических, структурных и экологических карт Центральной Евразии. Алма-Ата: НИИ Природных ресурсов ЮГГЕО, 2002. 26 с., 42 листа карт.
- Беленицкая Г.А. Соли Земли: тектонические, кинематический и магматические аспекты геологической истории. М.: Изд-во ГЕОС, 2020. 605 с.
- Волож Ю.А., Липатова В.В., Грошев В., Шишкина Т.А. Типы соляных структур Прикаспийской впадины // Геотектоника. 1997. № 3. С. 41–55.
- Волож Ю.А., Быкадоров В.А., Антипов М.П., Парасына В.С., Рыбальченко В.В. Особенности строения палеозойских отложений Устюрта в связи с нефтегазоносностью // Нефтегазоносные бассейны Казахстана и перспективы их освоения. Алматы: Казахстанское общество геологов-нефтяников, 2015. С. 330–349.
- Гогин И.Д. и др. Отчет по теме “Разработать общую стратиграфическую основу госгеолкарты-1000/3 и -200/2 и актуализировать региональные корреляционные схемы фанерозоя для основных регионов России”, ВСЕГЕИ, 2015. https://vsegei.ru/ru/info/stratigraphy/stratigraphic_scale/KorrRegionalChapts2.pdf
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб: 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Центрально-Европейская. Лист М-38 — Волгоград. Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2009. 399 с. +17 вкл.
- Деревягин В.С., Свидзинский С.А., Седлецкий В.И. Нижнепермская галогенная формация Северного Прикаспия. Ред. Жарков М.А. Ростов-на-Дону: Изд-во Ростовского ун-та, 1981. 397 с.
- Калугин А.К., Слауцитайс И.П., Грибков В.В. Стратиграфия доюрских отложений полуострова Бузачи и Северного Устюрта // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 9. С. 73–80.
- Кириков В.П., Вербицкий В.Р., Вербицкий И.В. Тектоническое районирование платформенных чехлов на примере Восточно-Европейской платформы // Региональная геология и металлогения. 2017. № 72. С. 16–25.
- Косыгин Ю.А. Соляная тектоника платформенных областей. М.: Гостехиздат, 1950. 248 с.
- Лапкин И.Ю., Мовшович Е.В. История изучения отложений пермской системы юга Восточно-Европейской платформы. Статья 3. Современные исследования // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1994. Т. 69. Вып. 5. С. 77–95.
- Леонов Г.П. Основы стратиграфии. М.: Изд-во Московского ун-та, 1974. Т. 2. Гл. XXIII. С. 445–483.
- Лозовский В.Р., Миних М.Г., Грунт Т.А., Кухтинов Д.А., Пономаренко А.Г., Сукачева И.Д. Уфимский ярус восточноевропейской шкалы: статус, валидность, корреляционный потенциал // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 6. С. 46–58.
- Мейен С.В. Введение в теорию стратиграфии. М.: Наука, 1989. 216 с.
- Мовшович Е.В. Палеогеография и палеотектоника Нижнего Поволжья в пермском и триасовом периодах. Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 1977. 240 с.
- Наугольных С.В. Пермские флоры Урала. М.: Геос, 2007. 322 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 524).
- Оренбургский тектонический узел: геологическое строение и нефтегазоносность. Ред. Волож Ю.А., Парасына В.С. М.: Научный мир, 2013. 264 с.
- Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. Ред. Леонов Ю.Г., Волож Ю.А. М.: Научный мир, 2004. С. 526.
- Писаренко Ю.А., Прохорова Н.П., Кухтинов Д.А., Левина В.И. Местные стратиграфические подразделения нижней перми Прикаспийского региона // Недра Поволжья и Прикаспия. 2000. Вып. 21. С. 3–18.
- Писаренко Ю.А., Писаренко В.Ю., Киреенко О.С. Модель пермского этапа соленакопления на юго-восточной части Русской плиты и ее значение для поиска месторождений нефти и газа и различных полезных ископаемых // Геология нефти и газа. 2011. № 1. С. 44–52.
- Писаренко Ю.А., Писаренко В.Ю., Дунаева М.Н. Стратиграфические, литолого-фациальные и структурные соотношения разновозрастных соленосных пород и их значение в проявлении процессов соляного тектогенеза

за в Прикаспийской впадине // Недра Поволжья и Прикаспия. 2017. Вып. 91. С. 21–35.

Писаренко Ю.А., Гончаренко О.П., Писаренко В.Ю. Особенности строения нижнепермской соленосной толщи и характер проявления соляного тектогенеза в северном и северо-западном обрамлении Прикаспийской впадины. Статья 1 // Изв. Саратовского ун-та. Нов. сер. Сер. Науки о Земле. 2021а. Т. 21. Вып. 1. С. 58–64.

Писаренко Ю.А., Гончаренко О.П., Писаренко В.Ю. Особенности строения нижнепермской соленосной толщи и характер проявления соляного тектогенеза в северном и северо-западном обрамлении Прикаспийской впадины. Статья II // Изв. Саратовского ун-та. Нов. сер. Сер. Науки о Земле. 2021б. Т. 21. Вып. 2. С. 93–102.

Свидзинский С.А., Барановская М.А. Особенности ритмостратиграфии галогенной толщи и палеогеографические условия формирования калийно-магниевого минерализации в юго-западной тупиковой части Северо-Прикаспийского солеродного бассейна // Изв. Саратовского ун-та. Нов. сер. Сер. Науки о Земле. 2015. Т. 15. Вып. 3. С. 57–62.

Софроницкий П.А., Золотова В.П. Лоны артинского и кунгурского ярусов Пермского Прикамья // Биостратиграфия и литология верхнего палеозоя Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. С. 79–84.

Софроницкий П.А., Ожгибесов В.П. Международный конгресс “Пермская система Земного шара”. Путеводитель геологических экскурсий. Часть 3. Пермская геологическая система Пермского Приуралья. Свердловск: Полиграфист, 1991. 152 с.

Софроницкий П.А., Золотова В.П., Грайфер Б.И., Ларионова Е.Н., Оборин А.А., Пнев В.П., Хурсик В.З., Ехлаков Ю.А., Проворов Ю.А., Красильников Б.В., Щербакова М.В., Лукин В.С. Путеводитель экскурсии по нижнепермским отложениям по рекам Косье, Сылве и Каме. Пермь: Изд-во Пермского ун-та, 1974. 102 с.

Степанов Д.Л. Верхний палеозой западного склона Урала (опыт биостратиграфического анализа). Л.—М.: Гостоптехиздат, 1951. 223 с. (Тр. ВНИГРИ. Нов. сер. Вып. 54).

Стратиграфические схемы фанерозоя Украины. Киев: МСКУ, 1993.

Стратиграфический кодекс России. Издание третье, исправленное и дополненное. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2019. 96 с. (МСК России, ВСЕГЕИ).

Тихвинская Е.И., Тихвинский И.Н., Игонин В.М., Золотова В.П., Хурсик В.З. Пермская система. Кунгурский ярус, его объем и распространение // Материалы по геологии востока Русской платформы. Вып. 27. Казань: Изд-во Казанского ун-та, 1967. С. 3–53.

Трапезников Д.Е. Палеогеографические и палеотектонические обстановки Соликамской впадины в уфимское время. Автореферат дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Пермь: НТИ ГИ УрО РАН, 2019. 20 с.

Чувашов Б.И. Кунгурский ярус пермской системы (проблемы выделения и корреляции) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 3. С. 10–28.

Чувашов Б.И., Дюпина Г.В. Верхнепалеозойские терригенные отложения западного склона Среднего Урала. М.: Наука, 1973. 208 с.

Чувашов Б.И., Дюпина Г.В., Мизенс Г.А., Черных В.В. Опорные разрезы верхнего карбона и нижней перми западного склона Урала и Приуралья. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 369 с.

Чувашов Б.И., Черных В.В., Богословская М.Ф. Биостратиграфическая характеристика стратотипов ярусов нижней перми // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 4. С. 3–19.

Шатский Н.С. Избранные труды. Т. 3. М.: Наука, 1965. 348 с.

Boucot A.J., Xu C., Scotese C.R. Phanerozoic Paleoclimate: An Atlas of Lithologic Indicators of Climate // Concepts in Sedimentology and Paleontology. SEPM. 2013. № 11. 478 p.

Naugolnykh S.V. Lower Kungurian shallow-water lagoon biota of the Middle Cis-Urals, Russia: towards the paleoecological reconstruction // Global Geology. 2017. V. 20 (1). P. 1–13.

Naugolnykh S.V. Lower Permian conifers of the Urals: taxonomic and morphological diversity and paleoecology // Paleontol. J. 2018. V. 52. № 7. P. 34–51.

Naugolnykh S.V. Main biotic and climatic events in Early Permian of the Western Urals, Russia, as exemplified by the shallow-water biota of the Kungurian lagoons // Palaeoworld. 2020. V. 29. Iss. 2. P. 391–404.

Torsvik T.H., Cocks M., Robin L. Earth History and Palaeogeography. Cambridge University Press, 2017. 332 p.

Volozh Yu.A., Talbot C.J., Ismail-Zadeh A.T. Salt structures and hydrocarbons in the Pricaspian basin // AAPG Bull. 2003. V. 87. № 2. P. 313–334.

Рецензенты К.Б. Абилахасимов,
И.В. Куницына, М.Г. Леонов

Stratigraphy and Seismostratigraphy of the Permian Evaporite Formation in the Salt-Producing Province of the Caspian Region: Problems and Solutions

M. P. Antipov^a, V. A. Bykadorov^a, Y. A. Volozh^a, S. V. Naugolnykh^a, I. S. Patina^a,
Y. A. Pisarenko^b, and I. S. Postnikova^{a, #}

^a Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

^b Nizhnevolzhsky Geology and Geophysics Research Institute, Saratov, Russia

[#]e-mail: postnikova_irina1994@mail.ru

The paper deals with the composition and stratigraphy of the evaporite formation in the salt-producing province of the Caspian region. Based on seismostratigraphic approach, the correlation of geological sections in

the lateral areas of the salt-producing province with the halokinetically deformed sections in the central areas of the Precaspian depression is proposed. As a result of the research, a new local stratigraphic scheme of the Permian evaporite formation of the Central subprovince is proposed and the principles of its construction using the results of the seismostratigraphic analysis of the Asselian-Tatarian seismogeological substage and the accepted serial legends of three groups of sheets of geological maps (scale 1 : 1000 000; Scyphian (South-European), Central-European, and Uralian maps) are outlined. The results obtained significantly clarify the known schemes of the oil and geological zoning of the Caspian oil and gas province and contribute to the development of the resources of the deep (subsalt) horizons of its sedimentary cover.

Keywords: Precaspian depression, correlation, Permian system, Kungurian stage, Philipian horizon, Irenian horizon

УДК 575.321:564.1

БОРЕАЛЬНАЯ БИОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ШКАЛА ТОАРА ПО ДВУСТВОРЧАТЫМ МОЛЛЮСКАМ РОДА MELEAGRINELLA WHITFIELD, 1885

© 2023 г. О. А. Лутиков¹, *, Г. Арп², **

¹Геологический институт, Российская академия наук, Москва, Россия

²Геонаучный центр Гёттингенского университета им. Георга-Августа, Гёттинген, Германия

*e-mail: niipss@mail.ru

**e-mail: garp@gwdg.de

Поступила в редакцию 03.05.2022 г.

После доработки 11.06.2022 г.

Принята к публикации 26.06.2022 г.

На основании установленной в тоарских отложениях Северо-Востока России, Восточной Сибири и Южной Германии хронологической последовательности видов двустворчатых моллюсков рода *Meleagrinnella* Whitfield, 1885 (семейство *Oxytomidae* Ichikawa, 1958) предложена биохронологическая шкала нижнего тоара. Установлены три оксито-зоны, которые сопоставляются с зонами бореальной аммонитовой шкалы: оксито-зона *Meleagrinnella golberti* = зоны *Tiltoniceras antiquum*–*Harpoceras falciferum*; оксито-зона *Meleagrinnella substriata* = зона *Dactylioceras commune*; оксито-зона *Meleagrinnella prima* = зоны *Zugodactylites braunianus*–*Pseudolioceras compactile*. С помощью предложенной шкалы осуществлена межрегиональная корреляция разрезов нижнего тоара Северо-Востока России (рр. Астрономическая, Сатурн, Бродная, Старт), Восточной Сибири (Анабарская губа, рр. Марха, Тюнг, Вилуй, Келимьяр, Моторчуна, скважины Вилуйской синеклизы) и Южной Германии (Канал Людвиг).

Ключевые слова: юра, нижний тоар, сунтарская свита, эренская свита, китербютская свита, стартинская свита, биохронологическая шкала, Восточная Сибирь, Северо-Восток России, формация *Rosidonienschiefer*, Германия

DOI: 10.31857/S0869592X23020059, EDN: MEKQMD

ВВЕДЕНИЕ

Раннетоарские отложения широко распространены в Северном полушарии и хорошо узнаваемы в разрезах юры по однообразному глинистому составу и характерным комплексам ископаемых фаун (Князев и др., 2003). Детальное изучение изменения состава пород от плинсбаха до тоара в разрезах Северо-Западной Европы показало, что смена осадков мелководного происхождения на глубоководные осадки прослеживается на большой площади и происходит в пределах одной или двух аммонитовых зон (Хэллем, 1975). Гипотеза об эвстатическом повышении уровня моря и глобальной трансгрессии в начале тоарского века логично объясняет данное явление. Раннетоарская трансгрессия была значительной, последовала за регрессией в конце плинсбаха и охватила территории как в Северном, так и в Южном полушарии (Хэллем, 1983). На границе плинсбаха и тоара в разрезах Севера России в седиментационном плане происходит быстрая смена обстановок осадкона-

копления приближенного к берегу морского мелководья на обстановки широкого углубленного шельфа (Шурыгин, 2005), поэтому к этой границе, как правило, приурочена граница свит (Девятов, Казаков, 1985; Репин, Полуботко, 1996 и др.). Переход осуществляется скачкообразно, минуя промежуточные обстановки (Zakharov, 1994; Репин, Полуботко, 2004; Захаров и др., 2006).

Основным методом параллелизации региональных горизонтов Восточной Сибири и Северо-Востока России с ярусами международной стратиграфической шкалы (МСШ) является корреляция аммонитовых зон. Глобальная корреляция верхней части плинсбахских разрезов с подразделениями МСШ проблематична ввиду различия аммонитовой фауны на Северо-Востоке Азии (Репин, 1974; Дагис, 1976; Меледина, Шурыгин, 2001) и в Западной Европе (Page, 2003). Полный эндемизм видов терминальной фазы плинсбаха обусловил необходимость выделения для Северо-Востока Азии местной зоны – *Amaltheus viligaensis* (Дагис,

1976). Несмотря на хорошую узнаваемость ранне-тоарских преимущественно глинистых отложений в разрезах, корреляция нижней части тоара осложняется разным соотношением биозон у основополагающих видов аммонитов на Северо-Востоке Азии и в Европе. В Северо-Западной Европе основание тоара принято относить к основанию зоны *tenuicostatum* (Buckman, 1910), которое проводится по первому массовому появлению *Dactylioceras* после исчезновения *Pleuroceras* (Elmi et al., 1997; Page, 2003). В глобальном стратотипе нижней границы тоарского яруса (TGCG, GSSP) на полуострове Пенише (Португалия) граница плинсбаха и тоара проводится по появлению аммонитов *Dactylioceras* (*Eodactylites*) *simplex* (Fucini) в ассоциации с *Protogrammoceras* (*Paltarpites*) cf. *paltum* (Buckman) и *Tiltoniceras* aff. *capillatum* (Denckmann). Этот уровень коррелируется с биогоризонтом *Protogrammoceras paltum* в основании тоара Северо-Западной Европы (Rocha et al., 2016).

В Северо-Западной Европе первые *Tiltoniceras* появляются не с основания тоара. В Германии горизонт с *Tiltoniceras capillatum* коррелируется с верхней половиной зоны *Dactylioceras tenuicostatum* (Hoffmann, 1968). В Испании, Англии и Франции биогоризонт *Tiltoniceras antiquum* соответствует верхней половине подзоны *Dactylioceras semicostatum* (Elmi et al., 1997; Page, 2003). На Северо-Востоке России в разрезах рек Астрономическая и Бродная между позднеплинсбахскими *Amaltheus extremus* Repin, *Amaltheus viligaensis* (Tuchkov) и тоарскими *Tiltoniceras antiquum* (Wright) имеется интервал разреза без аммонитов, составляющий, по одним сведениям, около 2–3 м (Дагис А.А., Дагис А.С., 1965; Дагис, 1968, 1974), по другим — около 1 м (Князев и др., 2003). Большинство российских специалистов граница между плинсбахом и тоаром проводится по исчезновению видов рода *Amaltheus* и появлению видов рода *Tiltoniceras* (Дагис, 1974; Меледина, 2000; Князев и др., 2003). В зональной шкале, разработанной Ю.С. Репиным, нижнюю границу тоара предлагается проводить по появлению эндемичного вида *Liooceratoides asiaticus* Repin (Репин, 2016). В Восточной Сибири ввиду отсутствия находок аммонитов нижней зоны тоара предполагался региональный перерыв на границе плинсбаха и тоара (Решения..., 1981).

Для геологической корреляции ранне-тоарских отложений Восточной Сибири и Северо-Востока России российскими специалистами более 50 лет разрабатывались и совершенствовались зональные аммонитовые шкалы (Сакс, 1962; Тучков, 1962; Дагис, 1968, 1974; Захаров и др., 1997; Князев и др., 2003; Шурыгин и др., 2011; Репин, 2016 и др.). Межведомственными региональными стратигра-

фическими совещаниями для этих территорий утверждены две зональные аммонитовые шкалы тоара (Решение..., 2004; Решения..., 2009). Шкалы нижнего тоара почти идентичны в отношении объема зон и их сопоставления с зонами МСШ. Имеются лишь разногласия в понимании статуса и номенклатуры отдельных зон, а также степени детализации подзон и слоев с аммонитами. Шкалы верхнего тоара принципиально различаются как по объему, так и по номенклатуре зон. Соотношения современных аммонитовых шкал нижнего тоара и нижней зоны верхнего тоара Северо-Восточной Азии со шкалами Западной Европы представлены на рис. 1.

Наряду с аммонитовыми шкалами, для нижней юры разрабатывались параллельные шкалы по другим фоссилиям, включая таковые по двустворчатым моллюскам. Современные шкалы по двустворчатым моллюскам для тоара Восточной Сибири и Северо-Востока России основаны на сукцессиях таксонов, относящихся к разным семействам, и используются независимо в обоих регионах (Репин, Полуботко, 2004; Шурыгин и др., 2011) (рис. 1).

Одной из наиболее широко распространенных в тоаре групп двустворчатых моллюсков является семейство *Oxytomidae* Ichikawa, 1958. Для некоторых стратиграфических интервалов представители окситомид доминируют в ориктоценозах. Это обстоятельство послужило основанием для создания бореальной шкалы по двустворчатым моллюскам, основанной на сукцессии таксонов, относящихся к одному семейству.

В Региональной стратиграфической схеме юрских отложений Северо-Востока России, принятой на 3-м Межведомственном региональном стратиграфическом совещании по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России (Санкт-Петербург, 2002 г.), в зональной шкале по двустворкам выделена зона *Meleagrinnella* ex gr. *substriata*, *Kedonella mytileformis*, которая охватывает аммонитовые зоны *Tiltoniceras antiquum* и *Nauroceras falciferum*. В части аммонитовой шкалы, соответствующей зонам *Dactylioceras commune*, *Zugodactylites braunianus*, *Peronoceras spinatum* и *Pseudolioceras rosenkrantzi*, в составе характерных комплексов приводится вид *Meleagrinnella faminaestriata* Polubotko (Решения..., 2009). В Омолонской стратиграфической области вид *Meleagrinnella* ex gr. *substriata* (Münster) характеризует стартинскую свиту и чирокскую толщу, вид *Meleagrinnella faminaestriata* Polubotko характеризует чиганджинскую и эксинскую свиты. В Кобьюме-Вилигинской стратиграфической области вид *Meleagrinnella* cf. *substriata* приводится из толщи, относящейся к верхнетриасово-нижнеюрской тикасской серии.

Суббореальная стандартная шкала по аммонитам (северная Британия)			Зональная шкала по аммонитам Германии		Зональные шкалы по аммонитам Северо-Востока Азии			Бореальный зональный стандарт по аммонитам		Зональные шкалы по двусторкам Северо-Востока Азии		Бореальная биохронологическая шкала по окситомидам
Хронозона	Howarth, 1992; Page, 2003	Биогоризонт	Зона	Подзона	Рiegraf et al., 1984; Knitter, Ohmert, 1983	Репин, 2016	Князев и др., 2003	Захаров и др., Шурыгин и др., 2011	Репин, 2004	Шурыгин и др., 2011	Настоящая работа по окситомидам	
Haugia variabilis	Haugia vitiosa			Подзона	Haugia vitiosa	Зона	Зона	Зона	Зона, слой*	Полуботко, 2004	Шурыгин и др., 2011	Оксито-зона
	Haugia illustris	phillipsi illustris	Haugia variabilis		Haugia illustris	Peronoceras spinatum	Pseudoloceras compactile	Pseudoloceras compactile	Pseudomytiloides marchaeensis		Pseudomytiloides marchaeensis	Meleagrindella prima
	Haugia variabilis	Jugosa			Haugia variabilis				Vaugonia* literata			
		crassum-semipolium			Catacoeloceras crassum	Zugodactylites braunianus	Pseudoloceras compactile	Pseudoloceras compactile				
Hildoceras bifrons		crassum-bifrons			Peronoceras fibulatum		Pseudoloceras lythense	Zugodactylites braunianus	Pseudomytiloides marati		Meleagrindella faminaestriata	Meleagrindella substriata
		vortex	Hildoceras bifrons		Dactylioceras commune	Dactylioceras commune	Harpoceras subplanatum	Dactylioceras commune	Kedonella dagisi			
		braunianus										
	Harpoceras serpentinum		athleticum									
		commune										
		ovatum										
		falciferum										
Harpoceras serpentinum		pseudoserpentinum			Harpoceras falciferum	Harpoceras falciferum	Harpoceras falciferum	Harpoceras falciferum	Harpoceras falciferum		Dactyomya inflata, Tancredia bicarinata	Meleagrindella golberti
		elegans	Harpoceras falciferum		Harpoceras elegans	Harpoceras falciferum	Harpoceras exaratum	Harpoceras falciferum	Harpoceras exaratum			
		exaratum			Harpoceras exaratum	Cleviceras exaratum	Harpoceras exaratum	Harpoceras exaratum	Harpoceras exaratum			
		elegantulum			Eleganticeras elegantulum		Eleganticeras elegantulum	Eleganticeras elegantulum	Eleganticeras elegantulum			
Dactylioceras tenuicostatum		antiquum			Dactylioceras semicelatum				Platyphylloceras* kedonicum		Corbulomima sp.*	
		semicelatum							Arctomercaticeras* costatum			
		tenuicostatum	Dactylioceras tenuicostatum		Dactylioceras semicelatum	Tiltoniceras antiquum	Tiltoniceras antiquum	Tiltoniceras antiquum	Tiltoniceras antiquum			
		clevelandicum	clevelandicum		Dactylioceras clevelandicum		Nodicoloceras* compactum					
	Protogrammoceras paltum				Protogrammoceras paltum				Lioceratoides* asiaticus			

Рис. 1. Схема сопоставления зональных шкал по аммонитам и двусторчатым моллюскам нижнего тоара Западной Европы и Северо-Восточной Азии.

В Армано-Вилигинской стратиграфической области вид *Meleagrinnella faminaestriata* характеризует колумбийскую и зазорскую свиты (Некрасов, 1976; Решения..., 1978, 2009; Репин, Полуботко, 1996) (рис. 2).

В Региональной стратиграфической схеме нижней и средней юры Западной Сибири, принятой на 6-м Межведомственном региональном стратиграфическом совещании по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири (Новосибирск, 2003 г.), в зональной шкале по двустворкам выделяются слои с *Meleagrinnella faminaestriata*. Нижняя граница слоев проводится внутри зоны *Dactylioceras commune*. Слои охватывают аммонитовые зоны *Dactylioceras commune* (терминальную часть), *Zugodactylites braunianus* и *Pseudolioceras compactile* (Решение..., 2004) и трассируются в Восточную Сибирь (Шурыгин и др., 2000). В Лено-Анабарской структурно-фациальной подобласти вид *Meleagrinnella* cf. *substriata* указывался из аиркатской свиты (Стратиграфия..., 1976) и из нижней части келимярской свиты (Князев и др., 1984), а вид *Meleagrinnella faminaestriata* — из эренской свиты (Никитенко и др., 2013). В Вилюйской структурно-фациальной подобласти вид *Meleagrinnella substriata* приводился из низов сунтарской свиты, а вид *Meleagrinnella faminaestriata* — из средней части сунтарской свиты (Князев и др., 1991, 2003). В Приверхоанской структурно-фациальной подобласти вид *Meleagrinnella substriata* обнаружен в низах сунтарской свиты (Князев и др., 1991).

В Обь-Тазовской фациальной области вид *Meleagrinnella* cf. *substriata* характеризует глинистую пачку нижней подсвиты котухтинской свиты (возрастной аналог тогурской свиты) (Шурыгин и др., 2000).

В Ямало-Гыданской фациальной области вид *Meleagrinnella substriata* известен из китербютской свиты (Бодылевский, Шульгина, 1958). В надояхской свите выделены слои с *Meleagrinnella faminaestriata* (Шурыгин и др., 2000) (рис. 3).

В Германии и Англии вид *Meleagrinnella substriata* приводился из всех трех аммонитовых зон нижнего тоара (Hoffmann, Martin, 1960; Urlichs, 1971; Caswell et al., 2009).

Ввиду редкой встречаемости аммонитов в тоаре Восточной Сибири, пользоваться аммонитовыми шкалами при расчленении и корреляции как естественных обнажений, так и разрезов, вскрытых скважинами, затруднительно. Основой для разработки параллельной шкалы по двустворкам, позволяющей проводить детальную межрегиональную корреляцию, стало изучение обширных коллекций двустворчатых моллюсков, собранных О.А. Лутиковым и Г. Арпом в разрезах тоара Рос-

сии и Германии, а также ревизия таксонов, относившихся к роду *Meleagrinnella* Whitfield, 1885 (Лутиков, Арп, 2023). Первый вариант шкалы нижнего тоара по двустворкам, основанный на периодизации стадий морфогенеза наружных морфологических элементов раковины у представителей *Meleagrinnella substriata*, был представлен на VIII Всероссийском совещании “Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии” (Лутиков, Арп, 2020а, 2020б). В 2022 г. авторами были получены новые сведения о строении лигаментного блока у синтипа *Meleagrinnella substriata* из типовой коллекции, а также изучены онтогенез лигаментного блока и микроскульптура остракума у восточносибирских “*Meleagrinnella faminaestriata*” (= *Meleagrinnella prima* sp. nov.) и *Arctotis marchaensis* (Petrova) (Лутиков, Арп, 2023). Предлагаемая в настоящей работе биохронологическая шкала по окситомидам основана на результатах ревизии таксонов рода *Meleagrinnella* Whitfield, 1885.

ЦЕЛИ, ЗАДАЧИ, ПРЕДМЕТ И ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Целью исследования являлось создание биозональной шкалы нижнего тоара на основе хронологической сукцессии таксонов рода *Meleagrinnella* Whitfield, 1885. В качестве основной задачи рассматривалась оценка возможности шкалы для межрегиональных стратиграфических корреляций естественных выходов и разрезов скважин тоарских отложений на территориях Северо-Востока Азии и Северо-Западной Европы. Предметом исследования являлись двустворчатые моллюски рода *Meleagrinnella*. Объектами исследований были естественные выходы тоарских отложений на Северо-Востоке России, а также естественные выходы и разрезы скважин тоара в Восточной Сибири и разрез тоара, вскрытый при восстановлении Канала Людвиг (Дёрльбах) в Южной Германии (рис. 4, 5).

МЕТОДЫ

Биохронологическая шкала создана на основе изучения морфогенеза раковин двустворчатых моллюсков, принадлежащих роду *Meleagrinnella* Whitfield, 1885, относящемуся к семейству Oxytomidae Ichikawa, 1958. В качестве методологической основы для разработки шкалы использована концепция зональных биохронологических шкал, апробированная при создании шкалы по двустворчатым моллюскам рода *Arctotis* Bodylevsky, 1960 для тоар-ааленских отложений Восточной Сибири (Лутиков, 2021). Подразделения биохронологической шкалы

Мрпс	Польвурыс	Зональный аммонито- вый стандарт	Регionalь- ные зоны Шурыгин и др., 2011; Решения..., 2004	Восточная Сибирь				Западная Сибирь			
				Лено-Анабарская структурно- фашиальная подобласть Норильская фашиальная зона	р. Келимар	р. Моторчуна	Вилуйская структурно- фашиальная подобласть Жиганская структурно- фашиальная зона	Вилуйская структурно- фашиальная подобласть Сунтарская структурно- фашиальная зона	Обь-Тазовская фашиальная область Уренгойский структурно- фашиальный район	Ямало-Гаданская фашиальная область Усть-Енисейский структурно-фашиальный район	Ямало-Гаданский структурно- фашиальный район
Тюарский	Верхний	Pleydelia aalensis	Pseudoloceras falcodiscus	Хортонская свита	Анабарская губа	Курчумская свита	Курчумская свита	Курчумская свита	Верхняя полсвита	Верхняя полсвита	Налюхская свита
		Dumortieria pseudoradiosa									
		Physoceras dispersum									
		Grammoceras thouarsense									
		Haugia variabilis									
		Hildoceras bifrons									
		Nauroceras falcliferum									
		Dactyloceras tenuicostatum									
		Pleuroceras spinatum									
Плинебах- ский	Верхний		Amaltheus viligaensis	Аиркатская свита	Meleagrinella cf. substriata Meleagrinella tiungensis	Тюнтская	Meleagrinella tiungensis	Meleagrinella cf. pichelincevae	Нижняя полсвита	Китербютская свита	Китербютская свита

Рис. 3. Представления о распространении и стратиграфическом распределении видов, относившихся к роду Meleagrinella, в нижнем тоаре Западной и Восточной Сибири (по Бодылевский, Шульгина, 1958; Стратиграфия..., 1976; Решения..., 1981; Князев и др., 1984, 1991; Шурыгин и др., 2000; Решение..., 2004).

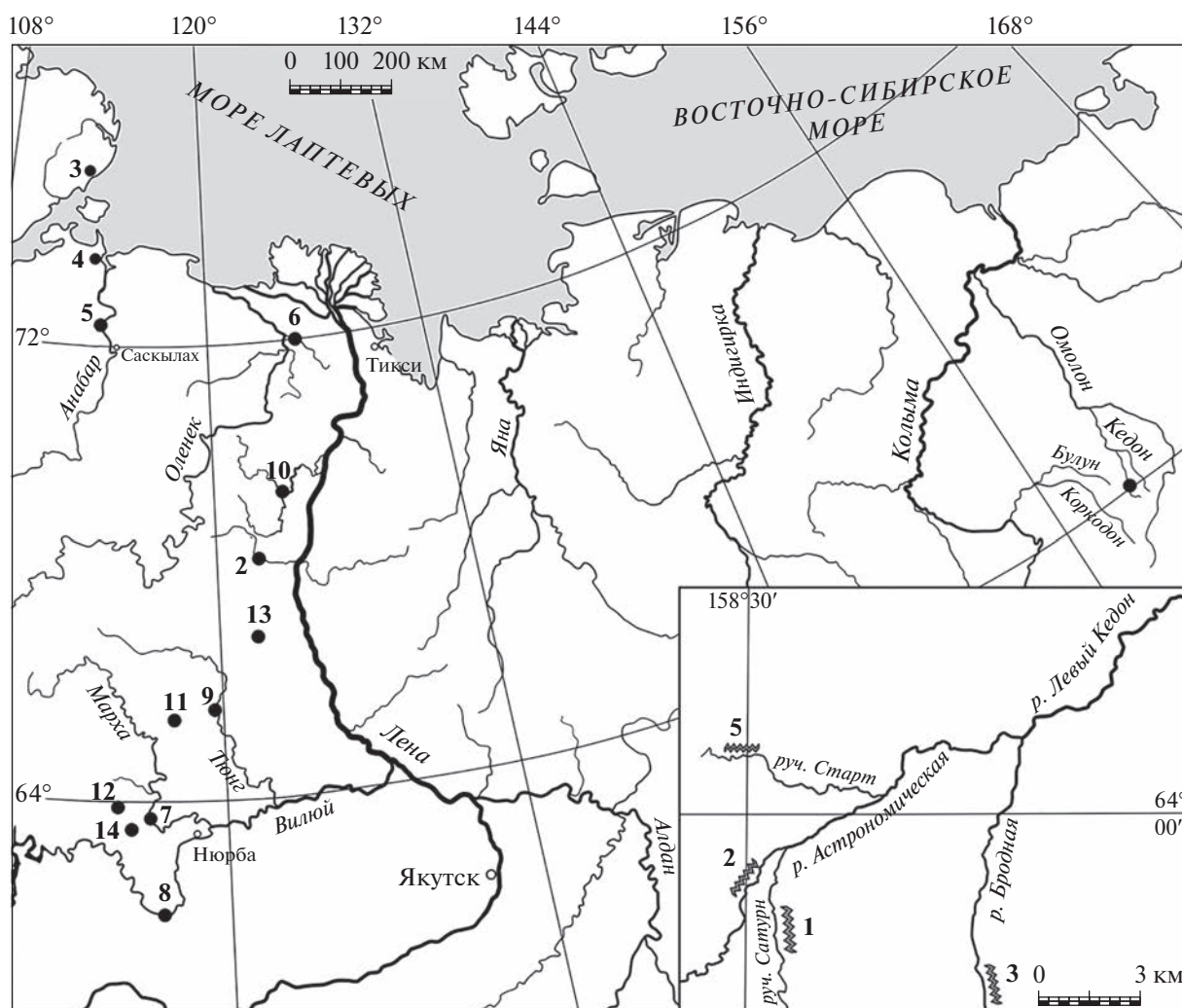


Рис. 4. Карта изученных разрезов нижнего тоара на Северо-Востоке России и в Восточной Сибири.

Северо-Восток России. Естественные выходы: 1 – басс. р. Левый Кедон (на врезке приведена полевая нумерация обнажений: 1 – р. Сатурн, 2 – р. Астрономическая, 3 – р. Бродная, 5 – р. Старт). Восточная Сибирь. Естественные выходы: 2 – р. Моторчуна; 3 – мыс Цветкова (Восточный Таймыр); 4 – Анабарская губа; 5 – р. Анабар; 6 – р. Келимйар; 7 – р. Марха; 8 – р. Вилюй; 9 – р. Тюнг; 10 – рр. Сюнгюдэ, Молодо. Участки бурения: 11 – Тенкеляхский участок (междуречье Тюкян–Марха), 12 – Правобережный участок (междуречье Марха–Вилюй), 13 – Серки-Линденский участок (междуречье Тюнг–Лена), 14 – Оттурский участок (междуречье Марха–Вилюй).

(“оксито-зоны”) по палеонтологическому и стратиграфическому критериям представляют собой филозоны. Процедура выделения оксито-зоны – это принятие стратиграфической гипотезы о синхронности разноудаленных отложений, индексированных таксоном, представляющим собой отрезок филогенетической линии рода *Meleagrinella*.

Проблема глобального параллелизма изменений организмов (гомотаксиса) и синхронности для определенных стратиграфических уровней, характеризующихся связями между бассейнами, решалась с помощью теории центров происхождения и миграций (Дарвин, 1991). Поскольку на расселение зонального вида уходило какое-то

время, границы оксито-зон не являются абсолютно синхронными, но в масштабах геологического времени делается допущение, позволяющее считать оксито-зоны практически изохронными.

Считается, что использование бентоса для хроностратиграфии сопряжено со значительными трудностями, обусловленными ограниченными миграционными способностями этих организмов (Степанов, Месежников, 1979). Для стратиграфических уровней, характеризующихся уменьшением связей между бассейнами, в результате параллельного гомологического мутирования родственных групп в филетических ветвях, отходящих от общего предкового ствола, появлялись сходные формы,

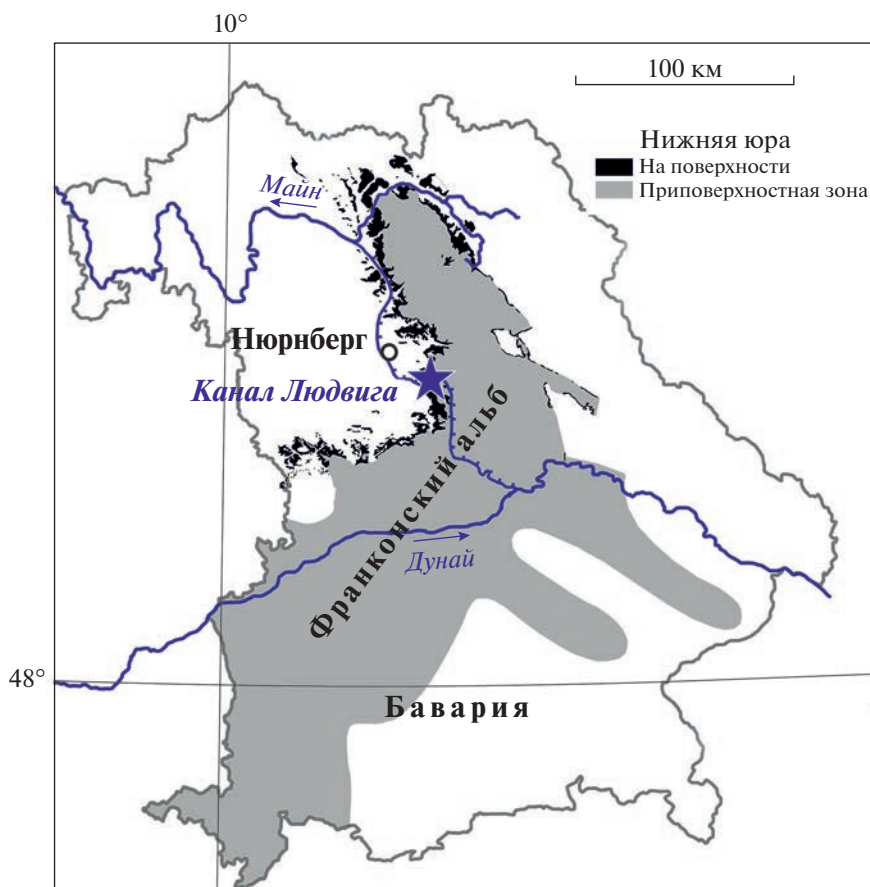


Рис. 5. Схема расположения изученного разреза нижнего тоара в Южной Германии. Звездочкой обозначен участок Канала Людвиг вблизи поселка Дёрльбах.

образующие горизонтальный ряд (граду). Факторы среды, влияющие на условия отбора, вызывали синхронные однонаправленные изменения у различных видов. В разных популяциях, а также у различных родственных видов синхронно появлялись в массовом количестве или почти полностью исчезали определенные фены. В этом случае зональная классификация строилась с помощью концепции параллелизма хроноклин (Красилов, 1977).

Морфогенез рода *Meleagrinea*, с одной стороны, имел направленность, которая запечатлена в последовательности сменяющих друг друга состояний лигаментного и биссусного блоков, с другой стороны, обладал периодичностью, которая обнаруживается относительно стабильным состоянием различных наружных морфологических признаков в определенных интервалах разрезов. Различные сочетания внутренних и наружных морфологических признаков раковин составляют основу периодизации шкалы. Направленная эволюция внутренних признаков рода *Meleagrinea*,

наряду с периодической дифференциацией наружных признаков, обладает собственным временем, а соответствующая отрезкам филогенетической линии рода шкала может рассматриваться как биохронологическая. Время образования оксито-зон соответствует фазам существования видов-индексов.

В процессе многолетнего изучения нижне-среднеюрских двустворчатых моллюсков семейства *Oxytomidae* Ichikawa, 1958 (Лутиков, Шурыгин, 2010; Лутиков и др., 2010, 2022; Лутиков, Арп, 2020а, 2020б; Лутиков, 2021) сформировалась гипотеза о непрерывности эволюционной сукцессии родов *Meleagrinea* и *Arctotis*, широко распространенных в тоар-ааленских отложениях Северного полушария. Эволюционные изменения внутренних признаков, установленные в результате изучения морфогенеза лигаментного блока у раковин мелеагринелл и арктотисов, происходящих из разных стратиграфических толщ, приняты за филогенетическую хрооклину при конструировании биохронологической шкалы. В установ-

ленной хронофилогенетической последовательности групп *Praemeleagrinnella*, *Clathrolima*, *Meleagrinnella* s.str., *Praearctotis* и *Arctotis* s.str. границы видов определялись по взвешенным признакам. Относительная дискретность признаков объясняется неполнотой геологической летописи (Дарвин, 1991).

По своей природе шкала является событийной. В плинсбах-тоарской последовательности эволюционных изменений гомологических структур лигаментного блока у мелеагринелл с помощью системы градаций на трех стратиграфических уровнях установлено три новообразования. В позднем плинсбахе возник “скошенно-расширяющийся” подвид онтогенеза лигаментной ямки, в фазе *Dactylioceras commune* образовалась остроугольная лигаментная ямка, в фазе *Zugodactylites braunianus* появился расширяющийся вид онтогенеза лигаментной ямки (Лутиков, Арп, 2023).

Последовательность оксито-зон в опорном разрезе нижнего тоара, вскрытого в естественных обнажениях по рр. Астрономическая и Сатурн (Лево-Кедонская стратиграфическая зона), согласовывалась с установленными границами аммонитовых зон бореальной аммонитовой шкалы (Князев и др., 2003). Границы оксито-зон в этом разрезе условно совмещались с наиболее стратиграфически близко расположенными границами аммонитовых зон. Хронометрический возраст оксито-зон определялся зонами аммонитовой шкалы. Калибровка биохронологической шкалы с Международной стратиграфической шкалой (МСШ) осуществлялась путем прослеживания оксито-зон в разрезе Канала Людвиг в Южной Германии и привязкой границ оксито-зон к границам аммонитовых зон, составляющих основу МСШ, установленных в этом разрезе.

Предложенная для биостратиграфических корреляций шкала базируется на выводах по филогенезу рода *Meleagrinnella* Whitfield, 1885 (Лутиков, Арп, 2023). При расчленении разрезов для определения объема биостратонов принимался во внимание весь комплекс сопутствующих зональных таксонов двустворчатых моллюсков.

Для оценки корреляционного потенциала шкалы последовательность оксито-зон была прослежена в разнофациальных разрезах нижнего тоара (Анабарская губа, рр. Келимьяр, Моторчуна, Марха, Тюнг, Вилуй), расположенных в четырех структурно-фациальных зонах Восточной Сибири: Нордвической, Лено-Анабарской, Жиганской, Сунтарской и в разрезе тоара Франконского Альба в Южной Германии (Канал Людвиг, Дёрльбах).

БИОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ ТОАРА ПО ДВУСТВОРЧАТЫМ МОЛЛЮСКАМ РОДА MELEAGRINELLA WHITFIELD, 1885

Основой предлагаемой бореальной биохронологической шкалы является хронологическая сукцессия двустворчатых моллюсков рода *Meleagrinnella*. Для исследования стратиграфической последовательности биостратонов с двустворчатыми моллюсками в качестве опорного рассматривался разрез по р. Астрономическая и надстраиваемый его разрез по р. Сатурн (бассейн р. Левый Кедон), поскольку они наиболее полно охарактеризованы аммонитами на Северо-Востоке Азии. Оба разреза расположены друг от друга на расстоянии около 1 км (рис. 6, 7). В тоарской толще установлена последовательность из трех видов рода *Meleagrinnella*, на основе которой сконструирована биозональная шкала. Характеристика зональных комплексов подразделений шкалы дана на основании собственных полевых и камеральных исследований, а также с учетом сведений, полученных из публикаций в открытом доступе (Кошелкина, 1980; Милова, 1988; Князев и др., 1991, 2003; Шурыгин и др., 2000; Репин, Полуботко, 2004; Девятков и др., 2010 и др.). Систематическая принадлежность большей части сопутствующих двустворчатых моллюсков, относящихся к другим семействам, определена на основании проводившихся ранее монографических описаний (Крымгольц и др., 1953; Полевой..., 1968; Захаров, Шурыгин, 1978; Милова, 1988). Систематическая принадлежность двустворчатых моллюсков, относящихся к семействам *Bakevellidae* King, 1950 и *Retroceramidae* Koschelkina, 1971, определена с учетом ревизии, проведенной И.В. Полуботко (Полуботко, 1992; Невеская и др., 2013). Уточнен стратиграфический объем слоев с *Praebuchia? faminaestriata* (Polubotko) в разрезах рр. Астрономическая и Сатурн. Он соответствует зонам *Pseudolioceras compactile*, *P. wuerttenbergeri* и *P. falcodiscus* бореальной аммонитовой шкалы. Шкала по мелеагринеллам увязана с зонами бореальной аммонитовой шкалы (Шурыгин и др., 2011). С помощью аммонитовых уровней, установленных в разрезе Канала Людвиг (Дёрльбах, Германия) (Arp et al., 2021), шкала откалибрована зонами суббореальной аммонитовой шкалы (Page, 2003).

Оксито-зона *Meleagrinnella golberti*

Номенклатура. Зона выделяется вместо зон “*Praemeleagrinnella* sp. 1” и “*Praearctotis* sp. 1”, предложенных ранее (Лутиков, Арп, 2020б). Зона по двустворкам *Meleagrinnella* ex gr. *substriata* и *Kedonella mytileformis* в объеме аммонитовых зон

Обн. 2, р. Астрономическая

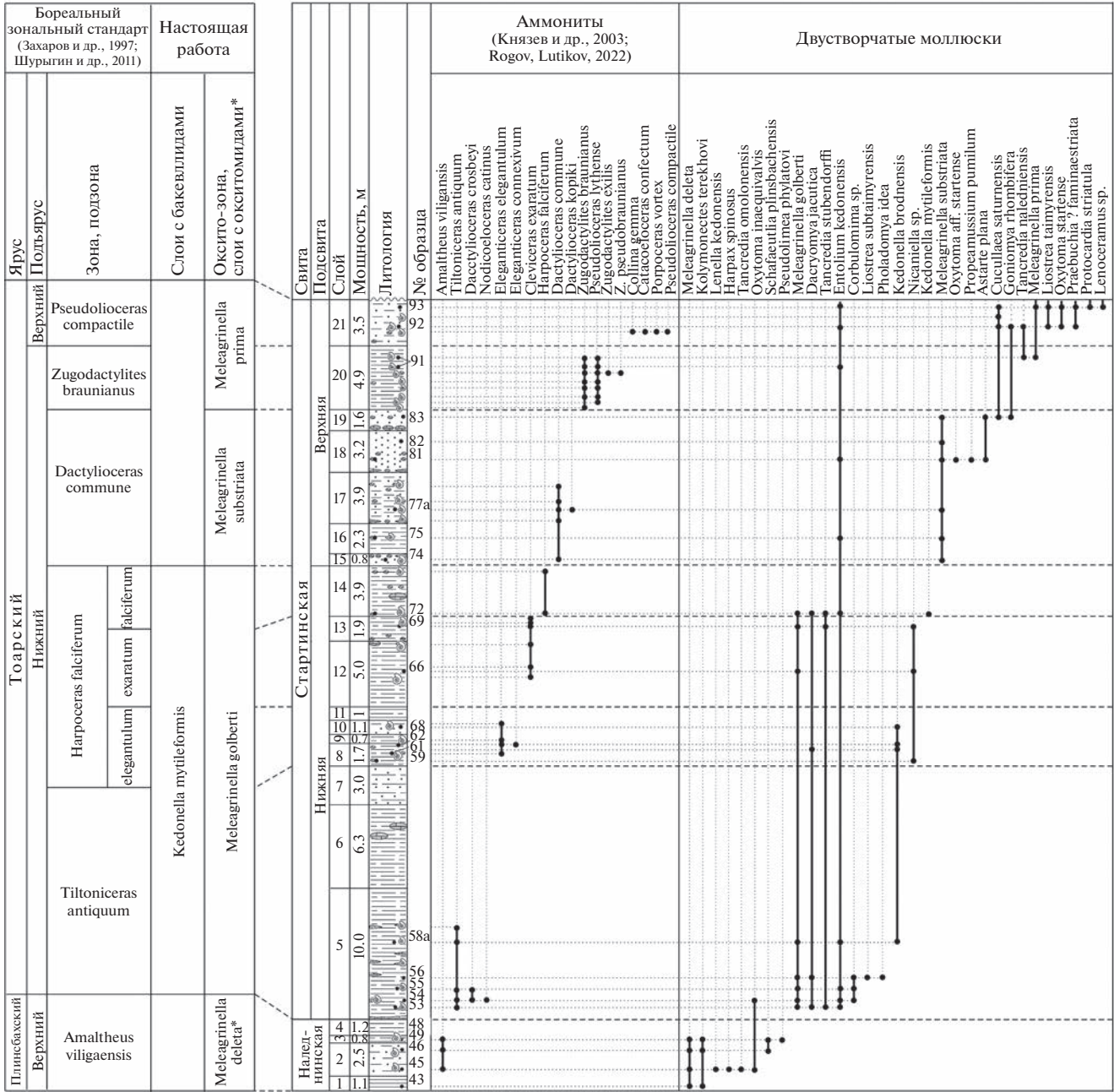


Рис. 6. Схема расчленения тоарских отложений в разрезе р. Астрономическая и стратиграфическое распространение встреченных в нем аммонитов и двустворчатых моллюсков. Условные обозначения см. на рис. 10.

Tiloniceras antiquum и Harposeras falciferum впервые была выделена И.В. Полуботко и Ю.С. Репиным для Северо-Востока России (Репин, Полуботко, 2004). Мелеагринеллы из нижних двух зон тоара из разрезов Восточной Сибири, Северо-Востока России и Германии ранее относились к видам Melegrinella substriata (Князев и др., 2003), Melegrinella ex gr. substriata (Репин, Полуботко, 2004), Melegrinella (Praemelegrinella) sp. 1 и

Praearctotis sp. 1 (Лутиков, Арп, 2020а). В результате ревизии они отнесены к новому виду Melegrinella (Praemelegrinella?) golberti Lutikov et Arp (Лутиков, Арп, 2023). Оксито-зона Melegrinella golberti соответствует зонам Tiloniceras antiquum и Harposeras falciferum бореального стандарта (Шурыгин и др., 2011).

Вид - индекс: Melegrinella (Praemelegrinella?) golberti Lutikov et Arp.

ние находки вида-индекса обнаружены совместно с *Harpoceras falciferum*. На р. Бродная совместно с *Harpoceras falciferum* встречены ракушняковые скопления с *Meleagrinnella* (P. ?) aff. *golberti*.

На р. Келимяр первое появление *Meleagrinnella* (P. ?) *golberti* зафиксировано в обнажениях 14 и 16 в интервале 0.7–0.8 м от основания келимярской свиты. В обнажении 16 на уровне 1.0 м от основания келимярской свиты найден аммонит *Tiloniceras* sp. ind. В интервале 1.0–1.1 м вид-индекс оксито-зоны встречен совместно с “*Harpoceras*” (= *Cleviceras*) *exaratum* (Young et Bird), *Harpoceras falciferum* (Князев и др., 1984) (рис. 8).

В Южной Германии в местности Дёрльбах (Бавария) вид-индекс найден в пачке “*Laibstein II*”. С ним обнаружены аммониты *Cleviceras exaratum*, *C. elegans* (Sowerby), *Harpoceras serpentinum* (Reinecke) (рис. 9, слой 8). В Северной Германии в местности Аденштедт (Нижняя Саксония) вид-индекс встречен в разрезе временного строительного котлована совместно с аммонитами *Hildaites murleyi* (Мохон) (Лутиков, Арп, 2023).

В Англии в местности Порт Малгрейв (Йоркшир) вид “*Meleagrinnella substriata*” (= *Meleagrinnella golberti*) встречается совместно с *Protogrammoceras paltum* (Buckman), *Eleganticeras elegantulum*, *Lytoceras crenatum* (Buckman), *Cleviceras exaratum*, *C. elegans*, *Hildaites murleyi* (Caswell et al., 2009; Morris et al., 2019).

В Западной Канаде на р. Скальп Крик (Южная Альберта) вид “*Meleagrinnella* sp.” (= *Meleagrinnella golberti*) обнаружен вместе с *Cleviceras exaratum* (Martindale, Aberhan, 2017).

Таким образом, биозона *Meleagrinnella* (*Praemeleagrinnella* ?) *golberti* охватывает зоны *Tiloniceras antiquum* и *Harpoceras falciferum* бореальной аммонитовой шкалы (Шурыгин и др., 2011) и, соответственно, зоны *Dactylioceras tenuicostatum* и *Harpoceras serpentinum* суббореальной шкалы (Page, 2003). Объем оксито-зоны *Meleagrinnella golberti* соответствует биозоне вида-индекса. Нижняя граница оксито-зоны совмещается с основанием зоны *Tiloniceras antiquum*. Верхняя граница совмещается с основанием зоны *Dactylioceras commune* бореальной аммонитовой шкалы (Захаров и др., 1997; Шурыгин и др., 2011).

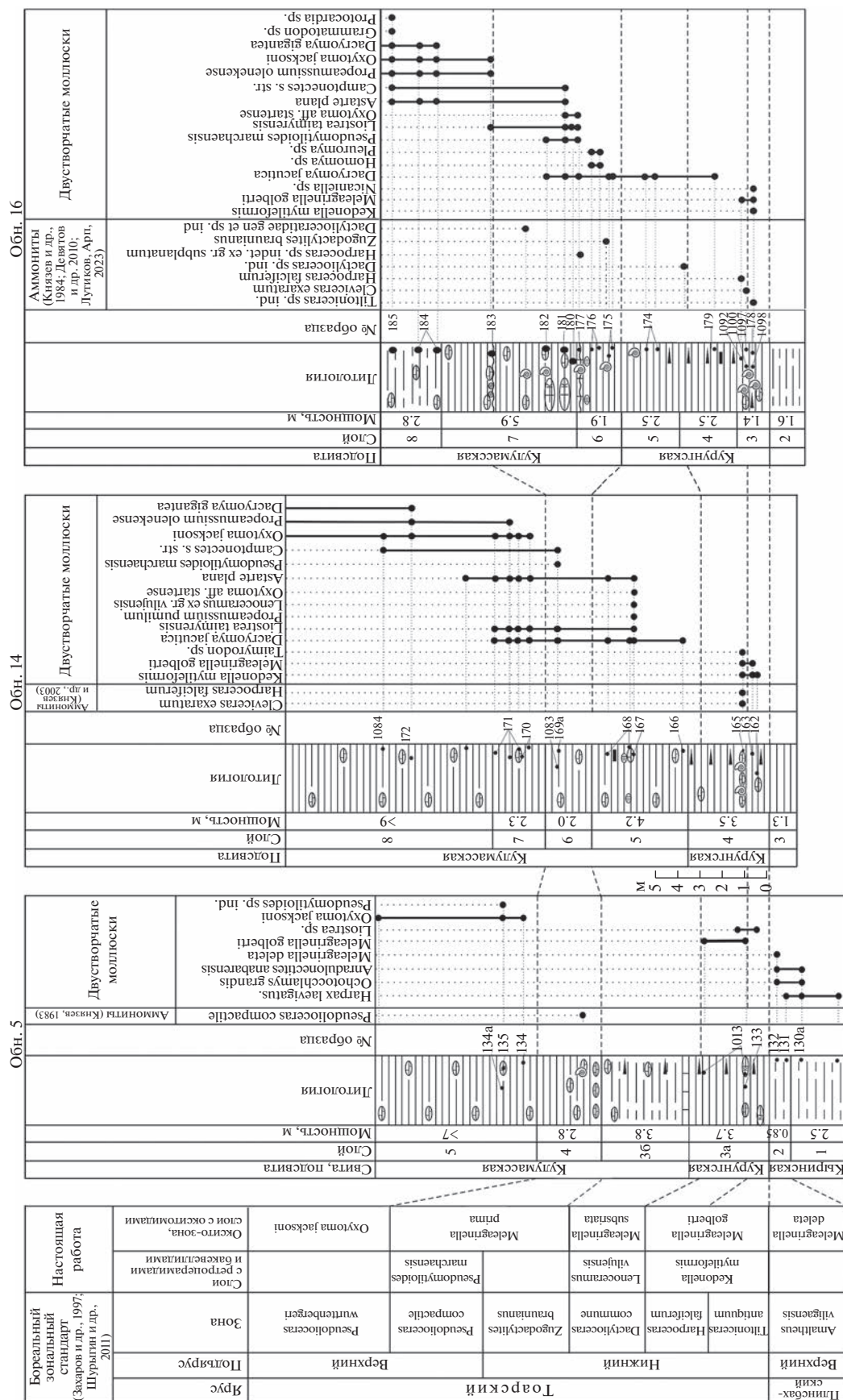
Корреляция. Оксито-зона *Meleagrinnella golberti* соответствует нижней части b-зоны *Dacryomya inflata* и *Tancredia bicarinata*, включая слои с *Corbulomima* sp. параллельной зональной шкалы по двустворчатым моллюскам (Шурыгин и др., 2011). Оксито-зона отвечает зоне *Meleagrinnella ex gr. substriata*, *Kedonella mytiliformis* зональной шкалы по двустворчатым моллюскам, принятой для Северо-Востока России (Решения..., 2009).

В Южной Германии во Франконском Альбе (Дёрльбах, Германия) к оксито-зоне относится нижняя часть формации *Posidonienschiefer* (мощность до 0.35 м) (рис. 9, слои 7–10). В пачке *Laibstein I* (рис. 9, слой 7) встречены двустворчатые моллюски *Kedonella ex gr. dubius*, *Nicaniella* sp. и аммониты *Tiloniceras antiquum*, *Cleviceras exaratum*, *Hildaites murleyi*, *Lytoceras ceratophagum* (Quenstedt) (Arp et al., 2021). Частные коллекционеры в этом районе находили *Eleganticeras elegantulum*, но точное положение этих аммонитов в пределах уровня конкреций *Laibstein I* не известно. В пачке *Laibstein II* (рис. 9, слой 8) встречены двустворчатые моллюски *Meleagrinnella golberti*, *Kedonella ex gr. dubius*, *Camptonectes s.str.*, *Goniomya rhombifera* (Goldf.), *Pleuromya* sp. и аммониты *Cleviceras elegans*, *C. cf. exaratum*, *Phylloceras heterophyllum* (Sowerby), *Harpoceras serpentinum*, “*Peronoceras*” *desplacei* (d’Orbigny), *Nodicoeloceras crassoides* (Simpson), *Dactylioceras semiannulatum* Howarth, *D. anguinum* (Reinecke). В пачке “*Fish Scale Bed*” (рис. 9, слой 9) встречены двустворчатые моллюски *Meleagrinnella* (P. ?) *golberti*, *Kedonella ex gr. dubius* и аммониты *Cleviceras elegans* (Arp et al., 2021). Эта часть разреза (рис. 9, слои 7–10) коррелируется с зонами *Dactylioceras tenuicostatum* и *Harpoceras falciferum* аммонитовой шкалы Германии (Riegraf et al., 1984) и с зонами *Dactylioceras tenuicostatum* и *Harpoceras serpentinum* суббореальной стандартной аммонитовой шкалы (Page, 2003).

В Лево-Кедонской стратиграфической зоне оксито-зона выделяется в разрезе на р. Астрономическая (рис. 6, слои 5–14), на р. Сатурн (по Князев и др., 2003, слои 1–9) (рис. 7, слои 1–9), на р. Бродная (по Князев и др., 2003, слои 16–18) по находкам зонального комплекса с *Meleagrinnella* (P. ?) *golberti*, *Kedonella brodnensis*, *K. mytiliformis*, *Nicaniella* sp.

В Лено-Анабарской структурно-фациальной зоне (р. Келимяр) к оксито-зоне относится нижняя часть курунгской подсвиты (0–3.0 м), входящей в состав келимярской свиты (рис. 8, обн. 5, слой 3а; обн. 14, слой 4; обн. 16, слои 3–4). Оксито-зона выделяется по находкам зонального комплекса с *Meleagrinnella* (P. ?) *golberti*, *Kedonella mytiliformis*, *Dacryomya jacutica* (Petr.), *Nicaniella* sp. В обнажении 16 на уровне 1.0 м от основания келимярской свиты встречены аммониты *Tiloniceras* sp. ind. (Лутиков, Арп, 2023). На уровне 1.1 м встречены аммониты “*Harpoceras*” (= *Cleviceras*) *exaratum* и *Harpoceras falciferum* (Князев и др., 1984, 2003). Оксито-зона в разрезе р. Келимяр имеет мощность около 3.0 м.

В Сунтарской структурно-фациальной зоне к оксито-зоне относится пачка I и нижняя часть



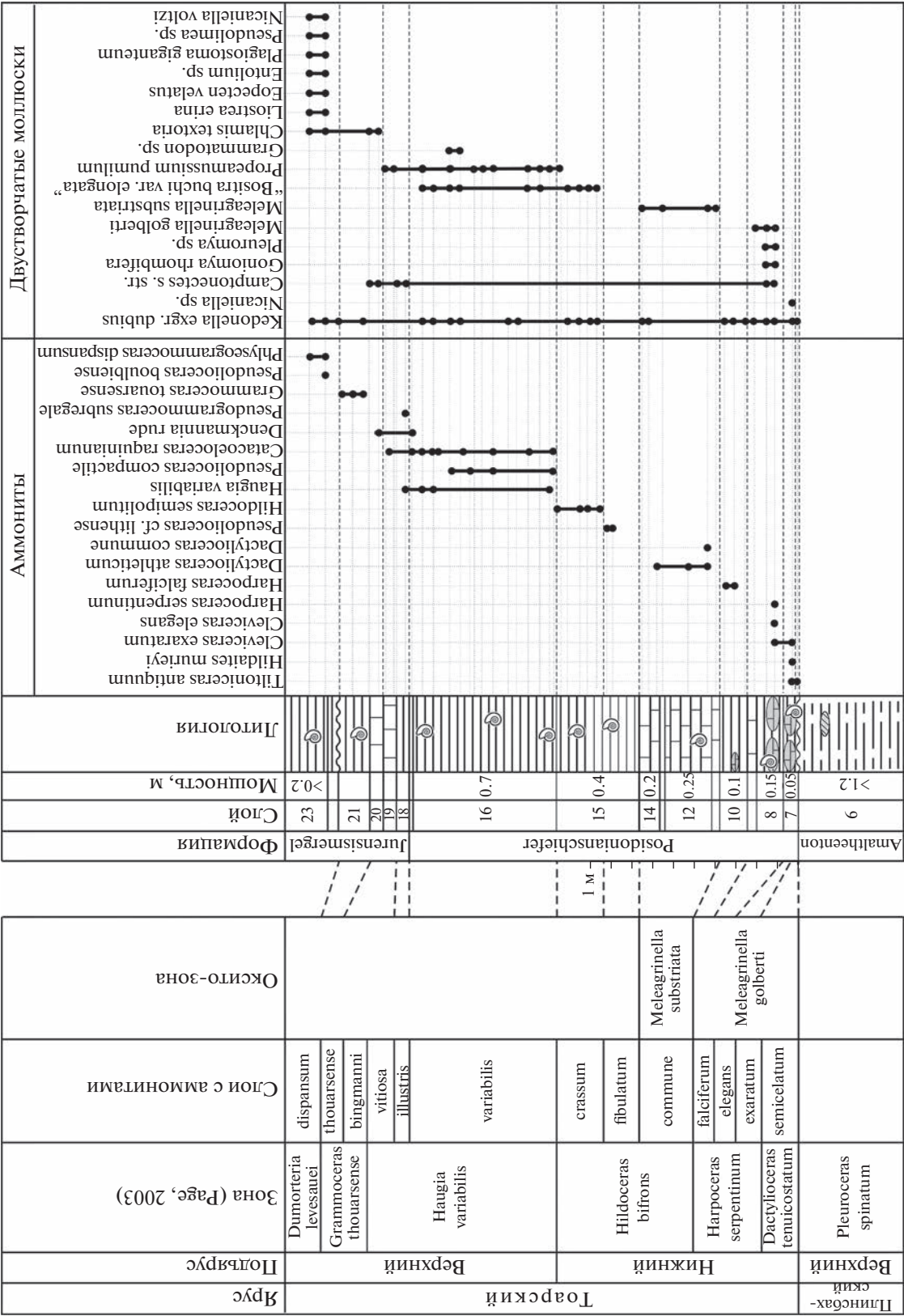


Рис. 9. Схема расчленения тоарских отложений в разрезе Канала Людвига (Дёрлбах, Южная Германия) и стратиграфическое распространение встречающихся в нем аммонитов и двустворчатых моллюсков. Условные обозначения см. на рис. 10.

пачки II сунтарской свиты (по Князев и др., 2003, р. Тюннг, обн. 13, слои 1–6; обн. 14, слои 1–4; обн. 15а, слои 1–2). Оксито-зона выделяется по находкам зонального комплекса: *Meleagrinnella* (P. ?) *golberti*, *Kedonella mytileformis*, *Dacryomya jacutica*, *Tancredia stubendorffi*, *Liostrea* (*Deltostrea*) *taimyrensis*. В этой части встречаются аммониты *Eleganticeras elegantulum*, “*Harposeras*” (= *Cleviceras*) *exaratum*, *H. falciferum* (Князев и др., 2003). Видимая мощность оксито-зоны на р. Тюннг около 13 м. На pp. Вилуй и Марха оксито-зона выделяется по присутствию зонального комплекса: *Meleagrinnella* (P. ?) *golberti*, *Kedonella mytileformis*, *Dacryomya jacutica*, *Tancredia stubendorffi*, *Liostrea* (*Deltostrea*) *ex gr. taimyrensis* (по Князев и др., 2003, р. Вилуй, обн. 19, слои 15–18; р. Марха, обн. 6, слои 6–7). По находкам вида-индекса *Meleagrinnella* (P. ?) *golberti* оксито-зона установлена на Оттурском участке (междуречье Марха–Вилуй).

В Жиганской структурно-фациальной зоне (р. Моторчуна) к оксито-зоне относятся нижние 4.2 м сунтарской свиты. Оксито-зона выделяется по находкам зонального комплекса: *Meleagrinnella* (P. ?) *golberti*, *M. (P. ?) aff. golberti*, *Kedonella brodnensis*, *K. mytiliformis*.

В Нордвикской структурно-фациальной зоне (Анабарская губа) к оксито-зоне относится большая часть китербютской свиты по находкам зонального комплекса: *Meleagrinnella* (P. ?) *golberti*, *Kedonella mytileformis*, *Dacryomya jacutica* (рис. 10, обн. 5, слой 64, нижние 19 м).

Оксито-зона Meleagrinnella substriata

Номенклатура. В установленном хроностратиграфическом объеме выделяется впервые. Оксито-зона охватывает зону *Dactylioceras commune* (= *Harposeras subplanatum*) бореальной аммонитовой шкалы (Захаров и др., 1997; Князев и др., 2003; Шурыгин и др., 2011) и зону *Hildoceras bifrons* (подзона *Dactylioceras commune*) суббореальной аммонитовой шкалы (Page, 2003).

Вид-индекс: *Meleagrinnella* (*Clathrolima*) *substriata* (Münster), 1831.

Стратотип оксито-зоны: Северо-Восток России, Лево-Кедонская стратиграфическая зона, стартинская свита, бассейн р. Левый Кедон (р. Астрономическая), мощность 11.8 м (рис. 6, обн. 2, слои 15–19).

Зональный комплекс оксито-зоны составляют виды двустворчатых моллюсков: *Propeamussium pumilum* (Lam.), *Astarte plana* Milova, *Cucullaea saturnensis* Milova, *Oxytoma aff. startense* Polub., *Mytiloceramus* (*Lenoceramus*) *vilujensis* Pol-

ub., *Tancredia bicarinata* Schurygin, *Modiolus tiungensis* Petr.

Границы и обоснование возраста. Нижняя граница устанавливается по появлению вида-индекса. Верхняя граница проводится по подошве оксито-зоны *Meleagrinnella prima*. Хронологический объем оксито-зоны определяется суммой тейлзон вида-индекса во всех известных разрезах.

В стратотипе на р. Астрономическая вид-индекс *Meleagrinnella* (C.) *substriata* появляется совместно с *Dactylioceras commune* (Sowerby). Последние находки вида-индекса отмечаются в слоях без аммонитов ниже уровня появления *Pseudolioceras lythense* (Young et Bird), *Zugodactylites braunianus* (d’Orbigny) (рис. 6).

На pp. Вилуй, Тюннг вид-индекс *Meleagrinnella* (C.) *substriata* встречен совместно с *Dactylioceras commune*.

В разрезе Канала Людвиг (Дёрльбах, Германия) вид-индекс образует ракушняковые скопления в пачке битуминозных аргиллитов (рис. 9, слой 11) и в пачке “*Dactylioceras-Monotis-Bank*”, относящихся к формации *Posidonienschiefer* (рис. 9, слои 12–14). Вид-индекс *Meleagrinnella* (C.) *substriata* встречен с аммонитами *Dactylioceras commune*, *D. athleticum* (Simpson).

Хроностратиграфический объем оксито-зоны соответствует зоне *Dactylioceras commune* (= *Harposeras subplanatum*) бореальной аммонитовой шкалы (Захаров и др., 1997; Князев и др., 2003; Шурыгин и др., 2011) и подзоне *Dactylioceras commune* (зона *Hildoceras bifrons*) суббореальной аммонитовой шкалы (Page, 2003).

Корреляция. Оксито-зона *Meleagrinnella substriata* соответствует верхней части b-зоны *Dacryomya inflata* и *Tancredia bicarinata* параллельной зональной шкалы по двустворчатым моллюскам (Шурыгин и др., 2011). В зональной шкале по двустворчатым моллюскам, принятой для Северо-Востока России, оксито-зона *Meleagrinnella substriata* соответствует зоне *Kedonella dagysi* (Решения..., 2009).

В Южной Германии во Франконском Альбе к оксито-зоне относится пачка “*Dactylioceras-Monotis-Bank*” (мощность 0.4 м) (рис. 9, слои 11–14) формации *Posidonienschiefer*. В ней встречены двустворчатые моллюски *Meleagrinnella* (*Clathrolima*) *substriata*, *Kedonella ex gr. dubius* и аммониты *Dactylioceras athleticum*. Эта часть разреза относится к зоне *Hildoceras bifrons* (подзона *Dactylioceras commune*) аммонитовой шкалы Германии (Riegraf et al., 1984) и коррелируется с подзоной *D. commune* суббореальной аммонитовой шкалы (Page, 2003).

В Лево-Кедонской стратиграфической зоне оксито-зона выделяется на р. Астрономическая (рис. 6, обн. 2, слои 15–19) и на р. Сатурн (рис. 7, обн. 1, слои 10–16) по находкам зонального комплекса с *Meleagrinnella* (C.) *substriata*, *Propeamussium pumilum*, *Astarte plana*, *Cucullaea saturnensis*, *Oxytoma* aff. *startense*.

В Лено-Анабарской структурно-фациальной зоне (р. Келимьяр) вид-индекс зоны не обнаружен. В глинах келимьярской свиты присутствуют характерные для оксито-зоны *Meleagrinnella substriata* двустворчатые: *Mytiloceras* (L.) *vilujensis*, *Propeamussium pumilum* (рис. 8, обн. 14, слой 5). В 6.0 м от подошвы келимьярской свиты обнаружены *Dactylioceras* sp. ind. (рис. 8, обн. 16, слой 5) (Девятков и др., 2010), а в 7 м от подошвы келимьярской свиты А.В. Гольбертом в 1983 г. был обнаружен *Zugodactylites braunianus* (рис. 8, обн. 16, слой 6) (Князев и др., 2003). Слои с *Lenoceras* *viliuensis* и слои с *Zugodactylites braunianus* на р. Келимьяр занимают положение в разрезе между оксито-зоной *Meleagrinnella golberti* и б-зоной *Pseudomytiloides marchaensis*. Эта часть разреза соответствует зонам *Dactylioceras commune* (*Harpoceras subplanatum*) и *Zugodactylites braunianus* (= *Pseudodactylioceras lythense*) бореальной аммонитовой шкалы (Захаров и др., 1997; Князев и др., 2003; Шурыгин и др., 2011).

В Сунтарской структурно-фациальной зоне (р. Тюнг) к оксито-зоне относится верхняя часть второй пачки сунтарской свиты. Оксито-зона выделяется в разрезе на р. Тюнг по находкам зонального комплекса с *Meleagrinnella* (C.) *substriata*, *Mytiloceras* (L.) *vilujensis*, *Tancredia bicarinata* (по Князев и др., 2003, р. Тюнг, обн. 13, слой 7; обн. 14, слои 5–6; обн. 15а, слои 3–4; обн. 15, слой 2). С этого уровня приводятся аммониты: *Dactylioceras commune*, *D. amplum* Dagys, *D. kanense* McLearn, *D. suntarense* Krimholz, *D. crassifactum* (Simpson), *Catacoeloceras crassum* (Young et Bird) (Князев и др., 2003). На р. Вилюй оксито-зона выделяется по находкам зонального комплекса с *Meleagrinnella* (C.) *substriata*, *Mytiloceras* (L.) *vilujensis*, *Tancredia bicarinata* (по Князев и др., 2003, р. Вилюй, обн. 19, слой 11). На р. Марха вид-индекс не установлен. В верхней части второй пачки и в нижней части третьей пачки выделяются слои с *Lenoceras* *vilujensis*, которые соответствуют зоне *Dactylioceras commune* (= *Harpoceras subplanatum*) бореальной аммонитовой шкалы (Захаров и др., 1997; Князев и др., 2003; Шурыгин и др., 2011) и коррелируются с оксито-зоной *Meleagrinnella substriata* (рис. 10, обн. 6, слои 4–6; обн. 10, слои 4–7; обн. 10, слой 9). Оксито-зона выделяется в разрезе скважины 350 профиля 1060 Тенкеляхского участка бурения по находкам вида-индекса (рис. 11, пачка III–низы пачки IV).

В Нордвикской структурно-фациальной зоне (Анабарская губа) оксито-зона выделяется по находке вида-индекса и зонального комплекса двустворчатых моллюсков (рис. 10, обн. 5, слой 65 (верхи) – слой 75). К оксито-зоне, вероятно, относится терминальная часть китербютской свиты (около 4.2 м), которая содержит *Dasyomya jacutica*, *Tancredia bicarinata* и коррелируется с зоной *D. commune* (= *Harpoceras subplanatum*) бореальной аммонитовой шкалы на основании находок *Dactylioceras* sp. ind. (Стратиграфия..., 1976; Князев и др., 2003). К оксито-зоне относится нижняя часть эренской свиты, в которой встречены *Meleagrinnella* (C.) *substriata*, *Lenoceras* *viliuensis*, *Modiolus tiungensis* Petr., *Liostrea* (*Deltostrea*) *taimyrensis* и аммониты *Dactylioceras commune*, *D. suntarense* Krimholz, *Catacoeloceras crassum* (Князев и др., 2003).

В Жиганской структурно-фациальной зоне (р. Моторчуна) зона не установлена; вероятно, эта часть разреза тоара скрыта перерывом в наблюдениях.

Оксито-зона *Meleagrinnella prima*

Номенклатура. Оксито-зона выделена взамен зоны *Praeartotis milovae* (Лутиков, 2021) в связи с переопределением вида-индекса (Лутиков, Арп, в печати). Оксито-зона *Meleagrinnella prima* по объему соответствует зонам *Zugodactylites braunianus* (= *Pseudodactylioceras lythense*) и *Pseudodactylioceras compactile* бореального стандарта.

Вид-индекс: *Meleagrinnella* (*Meleagrinnella*) *prima* Lutikov, 2022.

Стратотип оксито-зоны: Восточная Сибирь, Анабарская губа, обн. 5, слои 76–79, эренская свита, мощность 22 м (рис. 10).

Парастратотип оксито-зоны: Северо-Восток России, Лево-Кедонская стратиграфическая зона, стартинская свита, бассейн р. Левый Кедон (р. Астрономическая), мощность 8.4 м (рис. 6, обн. 2, слои 20–21).

Зональный комплекс оксито-зоны составляют виды двустворчатых моллюсков: *Pseudomytiloides oviformis* (Khudyaev in Petrova, 1953), *P. marati* Polub., *P. marchaensis* (Petr.), *Meleagrinnella* (*Clathrolima*) sp., *Modiolus numismalis* Opp., *Tancredia securiformis* Dunk., *Praebuchia* ? *faminaestriata* (Polub.), *Oxytoma startense* Polub., *O. kirinae* Velikz., *Camptonectes* s.str.

Границы и обоснование возраста. Нижняя граница оксито-зоны *Meleagrinnella prima* устанавливается по первому появлению вида-индекса. Верхняя граница проводится по подошве оксито-зоны *Arctotis marchaensis*.

Возраст оксито-зоны по аммонитовой шкале определяется суммой тейльзон вида-индекса во всех известных разрезах. В разрезе Анабарской губы *Meleagrinnella* (M.) *prima* встречается совместно с *Zugodactylites braunianus* и *Pseudolioceras lythense*, в разрезе р. Марха – совместно с *Z. braunianus*. На Северо-Востоке России на р. Астрономическая вид-индекс обнаружен совместно с *Z. braunianus*, *P. lythense*, *P. compactile* (Simps.), *Porroceras vortex* (Simps.), *Collina gemma Bonarelli* (рис. 6). Оксито-зона *Meleagrinnella prima* достоверно отвечает зонам *Zugodactylites braunianus* (= *Pseudolioceras lythense*) и *Pseudolioceras compactile* бореальной шкалы (рис. 1).

К о р р е л я ц и я. Оксито-зона *Meleagrinnella prima* соответствует верхней части b-зоны *Meleagrinnella faminaestriata* и зоне *Pseudomytiloides marchensis* зональной шкалы бореального стандарта по двустворчатым моллюскам (Шурыгин и др., 2011). В зональной шкале по двустворчатым моллюскам, принятой для Северо-Востока России, оксито-зона *Meleagrinnella prima* отвечает зонам *Mytiloceras marati* и нижней части зоны *M. marchensis*, включая слои с *Vaugonia literata* (Решения..., 2009).

В стратотипе на Анабарской губе (Нордвикская структурно-фациальная зона) оксито-зона *Meleagrinnella prima* выделяется в средней части эренской свиты по находкам зонального вида и зонального комплекса с *Modiolus numismalis*, *Tancredia securiformis*, *Pseudomytiloides oviformis*, *P. marchensis* (рис. 10, обн. 5, слои 76–79; обн. 4, слои 18–22).

В Лево-Кедонской стратиграфической зоне оксито-зона выделяется по находкам *Meleagrinnella* (M.) *prima* и зонального комплекса с *Pseudomytiloides marchensis*, *Oxytoma startense*, *Praebuchia* ? *faminaestriata* в разрезе на р. Астрономическая (рис. 6, обн. 2, слои 20–21), на р. Сатурн (по Князев и др., 2003, обн. 1, слои 15–16).

В Лено-Анабарской структурно-фациальной зоне (р. Келимьяр) вид-индекс зоны не обнаружен. В глинах келимьярской свиты присутствуют характерные для оксито-зоны двустворки: *Pseudomytiloides marchensis* (рис. 8, обн. 16, слой 7).

В Сунтарской структурно-фациальной зоне оксито-зона установлена в разрезе р. Марха и в скважинах Тенкеляхского участка по находкам *Meleagrinnella* (M.) *prima* и зонального комплекса с *Pseudomytiloides oviformis*, *Pseudomytiloides marchensis* (рис. 11). К зоне относится верхняя часть третьей пачки сунтарской свиты. Из этой части приводятся аммониты *Zugodactylites braunianus*, *Catacoeloceras crassum*, *Pseudolioceras compactile* (Князев и др., 2003).

В Жиганской структурно-фациальной зоне (р. Моторчуна) зона не установлена; вероятно, эта часть разреза тоара скрыта перерывом в наблюдениях.

В Южной Германии во Франконском Альбе (Дёрльбах, Германия) зональный комплекс двустворок оксито-зоны *Meleagrinnella prima* не установлен. В разрезе Канала Людвига в пачке “*Bifrons Shale*” мощностью 0.4 м (рис. 9, пачка 15) встречены двустворчатые моллюски *Kedonella* ex gr. *dubius*, “*Bositra buchi* var. *elongate*” (Goldfuss) и аммониты *Hildoceras semipolatum* Buckman (2, 17, 18 и 22 см ниже кровли); *Pseudolioceras* cf. *lythense* (20 см ниже кровли), *Phylloceras heterophyllum* (28 см ниже кровли) (Arp et al., 2021). В этом разрезе по совместному нахождению аммонитов *Pseudolioceras* cf. *lythense* и *Hildoceras semipolatum* подзона *Catacoeloceras crassum* нижнего тоара суббореальной аммонитовой шкалы (Page, 2003) коррелируется с зоной *Zugodactylites braunianus* (= *Pseudolioceras lythense*) бореальной аммонитовой шкалы (Князев и др., 2003). В пачке “*Variabilis Shale*” (рис. 9, пачка 16) мощностью 0.7 м встречены двустворчатые моллюски “*Bositra buchi* var. *elongate*”, *Kedonella* ex gr. *dubius*, *Propeamussium pumilum*, *Grammatodon* sp. и аммониты *Naugia variabilis* (d’Orbigny) (13 см ниже кровли), *Pseudolioceras compactile* (13, 19, 21, 24, 25, 37 и 65 см ниже кровли), *Catacoeloceras raquinianum* (d’Orbigny) (3, 7, 13, 15, 19, 22, 37, 38 и 53 см ниже кровли), *Denckmannia* cf. *rude* (Simpson), *Naugia jugosa* (Sowerby), *Mucrodactylites mucronatus* (d’Orbigny), *Lytoceras* cf. *cornucopia* (Young et Bird), *L. sublineatum* (Oppel), *Hildoceras* cf. *semipolatum* Buckman (Arp et al., 2021). Таким образом, в этом разрезе по совместному нахождению аммонитов *Pseudolioceras compactile* и *Naugia variabilis* зона *Naugia variabilis* верхнего тоара суббореальной аммонитовой шкалы (Page, 2003) коррелируется с зоной *Pseudolioceras compactile* бореальной аммонитовой шкалы (Князев и др., 2003).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате монографического изучения рода *Meleagrinnella* в нижнем тоаре и низах верхнего тоара выявлена филогенетическая последовательность из трех автономных таксонов, которые были положены в обоснование элементарных биостратонов — оксито-зон, прослеженных в Северном полушарии на площадях распространения отложений бореального типа в пределах Панбореальной палеогеографической надобласти. Последовательность ключевых видов рода *Meleagrinnella* была установлена в опорных разрезах тоара на левом берегу р. Астрономическая и правом берегу р. Са-

турн (верховья р. Левый Кедон, бассейн р. Омогон), а затем прослежена в серии разрезов Северо-Востока России, в Восточной Сибири и Южной Германии. Стратиграфический контроль местоположений каждой оксито-зоны в разрезах осуществлялся с помощью бореального стандарта ранее разработанной аммонитовой шкалы. В итоге каждая оксито-зона была увязана с конкретными родами и видами аммонитов: оксито-зона *Meleagrinea golberti* контролировалась зонами *Tiloniceras antiquum*, *Nauproceras falciferum*; оксито-зона *M. substriata* — зоной *Dactylioceras commune*, оксито-зона *M. prima* — зонами *Zugodactylites braunianus*, *Pseudolioceras compactile* (Захаров и др., 1997; Шурыгин и др., 2011).

Многолетние изучения конкретных разрезов подтвердили высокую эффективность и надежность детальной корреляции внутри- и межрегиональных разрезов тоара. Установленные оксито-зоны успешно использованы для межрегиональной корреляции конкретных разрезов тоара Северо-Востока России по рр. Астрономическая, Сатурн, Бродная, Старт; Восточной Сибири по берегам Анабарской губы, по рр. Марха, Тюннг, Вилюй, Келимьяр, Моторчуна, в Вилюйской синеклизе (скважины) и Германии (территории Дёрльбах, Берг, Адентштедт).

Проведена параллелизация предложенной шкалы с уже введенными в практику аммонитовыми шкалами и шкалами по разным группам макро- и микрофоссилий (Решение..., 2004; Решения..., 2009). Шкала включена в систему существующих параллельных региональных шкал по другим двустворчатым моллюскам (Репин, Полуботко, 2004; Шурыгин и др., 2011).

Благодарности. При подготовке данной работы авторы получали существенные консультации от В.П. Девятова (СНИИГГиМС, Новосибирск), Б.Н. Никитенко (ИНГГ СО РАН, Новосибирск), В.Г. Князева (ИГАБМ СО РАН, Якутск), Ю.С. Репина (ВНИГРИ, Санкт-Петербург), М.А. Рогова (ГИН РАН, Москва). Ряд ценных замечаний и рекомендаций, способствовавших улучшению статьи, получены от С.В. Попова (ПИН РАН, Москва), Б.Н. Шурыгина (ИНГГ СО РАН, Новосибирск), Ю.Д. Захарова (Дальневосточный геологический институт Дальневосточного отделения РАН) и Ю.Б. Гладенкова (ГИН РАН, Москва). Всем перечисленным специалистам авторы выражают искреннюю благодарность за помощь в подготовке статьи. Выражаем особую благодарность В.А. Захарову (ГИН РАН, Москва) за важнейшие советы при проведении исследования и оформлении данной статьи.

Источники финансирования. Работа выполнена по теме госзадания ГИН РАН при поддержке

гранта РФФИ и Национального центра научных исследований Франции в рамках научного проекта № 21-55-15015.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бодылевский В.И., Шульгина Н.И.* Юрские и меловые фауны низовьев Енисея. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 196 с.
- Дагис А.А., Дагис А.С.* О зональном расчленении тоарских отложений на Северо-Востоке СССР // Стратиграфия и палеонтология мезозойских отложений Севера Сибири. Новосибирск: Наука, 1965. С. 15–26.
- Дагис А.А.* Тоарские аммониты (*Dactylioceratidae*) Севера Сибири. М.: Наука, 1968. 107 с.
- Дагис А.А.* Тоарские аммониты (*Hildoceratidae*) Севера Сибири. Новосибирск: Наука, 1974. 107 с.
- Дагис А.А.* Позднеплинсбахские аммониты (*Amaltheidea*) севера Сибири // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1976. Вып. 309. 79 с.
- Дарвин Ч.* Происхождение видов путем естественного отбора. СПб.: Наука, 1991. 546 с.
- Девятков В.П., Казаков А.М.* Нижнеюрская кыринская свита Лено-Анабарского прогиба // Стратиграфия и палеонтология докембрия и фанерозоя Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1985. С. 99–105.
- Девятков 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 келимьярской свиты (р. Келимьяр, бассейн р. Оленёк) // Отечественная геология. 2010. № 5. С. 105–112.
- Захаров В.А., Шурыгин Б.Н.* Биогеография, фации и стратиграфия средней юры Советской Арктики (по двустворчатым моллюскам). Новосибирск: Наука, 1978. 206 с.
- Захаров В.А., Богомолов Ю.И., Ильина В.И., Константинов А.Г., Курушин Н.И., Лебедева Н.К., Меледина С.В., Никитенко Б.Л., Соболев Е.С., Шурыгин Б.Н.* Бореальный зональный стратотип и биостратиграфия мезозоя Сибири // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 5. С. 927–956.
- Захаров В.А., Шурыгин Б.Н., Ильина В.И., Никитенко Б.Л.* Плинсбах-тоарская биотическая перестройка на севере Сибири и в Арктике // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 4. С. 61–80.
- Князев В.Г.* Граница нижней и средней юры на востоке Сибирской платформы // Новые данные по стратиграфии и палеогеографии нефтегазоносных бассейнов Сибири. Новосибирск: Изд-во СНИИГГиМС, 1983. С. 85–97.
- Князев В.Г.* Тоарские *Nauprocera* севера азиатской части СССР // Детальная стратиграфия и палеонтология юры и мела Сибири. Новосибирск: Наука, 1991. С. 37–46.
- Князев В.Г., Девятков В.П., Лутиков О.А.* Тоарский ярус, его зональное деление и граница нижней и средней юры на востоке Сибирской платформы // Пробле-

- мы ярусного расчленения систем фанерозоя Сибири. Новосибирск: Изд-во СНИИГГиМС, 1984. С. 58–66.
- Князев В.Г., Девятков 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., Девятков В.П., Никитенко Б.Л., Шурыгин Б.Н. Зональный стандарт тоарского яруса Северо-Востока азиатской части России. Якутск: Изд-во СО РАН, 2003. 103 с.
- Кошелкина З.В. Корреляция среднеюрских отложений некоторых регионов Бореального пояса (Омолонский массив) и анализ комплексов // Биостратиграфия и корреляция мезозойских отложений Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ, 1980. С. 76–90.
- Красилов В.А. Эволюция и биостратиграфия. М.: Наука, 1977. 256 с.
- Крымгольц Г.Я., Петрова Г.Т., Пчелинцев В.Ф. Стратиграфия и фауна морских мезозойских отложений Северной Сибири. Л.: Главсевморпуть, 1953. 133 с.
- Лутиков О.А. Биохронологическая шкала верхнего тоара—нижнего аалена Восточной Сибири по двустворчатым моллюскам рода *Arctotis* Bodylevsky, 1960 // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2021. Т. 29. № 6. С. 54–83.
<https://doi.org/10.31857/S0869592X21060065>
- Лутиков О.А., Арп Г. Биохронологическая шкала нижнего тоара по двустворчатым моллюскам семейства *Oxutomidae* 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, 2020а. С. 132–141.
- Лутиков О.А., Арп Г. Ревизия *Monotis substriata* (Münster, 1831) и новые виды двустворчатых моллюсков в нижнем тоаре на севере России и юге Германии (семейство *Oxutomidae* 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, 2020б. С. 126–131.
- Лутиков О.А., Арп Г. Таксономия и биостратиграфическое значение тоарских двустворчатых моллюсков рода *Meleagrinella* Whitfield, 1885 // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2023. Т. 31. № 1. С. 1–33.
- Лутиков О.А., Шурыгин Б.Н. Новые данные по систематике юрских и меловых двустворчатых моллюсков семейства *Oxutomidae* Ichikawa, 1958 // Новости палеонтологии и стратиграфии. Вып. 14. Приложение к журн. “Геология и геофизика”. 2010. Т. 51. С. 111–140.
- Лутиков О.А., Тёмкин И.Е., Шурыгин Б.Н. Эволюция онтогенезов и филогения некоторых представителей семейства *Oxutomidae* Ichikawa, 1958 (*Mollusca: Bivalvia*) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 4. С. 28–44.
- Лутиков О.А., Шурыгин Б.Н., Сапьяник В.В., Алейников А.Н., Алифиров А.С. Новые данные по стратиграфии юрских (плинсбах-ааленских) отложений района мыса Цветкова (Восточный Таймыр) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2022. Т. 30. № 1. С. 69–93.
<https://doi.org/10.31857/S0869592X22010033>
- Меледина С.В. О зональной шкале тоарского яруса Северной Сибири // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 7. С. 952–960.
- Меледина С.В., Шурыгин Б.Н. Аммоноидеи и двустворчатые моллюски из верхнего плинсбаха Средней Сибири // Новости палеонтологии и стратиграфии. Приложение к журн. “Геология и геофизика”. 2001. Т. 42. С. 35–48.
- Милова Л.В. Биостратиграфия и сравнительная характеристика комплексов двустворчатых моллюсков плинсбахских отложений Омолонского массива и Северного Приохотья // Биостратиграфия и корреляция мезозойских отложений Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ, 1980. С. 47–61.
- Милова Л.В. Раннеюрские двустворчатые моллюски Северо-Востока СССР. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 128 с.
- Невеская Л.А., Попов С.В., Гончарова И.А., Гужов А.В., Янин Б.Т., Полуботко И.В., Бяков А.С., Гаврилова В.А. Двустворчатые моллюски России и сопредельных стран в фанерозое. М.: Научный мир, 2013. 524 с. (Тр. ПИН РАН. Т. 294).
- Некрасов Г.Е. Тектоника и магматизм Тайгоноса и северо-западной Камчатки. М.: Наука, 1976. 160 с. (Труды ГИН. Вып. 260).
- Никитенко Б.Л., Шурыгин Б.Н., Князев В.Г., Меледина С.В., Дзюба О.С., Лебедева Н.К., Пещевицкая Е.Б., Глинских Л.А., Горячева А.А., Хафаева С.Н. Стратиграфия юры и мела Анабарского района (Арктическая Сибирь, побережье моря Лаптевых) и бореальный зональный стандарт // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1047–1082.
- Полевой атлас юрской фауны и флоры Северо-Востока СССР. Магадан: Маг. кн. изд-во, 1968. 379 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.
- Репин Ю.С. Представители *Amaltheidae* из верхнеплинсбахских отложений Северо-Востока СССР и их стратиграфическое значение // Биостратиграфия бореального мезозоя. Новосибирск: Наука, 1974. С. 51–66.
- 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., Полуботко И.В. Нижняя и средняя юра Северо-Востока России. Магадан, 1996. 48 с.
- Репин Ю.С., Полуботко И.В. Биохронология тоара Арктической палеозоохории // Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов России. СПб.: Недра, 2004. С. 93–124.
- Решения 2-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР. Магадан, 1978. 215 с.

- Решения 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири. Новосибирск, 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.
- Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири. Ред. Гулари Ф.Г. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2004. 114 с.
- Сакс В.Н. О возможности применения общей стратиграфической шкалы для расчленения юрских отложений Сибири // Геология и геофизика. 1962. № 5. С. 62–75.
- 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.
- Тучков И.И. К вопросу о зональном расчленении верхнетриасовых и юрских отложений Северо-Востока СССР // Геология и полезные ископаемые Якутской АССР (доклады на XIV научной сессии ЯФСРАН СССР). Труды Якутского филиала СО АН СССР. Сер. геол. 1962. Вып. 14. С. 77–88.
- Хэллем А. Юрский период. М.: Недра, 1975. 272 с.
- Хэллем Э. Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность. М.: Мир, 1983. 326 с.
- Шурыгин Б.Н. Биogeография, фации и стратиграфия нижней и средней юры Сибири по двустворчатым моллюскам. Новосибирск: Академическое издательство “Гео”, 2005. 154 с.
- Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Девятков 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, филиал “Гео”, 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 циркумарктических корреляций // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 8. С. 1051–1074.
- Arp G., Gropengiesser S., Schulbert C., Jung D., Reimer A. Biostratigraphy and sequence stratigraphy of the Toarcian Ludwigskanal section (Franconian Alb, Southern Germany) // Zitteliana. 2021. V. 95. P. 57–94. <https://doi.org/10.3897/zitteliana.95.56222>
- Buckman S.S. Certain Jurassic (Lias-Oolite) strata of South Dorset and their correlation // Quart. J. Geol. Soc. London. 1910. V. 66. P. 52–89.
- Caswell B.A., Coe A.L., Cohen A.S. New range data for marine invertebrate species across the early Toarcian (Jurassic) mass extinction // J. Geol. Soc. 2009. V. 166. № 5. P. 859–872. <https://doi.org/10.1144/0016-76492008-0831>
- Elmi S., Rulleau I., Gabilly I., Mouterde R. Toarcien // Biostratigraphie du Jurassique Ouest-Européen et Méditerranéen: zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles. Eds. Cariou E., Hantzpergue P. Bull. du Centre Recherches Elf Exploration Production Mémoire. 1997. V. 17. P. 25–36.
- Hoffmann K. Neue Ammonitenfunde aus dem tieferen Unter-Toarcium (Lias ε) des nördlichen Harzvorlandes und ihre feinstratigraphische Bedeutung // Geol. Jahrb. 1968. V. 85. P. 1–32.
- Hoffmann K., Martin G. Die Zone des Dactylioceras tenuicostatum (Toarcien, Lias) in NW- und SW-Deutschland // Paläontol. Zeitschrift. 1960. V. 34. P. 103–149.
- Howarth M. The Ammonite family Hildoceratidae in the Lower Jurassic of Britain // Monograph of the Palaeontographical Society. 1992. V. 145. № 586. 200 p.
- Knitter H., Ohmert W. Das Toarcium und der Schwärze bei Badenweiler (Oberrheingebiet S. Freiburg) // Jahreshefte des Geologischen Landesamtes in Baden-Württemberg. 1983. V. 25. P. 233–281.
- Martindale R.C., Aberhan M. Response of macrobenthic communities to the Toarcian Oceanic Anoxic Event in northeastern Panthalassa (Ya Ha Tinda, Alberta, Canada) // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2017. V. 478. P. 103–120. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2017.01.009>
- Morris N.J., Knight R.I., Little C.S., Atkinson J.W. Mollusca – Bivalves. Fossils from the Lias of the Yorkshire Coast // Field Guide to Fossils. Palaeontol. Assoc. London. 2019. № 15. P. 105–157.
- Page K.N. The Lower Jurassic of Europe – its subdivision and correlation // The Jurassic of Denmark and Greenland. Eds. Ineson J., Surlyk F. Geol. Surv. Denmark Greenland Bull. 2003. V. 1. P. 23–59. <https://doi.org/10.34194/geusb.v1.4646>
- Riegraf W., Werner G., Lorcher F. Der Posidonienschiefer: Biostratigraphie, Fauna und Fazies des südwestdeutschen Untertoarciums (Lias ε). Stuttgart: Enke, 1984. 195 s.
- Rogov M.A., Lutikov O.A. Dactylioceras - Meleagrinella (Clathrolima) assemblage from the Agardhbukta (eastern coast of Western Spitsbergen): a first in situ Toarcian molluscan occurrence from Svalbard providing interregional correlation // Norwegian J. Geol. 2022. V. 102. <https://dx.doi.org/10.17850/njg102-1-2>
- Rocha R.B., Mattioli E., Duarte L., Pittet B., Elmi S., Mouterde R., Cristina C.M., Jose C.-R.M., Gomez J.J., Goy A., Hesselbo S.P., Jenkyns H.C., Littler K., Mailliot S., Veiga de Oliveira L.C., Osete M.L., Perilli N., Pinto S., Ruget C., Suan G. Base of the Toarcian Stage of the Lower Jurassic defined by the Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) at the Peniche section (Portugal) // Episodes. 2016. V. 39. № 3. P. 460–481. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2016/v39i3/99741>
- Urlichs M. Alter und Genese des Belemniten-schlachtfeldes im Toarcium von Franken // Geologische Blätter für Nordost-Bayern. 1971. V. 21. P. 65–83.
- Zakharov V.A. Climatic fluctuations and other events in the Mesozoic of the Siberian Arctic // Proc. Int. Conf. on Arctic Margins, 1992. Eds. Thurston D.R., Fujita K. Anchorage, Alaska, 1994. P. 23–28.

Рецензенты В.А. Захаров,
С.В. Попов, Б.Н. Шурыгин

Boreal Toarcian Biochronological Zonation by Bivalves of the Genus *Meleagrinnella* Whitfield, 1885

O. A. Lutikov^{a, #} and G. Arp^{b, ##}

^a*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^b*Geoscience Center, Georg-August-University, Göttingen, Germany*

[#]*e-mail: niipss@mail.ru*

^{##}*e-mail: garp@gwdg.de*

Based on the chronological sequence of species of the bivalve genus *Meleagrinnella* Whitfield, 1885 (family Oxytomidae Ichikawa, 1958) established in the Toarcian deposits of Northeast Russia, Eastern Siberia, and South Germany, a biochronological scale of the Lower Toarcian is proposed. Three oxytozones corresponding to Boreal ammonite zones are established: *Meleagrinnella golberti* Oxytozone = *Tiloniceras antiquum* and *Harpoceras falciferum* zones; *Meleagrinnella substriata* Oxytozone = *Dactylioceras commune* Zone; *Meleagrinnella prima* Oxytozone = *Zugodactylites braunianus* and *Pseudolioceras compactile* zones. Using the proposed zonation, an interregional correlation of sections of the Lower Toarcian of the North-East of Russia (Astronomicheskaya, Saturn, Brodnaya, Start rivers), Eastern Siberia (Anabar Bay, Markha, Tyung, Vilyui, Kelimyar, Motorchuna, wells of the Vilyui syncline) and South Germany (the Ludwig Canal) is performed.

Keywords: Jurassic, Lower Toarcian, Suntar Formation, Eren Formation, Kiterbyut Formation, Start Formation, biochronological scale, East Siberia, Northeast Russia, Posidonienschiefer Formation, Germany

УДК 551.762.33 (564.534.7)

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ ТЕРМИНАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОЛЖСКОГО ЯРУСА ВЕРХНЕЙ ЮРЫ В ОПОРНОМ РАЗРЕЗЕ У ДЕРЕВНИ ВАСИЛЬЕВСКОЕ, ЯРОСЛАВСКАЯ ОБЛАСТЬ

© 2023 г. Д. Н. Киселев¹, *, М. А. Рогов², **

¹Ярославский государственный педагогический университет им. К.Д. Ушинского, Ярославль, Россия

²Геологический институт РАН, Москва, Россия

*e-mail: dnkiselev@mail.ru

**e-mail: russianjurassic@gmail.com

Поступила в редакцию 24.06.2022 г.

После доработки 07.08.2022 г.

Принята к публикации 26.08.2022 г.

Изучение новых разрезов верхней части верхневолжского подъяруса у деревни Васильевское (Рыбинский район Ярославской области) позволило уточнить положение нижней границы и инфразональное деление зоны *Volgidiscus singularis*. До недавнего времени нижняя часть зоны *Singularis* не была охарактеризована аммонитами, но благодаря изучению данных разрезов удалось установить последовательность краспедитин (*Volgidiscus* и *Anivanovia*) и выделить новый биогоризонт *Volgidiscus* cf. *lamplughii*. Нижняя граница зоны *Singularis* в разрезах чудиновской свиты определяется по первому появлению *Volgidiscus* выше биогоризонта *Craspedites milkovensis*. Инфразональный объем зоны *Singularis* представлен тремя биогоризонтами: *V. cf. lamplughii*, *V. pulcher* и *V. singularis*. В настоящее время зона *Singularis* характеризуется наиболее полным строением в Панбореальной надобласти, что позволяет ее рассматривать в качестве инфразонального стандарта верхней части верхневолжского подъяруса.

Ключевые слова: юрская система, биостратиграфия, аммониты, *Volgidiscus*, *Craspedites*

DOI: 10.31857/S0869592X23020035, **EDN:** NUMXDH

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время верхневолжский подъярус Европейской России расчленяется на аммонитовые зоны *Kachpurites fulgens*, *Garniericeras catenulatum*, *Craspedites nodiger* и *Volgidiscus singularis* (Рогов, 2021). Самая верхняя из них, зона *Singularis*, известна только в верховьях р. Черемуха (Рыбинский район Ярославской области), где к этой зоне относится часть толщи железистых песков и песчаников чудиновской свиты (Киселев и др., 2018). В средней части чудиновской свиты в разрезе Сельцо-Воскресенское (Киселев, 2003; Киселев, Рогов, 2012) первоначально выделялись “слои с *Volgidiscus singularis*”. Впоследствии (Рогов и др., 2015) слои с *V. singularis* были переведены в ранг зоны с тем же видом-индексом и предложен вариант ее возможного инфразонального деления, включающий биогоризонты¹ *V. pulcher* и

V. singularis. Предположение о возможности выделения этих биогоризонтов в зоне *Singularis* подтвердилось после изучения чудиновской свиты в разрезе у д. Васильевское, где был установлен биогоризонт *V. pulcher* (Киселев и др., 2018).

Зона *Singularis* в объеме двух биогоризонтов занимает среднюю часть чудиновской свиты мощностью около 5 м. В нижней части зоны выделен биогоризонт *pulcher*, стратотипом которого является разрез у д. Васильевское, а в верхней части — биогоризонт *singularis*, достоверно известный в европейской части России только в разрезе Сельцо-Воскресенское. Оба биогоризонта имеют широкое географическое распространение — от Англии и Северного моря на западе до бассейна р. Хета на востоке.

Несмотря на явный прогресс в изучении терминальной части верхневолжского подъяруса бассейна р. Черемуха, остается ряд нерешенных вопросов, касающихся ее биостратиграфического расчленения. В первую очередь, к ним относится проблема определения нижней границы зоны *Singularis*. В разрезах чудиновской свиты до сих пор не была

¹ Здесь и далее биогоризонт рассматривается как разновидность инфразональных подразделений. Сущность и принципы выделения биогоризонтов подробно рассмотрены авторами ранее (Рогов и др., 2012; Рогов, 2021; Киселев, 2022).

установлена подошва зоны по смене аммонитов зон *Nodiger* и *Singularis*. Существование зоны *Nodiger* в верховьях р. Черемуха только предполагалось на основании редких находок *Craspedites* в осыпи (Киселев и др., 2018, табл. III, фиг. 7). Ближайший известный до недавнего времени разрез зоны *Nodiger* находится в среднем течении р. Черемуха у д. Михалево, в 15 км к северу от обнажений чудиновской свиты (Киселев и др., 2018, рис. 2). Отсутствие наблюдений зон *Nodiger* и *Singularis* в едином разрезе дало повод усомниться в валидности зоны *Singularis*, а также в стратиграфическом положении составляющих ее слоев выше зоны *Nodiger*. По мнению В.В. Митта (2010), аммониты из разреза у д. Сельцо-Воскресенское должны относиться к родам *Kachpurites* и *Craspedites*, а образующие зону *Singularis* слои должны быть выделены в биостратон “слои с *Kachpurites mola*”, отвечающие низам зоны *Subditus* (= *Catenulatum*). В соответствии с этой точкой зрения они должны располагаться не выше зоны *Nodiger*, а ниже.

Находки аммонитов в чудиновской свите были встречены в трех конкреционных горизонтах в ее средней подсвите (по Киселев и др., 2018). Соответственно, возраст нижней и верхней подсвиты являлся недостаточно определенным.

К моменту выхода статьи, в которой было дано описание зоны *Singularis* (Киселев и др., 2018), были сделаны новые наблюдения в разрезе у д. Васильевское, не вошедшие в данную публикацию. Они позволили уточнить возраст нижней подсвиты чудиновской свиты по аммонитам и определить ее нижнюю границу и тем самым дали возможность частично решить вышеозначенные проблемы.

ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗОВ

Обнажения чудиновской свиты у д. Васильевское расположены на левом берегу р. Черемуха и в двух примыкающих к нему оврагах (рис. 1). Разрез № 7, находящийся в дальнем (выше по течению реки) овраге, был описан в предыдущей статье (Киселев и др., 2018). В нем обнажаются верхняя часть нижней подсвиты и нижняя часть средней подсвиты общей мощностью около 12 м. Аммониты были найдены только в средней подсвите, в то время как из нижней части описаны морские двустворчатые. В дальнейшем в результате более тщательного изучения нижней части разреза было существенно уточнено ее литологическое строение и палеонтологическая характеристика. Поэтому ниже дается переописание разреза с другой нумерацией слоев и биостратиграфическим расчленением.

Разрез № 10, расположенный в ближнем к д. Васильевское овраге, описывается впервые.

Разрез № 7 располагается в верхней и средней частях правой стороны оврага (обн. 7b) и на берегу р. Черемуха вблизи левой стороны оврага (обн. 7a), где описана нижняя часть разреза. Здесь снизу вверх наблюдается следующая последовательность (рис. 2).

Слой 1. Песчаник среднезернистый, горизонтально-слоистый, ржаво-бурый, слабосцементированный, образует маркирующий горизонт в разрезе. В слое часто встречаются *Camptonectes morini* (de Loriol) и *Entolium orbiculare* (Sowerby), реже *Gresslya alduini* (Fischer de Waldheim). Аммониты редки, представлены *Volgidiscus cf. lamplughii* (Spath) (табл. I, фиг. 10). Видимая мощность 1–1.2 м.

Слой 2. Песок среднезернистый, темно-бурый или рыжевато-охристый, с частыми гнездами слабой цементации, переходящими в конкреции лимонитизированного песчаника. В нижней части слоя железистые стяжения встречаются часто и образуют горизонт небольших (2–5 см) округло-овальных конкреций, занимающий интервал до 0.2–0.8 м выше подошвы (горизонт 2a). Выше, в интервале 0.8–2 м (горизонт 2б), конкреции встречаются реже, чем в горизонте 2a, и представлены железистым песчаником, иногда линзующимся (в основании горизонта) или округло-лепешковидной формы (в верхней части горизонта). Видимая мощность 2–2.5 м. Кровля слоя закрыта осыпью. Фоссилии встречаются редко и представлены в основном двустворчатыми *Camptonectes morini* (de Loriol). В горизонте 2a найден единственный экземпляр аммонита *Volgidiscus cf. lamplughii* (Spath) (табл. II, фиг. 5).

Выше разрез закрыт осыпью мощностью около 2 м. Вышележащие слои описаны в стенке склона правой стороны оврага.

Слой 3. Песок среднезернистый, охристо-серый, с охристыми примазками и тонкими прослойками лимонитизированного песчаника. В верхней части слоя, на уровне около 6.5 м выше слоя 1, проходит горизонт лепешковидных конкреций песчаника ожелезненного, мощностью 1–3 см. Кровля слоя резкая, расположена на уровне около 7 м выше кровли слоя 1.

Слой 4. Песок среднезернистый, незакономерно горизонтально-слоистый, особенно в нижней части. Слоистость проявляется в чередовании ярко-рыжих или лимонно-желтых прослоев мощностью 5–10 см с красновато-бурыми линзами песка различной мощности (рис. 3г). В верхних 1.5 м слоистость неотчетливая. Мощность около 4 м.

Описание вышерасположенных слоев разреза опубликовано ранее (Киселев и др., 2018), здесь приводится с изменением нумерации слоев:

Слой 5 (бывший слой 3). Песок средне-мелкозернистый, рыхлый, ярко-охристый, почти оранжевый (рис. 3б–3г). Подошва и кровля слоя волнистая. В кровле проходит тонкий, до 5–10 мм, горизонт лимонитизации, переходящий в листоватые прослойки железистого буровато-черного песчаника (рис. 3б). Он образует волнистую полосу с четкими границами. Местами конкреционная полоска формирует четковидные вздутя, в которых встречаются *Camptonectes morini* (de Loriol). Мощность 0.05–0.1 м.

Слой 5 (бывший слой 4). Песок среднезернистый, плотный, темный рыжевато-бурый, ритмично-горизонтально-слоистый, переходящий в слабосцементированный песчаник (рис. 3б). В средней части слоя, на отметке 0.5 м выше подошвы, проходит горизонт небольших картофелевидных конкреций темно-бурого песчаника. В конкрециях и окружающей их породе встречаются раздавленные ядра и отпечатки аммонитов и двустворчатых, а также пустоты от растворенных ростров белемнитов. Аммониты представлены *Volgidiscus pulcher* (Casey, Mesezhn. et Shulg.) (Киселев и др., 2018, табл. I, фиг. 1–4; табл. II, фиг. 1, 2), *Anivanovia* sp., *Garniericeras* sp. (Киселев и др., 2018, табл. I, фиг. 5). Среди двустворчатых определены *Anopraea brachovi* (Rouillier) (Киселев и др., 2018, табл. VII, фиг. 1–4), *Camptonectes* (*Camptonectes*) *morini* (de Loriol) (Киселев и др., 2018, табл. VIII, фиг. 3), *Entolium orbiculare* (Sowerby), *Plagiostoma planum* (Roemer) (Киселев и др., 2018, табл. VIII, фиг. 8). Видимая мощность слоя около 1.2 м.

Разрез № 10 представлен несколькими обнажениями чудиновской свиты, расположенными на склонах ближайшего к д. Васильевское оврага (обн. 10а–10с) и на берегу р. Черемуха (обн. 10а, 10е; рис. 1). Основание разреза было изучено в обн. 10а в яме, прорытой под колодец на глубину 1 м ниже уреза воды на левом берегу р. Черемуха вблизи правого борта оврага.

Слой 1. Песок среднезернистый, бурый, сильно лимонитизированный, с крупными (до 0.5 м) караваеобразными или желваковидными конкрециями серовато-бурого песчаника, часто содержащими внутри фосфатизированное ядро. Конкрекции переполнены фоссилиями, в основном

двустворчатыми *Camptonectes* sp., реже брахиоподами *Lingula demissa* Geras. Аммониты встречаются редко и представлены *Craspedites* (*Trautscholdiceras*) *milkovensis* (Strem.) (табл. I, фиг. 2–4), *C. (T.) kaschpuricus* (Traut.) (табл. I, фиг. 1) и *Garniericeras* sp. (табл. I, фиг. 5). Видимая мощность около 1 м.

Выше разрез закрыт осыпью мощностью около 2.5–3 м. Вышележащие слои разреза изучены на дне и левом склоне оврага (обн. 10b; рис. 1г, рис. 4а) и на берегу р. Черемуха ниже оврага (обн. 10е).

Слой 2. Песчаник среднезернистый, неявно-слоистый, плитчатый, ржаво-бурый, сильно лимонитизированный. Из фоссилий встречены только пектиниды. Мощность 0.2–0.5 м.

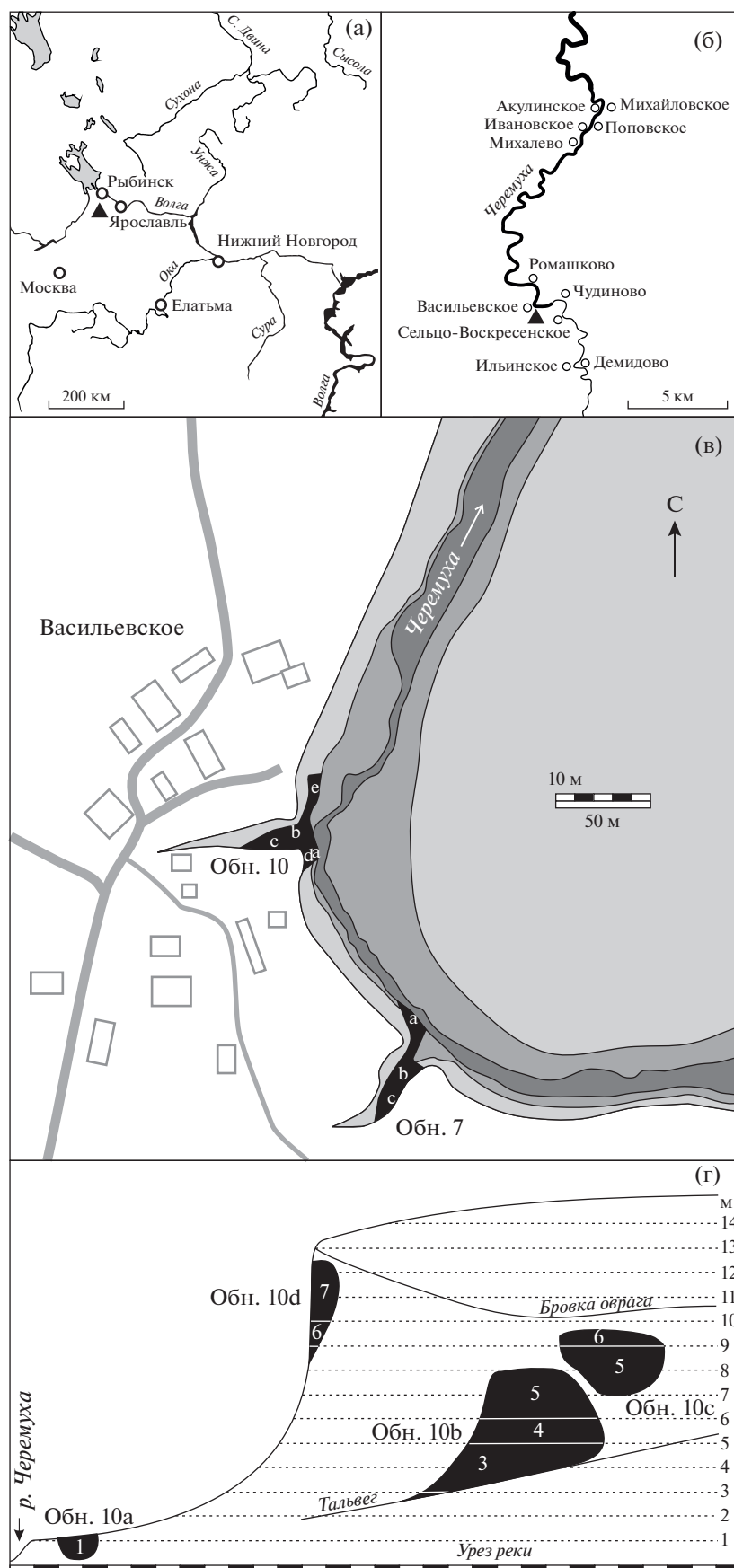
Слой 3. Песок среднезернистый, слабосцементированный, переходящий в некрепкий песчаник в виде концентрически-слоистых стяжений. Вблизи кровли проходит горизонт конкреций крепкого железистого песчаника, в котором найдены фоссилии. Аммониты представлены обломками *Volgidiscus* sp., *Anivanovia* aff. *mola* Kiselev (табл. I, фиг. 8). Из двустворчатых найдены только пектиниды. Ниже конкреционного горизонта фауна в слое не обнаружена. Мощность около 2 м.

Слой 4. Песчаник слабосцементированный, среднезернистый, неявно-слоистый, плитчатый, ржаво-бурый, сильно лимонитизированный (рис. 4в). Образует выступающий карниз в профиле разреза. Аммониты найдены в подошве, вблизи кровли и в кровле слоя и представлены *Volgidiscus* cf. *lamplughii* (Spath) (табл. II, фиг. 2) и *Anivanovia* aff. *mola* Kiselev (табл. I, фиг. 7). Мощность около 1 м.

Слой 5. Песок средне-крупнозернистый в нижней части слоя (около 1.5 м мощности) и среднезернистый в верхней части (1.5 м), неявно-слоистый, яркий красновато-рыжий, сильно ожелезненный (рис. 4б). В верхней части слоя проходят три прослоя ожелезнения в виде листовидных пластин песчаника толщиной 2–5 мм, расстояние между которыми составляет 0.5–0.6 м. Верхняя пластина, образующая кровлю слоя, имеет локальные утолщения до 2–3 см. Ниже каждой из трех пластин песчаника находится горизонт конкреций крепкого железистого песчаника различного размера (до 0.3 м) и формы (от округлой до неупорядоченной). В трех горизонтах конкреций а, б и с

Рис. 1. Расположение изученных разрезов в верховьях р. Черемуха.

(а, б, в) — схемы расположения района исследования при различном масштабе; на рис. 1в серой заливкой разного тона обозначены разные части речной долины р. Черемуха (русло, пойма, террасы); (г) — схема расположения обнажений разреза № 10 в продольном профиле оврага и последовательность слагающих его слоев (номера слоев обозначены цифрами); вертикальный и горизонтальный масштабы одинаковы, цена деления линейки 1 м.



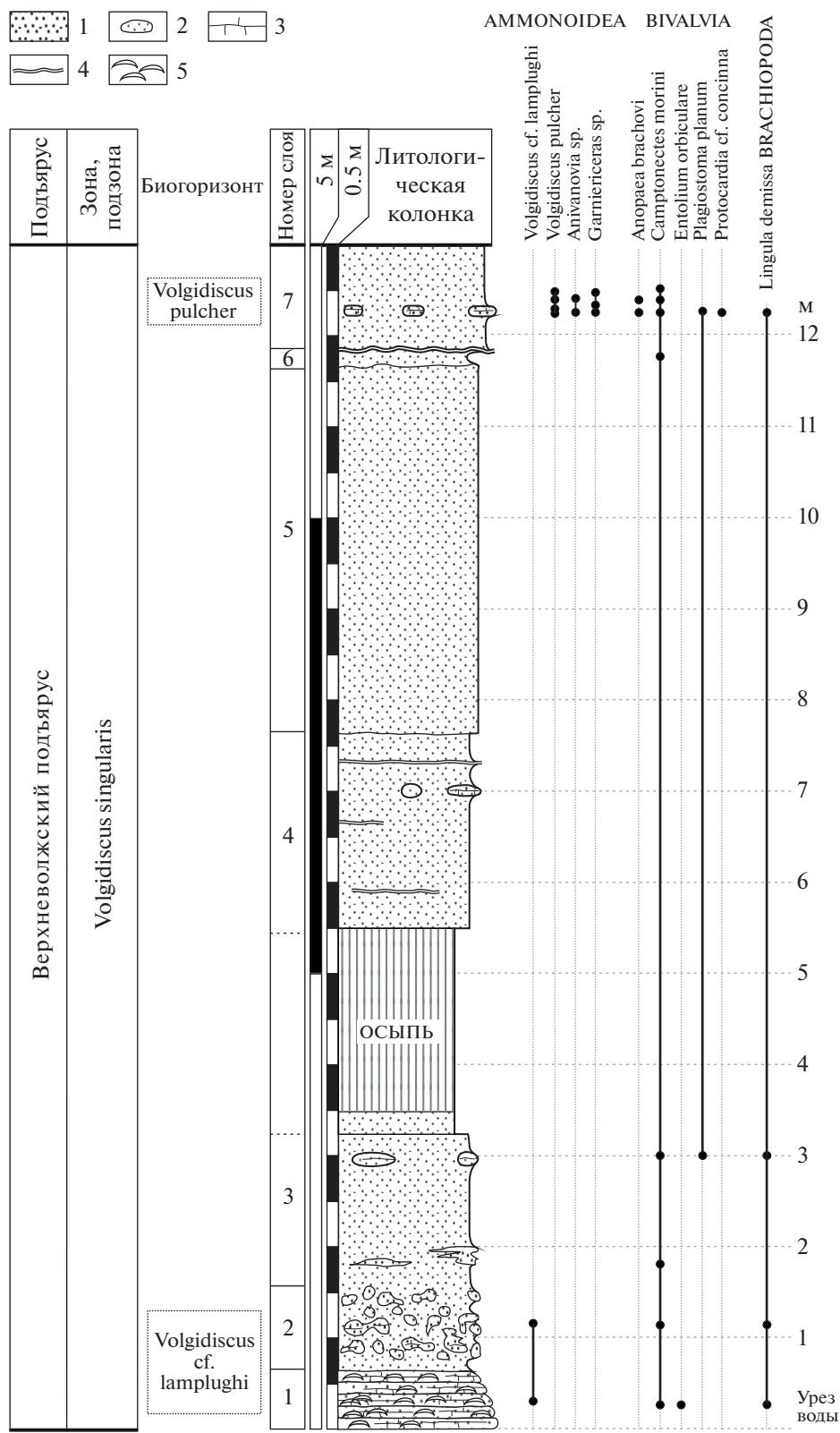


Рис. 2. Схема строения верхневолжского подъяруса и распространение фоссилий в разрезе № 7 у д. Васильевское. 1 – песок; 2 – конкреции песчаника; 3 – песчаник железистый; 4 – листоватые прослойки железистого песчаника; 5 – горизонты ракушняка.

(рис. 5) встречена фауна, представленная аммонитами *Volgidiscus* cf. *lamplughi* (Spath) (табл. I, фиг. 6; табл. II, фиг. 1, 3, 4) и *Anivanovia* aff. *mola* Kiselev (табл. III, фиг. 1) и двустворчатыми, в основном *Anopaea brachovi* (Rouillier), *Camptonectes* (*Camptonectes*) *morini* (de Loriol), *Plagiostoma planum* (Roemer). Мощность около 3 м. Нижняя часть слоя обнажается на обоих склонах оврага (обн. 10b и 10c), верхняя только на правом склоне (обн. 10c).

Слой 6. Песок средне- и крупнозернистый, местами мелкогравийный, в подошве неясно слоистый, в средней и верхней частях горизонтально-слоистый, светло-охристый, местами рыжий (рис. 3е, 4б). В кровле слоя располагается тонкая листоватая пластина песчаника, образующая маркирующий горизонт. В середине слоя (0.8–1 м выше подошвы) проходит горизонт различных по форме (от округлых до уплощенных) и размеру (до 0.3 м) конкреций железистого песчаника, содержащих разнообразную фауну. Среди аммонитов определены *Volgidiscus* cf./aff. *lamplughi* (Spath) (табл. I, фиг. 9; табл. II, фиг. 6; табл. III, фиг. 2), *Anivanovia* aff. *mola* Kiselev. Двустворчатые представлены *Anopaea brachovi* (Rouillier), *Camptonectes* (*Camptonectes*) *morini* (de Loriol), *Isognomon* sp. Мощность 1 м. Слой описан в двух обнажениях — на склоне правой стороны оврага (10c) и ниже бровки коренного берега р. Черемуха (10d) (рис. 1г).

Слой 7. Песок средне- и крупнозернистый, ритмично-слоистый, ржаво-бурый. Ритмичная волнисто-горизонтальная слоистость проявляется в чередовании буровато-красных прослоев лимонитизации с менее ожелезненными рыжевато-охристыми прослоями (рис. 3е). Мощность ритма слоистости составляет 10–15 см. К прослоям высокой лимонитизации иногда приурочены небольшие конкреции песчаника, в которых изредка встречаются двустворчатые. Видимая мощность 2.5 м. Выше разрез заканчивается в бровке коренного берега. Этот слой наблюдается только в обнажении 10d.

Большинство слоев разреза № 10 хорошо прослеживаются по латерали в различных обнажениях, что позволяет их уверенно коррелировать. Исключение составляет слой 1, описанный только в обнажении 10a. Несмотря на то, что его контакт с вышележащими слоями не изучен, нет серьезных оснований считать, что этот слой не залегает в основании разреза. С одной стороны, в обнажениях не найдено следов оползания или гляциодислокаций, которые могли бы изменить первичное залегание слоев. С другой стороны, слой 1 кардинально отличается по составу аммонитов, которые ха-

рактеризуют более древнюю зону, чем аммониты вышележащих слоев разреза.

В разрезах № 7 и № 10 обнажаются одни и те же интервалы чудиновской свиты, тем не менее, несмотря на незначительную удаленность разрезов друг от друга (около 130 м) и одинаковую мощность выше уреза реки (около 12 м), они существенно различаются по своей структуре. В обоих разрезах невозможно выявить какие-либо слои и конкреционные горизонты, которые можно было бы использовать как маркирующие слои или уровни, пригодные для литостратиграфической корреляции. Несовпадения особенно заметны, если сравнивать строение разрезов на одних и тех же гипсометрических уровнях. Так, интервал 5–10 м выше уреза реки в разрезе № 10 лучше всего охарактеризован палеонтологически, а в разрезе № 7 представлен “немыми слоями”. Наоборот, уровень 12 м, представленный в разрезе № 7 богатым комплексом аммонитов, в разрезе № 10 вообще не содержит аммонитов.

Рассмотренные различия не позволяют сопоставлять даже столь близкорасположенные разрезы по литологическим признакам. Корреляция разрезов может быть осуществлена биостратиграфически и, отчасти, по гипсометрическим уровням.

Нижняя часть чудиновской свиты с *Craspedites* (*Trautscholdiceras*) *milkovensis* присутствует также в среднем течении р. Черемуха у д. Поповское (Киселев и др., 2018).

АММОНИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ

В предыдущей статье (Киселев и др., 2018) аммониты из разреза у д. Васильевское были отмечены только из самых верхних слоев, соответствующих в данном описании гипсометрической отметке 12 м. Новые находки аммонитов удалось собрать из более низких интервалов, что позволяет охарактеризовать биостратиграфически большую часть чудиновской свиты.

Аммониты представлены одним семейством *Craspeditidae* Spath, 1924, включающим представителей всех входящих в него подсемейств — *Craspeditinae* Spath, 1924, *Garniericeratinae* Spath, 1952 emend. Rogov, 2017 и *Subcraspeditinae* Rogov, 2014. В изученных разрезах они образуют три комплекса — нижний, средний и верхний.

Нижний комплекс краспедитид найден только в разрезе № 10 в слое 1. Он представлен подсемействами *Craspeditinae* и *Garniericeratinae*, из которых количественно, до 90%, преобладают краспедитины. Последние относятся к подроду *Craspedites* (*Trautscholdiceras*), характеризующему зону *Nodi-*

гер в Европейской России и ее аналоги в Арктике. Макроконхи определены в основном по обломкам жилых камер взрослых оборотов (табл. I, фиг. 2, 3), реже по внутренним оборотам (табл. I, фиг. 4). Они наиболее близки к виду *C. (T.) milkovensis* (Strem.), тогда как микроконхи могут быть определены как *C. (T.) kaschpuricus* (Traut.). В отличие от типичной разновидности этого вида *C. (T.) milkovensis* (голотип: Stremoukhoff, 1892, figs. 1–3; Митта, Стародубцева, 2018, табл. I, фиг. 8), экземпляры из разреза у д. Васильевское имеют немного более широкую вентральную сторону. В разрезе у д. Михалево встречены как типичные *C. (T.) milkovensis* (Рогов и др., 2011, фототаблица, фиг. 7), так и приближающиеся по форме поперечного сечения к экземплярам из Васильевского (Рогов и др., 2011, фототаблица, фиг. 6). Возможно, некоторое своеобразие комплекса биогоризонта *milkovensis* Ярославского Поволжья отражает географическую изменчивость рассматриваемого вида.

Нахождение *C. (T.) milkovensis* в описываемом разрезе позволяет впервые установить в верховьях р. Черемуха биогоризонт *milkovensis*, который до этого был известен только в среднем течении р. Черемуха у д. Михалево (Киселев и др., 2018; Рогов, 2021).

Микроконхи (табл. I, фиг. 1) встречаются реже макроконхов и составляют в коллекции не более 20% краспедитид. Они в наибольшей степени соответствуют морфотипу *C. (T.) kaschpuricus* (Traut.) (голотип: Trautschold, 1866, pl. 3, fig. 2). Данный вид типичен для биогоризонтов *nodiger* и *milkovensis* зоны *Nodiger* Европейской России (Рогов, 2021).

Гарниерицератины представлены единственным экземпляром *Garniericeras* (табл. I, фиг. 5) плохой сохранности, который, по всей видимо-

сти, наиболее близок к *G. subclupeiforme* (Milash.). Последний распространен в большей части зоны *Nodiger* и не является инфразональным маркером. Известные опубликованные находки *G. cf. subclupeiforme* (Milash.) (Рогов, 2021, табл. LXXVI, фиг. 5) из биогоризонта *milkovensis* также отличаются плохой сохранностью, что не позволяет с полной уверенностью отождествлять эти формы. Близкий комплекс с резким преобладанием *Craspedites* (Trautscholdiceras) и единственной находкой *Garniericeras subclupeiforme* (Milash.) был ранее нами установлен в разрезе у д. Михалево (Рогов и др., 2011). Следует отметить, что в разрезе Михалево преобладают аммониты и брахиоподы-лингулиды, тогда как двустворчатые единичны.

Средний комплекс краспедитид происходит из нижних и средних частей обоих описанных разрезов у д. Васильевское, в интервале 0–9.5 м выше уреза реки. В разрезе № 7 этот комплекс характеризует слои 1–2, в разрезе № 10 – слои 2–6. Он представлен единственным подсемейством *Subcraspeditinae* и двумя родами: микроконхи относятся к роду *Volgidiscus* Casey, 1973, а макроконхи – к роду *Anivanovia* Kiselev, 2003. Оба рода известны из разрезов в верховьях р. Черемуха уже около 20 лет (Киселев, 2003; Киселев, Рогов, 2012; Киселев и др., 2018), тем не менее данный комплекс содержит виды, которые ранее не были известны в Европейской России. Они заведомо древнее ранее описанных волгидискусов из чудиновской свиты (*V. singularis*, *V. pulcher*). Определение встреченных здесь образцов до вида усложняется вследствие плохой сохранности (в основном встречены неполные ядра). О признаках раковины можно судить преимущественно по взрослым оборотам, поскольку средние чаще полуразрушены, а внутренние сохраняются редко.

Таблица I.

Здесь и в табл. II и III, изображения, кроме особо отмеченных, приведены в натуральную величину. Длина масштабной линейки 1 см. Сокращения: ЯрГПУ – геологический музей Ярославского государственного педагогического университета.

Фиг. 1а, 1б. *Craspedites* (Trautscholdiceras) *kaschpuricus* (Trautschold); экз. № ЯрГПУ Ч10с/1-6; Рыбинский район, д. Васильевское, разрез № 10, слой 1; верхний подъярус волжского яруса, зона *Craspedites nodiger*, биогоризонт *C. milkovensis*.

Фиг. 2–4. *Craspedites* (Trautscholdiceras) *milkovensis* (Strem.); Рыбинский район, д. Васильевское, разрез № 10, слой 1; верхний подъярус волжского яруса, зона *Craspedites nodiger*, биогоризонт *C. milkovensis*.

Фиг. 2а, 2б. Экз. № ЯрГПУ Ч10с/1-4.

Фиг. 3а, 3б. Экз. № ЯрГПУ Ч10с/1-2.

Фиг. 4. Экз. № ЯрГПУ Ч10с/1-7.

Фиг. 5а, 5б. *Garniericeras* sp.; экз. № ЯрГПУ Ч10с/1-9; Рыбинский район, д. Васильевское, разрез № 10, слой 1; верхний подъярус волжского яруса, зона *Craspedites nodiger*, биогоризонт *C. milkovensis*.

Фиг. 6, 9, 10. *Volgidiscus cf. lamplughii* (Spath).

Фиг. 6а–6в. Экз. № ЯрГПУ Ч10с/5с-2, фиг. 6в – увеличение ×2; Рыбинский район, д. Васильевское, разрез № 10, слой 5, конкреционный горизонт б.

Фиг. 9. Экз. № ЯрГПУ Ч10с/6-3; д. Васильевское, разрез № 10, слой 6, конкреционный горизонт.

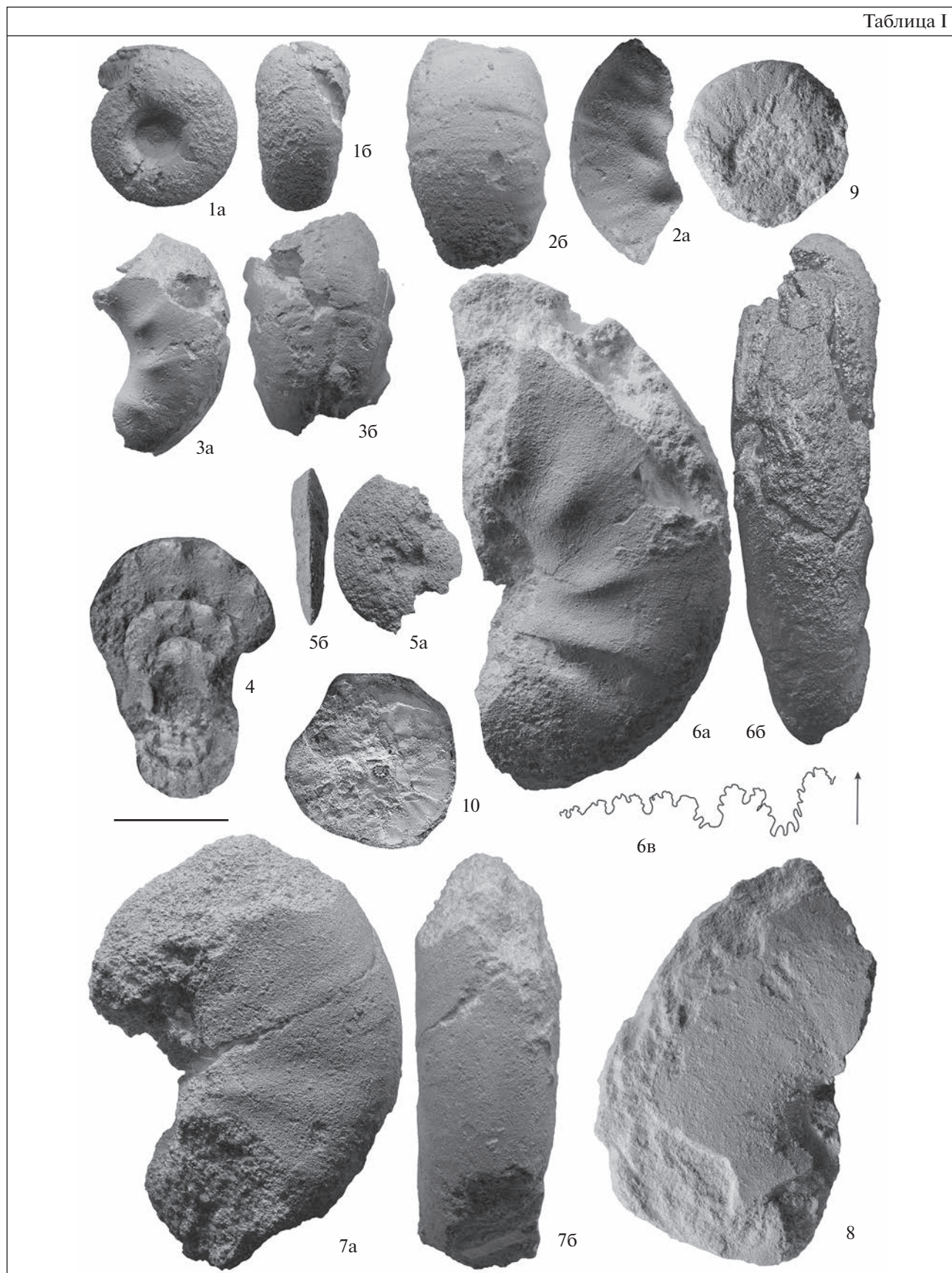
Фиг. 10. Экз. № ЯрГПУ Ч6-36; д. Васильевское, разрез № 7, слой 1.

Фиг. 7, 8. *Anivanovia aff. mola* Kiselev; верхний подъярус волжского яруса, зона *Volgidiscus singularis*, биогоризонт *V. cf. lamplughii*.

Фиг. 7а, 7б. Экз. № ЯрГПУ Ч10с/3-5; Рыбинский район, д. Васильевское, разрез № 10, слой 4, кровля.

Фиг. 8. Экз. № ЯрГПУ Ч10с/3-1; Рыбинский район, д. Васильевское, разрез № 10, слой 3, кровля.

Таблица I



Волгидискусы среднего комплекса на средних оборотах ($D = 20\text{--}40$ мм) характеризуются частой ребристостью, состоящей из сглаженных, слабо дифференцированных ребер. На взрослых оборотах раковины ($D = 60\text{--}100$ мм) ребра сглаживаются на вентральной стороне, а на боковых сторонах сохраняются только первичные ребра, количество которых на взрослый полуоборот составляет в норме 7–8 ребер (табл. II, фиг. 3–6). Отклонения от такого морфотипа в выборке, вероятно, обусловлены изменчивостью скорости развития. У быстроразвивающихся особей (тахиморфов) взрослые обороты еще больше сглаживаются, плотность ребер уменьшается до 5–6 на полуоборот, а ребра из складкообразных превращаются в валикообразные (табл. I, фиг. 6). Медленно развивающиеся особи (брадиморфы) на взрослых оборотах сохраняют полноценные (не видоизмененные) первичные и вторичные ребра (табл. II, фиг. 1, 2). Последние умеренно дифференцированы (коэффициент ветвления 3–3.5).

Нормальные особи найдены на разных уровнях нижней подсвиты чудиновской свиты — в нижней части (в гипсометрическом интервале 0–1 м), в средней (5–9 м) и верхней (9.5–10 м). Брадиморфы и тахиморфы встречены только в средней части (слой 5 разреза 10). Эта особенность распределения разных морф по разрезу, скорее всего, объясняется случайными причинами и связана с различным объемом выборки аммонитов из разных интервалов.

У поздних волгидискусов среднего комплекса (из слоя 6 разреза 10) на средних оборотах часто редуцируется скульптура — признак, характерный для *V. pulcher*, встречающегося в более высоком интервале чудиновской свиты (верхний комплекс краспедитид). Поэтому есть основание считать, что комплекс аммонитов слоя 6 имеет переходный характер.

Таких сочетаний признаков неизвестно у других ранее описанных из чудиновской свиты аммонитов. Так, у *V. singularis* Kiselev, 2003 (голотип: Киселев и др., 2018, табл. V, фиг. 3) вся имеющаяся выборка представлена брадиморфами. У них первичные ребра более частые (в среднем 12–16

на полуоборот) и тонкие. Вторичные ребра всегда присутствуют и более дифференцированы (коэффициент ветвления 3.5–7.5).

У другого вида *V. pulcher* (Casey, Mesezhn. et Shulg., 1977) (голотип: Киселев и др., 2018, табл. II, фиг. 3) раковина, наоборот, более сглаженная, чем у волгидискусов среднего комплекса. Она может полностью терять ребра на взрослых оборотах (Киселев и др., 2018, табл. I, фиг. 1) или сохранить редкие приумбиликальные валикообразные ребра (Киселев и др., 2018, табл. I, фиг. 2, 3). Последняя морфа иногда встречается и у волгидискусов среднего комплекса (табл. III, фиг. 6). Тем не менее для *V. pulcher* совершенно не характерны экземпляры со вторичными ребрами на взрослых оборотах.

Описанный морфотип наиболее близок к волгидискусам из зоны *Lamplughii* Англии, изображенным в работе Р. Кейси (Casey, 1973). Взрослый экземпляр с брадиморфным морфотипом и наиболее дифференцированной скульптурой (Casey, 1973, pl. 6, fig. 2) им отнесен к виду *V. lamplughii* (Spath) (голотип: Рогов, 2014, табл. II, фиг. 1). Этот экземпляр почти не отличается от аммонитов из чудиновской свиты (табл. II, фиг. 1, 2).

Два других взрослых экземпляра из зоны *Lamplughii* Кейси определил как *V. aff. lamplughii*. Один из них (Casey, 1973, pl. 6, fig. 3) характеризуется плотной слабо дифференцированной ребристостью (коэффициент ветвления 2), поэтому может быть отнесен к брадиморфам. В выборке из чудиновской свиты аналогичных экземпляров не найдено. Другой экземпляр (Casey, 1973, pl. 5, fig. 3) обладает сглаженной взрослой раковиной с редкими валикообразными ребрами. Он соответствует тахиморфной разновидности, которая найдена и в описываемых разрезах чудиновской свиты.

Таким образом, волгидискусы среднего комплекса наиболее близки к *V. lamplughii*. Несмотря на то, что в выборке из песчаников Спилсби Линкольншира отсутствуют некоторые морфы, присутствующие у волгидискусов нижней подсвиты чудиновской свиты, сходство этих фаун достаточ-

Таблица II.

Фиг. 1–6. *Volgildiscus* cf. *lamplughii* (Spath); верхний подъярус волжского яруса, зона *Volgildiscus singularis*, биогоризонт *V. cf. lamplughii*.

Фиг. 1а, 1б. Экз. № ЯрГПУ Ч10с/5с-3; Рыбинский район, д. Васильевское, разрез № 10, слой 5, конкреционный горизонт б.

Фиг. 2а, 2б. Экз. № ЯрГПУ Ч10с/5а-3; Рыбинский район, д. Васильевское, разрез № 10, слой 4, кровля.

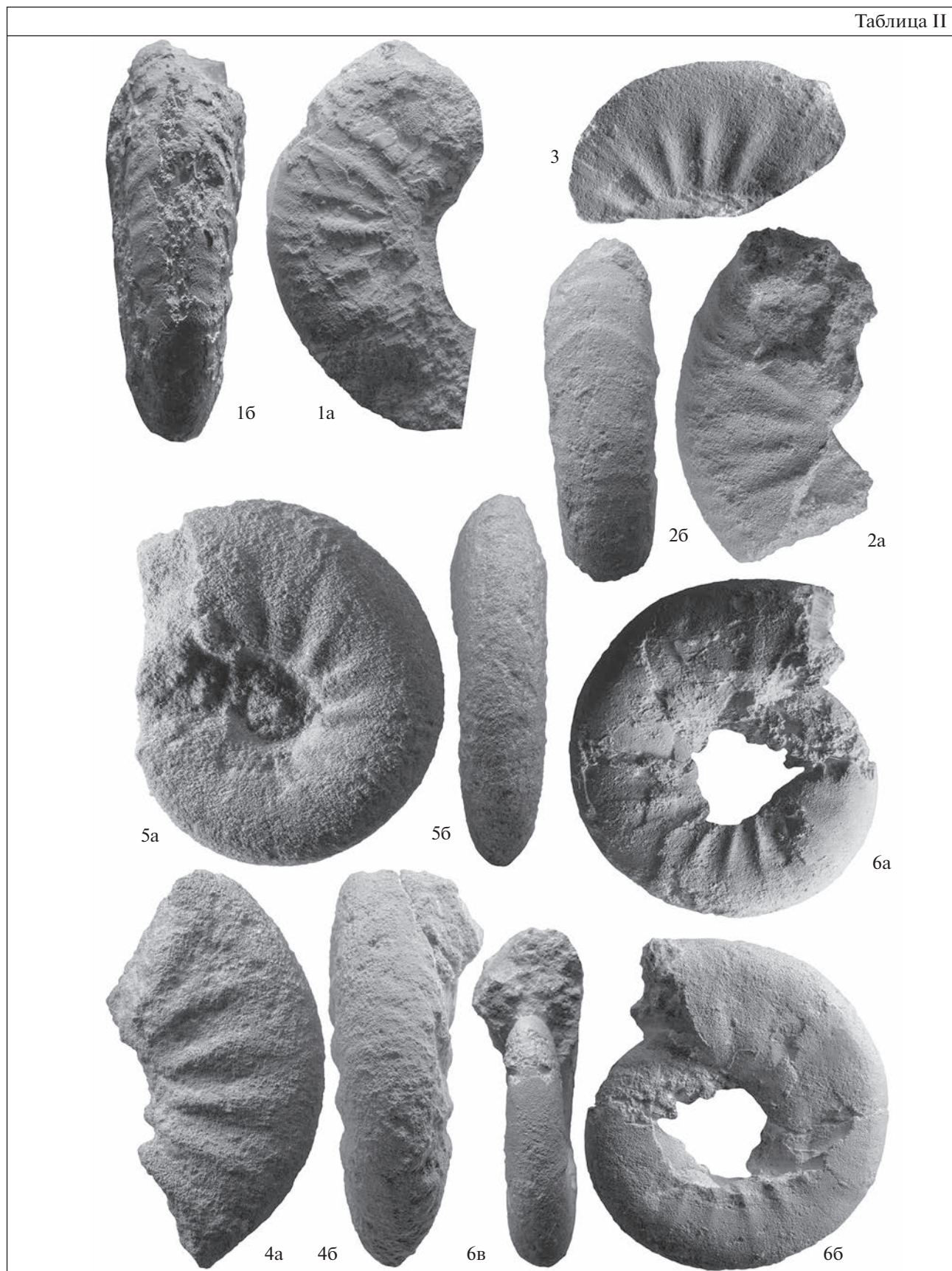
Фиг. 3. Экз. № ЯрГПУ Ч10с/5б-2; Рыбинский район, д. Васильевское, разрез № 10, слой 5, конкреционный горизонт б.

Фиг. 4а, 4б. Экз. № ЯрГПУ Ч10с/5б-1; Рыбинский район, д. Васильевское, разрез № 10, слой 5, конкреционный горизонт б.

Фиг. 5а, 5б. Экз. № ЯрГПУ Ч6-36; Рыбинский район, д. Васильевское, разрез № 7, слой 2, уровень 0.5 м выше подошвы.

Фиг. 6а–6в. Экз. № ЯрГПУ Ч10д/6-1; Рыбинский район, д. Васильевское, разрез № 10, слой 6.

Таблица II



ное, чтобы считать их весьма близкими или эквивалентными.

В комплексе субкраспедитин зоны Lamplughii Англии нет указаний на присутствие экземпляров, которые можно было бы отнести к роду *Anivanovia*, составляющему характерную часть аммонитового комплекса зоны Singularis верховьев р. Черемуха. В разрезах чудиновской свиты у д. Васильевское несколько экземпляров этого рода найдено в разрезе № 10 вместе с *V. cf. lamplughii*. Из них единственный полный экземпляр (табл. III, фиг. 1) отвечает всем признакам рода — относительно крупные размеры, дискоконическая раковина, гладкая конечная жилая камера. В отличие от типового вида *Anivanovia mola* Kiselev (голотип: Киселев и др., 2018, табл. IV, фиг. 1), характеризующегося высокими платиконическими оборотами с округлой вентральной стороной, данный экземпляр обладает более широкой раковиной и овальным сечением оборотов. Вероятно, его следует отнести к новому виду, однако недостаток материала не позволяет провести полное сравнение обоих видов, в особенности по признакам скульптуры. Поэтому более древняя форма, найденная совместно с *V. cf. lamplughii*, нами обозначена как *A. aff. mola*.

Верхний комплекс краспедитид встречается в слоях, занимающих наиболее высокое положение в разрезе (12–12.5 м выше уреза воды). Он известен только в разрезе № 7 и представлен видами *V. pulcher*, *Anivanovia* sp. и *Garniericeras* sp., характеризующими биогоризонт *V. pulcher*. Эта фауна была детально описана в предыдущей статье (Киселев и др., 2018) и здесь не рассматривается. В разрезе № 10 биогоризонт *pulcher* должен располагаться, по всей видимости, выше слоя 7. Вероятно, он закрыт осыпью или срезан эрозией.

ЗОНА SINGULARIS И ЕЕ ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ

Новые данные о распространении аммонитов в чудиновской свите позволяют существенно уточнить границы зоны Singularis и ее внутреннее строение. Нижняя граница зоны хорошо определяется в нижней части нижней подсвиты по появлению *Volgidiscus* над зоной *Craspedites nodiger*, представленной своим терминальным биогоризонтом *milkovensis*. В основании зоны Singularis может быть намечен новый биогоризонт, предва-

рительно обозначенный как *Volgidiscus cf. lamplughii*. Это обеспечивает хорошую смыкаемость зон в разрезе и позволяет рассматривать границу между ними как биостратиграфически непрерывную. Последнее обусловлено тем, что разрезы с более полным строением границы между этими двумя зонами в Европейской России неизвестны, что на настоящий момент дает основание рассматривать изученные разрезы как самые полные. Тем не менее вероятность обнаружить интервал с промежуточной по возрасту фауной краспедитид в чудиновской свите существует. Об этом свидетельствует находка в верховьях р. Черемуха (окрестности д. Сельцо-Воскресенское) *Craspedites* (?*Taimyroceras*) sp. (Киселев и др., 2018, табл. III, фиг. 7), положение которой в разрезе, к сожалению, неизвестно. Предполагается (Киселев и др., 2018, с. 92), что эта форма должна быть встречена в кровле зоны *Nodiger*, выше биогоризонта *milkovensis*, но не исключено, что она может происходить из зоны Singularis, так как в разрезах Восточной Сибири *Craspedites* (*Taimyroceras*) встречаются до верхов нижнерязанского подъяруса (зона *Hectoroceras kochi*; см. Rogov, 2020).

Результаты изучения разрезов у д. Васильевское впервые позволили охарактеризовать по распространению аммонитов большую часть чудиновской свиты. В первую очередь это касается нижней подсвиты, где выделен биогоризонт *V. cf. lamplughii*. Благодаря этому инфразональная шкала зоны Singularis усложняется до трех биогоризонтов: *V. cf. lamplughii*, *V. pulcher* и *V. singularis* (рис. 6). На основании этой последовательности может быть уточнена корреляция зоны Singularis с зоной Lamplughii Англии на инфразональном уровне. Положение *V. cf. lamplughii* (и, по всей видимости, *V. lamplughii*) в основании хронологической последовательности волгидискусов оказалось весьма неожиданным, поскольку ранее предполагалось, что этот вид занимает промежуточное положение среди волгидискусов (Киселев и др., 2018, табл. I), а биогоризонт *lamplughii* должен был занимать в инфразональной шкале промежуток между биогоризонтами *pulcher* и *singularis* или частично сопоставляться с последним (Рогов, 2021).

С учетом новых данных эволюция волгидискусов также представляется более сложной, чем предполагалось ранее. Древнейший вид *V. lamplughii* имел развитую скульптуру на взрослых оборотах,

Таблица III.

Фиг. 1a–1b. *Anivanovia aff. mola* Kiselev, экз. № ЯрГПУ Ч10с/5с-1; Рыбинский район, д. Васильевское, разрез № 10, слой 5, конкреционный горизонт b; верхний подъярус волжского яруса, зона *Volgidiscus singularis*, биогоризонт *V. cf. lamplughii*.

Фиг. 2a, 2б. *Volgidiscus cf. lamplughii* (Spath), экз. № ЯрГПУ Ч10д/6-2; Рыбинский район, д. Васильевское, разрез № 10, слой 6; верхний подъярус волжского яруса, зона *Volgidiscus singularis*, биогоризонт *V. cf. lamplughii*.

Таблица III

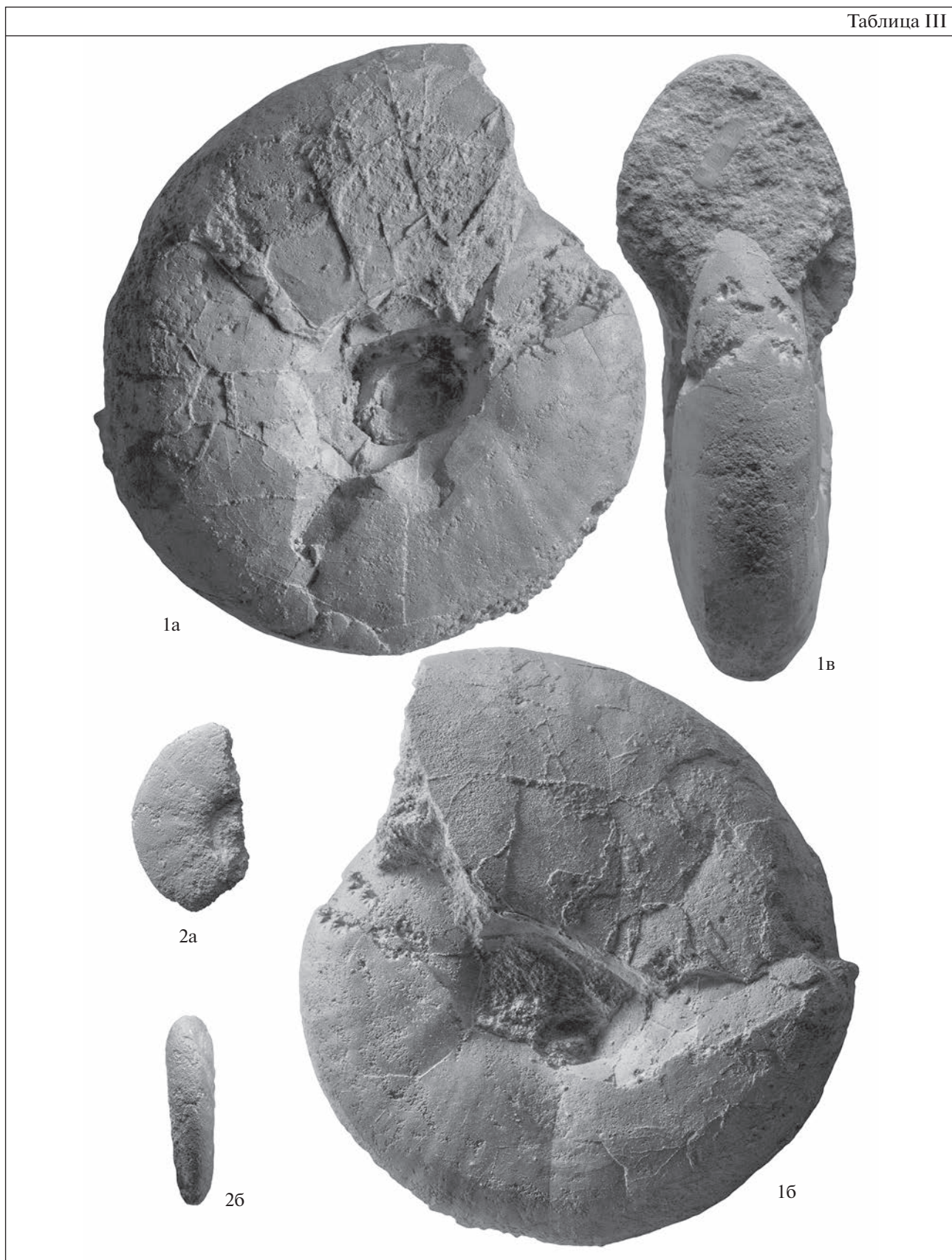


Таблица 1. Схема сопоставления верхней части верхневолжских отложений Европейской России, Англии, Северного моря, Приполярного Урала и Северной Сибири (по Киселев и др., 2018; Рогов, 2021, с изменениями).

Европейская Россия		Северное море	Англия	Приполярный Урал	Северная Сибирь	
Зона, подзона	биогоризонт	биогоризонт			биогоризонт	Зона
Singularis	V. singularis				V. singularis	Chetae
	V. pulcher				V. pulcher	
	V. cf. lamplughi				V. lamplughi	
Nodiger	Milkovensis	C. milkovensis				Taimyrensis
	Nodiger	C. nodiger				
		C. transitionis			C. discoides	

что заметно у экземпляров с брадиморфным морфотипом. На следующей фазе филогенеза (*V. pulcher*) на взрослой раковине скульптура редуцировалась, что свидетельствует о том, что норма вида переносится на экземпляры с тахиморфным морфотипом. Следовательно, происхождение *V. pulcher* связано с тахигенезом, или филогенетически обусловленным ускорением индивидуального развития. В следующей филофазе норма вида опять сместилась в сторону брадиморфных экземпляров, что привело к появлению *V. singularis* путем брадигенеза. Таким образом, эволюция волгидискусов не имела направленного развития, происходила рекуррентно или по принципу “колеблющихся тенденций”, которые были свойственны многим родам волжских аммонитов (Рогов, 2021).

Зона *Volgidiscus singularis* Kiselev, 2003

Номенклатурное описание зоны и биогоризонтов *V. pulcher* и *V. singularis* см. в (Киселев и др., 2018). Ниже дается лишь описание нового биогоризонта *V. cf. lamplughi*.

Биогоризонт *Volgidiscus cf. lamplughi* nov.

В и д - и н д е к с: *Volgidiscus cf. lamplughi* (Spath, 1936).

Стратотип: д. Васильевское, разрез № 10, слои 2–6.

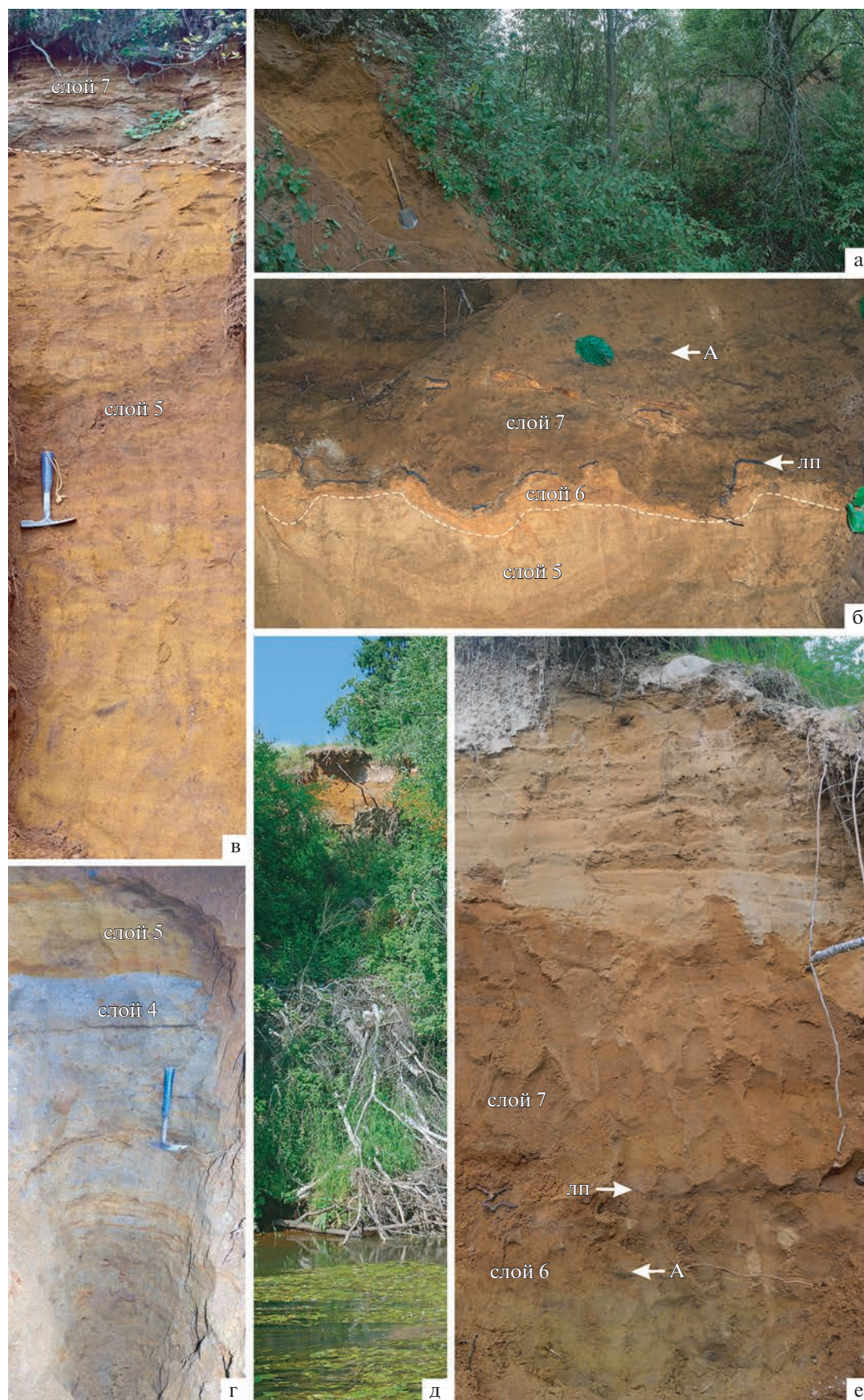
А м м о н и т ы: вид-индекс (табл. I, фиг. 6, 9, 10; табл. II, фиг. 1–6; табл. III, фиг. 2), *Anivanovia* sp. aff. *mola* Kiselev (табл. I, фиг. 7, 8; табл. III, фиг. 1).

Распространение: Ярославское Поволжье, нижняя часть чудиновской свиты в Рыбинском районе (верховья р. Черемуха).

Корреляция: эквивалент биогоризонта *Volgidiscus lamplughi* Англии и Приполярного Урала (табл. 1).

З а м е ч а н и я. Новые данные, полученные после изучения разреза у д. Васильевское, позволяют уточнить ранее предложенные на инфразональном уровне схемы корреляции терминальной части верхневолжского подъяруса Европейской России (зона *Singularis*), Англии и Приполярного Урала (зона *Lamplughi*) и Северной Сибири (зона *Chetae*). В частности, необходимо пересмотреть взаимное положение двух биогоризонтов зоны *Lamplughi* – *V. lamplughi* и *V. pulcher*. В предыдущей версии инфразональной шкалы зоны *Lamplughi* Англии (Киселев и др., 2018, табл. 1) биогоризонт *lamplughi* располагался выше биогоризонта *pulcher*. Впоследствии та же последовательность предполагалась и для зоны *Lamplughi* Приполярного Урала (Рогов, 2021). С учетом новых данных при-

Рис. 3. Внешний вид обнажений зоны *Singularis* у д. Васильевское. (а–г) – разрез № 7 (а – верхняя часть, обн. 7с; б, в – слои 5–7, обн. 7с; г – слои 4, 5, обн. 7б); (д, е) – обн. № 10д (д – общий вид обнажения со стороны р. Черемуха; е – слои 6, 7). Обозначения: А – находки аммонитов, лп – листовидные прослойки железистого песчаника.



ходится признать, что оба биогоризонта соотносятся противоположным образом: в основании зоны должен располагаться биогоризонт *lamplughii*, а выше — биогоризонт *pulcher*. К сожалению, имеющиеся на настоящий момент данные из разрезов зоны *Lamplughii* Англии не дают возможности установить последовательность волгидискусов, поскольку большинство экземпляров этого рода происходит из конденсированных конкреций не только в самой зоне *Lamplughii*, но и в вышерасположенной зоне *Runctoni*, где они находятся в переотложенном виде (Casey, 1973). В этих разрезах достоверно не описана последовательность волгидискусов, имеются лишь предположения о возможном существовании в разрезах двух уровней с разными видами, на основании чего можно гипотетически проводить инфразональное расчленение. Нижний биогоризонт *lamplughii* может быть выделен в зоне *Lamplughii* разрезов, описанных Р. Кейси (Casey, 1973): Северный Рунктон (North Runcton, Runcton beds, bed 4); Спилсби, две скважины (Spilsby, Lower Spilsby Sandstone, bed 7). Комплекс волгидискусов здесь представлен, согласно Кейси, видом-индексом, *Volgidiscus* spp. и *V. aff. lamplughii*.

Верхний биогоризонт может быть выделен только в разрезе Manor Farm в слое 6 (нижняя часть Lower Mintlyn Beds), в котором, согласно Кейси, встречены три типа конкреций, из которых часть являются сконденсированными из нижележащих слоев. *Volgidiscus* присутствуют в этом слое в конкрециях двух типов: в черных фосфоритах, где иных аммонитов не встречено, и в черных фосфоритах со следами перламутра, где кроме *Volgidiscus* встречены *Praetollia* (*Runctonia*). Найденные здесь волгидискусы отнесены Кейси к *Volgidiscus* sp. nov. Таким же названием обозначен экземпляр из другого разреза (Caistor), поперечное сечение раковины которого изображено на рисунке (Casey, 1973, fig. 5i). В дальнейшем (Кейси и др., 1977) этот же экземпляр был отождествлен с видом *V. pulcher* и сейчас рассматривается как его паратип (Киселев и др., 2018, табл. III, фиг. 1). Возможно, экземпляры из слоя 6 разреза Северный Рунктон тоже могут быть отнесены к *V. pulcher*, но до изучения коллекции Р. Кейси это заключение проверить невозможно. Приведенные данные позволяют наметить в Англии последовательность биогоризонтов *lamplughii* (нижний) и *pulcher* (верхний).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

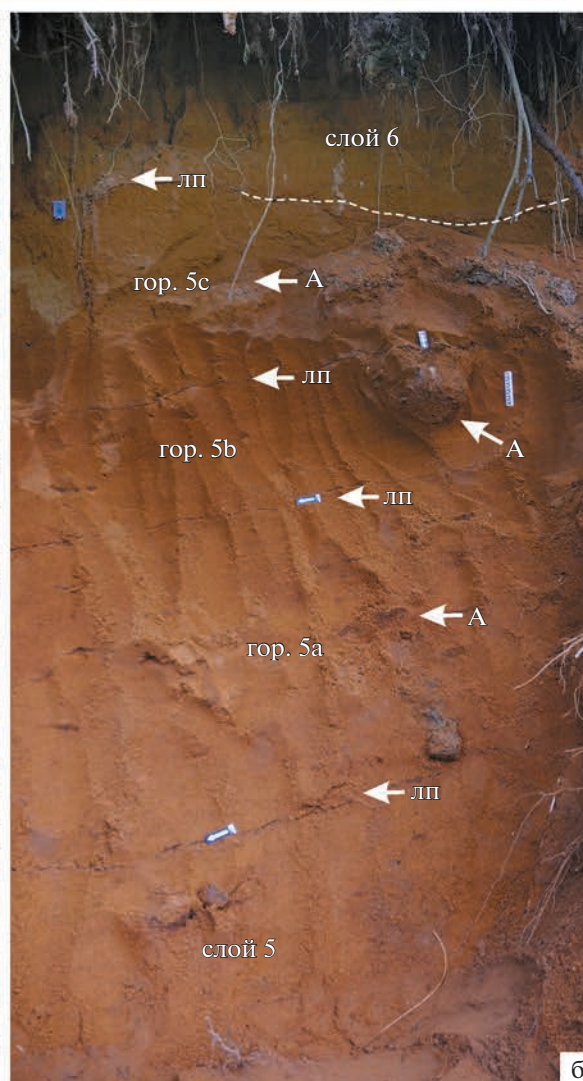
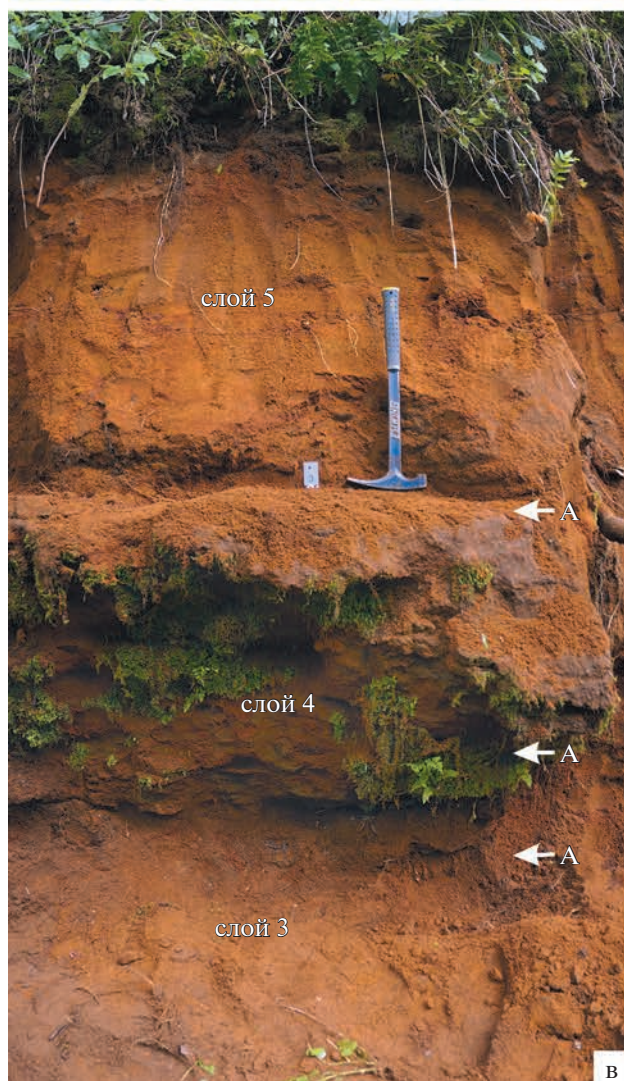
После выделения в бассейне р. Черемуха чудиновской свиты и зоны *Singularis* (Киселев и др., 2018), составляющих самую верхнюю часть верхневолжского подъяруса в Европейской России, остались нерешенными ряд вопросов инфразонального расчленения зоны и палеонтологического обоснования ее нижней границы. Изучение новых обнажений в опорном разрезе у д. Васильевское позволило в целом решить эти проблемы. Окончательно доказано положение зоны *Singularis* выше зоны *Nodiger* не по косвенным признакам в нескольких разрезах, содержащих фрагменты единой последовательности, а в едином разрезе. Это разрешило существовавшие сомнения о валидности зоны, ее положении в кровле верхневолжского подъяруса, что позволяет отказаться от альтернативных гипотез о возрасте чудиновской свиты.

Новые исследования дали возможность палеонтологически всесторонне охарактеризовать всю чудиновскую свиту, в том числе нижнюю ее часть, в которой аммониты до недавнего времени не были найдены. Это позволило выделить в подошве свиты выше биогоризонта *milkovensis* и в основании зоны *Singularis* биогоризонт *Volgidiscus* cf. *lamplughii*. Таким образом, инфразональный объем зоны *Singularis* увеличился до трех биогоризонтов — cf. *lamplughii*, *pulcher* и *singularis*, что составляет наиболее полную последовательность видов рода *Volgidiscus* в Панбореальной надобласти. В других регионах той же надобласти, где известны волгидискусы, — в Англии, Северном море, на Приполярном Урале и в Северной Сибири, наблюдаются лишь ее фрагменты. Это дает основание рассматривать последовательность биогоризонтов зоны *Singularis* чудиновской свиты как инфразональный стандарт верхней части верхневолжского подъяруса для всей Панбореальной надобласти.

Несмотря на прогресс в изучении рассматриваемых слоев, остается ряд нерешенных вопросов, связанных с качеством палеонтологического обоснования нижней части чудиновской свиты. Плохая сохранность аммонитов и их редкая встречаемость не позволяют в полной мере диагностировать краспедитин биогоризонта *Volgidiscus* cf. *lamplughii*. Поэтому их определения даны в открытой номенклатуре. Не исключено, что в будущем инфразональное деление зоны *Singularis* может усложниться благодаря выделению новых биого-

Рис. 4. Внешний вид обнажений разреза № 10 у д. Васильевское.

(а) — общий вид обнажений в средней части оврага, обн. № 10b (на заднем плане) и обн. 10с (на переднем плане); (б) — слои 5 и 6, обн. 10с; (в) — слои 4, 5, обн. 10b. Обозначения: А — находки аммонитов, лп — листовидные прослойки железистого песчаника, гор. — горизонт.



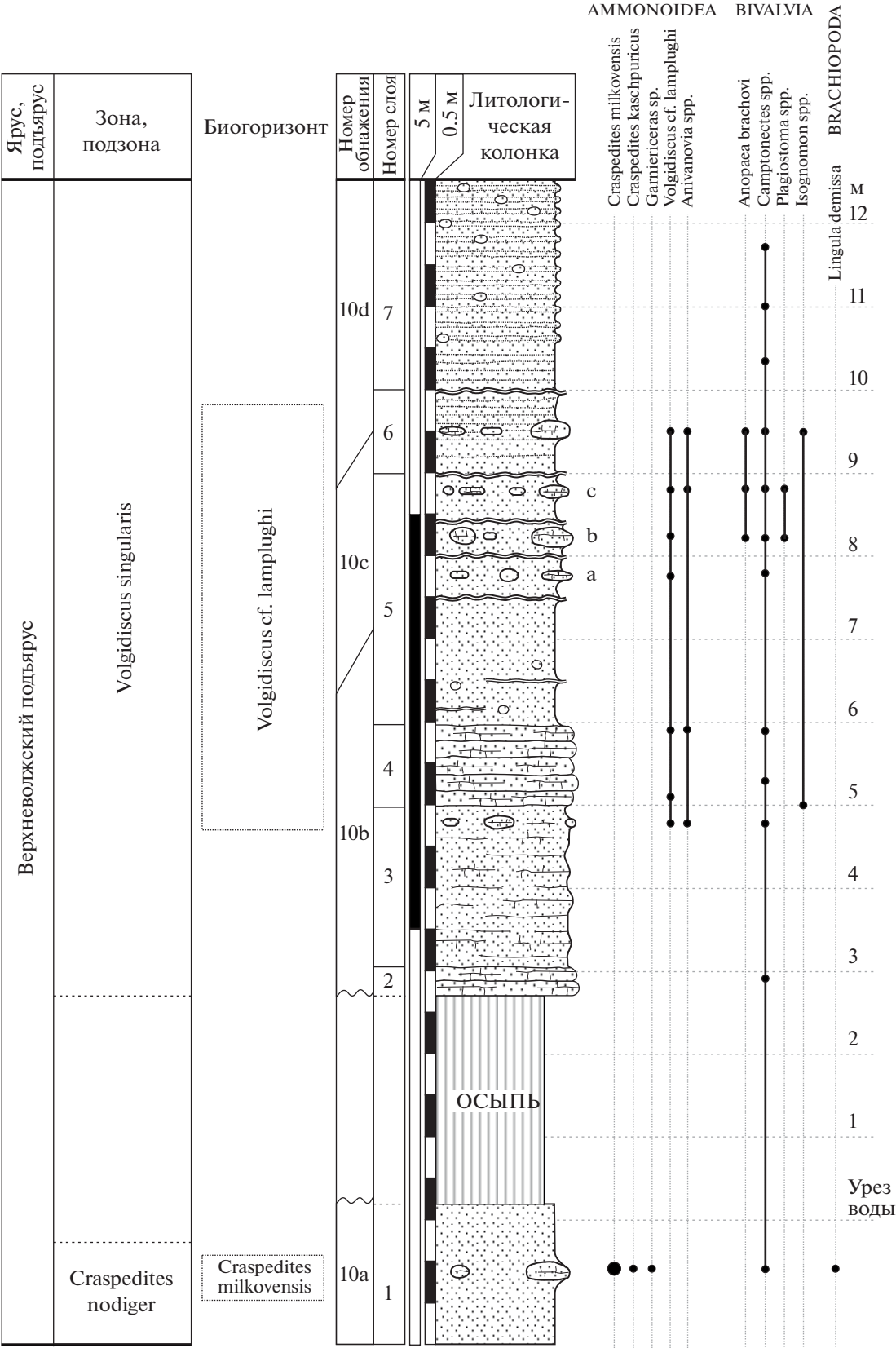


Рис. 5. Схема строения верхневолжского подъяруса и распространение фоссилий в разрезе № 10 у д. Васильевское. Условные обозначения см. на рис. 2.

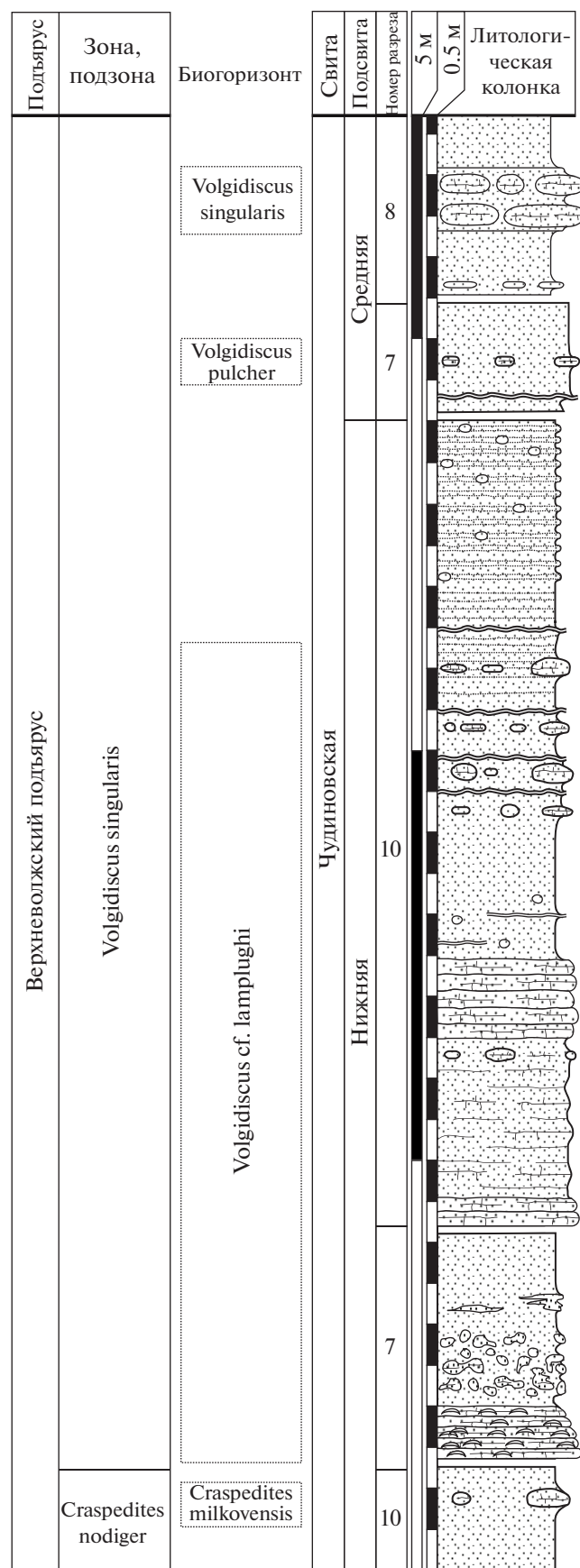


Рис. 6. Сводный разрез верхневолжского подъяруса в верховьях р. Черемуха. Условные обозначения см. на рис. 2.

ризонтов, но в настоящий момент можно полагать, что оно близко к завершению.

Благодарности. Мы признательны Л.М. Киселевой (Ярославль) за помощь в изучении разрезов у д. Васильевское, а также благодарны рецензентам за сделанные ими замечания.

Источники финансирования. Работа выполнена по теме госзадания № 0135-2018-0035 ГИН РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Кейси Р., Месежников М.С., Шульгина Н.И. Сопоставление пограничных отложений юры и мела Англии, Русской платформы, Приполярного Урала и Сибири // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 7. С. 14–33.
- Киселев Д.Н. Сельцо-Воскресенское // Атлас геологических памятников природы Ярославской области. Ярославль: Изд-во ЯГПУ, 2003. С. 58–62.
- Киселев Д.Н. Аммониты и инфразональная стратиграфия бореального и суббореального бата и келловей. М.: ГЕОС, 2022. 667 с. (Труды ГИН РАН. Вып. № 628).
- Киселев Д.Н., Rogov M.A. Сельцо-Воскресенское // Объекты геологического наследия Ярославской области: стратиграфия, палеонтология и палеогеография. М.: ЗАО “Издательский дом “Юстицинформ”, 2012. С. 126–130.
- Киселев Д.Н., Rogov M.A., Захаров В.А. Зона *Volgidsus singularis* терминальной части волжского яруса европейской части России и ее значение для межрегиональной корреляции и палеогеографии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 2. С. 87–114. <https://doi.org/10.7868/s0869592x18020059>
- Mumma B.B. Поздневолжские *Kachpurites* Spath (Craspeditidae, Ammonoidea) Русской платформы // Палеонтол. журн. 2010. № 6. С. 25–33.
- Mumma B.B., Стародубцева И.А. О некоторых таксонах аммонитов волжского яруса и их номенклатурных типах // Палеонтол. журн. 2018. № 5. С. 3–13. <https://doi.org/10.1134/s0031031x18050070>
- Rogov M.A. Новый род *Khetoceras* (Craspeditidae, Ammonoidea) из волжского яруса севера Средней Сибири и параллельная эволюция поздневолжских бореальных аммонитов // Палеонтол. журн. 2014. № 5. С. 10–16. <https://doi.org/10.7868/s0031031x14050080>
- Rogov M.A. Аммониты и инфразональная стратиграфия кимериджского и волжского ярусов Панбореальной надобласти // Труды ГИН РАН. 2021. Вып. 627. 733 с. https://doi.org/10.54896/00023272_2021_627_1
- Rogov M.A., Киселев Д.Н., Гуляев Д.Б., Охаткина Е.А. Новые данные о зоне *Craspedites nodiger* (верхневолжский подъярус) Ярославской области // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Четвертое Всероссийское совещание, 26–30 сентября

2011 г., Санкт-Петербург. Научные материалы. СПб.: ООО “Изд-во ЛЕМА”, 2011. С. 184–186.

Рогов М.А., Гуляев Д.Б., Киселев Д.Н. Биогоризонты – инфразональные биостратиграфические подразделения: опыт совершенствования стратиграфии юрской системы по аммонитам // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 20. № 2. 2012. С. 101–121.

Рогов М.А., Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю., Ефимов В.М., Киселев Д.Н., Морев В.П., Гусев В.В. Граница юры и мела в Среднем Поволжье. Путеводитель экскурсии “Международная научная конференция по проблеме границы юрской и меловой систем, 7–13 сентября 2015 г., г. Самара (Россия)”. Самара: Самарский ГТУ, 2015. 130 с.

Casey R. The ammonite succession at the Jurassic–Cretaceous boundary in eastern England // The Boreal Lower

Cretaceous. Eds. Casey R., Rawson P.F. Geol. J. 1973. Spec. Iss. № 5. P. 193–266.

Rogov M.A. Infrazonal ammonite biostratigraphy, paleobiogeography and evolution of Volgian craspeditid ammonites // Paleontol. J. 2020. V. 54. № 10. P. 1189–1219. <https://doi.org/10.1134/S0031030120100068>

Stremoukhov D. Note sur la zone á *Olcostephanus nodiger* près du village Milkovo, du district de Podolsk, gouv. de Mocsou // Bulletin de la Société impériale des naturalistes de Moscou. N.S. 1892. T. VI. № 3. P. 432–436.

Trauttschold H. Zur Fauna des russischen Jura // Bulletin de la Société impériale des naturalistes de Moscou. 1866. T. 39. № 1. P. 1–24.

Рецензенты Е.Ю. Барабошкин,
В.А. Захаров, А.Е. Игольников

New data on the Structure of the Terminal Part of the Volgian Stage of the Upper Jurassic in the Reference Section Near the Vasilyevskoye Village, Yaroslavl Region

D. N. Kiselev^{a, #} and M. A. Rogov^{b, ##}

^aYaroslavl State Pedagogical University, Respublikanskaya ul., 108, Yaroslavl, 150000 Russia

^bGeological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per., 7, Moscow, 119017 Russia

[#]e-mail: dnkiselev@mail.ru

^{##}e-mail: russianjurassic@gmail.com

The study of new sections of the upper part of the Upper Volgian substage near the Vasilyevskoye village (Rybinsk district, Yaroslavl region) made it possible to clarify the position of the lower boundary and the infrazonal division of the *Volgidiscus singularis* Zone. Until recently, the lower part of the *Singularis* Zone was not characterized by ammonites, but thanks to the study of these sections, it was possible to establish the sequence of craspeditins ammonoids (*Volgidiscus* and *Anivanovia*) and to identify a new biohorizon *Volgidiscus* cf. *lamplughii*. The lower boundary of the *Singularis* Zone in the Chudinovskaya Formation sections is determined by the first appearance of *Volgidiscus* above the *Craspedites milkovensensis* biohorizon. The infrazonal volume of the *Singularis* Zone is represented by three biohorizons: *V.* cf. *lamplughii*, *V. pulcher* and *V. singularis*. At present, the *Singularis* Zone is characterized by the most complete structure in the Panboreal Superrealm, which allows it to be considered as an infrazonal standard for the upper part of the Upper Volgian substage.

Keywords: Jurassic system, biostratigraphy, ammonites, *Volgidiscus*, *Craspedites*

УДК 563.12:565.33:551.763.12(477.75)

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ПЛАНКТОННЫМ ФОРАМИНИФЕРАМ И ОСТРАКОДАМ ИЗ БАРРЕМ(?)–АПТСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО КРЫМА: СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОЭКОЛОГИЯ

© 2023 г. М. С. Карпук*

Геологический институт РАН, Москва, Россия

*e-mail: maria.s.karpuk@gmail.com

Поступила в редакцию 12.04.2022 г.

После доработки 06.07.2022 г.

Принята к публикации 19.07.2022 г.

Изучены планктонные фораминиферы и остракоды из верхнего баррема—нижнего апта разреза Коклюк (Восточный Крым). По фораминиферам установлено три интервал-зоны: *Globigerinelloides blowi*, *Hedbergella ruksa* и *H. excelsa*. Слоям с *H. ruksa* присвоен ранг зоны, и сделано ее описание. По остракодам определена комплексная зона *Robsoniella minima*—*Loxoella varicavalveolata* и слои с *Cythereoporton tesakova*. Выявлен интервал, вероятно соответствующий аноксическому событию ОАЕ 1а. Вид *C. tesakova* описан как новый. Проведены корреляция разреза Коклюк с одновозрастными разрезами Верхоречье (Юго-Западный Крым) и Заводская балка (Восточный Крым) и его палео-экологический анализ.

Ключевые слова: планктонные фораминиферы, остракоды, новые виды, апт, биостратиграфия, корреляция, Коклюк, Восточный Крым

DOI: 10.31857/S0869592X23020023, **EDN:** NUMIWX

ВВЕДЕНИЕ

Мощная толща титон-аптских глин обнажается в Юго-Восточном Крыму, в районе города Феодосии. Нижнемеловые отложения Горного Крыма изучаются уже более 50 лет, однако степень изученности этих пород различается в зависимости от географии и возраста разрезов. Большинство исследований посвящено границе титона—берриаса (Arkadiev, 2004; Аркадьев, 2011; Arkadiev et al., 2018; Аркадьев и др., 2020; Гужиков и др., 2012 и др.), а также берриасскому и валанжинскому ярусам (Друщиц, Янин, 1958; Нил, 1966; Раченская, 1968а, 1968б, 1969а, 1969б, 1970; Кванталиани, Лысенко, 1978, 1979; Лысенко, Янин, 1979; Богданова и др., 1981; Богданова, Кванталиани, 1983; Тесакова, Раченская, 1996а, 1996б; Аркадьев, 2007, 2021; Arkadiev et al., 2017; Аркадьев и др., 2018; Guzhikov et al., 2014; Барабошкин и др., 2019). Что же касается готерива—апта, то этот интервал детально изучен в Юго-Западном Крыму (Горбачик, Янин, 1972; Горбачик, 1986; Янин, 1997; Барабошкин и др., 2004; Ямпольская и др., 2006; Карпук, Тесакова, 2012, 2013, 2014; Карпук, 2016а, 2016б; Щербинина, Логинов, 2012; Бровина и др., 2017 и др.), но очень слабо в Восточном Крыму (Савельева, Тесакова, 2010; Карпук, Щербинина, 2015; Матвеев, 2016; Грищенко, Шурекова, 2020). Единственным разрезом баррема—апта Восточного Крыма,

изученным детально с применением различных методов (микрофаунистический анализ: наннопланктон, планктонные фораминиферы, остракоды, диноцисты, палиноморфы; палеомагнитный и литологический методы), является разрез Заводская балка, расположенный в черте города Феодосии (Карпук et al., 2018). Изучение этого разреза выявило интервал, отвечающий глобальному аноксическому событию ОАЕ 1а, которое никогда прежде не было описано в Крыму. Другой нижнемеловой разрез Восточного Крыма — г. Коклюк (рис. 1, 2) — является стратиграфическим аналогом разреза Заводская балка, в нем также предполагается ОАЕ 1а, однако мощность аптских отложений разреза г. Коклюк значительно превышает таковую в разрезе Заводская балка, что, вероятно, позволит произвести более детальное изучение этого интервала. Ранее в разрезе Коклюк были изучены комплексы диноцист, получены палеомагнитные данные (Грищенко, Шурекова, 2020) и сделаны первые выводы о возрасте отложений. В настоящей статье впервые предлагается детальное стратиграфическое расчленение верхнебаррем (?)–аптских отложений этого разреза по планктонным фораминиферам (ПФ) и остракодам. Кроме того, приводится описание интервал-зоны по ПФ *Hedbergella ruksa*, которая ранее выделялась как слои (Бровина, 2017; Karpuk et al.,

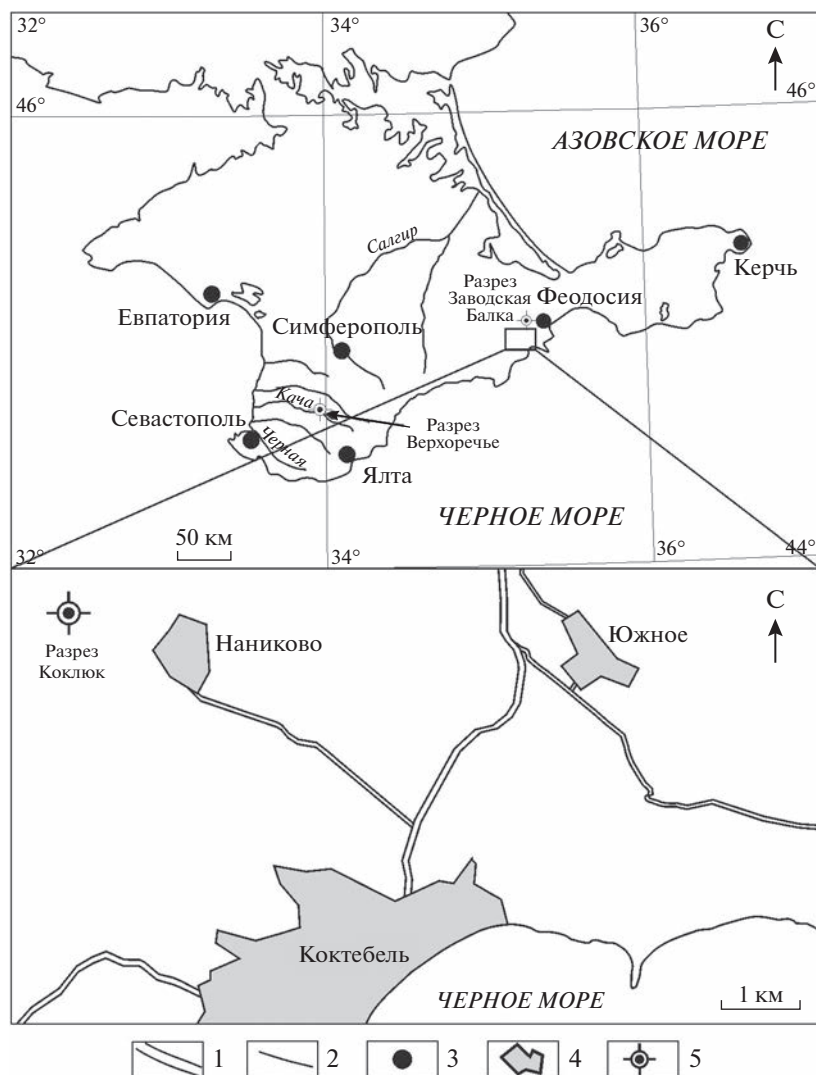


Рис. 1. Расположение разреза г. Коклюк.

1 — дорога, 2 — река, 3 — крупный город, 4 — город/село, 5 — разрез.

2018); подробно переописаны зона *Robsoniella minima*—*Loxoella variealveolata* и слои с *Cytherop-teron tesakovae*, установленные по остракодам в Юго-Западном Крыму (Карпук, 2016б; Karpu et al., 2018). Последние до сих пор оставались *strat nudum*, поскольку их вид-индекс не был опубликован. Описан новый вид остракод, а также проведен палеоэкологический анализ комплексов микрофоссилий с обоснованием события ОАЕ 1а.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА

Гора Коклюк расположена к северо-востоку от с. Наниково, близ города Коктебель (45.003564° с.ш., 35.207405° в.д.) и сложена мощной берриас-аптской толщей желтовато-серых глин с бордовыми прослоями карбонатов (рис. 1, 2).

Материалом для настоящего исследования послужили 32 образца глин, отобранные из верхней части разреза г. Коклюк. Верхняя, изученная к настоящему моменту часть разреза сложена серыми и желтовато-серыми глинами с бордовыми плотными карбонатными прослоями мощностью до 10–15 см (рис. 3). Отбор образцов на микрофауну производился дважды — в 2016 и в 2019 гг. В 2016 г. было опробовано 75 метров разреза (отобрано 68 образцов), начиная с подошвы валанжина (устное сообщение А.Ю. Гужикова, СГУ). Отбор был прекращен приблизительно в 20 м ниже контакта с палеогеном (Муратов, 1969), так как крутизна склона не позволила опробовать верхнюю часть разреза без специального снаряжения. В 2019 г. отбор образцов из верхней части разреза был возобновлен, однако остался хиатус приблизительно в 4 м по той же причине. В общей слож-



Рис. 2. Разрез г. Коклюк с указанием номеров части образцов в закопушках (фото автора).

ности был отобран 81 образец через 1 м, за исключением нескольких интервалов. Образцы 1652, 1652a и 1653 взяты через 15 см; обр. 1652a отобран в темном прослое глины, обр. 1652 и 1653 — непосредственно под и над прослоем для более детального изучения условий осадконакопления. Малое расстояние между образцами 1666 и 1901 объясняется наложением интервалов отбора в разные годы. Расстояние в 4 метра между образцами 1667 и 1902 обусловлено техническими сложностями отбора. Для настоящего исследования на микрофауну были обработаны и изучены 32 образца, характеризующие верхние 35 м разреза.

Образцы глины весом около 500 г высушивали и кипятили с пищевой содой (NaHCO_3), после чего промывали теплой проточной водой через сито с ячейкой 0.1 мм. Высушенный осадок просматривали под бинокулярным микроскопом Bresser Advance при увеличении $\times 25$ для отбора остракод и ПФ. Отбор ПФ производили из образцов по стандартной методике — до 200 шт. при большом количестве экземпляров и тотально при меньшем количестве. Остракоды отбирались полностью. Фотографирование ПФ и остракод выполнено на сканирующих микроскопах CamScan Vega3 и CamScan Vega2 в лаборатории электронной микроскопии ПИН РАН.

Раковины ПФ хорошей и удовлетворительной сохранности были встречены в нижней части изученного интервала (обр. 1650—1667) и в терминальной части (обр. 1911—1914), а раковины очень плохой сохранности — в верхней части интервала (обр. 1902—1910). Остракоды представлены как отдельными створками, так и целыми раковинами хорошей и удовлетворительной сохранности.

В общей сложности определено 15 видов ПФ, принадлежащих 3 родам; их распределение по

разрезу и численность видов по образцам приведены в табл. 1. Почти все изученные ПФ изображены в табл. I и II. Остракоды в разрезе Коклюк представлены богатым комплексом из 76 видов, принадлежащих 37 родам (табл. 2). Некоторые изученные остракоды приведены в табл. III.

Коллекция планктонных фораминифер и остракод (№ 4922) хранится в лаборатории микропалеонтологии ГИН РАН, Москва.

Кроме микрофауны, в разрезе был изучен уровень карбонатности (табл. 3) пород следующим методом: 4—10 г породы, истертые в порошок, взвешивали и заливали 20—40 мл 2МНСI. Через сутки образцы выпаривали, и сухой остаток снова взвешивали. Разницу в весе пересчитывали в процент карбонатности (Cogley, Aikman, 1997). Воспроизводимость измерений $\pm 0.5\%$.

БИОСТРАТИГРАФИЯ

Проведены биостратиграфическое расчленение изученной части разреза Коклюк по ПФ и остракодам и его корреляция с разновозрастными интервалами разрезов Верхоречье и Заводская балка.

Планктонные фораминиферы

Планктонные фораминиферы Крыма изучаются с конца 50-х гг. XX в. История создания по ним стратиграфической схемы непосредственно для Крыма (Горбачик, 1986), становления международной стратиграфической шкалы (МСШ) (Ogg, Hinnov, 2012; Gale et al., 2020), разработка и детализация международных схем различными авторами (Coccioni et al., 2007; Moullade et al., 2015 и т.д.) были подробно проанализированы и опи-

Таблица 1. Распределение ПФ в разрезе Коклюк

Зоны по ПФ	Номера образцов	<i>Hedbergella sigali</i> Moullade, 1966	<i>Hedbergella infractata</i> (Glaessner, 1937)	<i>Hedbergella primare</i> (Kretchmar et Gorbachik, in Gorbachik, 1986)	<i>Globigerinelloides blowi</i> (Boli, 1959)	<i>Hedbergella similis</i> Longoria, 1974	<i>Hedbergella aptiana</i> Bartenstein, 1965	<i>Hedbergella speetonensis</i> (Banner et Desai, 1988)	<i>Hedbergella praelippa</i> Huber et Leckie, 2011	<i>Gubkinella</i> sp.	<i>Hedbergella kuznetsovae</i> (Banner et Desai, 1988)	<i>Hedbergella ruksa</i> (Banner, Copestake et White, 1993)	<i>Hedbergella praetocoidea</i> Kretchmar et Gorbachik, in Gorbachik, 1986	<i>Hedbergella excelsa</i> Longoria, 1974	<i>Hedbergella lobocaensis</i> Longoria, 1974	<i>Hedbergella kuhryi</i> Longoria, 1974	Количество экземпляров
H. excelsa	1914	19	53	12	11	27	17	6	18	20	1	4		5	2	5	200
	1913	17	111	2	4	22	14			2	1	4	3	19		1	200
	1912	10	34		14	26	23	3	2	3		16	2	7			140
	1911	11	97	1	10	16	13	1		31		4	1	15			200
	1910																0
	1908																0
	1907																0
	1906																0
	1905																0
	1904																0
	1903																0
	1902																0
	1667		4	1								1	1	6			13
	1901																0
	1666	5	9	22	5	5	2	33	1	27	19	31	2	39			200
	1665																0
	1664	3	14	1		1	1		1	5		1					27
	1663	2	5	2				1		1	2	1		3			17
	1662	2	4	1	1		1	6	1								16
	1661	4	22	3	4		1	10			11	1					56
	1660	12	88	4	13	14	25	3	4	21		4	6	6			200
H. ruksa	1659	9	51	11	13	50	12	6	6	31	5	3		2	1		200
	1658	2	5	1	1	2	1				3						15
	1657	19	63	5	18	33	11	1	15	29	1	4	1				200
	1656	17	51	7	17	32	16	4	20	27	5	4					200
	1655	2	5			1							1				9
	1654	5	31	10	3	7	7	5	1	123	4	4					200
	1653	9	53	6	26	19	10	2	25	50							200
	1652a	3									1						4
G. blowi	1652	3	16	8	5	8	8	10	3	133	5	2					201
	1651	17	56	21	17	20	16	20	8	18	7						200
	1650	18	61	9	27	18	15	9	22	21							200

Рис. 3. Появление стратиграфически важных таксонов ПФ и остракод в разрезе г. Коклюк.

Здесь и на рис. 4, 5: 1 – мергель; 2 – карбонатная глина; 3 – слабокарбонатная, почти бескарбонатная глина; 4 – бескарбонатная глина интервала ОАЕ 1а; 5 – плотные ожелезненные прослои (нумерация дана автором при отборе); 6 – диагенетические конкреции известняков и мергелей; 7 – перерыв; 8 – первое появление вида; 9 – последнее появление вида.

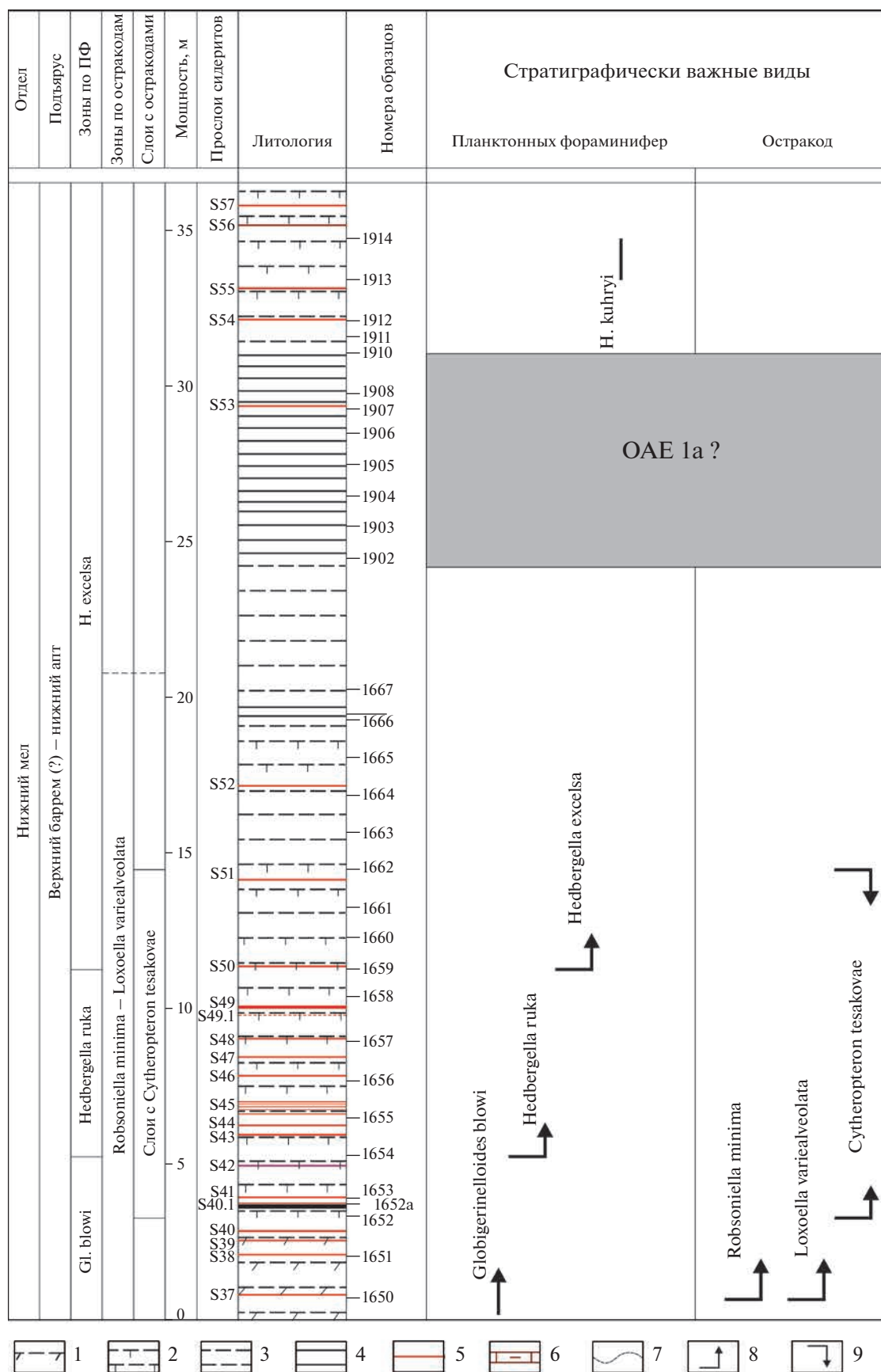


Таблица 2. Распределение остракод в разрезе Коклюк

Зона по остракодам	Слой с остракодами	Cyprid C. tesakovae																												Robsonella minima - Loxella varialevalata																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																	
		1914	1913	1																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																											

Таблица 2. Окончание

[illegible]

саны Е.А. Бровиной (Бровина, 2017; Бровина и др., 2017; Karpuk et al., 2018).

В разрезе Коклюк ПФ оказались распределены весьма неравномерно (табл. 1; рис. 5). Есть образцы, сравнительно богатые ими, в которых наблюдались раковины хорошей и средней сохранности (обр. 1650–1652, 1653–1654, 1656–1657, 1659–1660, 1666, 1911–1914); образцы с единичными ПФ средней и плохой сохранности (1652а, 1655, 1658, 1661–1664, 1667); кроме того, в разрезе присутствует интервал, в котором все без исключения ПФ представлены неопределимыми экземплярами со значительными следами растворения (1665, 1901, 1902–1910) (табл. I, фиг. 12, 16, 20).

В нижней части разреза по присутствию вида-индекса *Globigerinelloides blowi* (Bolli, 1959) (табл. I, фиг. 1–3, 5–7) определяется одноименная интервал-зона МСШ (рис. 3). Выше, в обр. 1652, отмечено первое появление вида *H. ruka* (Banner, Copestake et White, 1993) (табл. I, фиг. 9–11), по которому Е.А. Бровина выделила в Крыму слои с *H. ruka* (Бровина, 2017; Karpuk et al., 2018). Материал, бывший в распоряжении Бровиной, не позволял придать этим слоям статус зоны, поскольку они были обнаружены только в двух разрезах – Верхоречье, где слои были выделены впервые (Бровина, 2017), и Заводская балка, где были определены только в одном образце (Karpuk et al., 2018). Однако настоящее исследование подтверждает достоверность слоев в Восточном Крыму (в разрезе Коклюк они охватывают 7 метров разреза и определяются в 8 образцах), что позволяет рассматривать их в качестве зоны *Hedbergella ruka* в пределах всего Крыма (описание зоны см. ниже).

Выше, с обр. 1659, появляется вид *H. excelsa*, который является индексом для одноименной зоны, выделенной Р. Коччиони с соавторами (Cocconi et al., 2007).

Далее, начиная с обр. 1661, число видов и экземпляров ПФ хорошей и средней сохранности резко падает, а процентное содержание экземпляров со значительными следами растворения растет (рис. 5). В терминальной части разреза разнообразие и обилие ПФ восстанавливаются (табл. 1). Несмотря на то, что новых видов-индексов в этом

интервале не встречено, в двух последних образцах (1913 и 1914) обнаружены экземпляры вида *H. kuhryi* Longoria, 1974, который был также встречен в разрезе Заводская балка сразу после условно “немого” интервала (Karpuk et al., 2018), что является важным элементом для палеоэкологических выводов (см. ниже).

Остракоды

Остракоды, как и ПФ, распределены в разрезе весьма неравномерно (табл. 2). Низы изученной части обнажения (обр. 1650–1666) в целом охарактеризованы богатым комплексом, тогда как в верхней трети (обр. 1901–1910) наблюдается интервал практически без остракод, а в терминальной части (обр. 1911–1914) редкие остракоды появляются вновь. По ракушковым ракам в разрезе удалось определить только одну зону *Robsoniella minima*–*Loxoella varicaveolata* (рис. 3), описание которой приведено ниже.

Начиная со слабокарбонатного интервала и выше, возраст разреза по остракодам определить нельзя, так как в верхних образцах не встречен ни один зональный вид-индекс.

Внутри зоны *R. minima*–*L. varicaveolata* можно выделить слои с *Cytheropteron tesakovae* sp. nov. Эти слои уже фигурировали ранее в публикации (Карпук, 2016б), но, поскольку описание вида-индекса до сих пор опубликовано не было, а имелось только в тексте диссертации (Карпук, 2016а), был создан “голый стратон”. Во избежание путаницы в стратиграфической литературе, впоследствии для этого стратона применялось название “слои с *Cytheropteron* sp.” (Карпук, 2022).

Корреляция

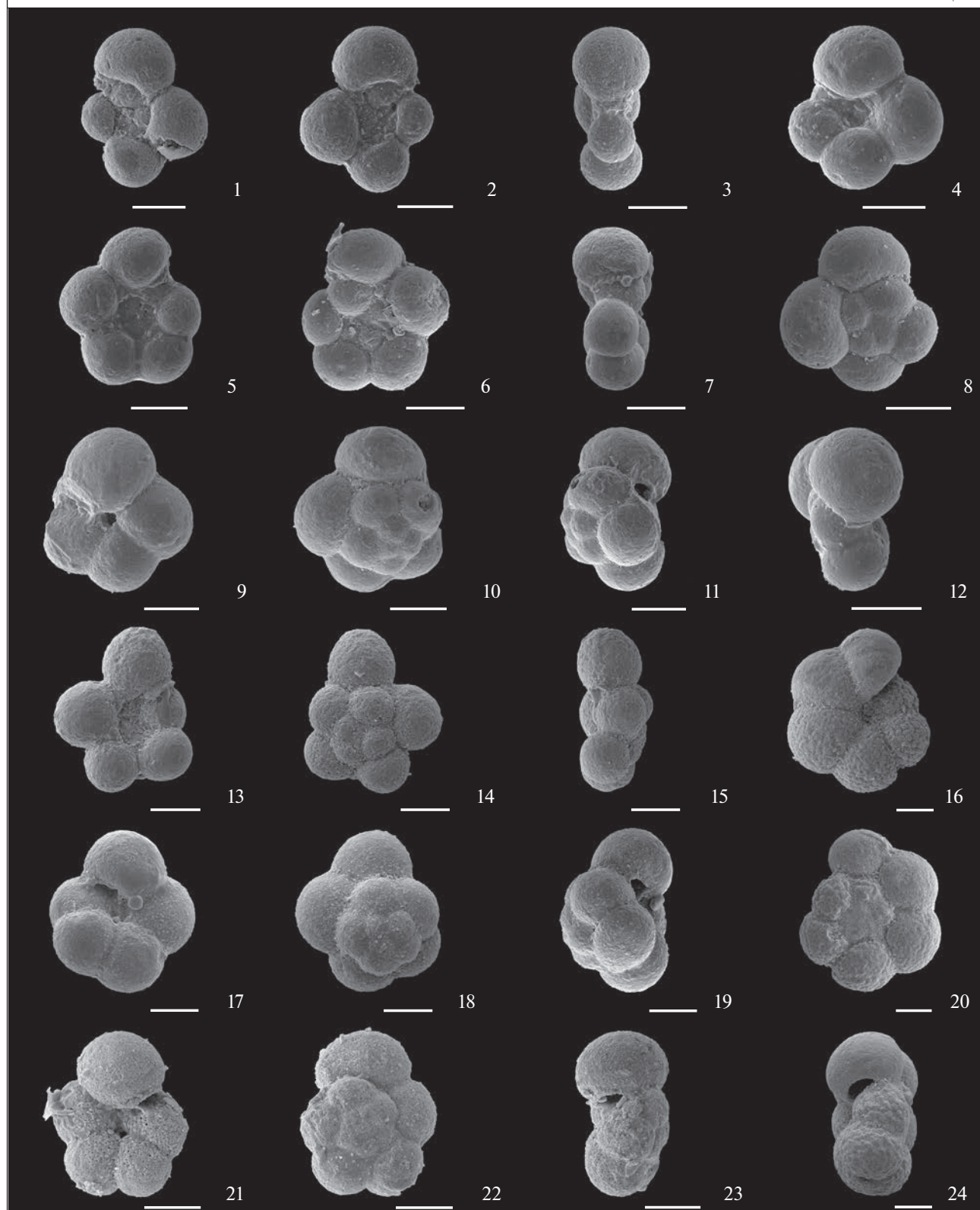
Изученный разрез г. Коклюк удается скоррелировать с разрезами Верхоречье (Юго-Западный Крым) (Бровина, 2017) и Заводская балка (Восточный Крым) (Karpuk et al., 2018) (рис. 1, 4).

Так, в нижней части всех трех разрезов по ПФ установлена зона *Gl. blowi* Международной стратиграфической шкалы. Выше выделяется зона *H. ruka* (= слоям с *H. ruka* в разрезах Верхоречье и Завод-

Таблица I. Планктонные фораминиферы из разреза г. Коклюк. Длина масштабной линейки 50 мкм.

1–3, 5–7 – *Globigerinelloides blowi* (Bolli, 1959): 1–3 – экз. № 4922-КОК-5-039, обр. 1664: 1, 2 – вид с боковых сторон, 3 – вид с периферического края; 5–7 – экз. № 4922-КОК-5-028, обр. 1654: 5, 6 – вид с боковой стороны, 7 – вид с периферического края; 4, 8, 12 – *Hedbergella praelippa* Huber et Leckie, 2011, экз. № 4922-КОК-6-37, обр. 1653: 4 – вид с пупочной стороны, 8 – вид со спиральной стороны, 12 – вид с периферического края; 9–11 – *Hedbergella ruka* (Banner, Copestake et White, 1993), экз. № 4922-КОК-4-034, обр. 1660: 9 – вид с пупочной стороны, 10 – вид со спиральной стороны, 11 – вид с периферического края; 13–15 – *Hedbergella similis* Longoria, 1974, экз. № 4922-КОК-6-20, обр. 1659: 13 – вид с пупочной стороны, 14 – вид со спиральной стороны, 15 – вид с периферического края; 16, 20, 24 – *Hedbergella praetrocoidea* Kretschmar et Gorbachik, in Gorbachik, 1986, экз. № 4922-КОК-6-25, обр. 1666: 16 – вид с пупочной стороны, 20 – вид со спиральной стороны, 24 – вид с периферического края; 17–19 – *Hedbergella excelsa* Longoria, 1974, экз. № 4922-КОК-4-009, обр. 1666: 17 – вид с пупочной стороны, 18 – вид со спиральной стороны, 19 – вид с периферического края; 21–23 – *Hedbergella infracretacea* (Glaessner, 1937), экз. № 4922-КОК-2-57, обр. 1912: 21 – вид с пупочной стороны, 22 – вид со спиральной стороны, 23 – вид с периферического края.

Таблица I



ская балка). Далее следует зона *H. excelsa*, заканчивающаяся в разрезах Коклюк и Заводская балка слабокарбонатным интервалом (подтвержден анализом карбонатности пород), в котором в обоих разрезах практически отсутствуют ПФ и остракоды и который интерпретируется нами как предполагаемый интервал аноксического события ОАЕ 1а (см. ниже). Разрез Верхоречье заканчивается зоной *H. excelsa*, и слабокарбонатного интервала в нем не выявлено.

Непосредственно выше интервала ОАЕ 1а в разрезах Коклюк (обр. 1913, 1914) и Заводская балка (обр. 1503) встречен вид ПФ *H. kuhryi*, что позволяет скоррелировать терминальную часть разреза Коклюк (где не выявлены другие зональные индексы) с соответствующей частью разреза Заводская балка. Следует отметить, что вид *H. kuhryi* с широким стратиграфическим интервалом распространения (нижний баррем—верхний апт) не является стратиграфически значимым. Однако тот факт, что этот важный для палеоэкологии вид (см. ниже) встречен в двух разрезах непосредственно после слабокарбонатного интервала, интерпретируемого как вероятное событие ОАЕ 1а, позволяет сопоставить эти интервалы по его присутствию.

Особое внимание обращают на себя мощности разрезов. При несколько большей мощности, разрез Коклюк в стратиграфическом плане отвечает только половине разреза Заводская балка. Это свидетельствует о высокой конденсированности отложений разреза Заводская балка.

ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Для реконструкции палеоэкологической обстановки были проанализированы карбонатность пород, видовое разнообразие и количество ПФ, которое рассчитывалось на 8 клеток палетки для отбора (каждая клетка 1 × 1 см), процент ПФ со следами растворения, количественное и видовое разнообразие остракод и соотношение эврибатных и условно-глубоководных остракод.

Графики разнообразия и численности ПФ демонстрируют значительные колебания, не выяв-

ляя никаких отчетливых трендов. Интересно, что эпизоды значительного снижения разнообразия и численности сопровождаются увеличением процентного содержания ПФ со следами растворения (обр. 1652а, 1655, 1662), следовательно, снижение разнообразия и численности ПФ может быть частично связано с постседиментационными процессами растворения. На это указывает и общее снижение карбонатности осадка на этих уровнях (табл. 3, рис. 5). В верхней трети разреза количество и разнообразие ПФ резко и значительно падает и наблюдается довольно продолжительный интервал, в котором нерастворенные ПФ отсутствуют полностью. Учитывая возраст отложений и наличие аналогичного интервала в разрезе Заводская балка, можно предположить, что длительный условно “немой” интервал разреза Коклюк отвечает глобальному аноксическому событию ОАЕ 1а. Кроме того, особое внимание обращает на себя появление вида *H. kuhryi* в верхней части разреза, сразу после условно “немого” интервала. Этот вид имеет удлиненные камеры в последнем обороте (табл. II, фиг. 9–11, 13–15), а удлинение камер раннемеловых ПФ связывают с адаптацией к обеднению кислородом в верхней части водного столба (Bou Dagher-Fadel et al., 1997; Premoli Silva, Sliter, 1999; Coccioni, Luciani, 2004, 2005; Coccioni et al., 2006).

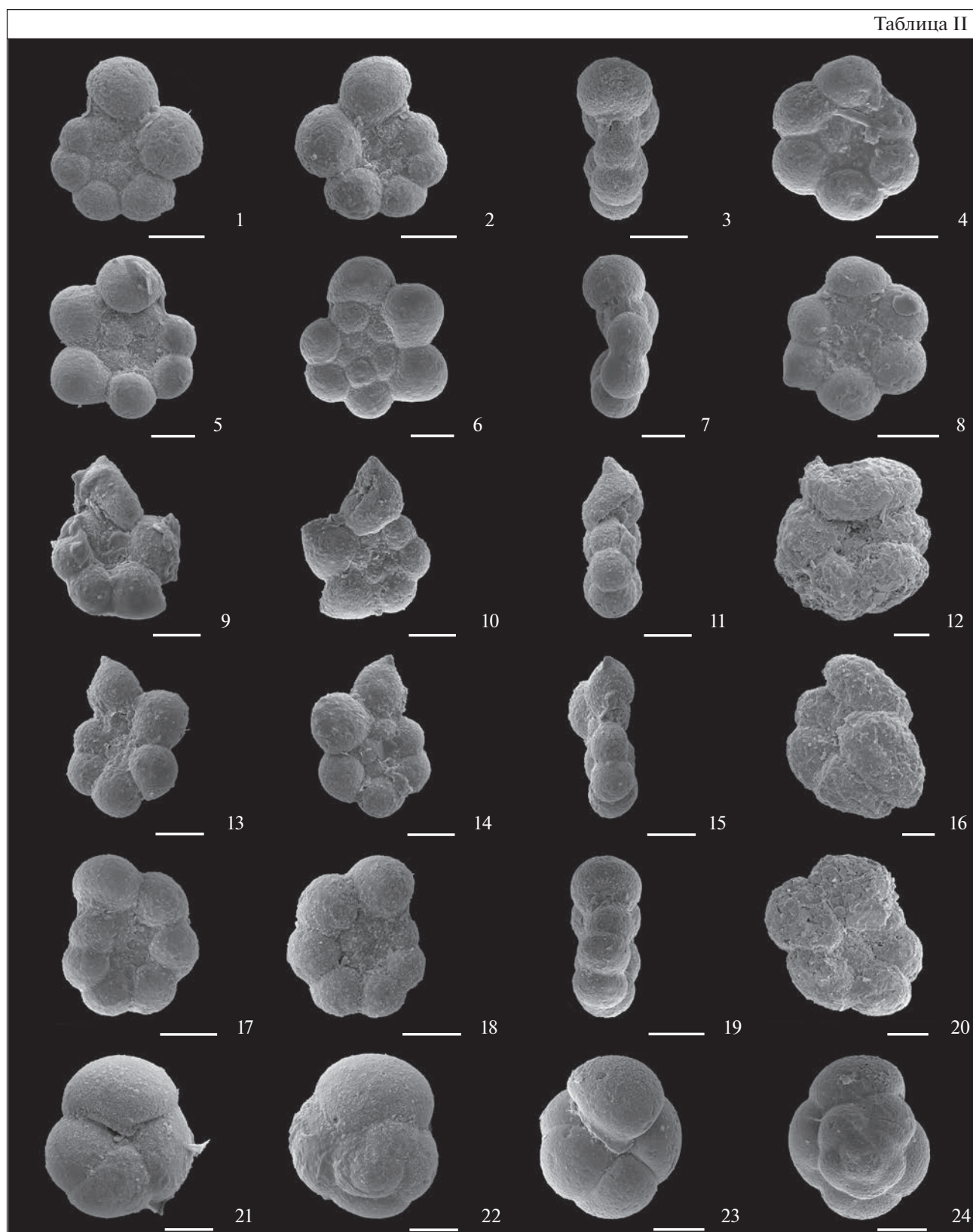
Интересно, что этому продолжительному этапу предшествуют два коротких эпизода, в которых отсутствует фауна. Это указывает на то, что мощное аноксическое, или по крайней мере дизоксическое, событие сформировалось не внезапно, а наступало постепенно. В верхней части разреза, начиная с обр. 1911, постепенно восстанавливаются разнообразие и численность ПФ.

Видовое разнообразие остракод в нижней половине разреза в целом довольно высоко (около 30 видов) и колеблется незначительно (рис. 5). Что касается количества остракод, то здесь наблюдается отчетливый тренд сначала увеличения количества экземпляров к обр. 1657, затем постепенного снижения численности к обр. 1662, далее резкого уменьшения численности и разнообразия к обр. 1663 и, наконец, полного исчезновения

Таблица II. Планктонные фораминиферы из разреза г. Коклюк. Длина масштабной линейки 50 мкм.

1–3 — *Hedbergella speetonensis* (Banner et Desai, 1988), экз. № 4922-КОК-3-063, обр. 1651: 1 — вид со спиральной стороны, 2 — вид с пупочной стороны, 3 — вид с периферического края; 4, 8 — *Hedbergella primare* (Kretschmar et Gorbachik, in Gorbachik, 1986), экз. № 4922-КОК-3-117, обр. 1652, вид с боковой стороны; 5–7 — *Hedbergella labocaensis* Longoria, 1974, экз. № 4922-КОК-6-19, обр. 1659: 5, 7 — вид с боковой стороны, 6 — вид с периферического края; 9–11, 13–15 — *Hedbergella kuhryi* Longoria, 1974: 9–11 — экз. № 4922-КОК-5-006, обр. 1914: 9, 10 — вид с боковой стороны, 11 — вид с периферического края; 13–15 — экз. № 4922-КОК-6-05, обр. 1914: 13, 14 — вид с боковой стороны, 15 — вид с периферического края; 12, 16, 20 — планктонные фораминиферы со значительными следами растворения: 12 — экз. № 4922-КОК-2-002, обр. 1901, 16 — экз. № 4922-КОК-3-021, обр. 1906, 20 — экз. № 4922-КОК-2-004, обр. 1901; 17–19 — *Hedbergella kuznetsovae* (Banner et Desai, 1988), экз. № 4922-КОК-4-026, обр. 1666: 17, 18 — вид с боковой стороны, 19 — вид с периферического края; 21–24 — *Gubkinella* sp.: 21, 22 — экз. № 4922-КОК-4-023, обр. 1666: 21 — вид с пупочной стороны, 22 — вид со спиральной стороны; 23, 24 — экз. № 4922-КОК-5-030, обр. 1666: 23 — вид с пупочной стороны, 24 — вид со спиральной стороны.

Таблица II



остракод к обр. 1901. Общий тренд увеличения численности остракод прерывается двумя эпизодами резкого снижения разнообразия и численности: на уровне обр. 1652а, который сложен темными глинами, и обр. 1655. Оба интервала совпадают с аналогичным поведением ПФ и резким увеличением количества ПФ со следами растворения.

Используя метод определения изменения относительной глубины (Карпук, 2021), основанный на подсчете процентного соотношения эврибатных, мелководных и условно-глубоководных остракод, в нижней половине разреза было выявлено два полных трансгрессивно-регрессивных (Т/Р) цикла. В нижней части разреза наблюдается окончание регрессивного этапа, который сменяется трансгрессией на уровне обр. 1651. Далее отмечается полноценный Т/Р цикл в интервале обр. 1651–1656, за ним следует второй Т/Р цикл, отличающийся большей амплитудой, в интервале обр. 1656–1663, и далее можно предположить начало третьего цикла, реконструкция которого прерывается интервалом, характеризующимся практически полным отсутствием остракод.

Следует отметить, что в предполагаемом интервале ОАЕ 1а на некоторых уровнях все же встречаются единичные остракоды, что свидетельствует о крайне неблагоприятных, но все же не полностью аноксических условиях. Реконструкция палеоглубины в терминальной части разреза невозможна в связи с низким количеством остракод.

СИСТЕМАТИЧЕСКАЯ ЧАСТЬ

Для подтверждения валидности слоев с *C. tesakovae*, в настоящей статье приводится описание вида-индекса как нового. Голотип происходит из стратотипического разреза Верхоречье, кроме того, приводятся фотографии экземпляров из разных разрезов, помимо разреза Коклюк. Систематика надродовых таксонов, принятая в работе, приводится по И.А. Николаевой и Ю.Н. Андрееву (1999) и D.J. Horne (2005).

К Л А С С OSTRACODA LATREILLE, 1806
О Т Р Я Д PODOCOPIDA SARS, 1866
Н А Д С Е М Е Й С Т В О CYTHEROIDEA BAIRD, 1850
С Е М Е Й С Т В О PARADOXOSTOMATIDAE BRADY ET NORMAN, 1889

Род *Cytheropteron* G.O. Sars, 1866

Cytheropteron tesakovae, sp. nov.

Табл. III, фиг. 4–9

Cytheropteron sp. 3: Karpuk et al., 2018, figs. S4, 2–3.

Cytheropteron sp.: Карпук, 2022, с. 37.

На з в а н и е в честь микропалеонтолога Е.М. Тесаковой.

Г о л о т и п — экз. № 328-B1-64, левая створка самки, сводный разрез Верхоречье, обнажение Верхоречье 2, обр. 218 (Бровина, 2017, с. 44, рис. 4); нижний мел, нижний апт, остракодовая зона *R. minima*—*L. varicealveolata*, зона по ПФ Gl. blowi, зона по наннопланктону NC6A.

О п и с а н и е. Раковина маленькая, вытянутая, удлинненно-овальная у самцов и округло-ромбовидная у самок. При виде сбоку она напоминает по форме апельсиновую косточку. Раковина неравностворчатая, правая створка выше левой и охватывает ее в центральной части спинного края, в то время как левая створка охватывает правую по переднеспинному и заднеспинному углам. Максимальная длина на середине высоты, максимальная высота в передней трети, максимальная толщина в заднебрюшной части раковины. Спинной край правой створки выпуклый, левой — прямой, иногда слегка вогнут в задней трети. У самок на левых створках спинной край переходит в передний конец плавно или с тупым углом, в задний конец через небольшой уступ; на правых створках спинной край с обоими концами соединяется через уступы. У самцов на левых створках спинной край переходит в оба конца через уступ, лучше развитый на переднеспинном углу; на правых створках спинной край с передним концом соединяется через уступ, с задним — плавно. Вдоль спинного края развит высокий гребень, который отделяет латеральную поверхность от спинной и обеспечивает выпуклые очертания спинного края правых створок. Брюшной край параллелен спин-

Таблица III. Некоторые остракоды, встреченные в разрезе г. Коклюк, в том числе новый вид. Фиг. 1–4 и 10–15 происходят из разреза Коклюк; фиг. 5–8 — из разреза Верхоречье 2; фиг. 9 — из разреза Заводская балка. Принятые сокращения: ц.р. — целая раковина, л.с. — левая створка, п.с. — правая створка.

1 — *Robsoniella minima* Kuznetsova, 1961, экз. № 4922-КОК-1-001, обр. 1660, ц.р. слева; 2 — *Loxoella varicealveolata* Kuznetsova, 1956, экз. № 4922-КОК-5-058, обр. 1653, л.с. снаружи; 3 — *Cytherella infrequens* Kuznetsova, 1961, экз. № 4922-КОК-5-074, обр. 1653, л.с. снаружи; 4–9 — *Cytheropteron tesakovae* Karpuk, sp. nov., 4 — экз. № 4922-КОК-5-045, обр. 1652, п.с. самки снаружи; 5 — экз. № 4802-B-3-2-034, п.с. самца снаружи, разрез Верхоречье 2, обр. 262; 6 — экз. № 328-B1-65, п.с. самки изнутри, разрез Верхоречье 2, обр. 218; 7 — голотип № 328-B1-64, л.с. самки снаружи, разрез Верхоречье 2, обр. 218; 8 — экз. № 4802-B-3-2-033, л.с. самца снаружи, разрез Верхоречье 2, обр. 262; 9 — экз. № 4802-ЗБ-1-153, л.с. самца изнутри, разрез Заводская балка, обр. 15; 10 — *Amphicytherura roemeri* (Bartenstein, 1956), экз. № 4922-КОК-1-018, обр. 1662, л.с. снаружи; 11, 12 — *Pedicytherelon gispina* Karpuk et Tesakova, 2014: 11 — экз. № 4922-КОК-1-037, обр. 1661, п.с. снаружи, 12 — экз. № 4922-КОК-1-039, обр. 1661, л.с. снаружи; 13 — *Eucytherura* aff. *Kotelensis* Pokorný, 1972, экз. № 4922-КОК-5-067, обр. 1653, л.с. самца снаружи; 14 — *Eucytherura mirifica* (Kuznetsova, 1961), экз. № 4922-КОК-5-061, обр. 1653, п.с. снаружи; 15 — *Eucytherura* sp. 9, экз. № 4922-КОК-5-063, обр. 1653, ц.р. слева.

Таблица III

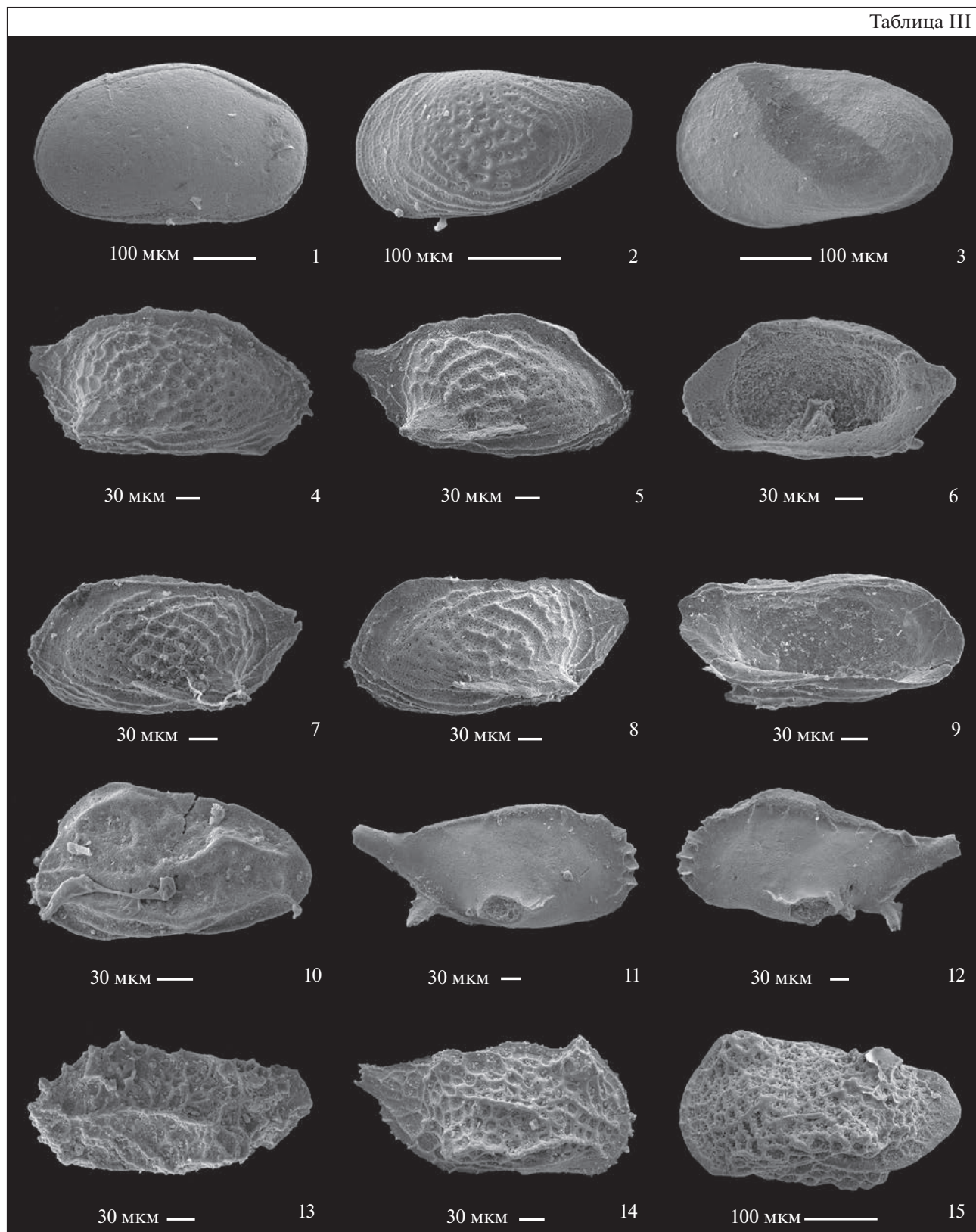


Таблица 3. Уровень карбонатности пород изученной части разреза г. Коклюк

Подъярус	ПФ зоны	Зоны по остракодам	Слои с остракодами	№ образца	Карбонатность, %			
Верхний баррем (?) – нижний апт	Н. excelsa			1914	9			
				1913	13			
				1912	6			
				1911	8			
				1910	4			
				1908	6			
				1907	6			
				1906	5			
				1905	6			
				1904	6			
				1903	4			
				1902	9			
				1667	4			
				1901	3			
	Robsoniella minima – Loxoella variealveolata			1666	6			
				1665	16			
				1664	3			
				1663	6			
				Слои с C. tesakovae			1662	19
							1661	5
							1660	16
							1659	17
							1658	12
							1657	18
							1656	23
							1655	2
							1654	20
							1653	24
	1652a	16						
	1652	29						
	G. blowi				1651	26		
					1650	26		

ному краю, вогнут посередине; на раковинах самоц с обоими концами соединяется плавно или через слабо выраженные уступы; на раковинах самок в передний и задний концы переходит плавно. Передний и задний концы практически одной высоты. Передний конец левых створок угловато-дугообразный, с перегибом на середине высоты; на правых створках скошен в верхней части, причем у самок значительно сильнее. Задний конец треугольной формы, сильнее скошен с нижней стороны и заканчивается небольшим каудальным отростком, поднятым кверху. Оба конца уплощены.

В заднебрюшной части раковины развит сравнительно уплощенный крыловидный вырост, оканчивающийся шипом. На передней поверхности выроста прослеживается отчетливое ребро, подчеркивающее перегиб выроста. Поверхность раковины богато орнаментирована. В задней половине створки различаются отчетливые ромбовидные ячейки с тонкими приподнятыми гранями, на пересечении которых развиты тубулы – полые бугорки, открывающиеся порами. Крупноячеистая скульптура покрывает и крыловидный вырост, за исключением концевой шипа. В передней половине створки грани ячеек становятся ниже и толще, иногда превращаясь в массивные низкие ребра, а ячейки – в мелкие ямки. Передний конец в верхней части несет тонкие ребрышки, параллельные краю, также может быть слабоячеистым или гладким. В нижней части переднего края развито несколько тонких продольных ребер, продолжающихся на брюшной стороне и достигающих заднего конца. Задний конец орнаментирован крупными, неправильной формы ячейками с нитевидными гранями. Вся поверхность раковины, включая оба конца и внутреннюю часть ячеек, покрыта многочисленными мелкими простыми порами. От пор свободны только стенки ячеек, ребра и концевой шип. На переднем крае иногда сохраняются концевые шипы. Замок образный для представителей рода. Порово-канальная зона широкая.

Размеры в мм:

	Длина	Высота
Голотип, экз. № 328-B1-64	0.29	0.15
Экз. № 4922-КОК5-045	0.33	0.16
Экз. № 4802-B-3-2-034	0.33	0.17
Экз. № 328-B1-65	0.28	0.14
Экз. № 4802-B-3-2-033	0.35	0.17
Экз. № 4802-ЗБ-1-153	0.32	0.12

Изменчивость. Сильная изменчивость в форме и очертаниях створок, связанная с половым диморфизмом, а также с большей или меньшей выпуклостью спинного края правых створок, описана выше. Варьирует также наличие и сте-

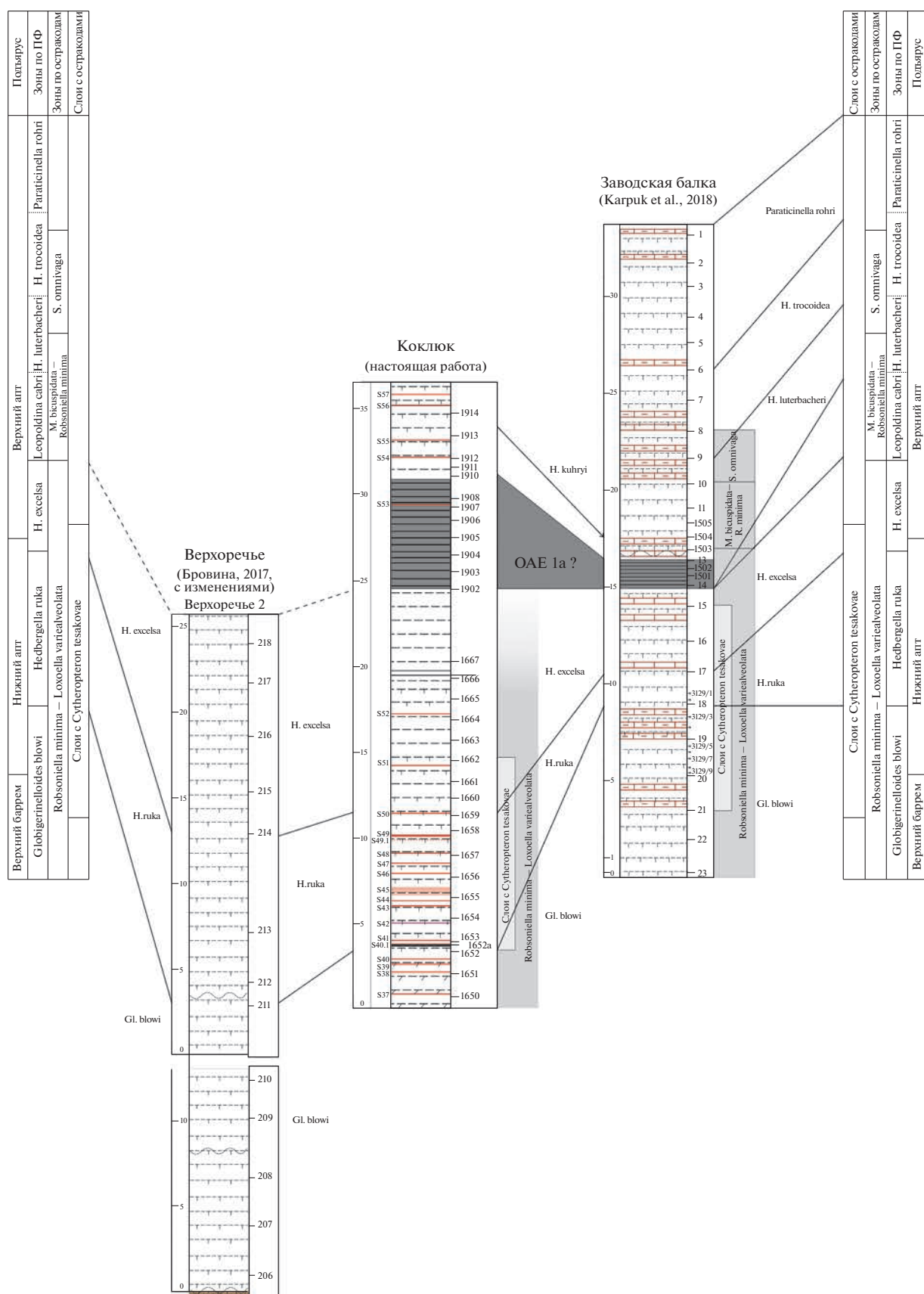


Рис. 4. Корреляция разрезов Верхоречье, Коклюк и Заводская балка. Условные обозначения см. рис. 3. Стрелка указывает появление вида *Hedbergella kuhryi*.

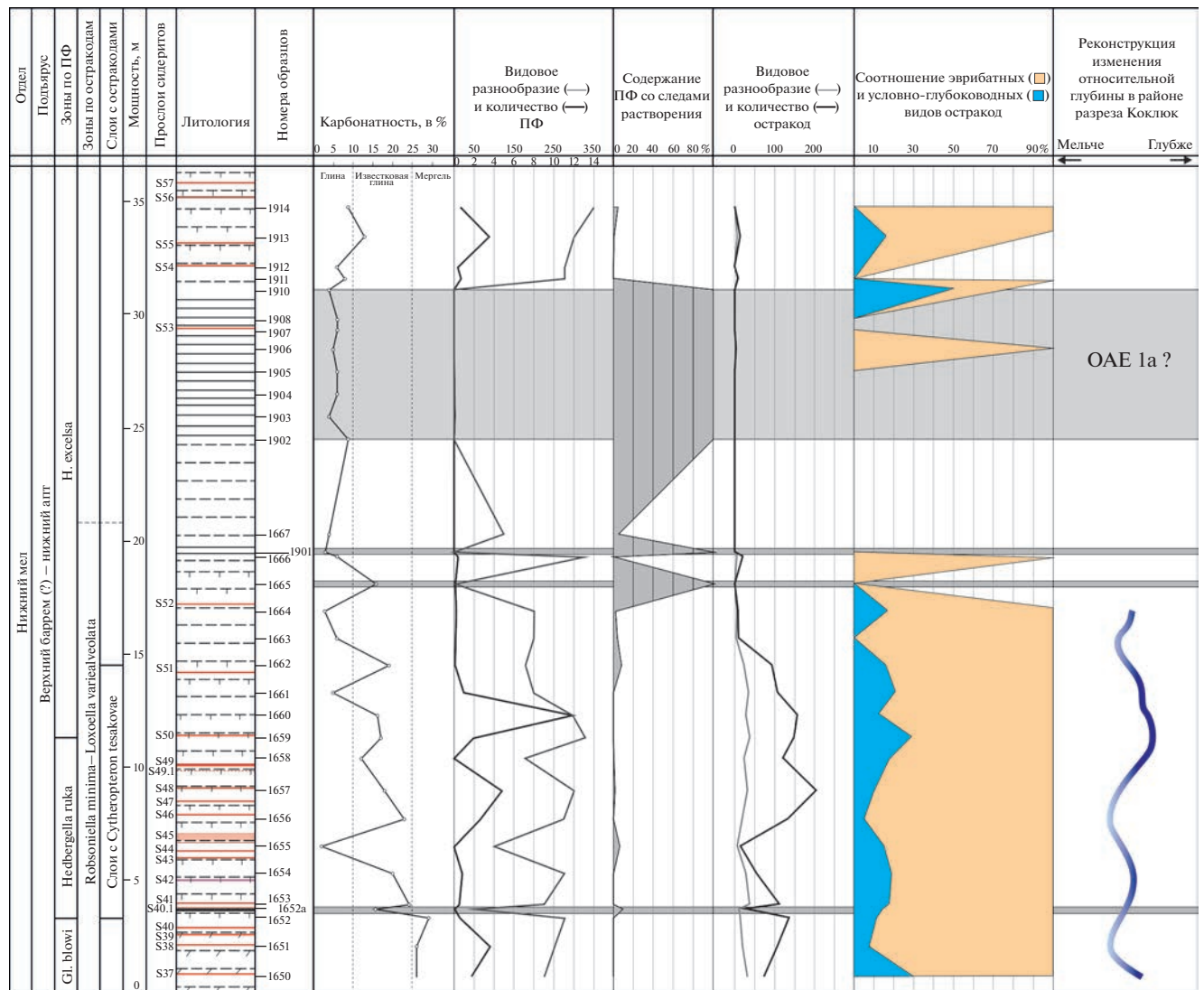


Рис. 5. Уровень карбонатности пород, видовое разнообразие и численность ПФ и остракод, соотношение эврибатных и условно-глубоководных видов остракод, реконструкция относительной глубины в разрезе Коклюк. Условные обозначения см. рис. 3.

пень развития скульптуры верхней половины переднего конца — от ее отсутствия до ярко выраженных ячеек. Кроме того, изменчивы высота и толщина граней ячеек в задней половине створки, на крыловидном выросте и на заднем конце. Изменчивость проявляется также в большей или меньшей высоте гребня, тянущегося вдоль спинного края.

Сравнение. От сходных по форме заднего конца, наличию крыловидного выроста и выпуклому спинному краю на левых створках и прямо у на правых *C. ventriosum* Karpuk et Tesakova из баррем-аптских отложений Крыма (Карпук, Тесакова, 2013, с. 31, табл. VIII, фиг. 1–6) и *C. latebrosus* Kuznetsova из берриаса-апта Крыма и Кавказа (Кузнецова, 1962, с. 38, табл. 3, рис. 9; Савельева, Шурекова, 2014, табл. 2, фиг. 17, 18)

отличается значительно меньшей высотой раковины, напоминающей апельсиновую косточку, а также отчетливой ячеистой скульптурой, в отличие от ямчатой у сравниваемых видов. Крыловидный вырост уплощен, несет ребро на передней стороне и оканчивается шипом у описываемого вида, в отличие от закругленного, скорее похожего на вздутие выроста у *C. ventriosum*. Крыловидный вырост *C. latebrosus* также уплощен, однако на нем отсутствуют ребро и терминальный шип.

Материал. Многочисленные (более 150) экземпляры хорошей сохранности из верхнего баррема и нижнего апта (остракодовая зона *R. minima*–*L. varicaveolata*, слои с *C. tesakova*, ПФ-зоны *Gl. blowi*, *H. ruka* и *H. excelsa*, зоны по наннопланктону NC5E и NC6) разреза Верхоречье

Юго-Западного Крыма и разрезов Заводская балка и Коклюк Восточного Крыма.

Распространение. Нижний мел, верхний баррем—нижний апт Крыма; остракодовая зона *R. minima*—*L. variaealveolata*, слои с *C. tesakovae*, ПФ-зоны *Gl. blowi*, *H. ruksa*, *H. excelsa*, зоны по наннопланктону NC5E, NC6.

ОПИСАНИЕ СТРАТОНОВ

ПФ зона *Hedbergella ruksa* Brovina, 2017 (интервал-зона)

Слои с *Hedbergella ruksa*: Бровина, 2017, с. 44, рис. 4; Karpuk et al., 2018, p. 504, fig. 6.

Состав комплекса: кроме вида-индекса также характерно присутствие *Gl. blowi*, *Hedbergella aptiana* Bartenstein, 1965, *H. similis* Longoria, 1974, *H. primare* (Kretschmar et Gorbachik, in Gorbachik, 1986), *H. sigali* Moullade, 1966 и др.

Стратотип: нижняя часть (3–13 м) серых известковых глин биасалинской свиты сводного разреза Верхоречье: обнажение Верхоречье 2, расположенное в 400 м к северу от дороги Бахчисарай—Синапное (44°42'06" с.ш., 33°58'36" в.д.) (Бровина, 2017, с. 44, рис. 4). Мощность 10 м.

Границы: нижняя граница проводится по появлению зонального вида-индекса; верхняя — по появлению вида-индекса *Hedbergella excelsa* Longoria, 1974 (табл. 1, фиг. 17–19) вышележащей зоны.

Стратиграфическое положение: нижний мел, верхний баррем—нижний апт, верхняя часть зоны NC5E (?), нижняя часть зоны NC6A по наннопланктону; нижняя часть зоны по остракодам *Robsoniella minima*—*Loxoella variaealveolata*.

Распространение: Крым.

Остракодовая зона *Robsoniella minima*—*Loxoella variaealveolata* Karpuk, 2016 (комплексная зона)

Зона *Robsoniella minima*—*Loxoella variaealveolata*: Karpuk, 2016, с. 7; Karpuk et al., 2018, p. 507, fig. 6.

Состав комплекса: кроме видов-индексов *R. minima* Kuznetsova, 1961 и *L. Variaealveolata* Kuznetsova, 1956, весьма характерны: *Cytherella exquisite* Neale, 1962, *C. infrequens* Kuznetsova, 1961, *C. lubimovae* Neale, 1966, *C. ovata* (Roemer, 1841), *C. dilatata* Donze, 1964, *Sigillium procerum* Kuznetsova, 1961, *Robsoniella longa* Kuznetsova, 1961, *Bairdia projecta* Kuznetsova, 1961, *Pontocyprilla rara* Kaye, 1965, *Pontocypris explorata* Kuznetsova, 1961, *Paracypris acuta* (Cornuel, 1848), *Eucytherura mirifica* (Kuznetsova, 1961), *Cytheropteron latebrosus* Kuznetsova, 1962, *Loxoella macrofoveata* Karpuk et Tesakova, 2014, *L. microfoveata* Karpuk et Tesakova, 2014, *Exophthalmocytheroposteropilosa* Karpuk et Tesakova, 2014 и др.

Стратотип: верхняя часть серых глин биасалинской свиты сводного разреза Верхоречье: обна-

жение Верхоречье 1 (верхние 2 метра), расположенное в 280 м к северу от дороги Бахчисарай—Синапное (44°42'2" с.ш., 33°58'37" в.д.), и обнажение Верхоречье 2, расположенное в 120 м к северу от обнажения Верхоречье 1 (44°42'06" с.ш., 33°58'36" в.д.) (Бровина, 2017, с. 44, рис. 4). Мощность 43 м.

Границы: нижняя граница проводится по появлению первого зонального индекса *R. minima*; верхняя граница — по появлению вида-индекса *Monoceratina bicuspidata* (Gruendel, 1964) следующей зоны (Карпук, 2016б).

Стратиграфическое положение: нижний мел, верхи верхнего баррема—нижний апт, верхняя часть зоны NC5E и нижняя часть зоны NC6 по наннопланктону; верхняя часть зоны *Gl. blowi*, зоны *H. ruksa* и *H. excelsa* по ПФ.

Распространение: Крым.

Остракодовые слои с *Cytheropteron tesakovae* Karpuk, 2016 (стратон распространения вида)

Слои с *Cytheropteron tesakovae*: Карпук, 2016б, с. 7 (strat. nudum).

Слои с *Cytheropteron* sp.: Карпук, 2022, с. 37, рис. 1.

Состав комплекса: комплекс, характерный для зоны *R. minima*—*L. variaealveolata*.

Стратотип: серые глины биасалинской свиты сводного разреза Верхоречье: обнажение Верхоречье 2 (интервал 3.5–40.5 м), расположенное в 400 м к северу от дороги Бахчисарай—Синапное (44°42'06" с.ш., 33°58'36" в.д.) (Бровина, 2017, с. 44, рис. 4). Мощность 37 м.

Границы: нижняя проводится по первому, а верхняя — по последнему появлению вида-индекса.

Стратиграфическое положение: терминальная часть верхнего баррема—нижняя часть нижнего апта; терминальная часть подзоны NC5E и нижняя часть зоны NC6 по наннопланктону; верхняя часть зоны *Gl. blowi*, зоны *H. ruksa* и *H. excelsa* по ПФ.

Распространение: Крым.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучены планктонные фораминиферы и остракоды из разреза Коклюк (Восточный Крым). Всего определено 15 видов фораминифер, относящихся к 3 родам, и 76 видов остракод, принадлежащих к 37 родам. Вид *Cytheropteron tesakovae* sp. nov. описан как новый.

По ПФ выявлены три зоны — *Globigerinelloides blowi*, *Hedbergella ruksa* и *H. excelsa*. Зона *H. ruksa*, ранее определяемая как слои (Бровина, 2017), впервые описана в ранге зоны. По остракодам выявлена одна зона *Robsoniella minima*—*Loxoella variaealveolata* Karpuk, 2016, в которой определены слои с *Cytheropteron tesakovae* Karpuk, 2016. При-

ведено уточненное и расширенное переописание зоны *R. minima*—*L. variae* *aeolata* и слоев с *Cytheropteron tesakovae*.

Выявлен бескарбонатный условно “немой” прослой с редкими находками микрофауны плохой сохранности, который, по-видимому, отвечает интервалу глобального аноксического события ОАЕ 1а. Это событие впервые в Крыму было обнаружено в другом разрезе — Заводской балке. Проведена корреляция изученного разреза с разновозрастными разрезами Крыма — Верхоречье (Юго-Западный Крым) и Заводская балка (Восточный Крым).

Проведен палеоэкологический анализ микрофауны разреза Коклюк, в результате которого реконструировано изменение относительной глубины осадконакопления с выявлением двух Т/Р событий. Установлена постепенная проградация диксидных условий.

Благодарности. Автор выражает глубокую признательность Е.А. Бровиной и И.М. Бякину за помощь в сборе образцов, а также П.А. Прошиной (ГИН РАН) за помощь в работе с ПФ. Кроме того, автор признателен Р.А. Ракитову (ПИН РАН) за помощь в фотографировании микрофауны на сканирующих микроскопах, а также рецензентам Е.М. Тесаковой, Л.Ф. Копаевич и В.С. Вишневской за конструктивную критику и ценные замечания.

Источники финансирования. Исследования проведены в соответствии с планами научно-исследовательской работы ГИН РАН, тема № 0114-2021-0003. Обработка образцов и получение аналитических данных осуществлялись за счет гранта Российского научного фонда № 21-77-00081, <https://rscf.ru/project/21-77-00081/>.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аркадьев В.В. Расчленение на свиты берриасских отложений Горного Крыма // Вестник СПб. ун-та. Сер. 7. Геология. География. 2007. № 2. С. 27—43.
- Аркадьев В.В. Новые данные об аммонитах рода *Paraulacosphinctes* из верхнего титона Горного Крыма // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2011. Т. 19. № 2. С. 120—124.
- Аркадьев В.В. Аммониты зоны *Boissieri* верхнего берриаса из разреза “Заводская балка” (Феодосия, восточный Крым) // Геология Крыма. Ред. Аркадьев В.В. Ученые записки кафедры осадочной геологии. 2021. Вып. 3. С. 71—80.
- Аркадьев В.В., Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Е., Шурекова О.В., Савельева Ю.Н. Зона *Tignovellaoccitanica* (Берриас) восточного Крыма // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы IX Всероссийского совещания, Белгород, 2018. Белгород: Политера, 2018. С. 32—38.
- Аркадьев В.В., Лескано М., Кончейро А., Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю. Известковый нанопланктон и магнитостратиграфия титона—берриаса восточного Крыма (Феодосийский район) // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы Десятого Всероссийского совещания, Магадан, 20—25 сент. 2020 г. Ред. Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю. Магадан: ОАО “МАОБТИ”, 2020. С. 18—21.
- Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю., Муттерлоуз Й., Ямпольская О.Б., Пименов М.В., Гаврилов С.С. Новые данные о стратиграфии баррем-аптских отложений Горного Крыма в связи с обнаружением аналога хрона М0 в разрезе с. Верхоречье // Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2004. № 1. С. 10—20.
- Барабошкин Е.Ю., Аркадьев В.В., Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Е. Зона *Tignovellaoccitanica* берриаса в районе Феодосии (восточный Крым) // Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2019. № 1. С. 26—37.
- Богданова Т.Н., Квантолиани И.В. Новые берриасские аммониты Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1983. Т. 58. Вып. 3. С. 70—82.
- Богданова Т.Н., Лобачева С.В., Прозоровский В.А., Фаворская Т.А. О расчленении берриасского яруса горного Крыма // Вест. ЛГУ. Сер. геол. и геогр. 1981. Вып. 1. С. 5—14.
- Бровина Е.А. Проблемы биостратиграфии верхнего баррема и апта Крыма по планктонным фораминиферам // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017. Т. 25. № 5. С. 41—57.
- Бровина Е.А., Карпук М.С., Щербинина Е.А., Тесакова Е.М. Стратиграфия аптских отложений бассейна р. Альмы (Юго-Западный Крым) на основе новых микропалеонтологических данных // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2017. № 6. С. 26—42.
- Горбачик Т.Н. Юрские и раннемеловые планктонные фораминиферы юга СССР. М.: Наука, 1986. 239 с.
- Горбачик Т.Н., Янин Б.Т. Апт-альбские отложения междуручья Альма—Салгир (Крым) и их расчленение по фораминиферам // Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1972. № 2. С. 64—72.
- Грищенко В.А., Шурекова О.В. Магнитостратиграфия и диноцисты нижнего мела г. Коклюк (восточный Крым) // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы Десятого Всероссийского совещания, Магадан, 20—25 сент. 2020 г. Ред. Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю. Магадан: ОАО “МАОБТИ”, 2020. С. 72—75.
- Гужиков А.Ю., Аркадьев В.В., Барабошкин Е.Ю., Багаева М.И., Пискунов В.К., Рудько С.В., Перминов В.А., Маникин А.Г. Новые седиментологические, био- и магнитостратиграфические данные по пограничному юрскому—меловому интервалу Восточного Крыма (г. Феодосия) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. Т. 20. № 3. С. 35—71.
- Друщиз В.В., Янин Б.Т. Новое расчленение нижнемеловых отложений по р. Бельбек (Крым) // Научн. докл. высшей школы. геол.-геогр. науки. 1958. № 1. С. 172—175.
- Карпук М.С. Остракоды верхнего баррема—апта Горного Крыма: стратиграфическое значение и палеоэко-

логия. Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 2016а. 320 с.

Карпук М.С. Биостратиграфия верхнего баррема—апта Горного Крыма по остракодам // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Сб. науч. трудов Восьмого Всероссийского совещания. Симферополь: Издательский Дом “Черноморпресс”, 2016б. С. 142—145.

Карпук М.С. Новые данные по остракодам и планктонным фораминиферам из баррем-аптских отложений восточного Крыма // Проблемы региональной геологии Северной Евразии. Материалы конференции. М.: Парадигма, 2022. С. 37—40.

Карпук М.С., Тесакова Е.М. Стратиграфия нижнего мела Крыма по остракодам // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы Шестого Всероссийского совещания. Геленджик: КубГУ, 2012. С. 161—164.

Карпук М.С., Тесакова Е.М. Новые остракоды семейства Cytheruridae G. Mueller из баррема—альба Юго-Западного Крыма // Палеонтол. журн. 2013. № 6. С. 29—36.

Карпук М.С., Тесакова Е.М. Новые остракоды семейств Loxosconchidae и Trachyleberididae из баррема—альба Юго-Западного Крыма // Палеонтол. журн. 2014. № 2. С. 77—80.

Карпук М.С., Щербинина Е.А. Новые данные по остракодам и наннопланктону из баррем-аптских отложений Восточного Крыма // Материалы XXI Междунар. научн. конф. (школы) по морской геологии, 2015. М.: ИО РАН, 2015. Т. 1. С. 145—148.

Кванталиани И.В., Лысенко Н.И. Новые данные о берриасе центральной части Горного Крыма // Сообщения АН Груз. ССР. 1978. Т. 89. № 1. С. 121—124.

Кванталиани И.В., Лысенко Н.И. К вопросу зонального расчленения берриаса Крыма // Сообщения АН Груз. ССР. 1979. Т. 94. № 3. С. 629—632.

Кузнецова З.В. Представители остракод из семейств Cytheridea и Paradoxostomidae в меловых и нижнетретичных отложениях Азербайджана // Сборник научно-технической информации. Вопросы геологии и геофизики. Сер. Нефтедобывающая промышленность. 1962. Вып. 1. С. 30—50.

Лысенко Н.И., Янин Б.Т. Биостратиграфическая характеристика типового разреза верхней юры и нижнего мела Центрального Крыма // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 6. С. 70—80.

Матвеев А.В. Известковый наннопланктон мела южного склона Украинского щита и его южного обрамления. Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Харьков: ХНУ, 2016. 380 с.

Муратов М.В. Геология СССР. Т. 8. Крым. Ч. 1. Геология. М., 1969.

Николаева И.А., Андреев Ю.Н. Надсемейство Cytheracea Baird, 1850 // Практическое руководство по микрофауне. Т. 7. Остракоды мезозоя. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. С. 53—62.

Нил Дж.В. Остракоды из нижнего валанжина Центрального Крыма // Палеонтол. журн. 1966. № 1. С. 87—100.

Раченская Л.П. Семейства Bairdiidae и Cytherellidae (остракоды) как индикаторы условий, существовавших в

берриаском и валанжинском бассейнах Крыма // Вестник МГУ. Сер. Геология. 1968а. № 5. С. 104—106.

Раченская Л.П. Онтогенетическое развитие некоторых нижнемеловых остракод Крыма // Московская городская конференция молодых ученых-геологов, посвященная 50-летию ВЛКСМ. Тез. докл. Москва, 1968б. Вып. 1. Секция геологии и полезных ископаемых. С. 6—7.

Раченская Л.П. Проявление полового диморфизма на раковинах рода Bairdia // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1969а. № 4. С. 150—151.

Раченская Л.П. Остракоды берриаса и валанжина Крыма, их морфологические особенности и стратиграфическое значение // IV Научная конференция геологического факультета. Тез. докл. М.: МГУ, 1969б. С. 166—169.

Раченская Л.П. Остракоды берриаса и валанжина Крыма. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1970. 30 с.

Савельева Ю.Н., Тесакова Е.М. Новые данные об аптских остракодах Крыма // Эволюция жизни на Земле. Материалы IV Международного симпозиума, 10—12 ноября 2010 г. Отв. ред. Подобина В.М. Томск: ТМЛ-Пресс, 2010. С. 408—411.

Савельева Ю.Н., Шурекова О.В. Первые данные о готеривских остракодах и диноцистах юго-западного Крыма // Вестник СПб. ун-та. Сер. 7. 2014. Вып. 2. С. 32—56.

Тесакова Е.М., Раченская Л.П. Новые остракоды (Crustacea, Ostracoda) рода Costacythere Gründel из берриаса Центрального Крыма // Палеонтол. журн. 1996а. № 3. С. 62—68.

Тесакова Е.М., Раченская Л.П. Новые остракоды (Crustacea, Ostracoda) родов Bairdia M' Coy, Neocythere Mertens, Macrodentina Martin, Hechtycythere Gründel, Cypridea Bosquet из берриаса Центрального Крыма // Палеонтол. журн. 1996б. № 4. С. 48—54.

Шурекова О.В., Савельева Ю.Н. Диноцисты и остракоды готерив-аптских отложений разреза Верхоречье (Юго-Западный Крым) // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Сб. научных трудов. Симферополь: Издательский Дом “Черноморпресс”, 2016. С. 289—291.

Щербинина Е.А., Логинов М.А. Наннопланктон и стратиграфия нижнемеловых отложений Юго-Западного Крыма // Тр. XV Всерос. микропалеонтологического совещания. Геленджик: КубГУ, 2012. С. 324—327.

Ямпольская О.Б., Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю., Пименов М.В., Никульшин А.С. Палеомагнитный разрез нижнего мела Юго-Западного Крыма // Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 2006. № 1. С. 3—15.

Янин Б.Т. О соотношении общих и местных стратиграфических подразделений нижнего мела Юго-Западного Крыма (междуречье Качи—Бодрака) // Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1997. № 3. С. 29—36.

Arkadiev V.V. The first record of a late Tithonian ammonite in the Feodosiya section of Eastern Crimea // Paleontol. J. 2004. V. 38. № 3. P. 265—267.

Arkadiev V.V., Grishchenko V.A., Guzhikov A.Yu., Manikin A.G., Savelyeva Yu.N., Feodorova A.A., Shurekova O.V. Ammonites and magnetostratigraphy of the Berriasian—Valanginian boundary deposits from eastern Crimea // Geologica Carpathica. 2017. V. 68. № 6. P. 505—516.

- Arkadiev V., Guzhikov A., Baraboshkin E., Savelieva J., Fedorova A., Shurekova O., Platonov E., Manikin A. Biostratigraphy and magnetostratigraphy of the upper Tithonian–Berriasian of the Crimean Mountains // *Cretaceous Res.* 2018. V. 87. P. 5–41.
- BouDagher–Fadel M.K., Banner F.T., Whittaker J.E. The Early evolutionary history of planktonic foraminifera. N.Y.: Chapman and Hall, 1997.
- Coccioni R., Luciani V. Planktonic foraminifera and environmental changes across the Bonarelli Event (OAE2, latest Cenomanian) in its type area: a high resolution study from the Tethyan reference Bottaccione section (Gubbio, central Italy) // *J. Foraminiferal Res.* 2004. № 34. P. 109–129.
- Coccioni R., Luciani V. Planktonic foraminifera across the Bonarelli Event (OAE2, latest Cenomanian): the Italian record // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2005. V. 224. P. 167–185.
- Coccioni R., Luciani V., Masili A. Cretaceous oceanic anoxic events and radially elongated chambered planktonic foraminifera: paleoecological and paleoceanographic implications // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2006. V. 235. P. 66–92.
- Coccioni R., Premoli Silva I., Marsili A., Verga D. First radiation of Cretaceous planktonic foraminifera with radially elongate chambers at Angles (Southeastern France) and biostratigraphic implications // *Rev. Micropaleontol.* 2007. V. 50. P. 215–224.
- Cogley J.G., Aikman M. The insoluble residue test for abundance of carbonate // *Earth Surface Processes and Landforms.* 1997. V. 22. P. 1053–1059.
- Gale A.S., Mutterlose J., Batenburg S. The Cretaceous Period // *The Geologic Time Scale. Vol. 2.* Amsterdam: Elsevier, 2020. P. 1023–1086.
- Guzhikov A., Bagayeva M., Arkadiev V. Magnetostratigraphy of the Upper Berriasian “ZavodskayaBalka” section (East Crimea, Feodosiya) // *Volumina Jurassica.* 2014. V. XII. № 1. P. 175–184.
- Horne D.J. Ostracoda // *Microfossils.* Eds. Armstrong H.A., Brasier M.D. Blackwell Publishing Ltd, 2005. P. 453–464.
- Karpuk M. Relative depth reconstruction method using marine ostracods: a case-study from the upper Barremian–Aptian of the Crimean Mountains // *Cretaceous Res.* 2021. V. 120. 104719.
- Karpuk M.S., Shcherbinina E.A., Brovina E.A., Aleksandrova G.N., Guzhikov A.Yu., Shchepetova E.V., Tesakova E.M. Integrated stratigraphy of the Upper Barremian–Aptian sediments from the south-eastern Crimea // *Geologica Carpathica.* 2018. V. 69. № 5. P. 498–511. <https://doi.org/10.1515/geoca-2018-0029>
- Moullade M., Tronchetti G., Granier B., Bornemann A., Kuhnt W., Lorenzen J. High-resolution integrated stratigraphy of the OAE 1a and enclosing strata from core drillings in the Bedoulian stratotype (Roquefort-La Bedoule, SE France) // *Cretaceous Res.* 2015. V. 56. P. 119–140.
- Ogg J.G., Hinnov L.A. Chapter 27. Cretaceous // *The Geologic Time Scale.* Amsterdam: Elsevier, 2012. P. 793–853.
- Premoli Silva I., Sliter W.V. Cretaceous paleoceanography: evidence from planktonic foraminiferal evolution // *Evolution of the Cretaceous Ocean–Climate System.* Eds. Barra E., Johnson C.C. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 1999. V. 332. P. 301–328.

Рецензенты В.С. Вишневская,
Л.Ф. Копеевич, Е.М. Тесакова

New Data on Planktonic Foraminifera and Ostracods of the Barremian(?)–Aptian of Eastern Crimea: Stratigraphy and Paleoecology

M. S. Karpuk[#]

Geological Institute of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
[#]e-mail: maria.s.karpuk@gmail.com

Planktonic foraminifera and ostracods of the upper Barremian (?)–lower Aptian of the Kokluk section (Eastern Crimea) are studied. Three interval-zones are established based on foraminifera: *Globigerinelloides blovi*, *Hedbergella ruka* and *H. excelsa*. Beds with *H. ruka* are described as a zone. Based on ostracods, *Robsoniella minima*–*Loxoella variealveolata* Zone and Beds with *Cytheropteron tesakovae* are determined. An interval possibly corresponding to OAE 1a is ascertained. Species *C. tesakovae* is described as new. The Kokluk section is correlated with coeval sections Verkhorechie (South-Western Crimea) and Zavodskaya balka (Eastern Crimea). Paleoecological analyses of the Kokluk section is made.

Keywords: planktonic foraminifera, ostracods, new species, Aptian, biostratigraphy, correlation, Kokluk, Eastern Crimea