СОДЕРЖАНИЕ

-

_

Том 29, номер 6, 2021

Возраст и источники сноса пород четласской серии (рифей) Среднего Тимана по результатам U–Th–Pb (LA-ICP-MS) датирования обломочных цирконов <i>Е. А. Брусницына, В. Б. Ершова, А. К. Худолей, Т. Андерсон, А. В. Маслов</i>	3
Распространение микрофоссилий в отложениях венда Оршанской впадины Восточно-Европейской платформы, Беларусь Е. Ю. Голубкова, О. Ф. Кузьменкова, Е. А. Кушим, А. Г. Лапцевич, С. С. Манкевич, Ю. В. Плоткина	24
Акритархи верхнего ордовика Сибирской платформы Elektoriskos? williereae (G. & M. Deflandre, 1965) Vanguestaine, 1979 emend. nov.: новые морфологические и стратиграфические данные <i>Е. Г. Раевская, А. В. Дронов</i>	39
Биохронологическая шкала верхнего тоара—нижнего аалена Восточной Сибири по двустворчатым моллюскам рода Arctotis Bodylevsky, 1960 <i>О. А. Лутиков</i>	54
Палеонтологическая и спектрометрическая характеристика фитолейм средне-позднеюрских растений юго-востока Западной Сибири В. П. Иванов, И. В. Рычкова	84

дискуссии

Об условиях залегания юрских отложений в опорном разрезе байоса-бата бассейна	
р. Ижма (север Европейской России) и последовательности аммонитов	
подсемейства Arctocephalitinae Meledina	
А. П. Ипполитов, Д. Н. Киселев	96
Проблемы стратиграфии четвертичных отложений долины р. Ануй и возраст стоянки Карама на Горном Алтае	
В. С. Зыкин, В. С. Зыкина, Л. Г. Смолянинова	111

_

111

Vol. 29, No. 6, 2021

Age and Provenance of Rocks of the Riphean Chetlas Group of Middle Timan: U–Th–Pb (LA-ICP-MS) Dating of Detrital Zircons	
E. A. Brusnitsyna, V. B. Ershova, A. K. Khudoley, T. Andersen, and A. V. Maslov	3
Distribution of Microfossils in the Vendian Sediments of the Orsha Depression of the East European Platform, Belarus <i>E. Yu. Golubkova, O. F. Kuzmenkova, E. A. Kushim, A. G. Laptsevich,</i> <i>S. S. Mankievič, and Yu. V. Plotkina</i>	24
Acritarch Elektoriskos? williereae (G. & M. Deflandre, 1965) Vanguestaine, 1979 emend. nov. from the Upper Ordovician of the Siberian Platform: New Morphological and Stratigraphical Data <i>E. G. Raevskaya and A. V. Dronov</i>	39
Biochronological Scale of the Upper Toarcian–Lower Aalenian of Eastern Siberia by Bivalve Molluscs of the Genus Arctotis Bodylevsky, 1960 O. A. Lutikov	54
Paleontological and Spectrometric Characteristics of the Phytoleim of Middle–Late Jurassic Plants of the South-East of Western Siberia V. P. Ivanov and I. V. Rychkova	84
DISCUSSIONS	
Geological Features of the Bajocian–Bathonian in the Reference Section of the Izhma River Basin (European North of Russia) and the Succession of Ammonites of the Subfamily Arctocephalitinae Meledina <i>A. P. Ippolitov and D. N. Kiselev</i>	96
Problems of Stratigraphy of the Quaternary Deposits in the Anui Valley and the Age	

of the Karama Site in the Altai Mountains

V. S. Zykin, V. S. Zykina, and L. G. Smolyaninova

УДК 551.71/.72

ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ СНОСА ПОРОД ЧЕТЛАССКОЙ СЕРИИ (РИФЕЙ) СРЕДНЕГО ТИМАНА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ U-Th-Pb (LA-ICP-MS) ДАТИРОВАНИЯ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ

© 2021 г. Е. А. Брусницына^{1, *}, В. Б. Ершова^{2, 4, **}, А. К. Худолей², Т. Андерсон³, А. В. Маслов^{4, 5}

¹Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия ²Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия ³The University of Oslo, Department of Geological Sciences, Oslo, Norway ⁴Геологический институт РАН, Москва, Россия ⁵Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия *e-mail: brusnicyna@yandex.ru **e-mail: v.ershova@spbu.ru Поступила в редакцию 03.12.2019 г. После доработки 17.02.2021 г. Принята к публикации 16.03.2021 г.

U–Th–Pb (LA-ICP-MS) датирование обломочных цирконов из метатерригенных пород четласской серии верхнего докембрия Среднего Тимана (светлинская, новобобровская и визингская свиты) позволило реконструировать источники обломочного материала и установить максимальный возраст формирования этих отложений (середина–конец среднего рифея). Выяснено, что в изученных терригенных породах присутствуют цирконы с архейско-раннепротерозойскими, ранне- и среднерифейскими возрастами. Источником зерен цирконов с дорифейскими и раннерифейскими возрастами могли выступать породы, слагающие фундамент Восточно-Европейской платформы (Балтики). Присутствие в составе популяций обломочных цирконов во всех трех свитах существенной доли зерен среднерифейского возраста указывает на значительную роль Свеконорвежско-Гренвилльского орогена в качестве источника обломочного материала для осадочных толщ Среднего Тимана. Полученные данные вместе с опубликованными сведениями о возрасте обломочных цирконов в породах верхнего докембрия Среднего Тимана и ряда других регионов северной и восточной (в современных координатах) периферии Балтики позволяют предполагать значительно более широкое распространение Свеконорвежско-Гренвилльского орогена, чем это принято в настоящее время.

Ключевые слова: Средний Тиман, рифей, четласская серия, обломочные цирконы **DOI:** 10.31857/S0869592X21060028

введение

U-Th-Pb датирование обломочных цирконов позволяет, в отличие от традиционных методов лито- и биостратиграфии, получить информацию не только об истории формирования и возрасте осадочных толщ, но и о возрасте пород в источниках обломочного материала. Датирование обломочных цирконов успешно применяется также для расчленения и корреляции толщ, особенно докембрийских (Андреичев и др., 2013: Ивлева и др., 2016; Malone et al., 2016; Ershova et al., 2019). Bo3раст самого молодого максимума на кривой относительной вероятности и/или самого молодого зерна из датированной популяции обломочных цирконов часто используется для определения нижней возрастной границы различных литостратиграфических подразделений, и это позволяет восстановить стратиграфическую последовательность немых осадочных толщ (Dickinson, Gehrels, 2009; Купцова и др., 2011; Coutts et al., 2019; Johnstone et al., 2019).

Целями настоящей работы являются реконструкция источников обломочного материала, а также уточнение временного интервала формирования и последовательности терригенных отложений Среднего Тимана (рис. 1а, 1б) на основе датирования обломочных цирконов, изучения их морфологии и количественной характеристики петрографического состава песчаников. Предшествующие работы, основанные на U–Th–Pb датировании обломочных цирконов, показали, что источником обломочного материала служили в основном выступы архейско-раннепротерозойского фундамента Восточно-Европейской платформы





и породы Свеконорвежско-Гренвилльского орогена (Kuznetsov et al., 2010; Андреичев и др., 2013, 2014; Государственная..., 2016; Удоратина и др., 2017; Соболева и др., 2019). Выполненное комплексное исследование, включающее, наряду с U–Th–Pb датированием обломочных цирконов, изучение их морфологии и количественную харак-

Рис. 1. Тектоническая схема северной части Восточно-Европейской платформы (a), по (Bogdanova et al., 2008; Ларин, 2009), с упрощениями и схема строения фундамента Печорской плиты и ее обрамления (б), по (Оловянишников, 1988), с упрощениями. (а): 1-4 – архей-протерозойские блоки фундамента Балтики; 5 – авлакогены и бассейны осадконакопления внутренней части пассивной окраины Балтики; 6 – Тиманский кряж; 7 – Баренцевоморская плита; 8 - Пайхой-Новоземельская складчатая область; 9 -Печорская плита: 10 – область распространения гранитов рапакиви с возрастом 1500-1600 млн лет; 11 фронт каледонской складчатой области: 12 – места отбора образцов для U–Pb датирования обломочных цирконов. (б): 1 – разломы (I – Западно-Тиманский, II – Центрально-Тиманский, III – Восточно-Тиманский); 2 – место отбора образцов для U-Pb датирования обломочных цирконов; 3 – выходы докембрийских пород на дневную поверхность; 4 - северо-восточная часть Восточно-Европейской платформы; 5 – Тиманская гряда: 6 – Ижемская впадина: 7 – Печоро-Кожвинский вал; 8 – Денисовская впадина.

теристику петрографического состава песчаников, позволило уточнить выводы предшественников.

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Тиманский кряж протягивается в северо-запалном направлении на расстоянии около 1000 км от Колво-Вишерского края до Чёшской губы Баренцева моря и выделяется в рельефе в виде ряда сильно эродированных возвышенностей (рис. 1б). В пределах наиболее значительных из них, известных на Тимане под названием "камней", обнажаются в разной степени метаморфизованные докембрийские комплексы, пронизанные разновозрастными интрузиями (Оловянишников, 1998). Интрузивные тела основного состава (габбродолериты), прорывающие рифейские толщи, в большинстве имеют позднедевонский возраст, но присутствуют и единичные рифейские дайки (Государственная..., 2016). В настоящей работе рассматривается Четласский Камень. в пределах которого на дневную поверхность выведены породы среднего (четласская серия) и верхнего (быстринская серия) рифея (рис. 2).

Четласская серия на одноименном Камне объединяет светлинскую, новобобровскую и визингскую свиты (Гецен, 1987; Оловянишников, 1998). Светлинская свита, по данным предшествующих работ (Оловянишников, 1998) и наших полевых наблюдений, подразделяется на две подсвиты. Нижняя представлена в основном слюдистокварцевыми и полевошпат-кварцево-слюдистыми сланцами с подчиненным количеством метапесчаников, а верхняя сложена метапесчаниками, среди которых присутствуют пачки переслаивания слюдисто-кварцевых сланцев и метаалевролитов. Новобобровская свита состоит из кварц-хлорит-серицитовых сланцев и метаалевролитов с прослоями метапесчаников. Визингская свита характеризуется

ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ СНОСА ПОРОД ЧЕТЛАССКОЙ СЕРИИ (РИФЕЙ)



Рис. 2. Сводный стратиграфический разрез отложений рифея (Оловянишников, 1988; Государственная..., 2016) Четласского Камня и положение образцов, из которых выделены и исследованы обломочные цирконы (показано звездочками).

1 – сланцы; 2 – метапесчаники; 3 – известняки; 4 – мергели; 5 – доломиты; 6 – метаалевролиты; 7 – известняки и доломиты со строматолитами; 8 – конгломераты; 9 – прослои кремней; 10 – стратиграфические границы (а – согласные, б – несогласные). Свиты: RF₂sv – светлинская; RF₂nb – новобобровская; RF₂vs – визингская; RF₃an – аньюгская; RF₃vr – ворыквинская; RF₃pv – павьюгская; RF₃pn – паунская.

Общая стратиграфическая (reoxpohonoruчeckaя) шкала приведена по состоянию на 2019 г. (http:// www.vsegei.com/ru/info/stratigraphy/stratigraphic_scale/); Международная стратиграфическая шкала – согласно версии 30-04-2020 (www.stratigraphy.org). Однако, согласно представлениям (Семихатов и др., 2015), возраст нижних границ среднего рифея и венда предлагается считать как 1400 и 640 млн лет.

ритмично переслаивающимися пачками кварцхлорит-серицитовых сланцев, метаалевролитов и метапесчаников.

Быстринская серия, обнажающаяся вдоль северо-восточной границы Четласского выступа, преимущественно сложена карбонатными породами. К быстринской серии относятся ворыквинская, павьюгская и паунская свиты, для которых характерно переслаивание доломитов, мергелей, известковых сланцев, строматолитовых известняков. В верхней части разреза (паунская свита) породы представлены сланцами кварц-серицитхлоритового состава, метапесчаниками.

Считается (Гецен, 1987), что накопление отложений четласской серии происходило в шельфовых обстановках, а породы перекрывающей ее быстринской серии слагали крупный рифовый пояс.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Образцы, результаты исследования которых представлены в данной работе, характеризуют

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

том 29 № 6 2021

		_
Номер образца	Координаты мест отбора образцов	Свита
9048/5	64°18′46.3″ с.ш. 50°37′32.1″ в.д.	Визингская
9020/3	64°23′56.3″ с.ш. 50°51′07.7″ в.д.	Новобобровская
9016/2	64°22′22.2″ с.ш. 50°50′48.3″ в.д.	Светлинская

Таблица 1. Список образцов терригенных пород четласской серии с координатами мест их отбора

породы четласской серии, обнажающиеся в междуречье Мезени и Выми. Метапесчаники визингской свиты отобраны из разреза в верхнем течении р. Косью (правый приток р. Мезень), метаалевропесчаники новобобровской свиты и метапесчаники светлинской свиты представляют разрез в самых верховьях р. Мезень (табл. 1). Положение исследованных образцов в разрезе показано на рис. 2.

При изучении петрографического состава песчаников и построении диаграмм Q-F-L¹ использован метод Гацци–Дикинсона (Dickinson, 1970; Ingersoll et al., 1984), основанный на подсчете не менее 300 обломочных зерен, исключая матрикс и/или цемент (шлиф при подсчете передвигается с помощью препаратоводителя на равные расстояния, и подсчитываются зерна, находящиеся на перекрестии окулярных нитей). Подсчет в рамках указанного метода зерен лититового состава имеет свою специфику: так, если в обломочной фракции песчаников присутствуют обломки гранита, сложенные кварцем и полевым шпатом, размеры которых больше алевритовых, то они учитываются как кварц и полевой шпат, а не как обломок породы (гранита) (Dickinson, 1970; Ingersoll et al., 1984). В то же время в изученных нами образцах такие зерна составляют незначительное количество, и для интерпретации состава метапесчаников мы использовали как классическую классификационную диаграмму Q-F-L Ф.Дж. Петтиджона (Pettijohn, 1975), так и диаграмму Q-F-L В. Дикинсона с соавторами (Dickinson et al., 1983).

Подготовка образцов и выделение из них обломочных цирконов проведены в ИГГД РАН (Санкт-Петербург) по стандартной методике. Мономинеральные фракции цирконов исследованы под микроскопом в отраженном и проходящем свете, выполнено также изучение внутреннего строения цирконов в режиме катодолюминесценции (рис. 3).

U-Th-Pb LA-ICP-MS датирование цирконов проведено в Университете г. Осло на масс-спектрометре Nu Plasma HR с лазером СЕТАС Nd-YAG 213. Величины изотопных отношений и возрастов приведены с погрешностью на уровне 10. Диаметр

кратера не превышал 40 мкм. Калибровка выполнена по стандартам GJ1 (206 Pb/ 238 U = 601.7 ± 1.3 млн лет, ${}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb} = 607 \pm 4$ млн лет; Jackson et al., 2004), 91500 (1065 ± 1 млн лет; Wiedenbeck et al., 1995) и A382 (1877 ± 2 млн лет; Huhma et al., 2012). Детальная процедура проведения анализов описана в публикациях (Andersen et al., 2009, 2019; Rosa et al., 2009). Все изученные обломочные цирконы древнее 1 млрд лет (табл. 2), и в дальнейших обсуждениях за возраст цирконов нами принимается возраст, рассчитанный по отношению ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb. Построение графиков распределения плотности вероятности возрастов произведено с помощью программы DensityPlotter (Vermeesch, 2012), при этом учитывались только те определения возраста, дискордантность которых находилась в пределах ±10%. Результаты U-Th-Pb датирования цирконов приведены в табл. 2 и на рис. 4.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Петрографическое исследование метаосадочных пород четласской серии (рис. 5) показало, что песчаники светлинской свиты по своему составу отвечают лититовым аренитам до сублитаренитам, тогла как в песчаниках новобобровской и визингской свит обломки полевых шпатов преобладают над обломками пород и состав песчаников варьирует от аркозов до кварцевых аренитов (рис. 6a). На диаграмме Q–F–L (Dickinson et al., 1983) точки составов метапесчаников светлинской и метаалевропесчаников новобобровской свит сосредоточены преимущественно в области пролуктов размыва орогенных комплексов (рис. 6б), в то время как точки метапесчаников визингской свиты присутствуют как в области продуктов размыва поднятий фундамента, так и, в меньшей степени, в области продуктов эрозии орогенных комплексов.

Большинство обломочных зерен циркона из метатерригенных пород четласской серии имеют удлиненную форму, их размеры варьируют от 70 до 200 мкм. Некоторые зерна сохранили фрагменты первичных граней, однако большинство имеют угловатую и среднеокатанную форму. В режиме катодолюминесценции значительная часть зерен характеризуется наличием отчетливой осцилляторной

¹ Здесь Q – кварц, F – полевые шпаты, L – обломки пород.



Рис. 3. Морфология и внутреннее строение кристаллов обломочных цирконов из метатерригенных пород светлинской, новобобровской и визингской свит четласской серии с указанием класса окатанности и возраста (млн лет).

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 29 № 6 2021

Ta6	пица 2.	Результ	аты U-7	Th-Pb 1	LA-ICP.	-МЅ иссл	тедовані	ий обло	лочных	циркон	ов из ме	гаосадо	чных по	род четл	іасской	серии			
				200	٩d		И3(отопные	отношен	ви					Возраст,	млн лет			
Τř	омер	U, MKT/F	²⁰⁶ Рb, мкг/г	²⁰⁶ Pb _c , %	, ₀₇ /9d ₉₀₇	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	$\pm 1\sigma$	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±lσ	²⁰⁶ Рb/ ²³⁸ U	±1σ	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±lσ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	$\pm 1\sigma$	D,%
									O6pa	зец 9016/	2								
9016	2-01	159	51.00	0.17	16811	0.1176	0.0031	5.0864	0.1607	0.3136	0.0057	0.571	1921	45	1834	27	1758	28	6-
9016	2-06	148	43.00	0.00	10999	0.1054	0.0026	4.0887	0.1282	0.2813	0.0054	0.617	1722	43	1652	26	1598	27	-8
9016	2-07	171	56.30	0.20	0069	0.1146	0.0029	4.9629	0.1628	0.3141	0.0064	0.626	1874	46	1813	28	1761	32	9–
9016	2-08	152	56.40	1.20	1717	0.1207	0.0033	5.7108	0.1997	0.3431	0.0076	0.633	1967	47	1933	30	1902	36	-3
9016	2-09	443	128.60	0.00	36542	0.1002	0.0024	3.8451	0.1222	0.2783	0.0057	0.644	1628	41	1602	26	1583	29	-3
9016	_2_11	300	122.40	0.00	1215	0.1204	0.0047	5.6352	0.3537	0.3395	0.0167	0.786	1962	66	1921	54	1884	81	4-
9016	2_12	638	172.30	0.00	13775	0.0823	0.0031	2.6427	0.1620	0.2330	0.0112	0.784	1252	75	1313	45	1350	59	7
9016	$^{-2}_{-13}$	463	128.00	1.50	1033	0.0830	0.0031	2.7811	0.1702	0.2429	0.0117	0.786	1270	72	1350	46	1402	61	6
-9016 T	$^{2}_{-2}14$	86	23.40	0.00	6965	0.0886	0.0033	3.0670	0.1873	0.2510	0.0121	0.788	1396	68	1424	47	1444	62	ŝ
9016 PA	$^{2}_{-2}16$	581	135.30	0.00	39800	0.0808	0.0030	2.5371	0.1495	0.2278	0.0104	0.775	1216	71	1283	43	1323	55	8
6016 11	$^{2}_{-2}17$	287	65.80	0.00	31305	0.0834	0.0031	2.6743	0.1582	0.2327	0.0107	0.776	1278	69	1321	44	1349	56	5
9016 111	$^{-2}_{-18}$	53	14.30	0.00	4098	0.0956	0.0036	3.6981	0.2347	0.2807	0.0144	0.806	1539	70	1571	51	1595	72	4
9016 PA	2_{-}^{2} 20	145	39.30	0.00	9942	0.0990	0.0037	4.0273	0.2381	0.2949	0.0134	0.769	1606	70	1640	48	1666	67	4
Ф 9016	2-25	366	113.00	0.85	1704	0.0935	0.0009	3.2851	0.1844	0.2549	0.0141	0.987	1497	17	1478	44	1464	73	2
9016 И И	2-26	200	56.00	0.00	16423	0.0860	0.0007	2.7887	0.1511	0.2353	0.0126	0.988	1337	16	1353	41	1362	99	7
9016	2-27	325	92.60	0.06	21940	0.0857	0.0007	2.8226	0.1541	0.2388	0.0129	0.988	1332	16	1362	41	1381	67	4
9016 FC	2-28	188	59.20	0.00	26910	0.0933	0.0008	3.3578	0.1924	0.2610	0.0148	0.989	1494	15	1495	45	1495	76	0
9016	2-29	403	147.90	0.96	1547	0.1062	0.0010	4.3569	0.2841	0.2976	0.0192	0.989	1735	17	1704	54	1679	95	- 1
016 9016	2-30	200	73.70	0.04	39062	0.1066	0.0010	4.4119	0.2824	0.3002	0.0190	0.990	1742	16	1715	53	1692	94	-3
о 16	2-31	384	109.70	0.00	34483	0.0860	0.0007	2.8273	0.1605	0.2385	0.0134	0.989	1337	15	1363	43	1379	70	Э
9106 ЧF	2-32	165	66.40	0.00	56767	0.1146	0.0011	5.1320	0.3501	0.3248	0.0219	0.990	1874	17	1841	58	1813	107	- S
5016 2016	2-33	155	58.90	0.00	18960	0.1088	0.0010	4.6040	0.3041	0.3071	0.0201	0.990	1779	16	1750	55	1726	66	ς
9016 KA	2-34	325	77.20	0.00	22751	0.0781	0.0006	2.1531	0.1159	0.1999	0.0106	0.989	1150	16	1166	37	1175	57	7
в 9016	2-35	123	52.80	0.00	22111	0.1221	0.0012	5.7502	0.4132	0.3416	0.0243	0.990	1987	17	1939	62	1894	117	-5
к0 9016	2-37	262	87.20	0.00	26426	0.0967	0.0009	3.6027	0.2291	0.2704	0.0170	0.990	1560	16	1550	51	1543	86	
9016 9016	2-39	195	58.40	0.00	33958	0.0907	0.0008	3.0569	0.1871	0.2443	0.0148	0.990	1441	16	1422	47	1409	77	-7
9016 PE	2-41	81	24.30	0.00	15076	0.0926	0.0009	3.0970	0.1913	0.2427	0.0148	0.988	1479	17	1432	47	1401	77	9-
9016 Л	2-42	100	30.50	0.00	28367	0.0919	0.0009	3.0371	0.1740	0.2398	0.0136	0.986	1464	18	1417	44	1386	70	9-
9016	2-43	363	120.70	0.84	1966	0.1049	0.0011	3.9919	0.3047	0.2761	0.0209	0.990	1712	20	1633	62	1572	105	6-
) 106 ИЯ	5_2-44	241	111.00	0.01	59581	0.1277	0.0013	6.2243	0.4900	0.3535	0.0276	0.991	2066	18	2008	69	1951	131	-0
301t	5_2-45	317	123.20	0.44	3192	0.1089	0.0010	4.5391	0.3217	0.3023	0.0212	0.991	1781	17	1738	59	1703	105	- S
- 9016	2-46	184	51.50	0.00	22690	0.0866	0.0008	2.6951	0.1662	0.2258	0.0138	0.990	1351	17	1327	46	1312	72	- 1
9016	2-47	293	91.00	0.21	5869	0.0923	0.0008	3.1398	0.2081	0.2467	0.0162	0.991	1474	16	1442	51	1421	84	4
5 9016	2-48	150	91.10	0.00	65166	0.1716	0.0021	10.471	1.0557	0.4425	0.0443	0.992	2574	20	2477	93	2362	198	6-
9016	2-49	257	104.50	0.00	5223	0.1158	0.0011	5.0200	0.3829	0.3144	0.0238	0.992	1893	17	1823	65	1762	117	L
9016	2-50	321	174.10	0.00	17331	0.1852	0.0032	12.032	0.5033	0.4711	0.0180	0.911	2700	27	2607	39	2488	79	6-
ه 9016	2-52	249	83.90	0.00	23193	0.1071	0.0013	4.5115	0.1363	0.3056	0.0085	0.917	1750	21	1733	25	1719	42	2
ی 9016	2-53	70	19.10	0.00	8317	0.0920	0.0011	3.1716	0.0947	0.2500	0.0069	0.923	1467	21	1450	23	1439	36	-2
2 9016	2-54	1380	384.60	0.16	9263	0.0885	0.0010	3.1047	0.0857	0.2545	0.0064	0.917	1393	21	1434	21	1461	33	5
9016 02	2-55	520	187.10	0.00	23469	0.1098	0.0013	4.8977	0.1522	0.3235	0.0093	0.921	1796	22	1802	26	1807	45	-
1 9016	2-56	299	85.40	0.00	26825	0.0927	0.0010	3.3421	0.0932	0.2616	0.0067	0.916	1481	21	1491	22	1498	34	1

8

БРУСНИЦЫНА и др.

	D, %	- 7 - 7	10	2	-2	-2		2	-	-	ε	7	0 0	0 \	0 , 		0 (\tilde{n}	c		0		ကိ	9-	6-	0	-4		4 0	7-	4 0	0 (- 	4-	n I	-3	-5	-10	-3	6-	-
	±1σ	40 44	4	48	37	47	43	38	26	43	48	55	4 7	40 9	83	36	34	43	9 [8	27	36	33	36	29	30	47	; 46	3 5	20	5 1 7 1	37	46	41	48	54	26	24	51	44	31
	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1683 1752	1594	1514	1566	1851	1760	1588	1237	1730	1862	2014	1802	1828	2541	1528	1504	1717	I/88	8C91	1226	1525	1420	1484	1266	1346	1713	1792	1751	5611	5651	1539	C9/1	1636	1801	1945	1127	1059	1862	1673	1318
млн лет	$\pm 1\sigma$	24 26	25 25	29	23	27	26	23	18	25	28	30	26 27	27	40	22	22	26 25	17	47	10 19	23	21	24	20	20	28	27	27	91 20	57	24	27	25	28	30	19	20	29	27	21
Возраст,	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1694 1766	1584	1502	1578	1868	1770	1574	1234	1724	1886	2036	1800	1828	2628	1523	1504	1737	1/94	2083	1226	1531	1438	1523	1311	1347	1745	1803	1782	1911	13/2	1539	1/92	1666	1827	1974	1146	1093	1891	1739	1324
	±1σ	20 21	22	22	21	21	21	21	20	21	22	22	21	71	7.7	21	20	22	77	17	20	20	20	25	20	19	20	22	77	77	57	21	21	21	22	22	22	34	23	21	20
	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1789 1789	1570	1486	1593	1887	1782	1555	1229	1716	1912	2058	1798	1828	2692	1516	1503	1762	1800	0//7	1227	1539	1465	1577	1385	1349	1784	1816	1819	11/6	1401	1539	1823	1704	1857	2005	1182	1162	1923	1820	1335
	Rho	0.917	0.923	0.950	0.920	0.921	0.920	0.921	0.910	0.923	0.922	0.924	0.922	0.923	0.922	0.919	0.919 2222	0.925	0.929 0.001	0.024	0.914	0.920	0.920	0.891	0.917	0.920	0.935	0.924	0.927	016.0	176.0	0.918	0.925 220	0.924	0.930	0.930	0.910	0.813	0.925	0.927	0.924
	±1σ	0.0081	0.0081	0.0094	0.0074	0.0097	0.0089	0.0075	0.0050	0.0087	0.0100	0.0116	0.0093	2600.0	0.0191	0.0070	0.0067	0.0087	5600.0	10700.0	0.00.0	0.0071	0.0063	0.0070	0.0054	0.0058	0.0096	0.0095	0.0092	0.0049	C0UU.U	0.0074	0.0093	0.0082	0.0099	0.0113	0.0048	0.0044	0.0106	0.0088	0.0059
ВИН	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	0.2983	0.2806	0.2647	0.2750	0.3325	0.3140	0.2794	0.2116	0.3078	0.3350	0.3668	0.3226	0.3279	0.4832	0.2674	0.2629	0.3052	0.3197	0.4877	0.2094	0.2670	0.2465	0.2589	0.2169	0.2322	0.3043	0.3204	0.3120	8661.0 2000 0	0.2335	0.2697	0.3150	0.2888	0.3224	0.3522	0.1911	0.1785	0.3349	0.2963	0.2268
отношен	±1σ	0.1277	0.1172	0.1267	0.1086	0.1672	0.1447	0.1076	0.0610	0.1359	0.1758	0.2193	0.1521	0.1586	0.5274	0.0992	0.0946	0.1404	0.1548	0021 0	0.0626	0.1016	0.0872	0.1060	0.0716	0.0753	0.1539	0.1570	0.1525	0.0286	0.0861	0.1056	0.1545	0.1275	0.1669	0.2061	0.0578	0.0586	0.1862	0.1455	0.0760
отопные	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	4.3051 4.6030	3.7583	3.3917	3.7291	5.2933	4.7166	3.7118	2.3719	4.4606	5.4080	6.4258	4.8885	5.0540	12.301	3.4794	3.3980	4.5352	4.8499	15.042 4 0141	2.3449	3.5176	3.1218	3.4816	2.6352	2.7689	4.5768	4.9033	4.7831	2.1369	2.8604	3.5529	4.8396	4.1582	5.0462	5.9899	2.0912	1.9345	5.4381	4.5437	2.6853
И3($\pm 1\sigma$	0.0012	0.0012	0.0011	0.0011	0.0014	0.0013	0.0011	0.0009	0.0012	0.0015	0.0017	0.0013	0.0014	0.0031	0.0011	0.0010	0.0013	0.0013	0.0033	0.0009	0.0011	0.0010	0.0014	0.0010	0.0009	0.0013	0.0014	0.0013	0.000.0	0.0010	0.0011	0.0014	0.0012	0.0014	0.0016	0.0009	0.0014	0.0015	0.0013	0.0009
	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	0.1047	0.0972	0.0929	0.0984	0.1155	0.1090	0.0963	0.0813	0.1051	0.1171	0.1271	0.1099	0.1118	0.1846	0.0944	0.0938	0.1078	0.1100	0.1939	0.0812	0.0956	0.0919	0.0975	0.0881	0.0865	0.1091	0.1110	0.1112	0.0792	0.0888	0.0956	0.1114	0.1044	0.1135	0.1233	0.0794	0.0786	0.1178	0.1112	0.0859
٩dţ	.02/9d902	3613 34096	11351	4085	28687	39137	34474	10461	20 654	44139	20710	48422	26307	1081/	3/838	24669	15884	31052	246/9	2/430	23 226	36012	5499	5754	2352	26628	7746	17582	26826	2030	5441	35437	14067	5372	19272	32403	823	1091	110613	1261	11231
	²⁰⁶ Pb _c , %	0.40	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.23	0.00	0.61	0.00	0.00	0.00	0.00	0.68	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.80	1.70	0.00	1.10	0.00
	²⁰⁶ Pb, MKI/I	168.10 59.10	33.40	11.10	47.70	118.10	74.20	168.90	51.40	99.80	51.70	72.30	77.30	115.20	09.C8	67.60	51.60	67.00	62.50	40.40 62 50	39.00	59.60	86.60	29.50	48.60	53.00	28.10	75.50	50.90	04.60 11 00 11	03.61	102.50	93.00	111.70	51.10	59.80	64.10	150.20	76.40	67.90	30.30
	U, MKT/T	508 171	109	39	158	317	212	544	223	291	137	174	214	313	161	229	1/6	196	4/1	105	171	202	319	103	203	207	83	211	146 202	283	63 242	349	265	349	142	151	304	771	204	203	122
	Номер точки	9016_2-57 9016_2-58	9016_{-2-59}	9016_2-61	9016_2-62	9016_2-63	9016_2-64	9016_2-65	9016_2-66	9016_2-67	9016_2-68	9016_2-70	9016_2-71	9016_2-72	9016_2-73	9016_{-2}^{-74}	9016_2-76	9016_2-78	9016_2-79	9016_2-80	9016 2-83	9016 2-84	9016 2-86	9016_{-2-87}	9016_2-88	9016_2-89	$9016_{-}2-90$	9016_2-91	9016_2-92	9016_2-93	9016_2-94	9016_2-95	9016_2-97	9016_2-98	$9016_{-}2-99$	$9016_{-}2-100$	$9016_{-2}-101$	9016_2-102	$9016_{-}2-103$	$9016_{-}2-104$	9016_2-109
CT	РАТИГР	ΆΦΙ	1Я.	Г	EO.	лс	ЭΓΙ	ИЧ	EC	CK	АЯ	K	OF	PP	EЛ	яL	и	я		том	1 29)	N	⊵ 6		20)21														

Таблица 2. Продолжение

ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ СНОСА ПОРОД ЧЕТЛАССКОЙ СЕРИИ (РИФЕЙ)

9

	D, %	1	-2	- 0	- n	,	- 6	7 7	7 r	7 4	-2-	-2	-3	-3		-	4-	-10	-3	-5	-3	-2	6-	-0	L—	6-	-0	L	-5	L—	-4	-5	-10	-5	-4	-2	-2	-4	-4
	±1σ	34 28	48	29	4	ļ	25	29	57 26	67 74	24	31	31	30	32	31	39	35	28	35	38	38	38	42	29	33	48	63	52	30	41	50	41	50	53	43	37	46	63
	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1430 1196	1784	1237	1591		1608	1802	13/8	1403 1444	1436	1833	1790	1684	1751	1589	1991	1637	1326	1715	1832	1818	1652	1686	1107	1244	1892	2589	1989	1066	1473	1654	1381	1716	1805	1475	1302	1558	1898
млн лет	±1σ	22 20	28	20	25	ļ	15	16	1 t	сі к	15	17	17	17	17	18	20	20	17	20	20	21	22	24	19	21	26	28	27	20	24	28	26	28	29	26	23	28	34
Возраст,	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1436 1206	1800	1232	1611		1618	1819	1308	14/0 1467	1450	1849	1814	1707	1756	1594	2030	1707	1342	1752	1857	1836	1720	1734	1135	1287	1945	2685	2037	1091	1500	1693	1437	1756	1839	1487	1310	1581	1934
	±lσ	20 20	21	20	21		Ś	τ Μ	4 4	14	- 4	ю	4	б	ю	б	б	4	4	4	з	4	4	5	7	9	4	4	4	9	5	9	8	4	5	13	13	14	13
	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1444 1224	1820	1222	1636		1631	1839	1402	1500	1471	1868	1843	1736	1761	1600	2070	1794	1368	1797	1884	1856	1805	1792	1190	1359	2002	2758	2087	1140	1538	1741	1520	1803	1879	1505	1324	1613	1973
	Rho	0.927 0.924	0.930	0.924	0.929	0000	0.989	0.996	500 0	0 994	0.992	0.996	0.994	0.995	0.996	0.997	0.996	0.995	0.996	0.995	0.996	0.996	0.996	0.996	0.993	0.995	0.997	0.995	0.997	0.995	0.997	0.996	0.992	0.997	0.997	0.976	0.974	0.976	0.978
	±lσ	0.0067 0.0053	0.0097	0.0055	0.0082	ئ 	0.0050	0.0059	0.0040	0.0040	0.0047	0.0064	0.0063	0.0060	0.0064	0.0061	0.0082	0.0070	0.0053	0.0072	0.0078	0.0079	0.0076	0.0084	0.0053	0.0061	0.0100	0.0146	0.0109	0.0055	0.0079	0.0099	0.0079	0.0101	0.0108	0.0084	0.0069	0.0092	0.0131
ви	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	0.2483 0.2038	0.3188	0.2116	0.2799	ец 9020/	0.2832	0.3225	0.2584	0.2511	0.2495	0.3288	0.3200	0.2984	0.3122	0.2796	0.3619	0.2891	0.2283	0.3049	0.3288	0.3259	0.2920	0.2989	0.1874	0.2128	0.3412	0.4942	0.3614	0.1798	0.2566	0.2925	0.2388	0.3050	0.3231	0.2571	0.2238	0.2733	0.3424
отношен	±lσ	$0.0901 \\ 0.0639$	0.1604	0.0660	0.1220	Copa	0.0705	0.0922	05000	0.0611	0.0602	0.1006	0.0984	0.0876	0.0958	0.0838	0.1455	0.1058	0.0641	0.1091	0.1248	0.1239	0.1168	0.1281	0.0587	0.0740	0.1708	0.3894	0.1944	0.0589	0.1048	0.1466	0.1044	0.1541	0.1725	0.1107	0.0838	0.1287	0.2240
TOITHЫC (²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	3.1124 2.2787	4.8889	2.3640	3.8850		3.9190	5.0001	2.8409	3 2407	3.1716	5.1802	4.9698	4.3713	4.6360	3.8053	6.3830	4.3706	2.7496	4.6175	5.2257	5.0976	4.4422	4.5138	2.0595	2.5507	5.7921	13.076	6.4366	1.9272	3.3791	4.2963	3.1156	4.6358	5.1193	3.3262	2.6343	3.7465	5.7184
И30	±1σ	0.0010 0.0009	0.0013	0.0009	0.0012		0.0003	0.0002	2000.0	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002	0.0003	0.0003	0.0002	0.0003	0.0002	0.0003	0.0003	0.0003	0.0003	0.0003	0.0003	0.0006	0.0003	0.0002	0.0002	0.0003	0.0004	0.0003	0.0003	0.0007	0.0006	0.0008	0.0010
	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	0.0909 0.0811	0.1112	0.0810	0.1007		0.1004	0.1125	0.0022	0.0936	0.0922	0.1143	0.1126	0.1062	0.1077	0.0987	0.1279	0.1097	0.0873	0.1099	0.1153	0.1135	0.1103	0.1095	0.0797	0.0869	0.1231	0.1919	0.1292	0.0778	0.0955	0.1065	0.0946	0.1102	0.1149	0.0938	0.0854	0.0994	0.1211
٩d	, ₀₇ /9d ₉₀₇	24305 16887	22572	46251	50804		380990	49811	20310	11/24 77960	16735	25127	27576	32816	48780	43380	30977	22717	16687	23916	9750	47494	19594	12594	13894	13422	30069	32929	33031	21466	64697	43792	6495	23094	60351	84272	22479	5403	49680
	²⁰⁶ Pb _c , %	0.00 0.00	0.00	0.00	0.00	0	0.00	0.00	0.00	00.0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.28	0.00
	²⁰⁶ Рb, мкг/г	107.20 24.90	88.60	75.90	43.60		47.50	60.90	181./0	64 90	32.70	139.50	63.20	64.60	101.40	89.60	59.30	49.80	107.20	58.10	173.00	89.50	43.10	30.60	92.40	42.80	56.20	55.60	86.00	38.90	62.60	94.30	15.20	103.70	118.10	121.50	32.50	214.80	102.00
	U, MKT/F	391 113	248	329	141		152	169 70	8/9	201 231	117	379	176	193	289	284	145	153	413	168	462	241	130	89	428	175	143	98	206	188	211	283	55	293	315	392	122	646	242
	Номер точки	9016_2-106 9016_2-108	9016_2-109	9016_2-110	9016_2-111		9020_{-3}^{-02}	$9020_{-3}^{-0.5}$	9020_3-06	9020_3-0/ 9020_3-08	9020_3-09	9020_3-12	$9020_{3}-13$	$9020_{-}3-14$	$9020_{-}3-15$	$9020_{3}-16$	$9020_{-}3-19$	$9020_{-}3-20$	9020_3-21	9020_3-22	9020_3-23	9020_3-24	9020_3-27	9020_3-29	9020_3-31	9020_3-32	9020_3-33	9020_{-3-34}	9020_3-35	9020_3-36	9020_3-37	9020_3-39	$9020_{3}-41$	$9020_{-}3-42$	$9020_{-}3-43$	9020_3_73	9020_3_74	$9020_{-3_{-76}}$	9020_3_78
									C	ΓР	АТІ	1 ГІ	PAG	ΦИ	[Я.	ГЕ	EOJ	10	ГИ	ЧЕ	ECF	ΚA	Яŀ	κο	PP	ЕЛ	яL	IИ.	я	1	гол	1 29	9	N	10 6)	20	021	

10

Таблица 2. Продолжение

БРУСНИЦЫНА и др.

	D, %		-3	2	-3	9–	-8	-5	-5				9-	- S	- S	-3	- S	-2	4-	-2	-3	-10	4	-3		1		-8	6	-2	-2	9-	-3	1	З	4	-5	-5	-8	-3
	- 1 -	±Ια	53	42	54	65	33	67	53	52	35	43	40	48	56	52	53	54	65	55	72	56	36	56	44	37	55	24	27	15	25	20	20	22	19	20	20	54	20	26
	$^{206}\mathrm{Pb}/$	²³⁸ U	1698	1449	1728	1938	1214	1922	1703	1681	1318	1553	1264	1603	1766	1695	1710	1706	2004	1751	2073	1722	1271	1746	1278	1216	1736	1653	1767	1140	1601	1439	1360	1574	1256	1404	1461	2780	1455	1780
млн лет	-	±Iα	30	26	31	35	22	36	30	29	23	26	27	28	31	30	30	30	34	31	37	32	23	31	28	24	31	25	27	11	14	12	12	13	12	13	13	24	13	15
Возраст,	$^{207}\text{Pb}/$	²³⁵ U	1721	1461	1754	1996	1248	1970	1738	1692	1324	1558	1293	1626	1794	1720	1735	1725	2044	1763	2107	1799	1251	1767	1280	1212	1748	1715	1837	1148	1615	1473	1377	1567	1244	1426	1488	2868	1500	1805
	-	±1α	13	14	14	14	13	14	13	13	18	14	26	14	13	14	13	13	15	13	4	15	13	14	14	16	14	43	44	8	7	9	9	9	7	7	9	6	7	9
	$^{207}Pb/$	²⁰⁶ Pb	1749	1477	1784	2058	1308	2022	1781	1706	1334	1564	1341	1656	1827	1752	1766	1747	2085	1778	2140	1889	1216	1793	1285	1204	1762	1792	1918	1164	1633	1522	1405	1556	1223	1458	1527	2930	1565	1834
	Rho		0.977	0.976	0.977	0.978	0.975	0.977	0.977	0.978	0.948	0.972	0.931	0.975	0.977	0.977	0.977	0.977	0.974	0.978	0.979	0.975	0.975	0.978	0.980	0.969	0.976	0.550	0.555	0.965	0.978	0.976	0.977	0.981	0.973	0.973	0.975	0.974	0.974	0.980
	-	1+10	0.0107	0.0082	0.0110	0.0136	0.0062	0.0140	0.0107	0.0104	0.0067	0.0086	0.0076	0.0096	0.0115	0.0106	0.0107	0.0108	0.0137	0.0113	0.0154	0.0113	0.0069	0.0113	0.0084	0.0068	0.0112	0.0049	0.0055	0.0029	0.0049	0.0039	0.0038	0.0044	0.0035	0.0039	0.0040	0.0130	0.0040	0.0054
Бł	²⁰⁶ Pb/	²³⁸ U	0.3013	0.2521	0.3075	0.3507	0.2071	0.3473	0.3023	0.2980	0.2269	0.2725	0.2167	0.2824	0.3152	0.3007	0.3038	0.3030	0.3645	0.3121	0.3793	0.3062	0.2180	0.3110	0.2192	0.2076	0.3091	0.2923	0.3153	0.1934	0.2819	0.2502	0.2348	0.2766	0.2152	0.2434	0.2545	0.5391	0.2532	0.3180
тношени	-	0 H	0.1609	0.1067	0.1690	0.2435	0.0742	0.2466	0.1643	0.1537	0.0832	0.1177	0.0967	0.1387	0.1807	0.1600	0.1634	0.1636	0.2508	0.1724	0.2887	0.1849	0.0785	0.1747	0.0986	0.0782	0.1703	0.1339	0.1606	0.0322	0.0693	0.0516	0.0474	0.0597	0.0404	0.0505	0.0534	0.3923	0.0542	0.0853
гопные о	$^{207}Pb/$	²³⁵ U	4.447	3.2140	4.6244	6.1438	2.4182	5.9628	4.5392	4.2942	2.6852	3.6372	2.5732 (3.9616	4.8538	4.4431	4.5239	4.4651	5.4840	4.6786	5.9628	4.8811	2.4278	4.7009	2.5292 (2.2979	4.5915	4.4159	5.1060	2.0978	3.9060 (3.2664	2.8823	3.6785	2.4044 (3.0732	3.3305 (15.847	3.3818 (4.9162
Изо:	-	⊢Iα	0.0008	0.0007	0.0008	0.0011	0.0006	0.0011	0.0009	0.0008	0.0008	0.0007	0.0012	0.0008	0.0009	0.0008	0.0008	0.0008	0.0011	0.0008	0.0011	0.0010	0.0006	0.0009	0.0007	0.0007	0.0009	0.0028	0.0031	0.0003	0.0004	0.0003	0.0003	0.0003	0.0003	0.0004	0.0003	0.0012	0.0004	0.0004
	207 Pb/	²⁰⁶ Pb	0.1070	0.0925	0.1091	0.1271	0.0847	0.1245	0.1089	0.1045	0.0858	0.0968	0.0861	0.1018	0.1117	0.1072	0.1080	0.1069	0.1290	0.1087	0.1332	0.1156	0.0808	0.1096	0.0837	0.0803	0.1077	0.1096	0.1174	0.0787	0.1005	0.0947	0.0890	0.0965	0.0811	0.0916	0.0949	0.2132	0.0969	0.1121
٩d	⊳ ₀₇ /q	ld ₉₀₇	84188	8426	37563	13705	14716	56311	4898	39479	5678	110 471	10504	2685	19882	6253	30403	29736	4215	60701	38999	2405	2904	39980	5459	6068	2894	65 246	94479	5103	18054	6819	3403	78441	4128	14401	13 081	30335	4624	43317
	⁰⁶ Pb _c ,	%	0.00	0.16	0.00	0.10	0.10	0.00	0.27	0.00	0.43	0.00	1.40	0.58	0.00	0.21	0.03	0.00	0.36	0.00	0.00	0.59	0.48	0.00	0.00	0.00	0.52	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00 2	0.00	0.00
	²⁰⁶ Pb,	MKT/F	61.70	80.40	62.90	276.20	110.80	94.10	75.10	71.60	171.70	96.30	80.70	74.10	39.80	119.20	149.00	39.50	204.40	88.10	105.70	45.70	59.90	54.10	9.20	13.00	151.50	99.50	73.50	10.90	94.50	62.10	66.30	101.80	75.50	23.80	80.50	124.70	109.80	75.60
	U,	MIKL/1	169	267	168	638	456	225	206	201	643	299	314	220	105	332	413	110	460	238	230	126	237	148	37	55	413	341	230	64	379	282	320	417	398	111	360	256	494	270
	Номер	имеот	$9020_{3}79$	$9020_{-3}81$	$9020_{-3}82$	$9020_{-3}84$	$9020_{-3}85$	$9020_{-3}86$	9020_3-87	$9020_{-}3-88$	$9020_{3}-89$	$9020_{-}3-90$	9020_3-91	9020_3-92	9020_3-93	$9020_{-}3-94$	9020_3-95	$9020_{3}-96$	9020_3-97	$9020_{-}3-100$	9020_3-101	9020_3-102	9020_3-103	$9020_{-}3-104$	9020_3-105	$9020_{-}3-106$	9020_3-107	$9020_{-3}-109$	9020_3-110	9020-3-111	9020-3-112	9020-3-113	9020-3-114	9020-3-115	9020-3-117	9020-3-118	9020-3-119	9020-3-120	9020-3-122	9020-3-123
СТ	РАТ	ИГР	AΦ	м	A. 1	ГЕС	ЭЛ	ОГ	ИЧ	IEC	CK	АЯ	K	OP	PE	Л۶	Ш	ИЯ	[тс	ом	29		N⁰	6		202	21												

Таблица 2. Продолжение

ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ СНОСА ПОРОД ЧЕТЛАССКОЙ СЕРИИ (РИФЕЙ)

11

																			1
					٩dţ		Изс	отопные	отношен	вин					Возраст	, млн лет			
	Номер	U, wr/r	²⁰⁶ Pb,	$^{206}Pb_{c}$	₇₀₇ /q	207 Pb/	1 	$^{207}\mathrm{Pb}/$	1 	$^{206}\mathrm{Pb}/$	-	Rho	$^{207}\mathrm{Pb}/$	1 	$^{207}\text{Pb}/$		$^{206}\mathrm{Pb}/$	1 	D,%
	INITO		MKI/I	%	d ₉₀₇	206 Pb	01H	²³⁵ U	01H	²³⁸ U	0 H		^{206}Pb	01H	²³⁵ U	011	²³⁸ U	01H	
	9020-3-124	245	77.00	0.00	11332	0.1259	0.0008	6.1685	0.1175	0.3553	0.0064	0.946	2042	11	2000	17	1960	30	-4
	9020-3-125	581	163.50	0.00	217742	0.1151	0.0004	5.0579	0.0939	0.3188	0.0058	0.979	1881	9	1829	16	1784	28	-5
	9020-3-126	312	84.20	0.00	4471	0.1143	0.0005	4.8341	0.0872	0.3068	0.0054	0.975	1868	7	1791	15	1725	27	-8
	9020-3-127	311	86.10	0.00	31536	0.1090	0.0004	4.7308	0.0821	0.3149	0.0054	0.980	1782	9	1773	15	1765	26	
2.	9020-3-128	554	167.00	0.00	7691	0.1135	0.0004	5.3383	0.0971	0.3412	0.0061	0.983	1856	9	1875	16	1892	29	2
21	9020-3-130	61	13.00	0.00	60995	0.0920	0.0004	3.0737	0.0498	0.2423	0.0038	0.967	1468	7	1426	12	1398	20	-5
	9020-3-132	319	57.00	0.00	20731	0.0809	0.0003	2.2911	0.0340	0.2055	0.0030	0.977	1218	9	1210	11	1205	16	Ξ
	9020-3-133	315	82.20	0.00	24308	0.1090	0.0004	4.4888	0.0770	0.2986	0.0050	0.979	1783	9	1729	14	1684	25	9-
СТ	9020-3-134	289	85.70	0.00	36897	0.1196	0.0004	5.5671	0.0998	0.3377	0.0059	0.981	1950	9	11911	15	1875	29	4-
PA	9020-3-135	608	170.00	0.00	23035	0.1090	0.0004	4.7912	0.0833	0.3188	0.0054	0.981	1783	9	1783	15	1784	27	0
ΤV	9020-3-136	157	30.90	0.00	15705	0.0866	0.0003	2.6970	0.0416	0.2259	0.0034	0.973	1351	7	1328	II	1313	18	- S
1ГI	9020-3-137	138	37.60	0.00	3206	0.1140	0.0005	4.9087	0.0894	0.3123	0.0055	0.975	1864	7	1804	15	1752	27	9-
PAG	9020-3-138	256	70.40	0.00	4428	0.1131	0.0005	4.8907	0.0862	0.3137	0.0054	0.972	1849	7	1801	15	1759	26	-5
ФИ	9020-3-139	183	32.40	0.00	19061	0.0810	0.0003	2.2815	0.0340	0.2042	0.0030	0.972	1222	7	1207	11	1198	16	-2
. Я.	9020-3-140	414	92.70	0.00	7080	0.0985	0.0004	3.4909	0.0592	0.2571	0.0043	0.975	1595	7	1525	13	1475	22	-8
Г	9020-3-142	281	74.90	0.00	43678	0.1069	0.0004	4.5188	0.0781	0.3066	0.0052	0.978	1747	9	1734	14	1724	26	
EO.	9020-3-143	385	96.30	0.00	12811	0.1077	0.0004	4.2848	0.0726	0.2885	0.0048	0.981	1761	9	1690	14	1634	24	-8
ло	9020-3-144	309	87.20	0.00	13116	0.1168	0.0004	5.2283	0.0922	0.3247	0.0056	0.978	1908	9	1857	15	1812	27	-5
ГИ	9020-3-147	377	103.10	0.00	8998	0.1083	0.0004	4.6861	0.0824	0.3137	0.0054	0.979	1772	9	1765	15	1759	27	-
Ч	-	_	-		_	-	_	-	O	зец 9048/	15	-	-	-	_	_	-	_	
ECI	9048-5-1	285	95.60	0.00	13667	0.1111	0.0004	5.0553	0.0642	0.3301	0.0040	0.961	1817	9	1829	11	1839	20	-
KA	9048-5-3	299	62.80	0.00	22101	0.0807	0.0002	2.3578	0.0269	0.2118	0.0023	0.968	1215	9	1230	8	1239	12	2
я	9048-5-4	445	154.20	0.00	51428	0.1128	0.0004	5.3527	0.0743	0.3441	0.0047	0.974	1845	9	1877	12	1906	22	3
χo	9048-5-5	289	84.30	0.00	56625	0.0967	0.0003	3.8919	0.0593	0.2918	0.0043	0.974	1562	9	1612	12	1651	22	5
PP	9048-5-6	257	83.00	0.00	14275	0.1121	0.0004	4.9801	0.0687	0.3221	0.0043	0.971	1834	9	1816	12	1800	21	-2
ЕЛ	9048-5-7	85	46.00	0.00	59342	0.2167	0.0011	15.802	0.2900	0.5290	0.0093	0.963	2956	8	2865	18	2737	39	-8
яц	9048-5-8	156	41.80	0.00	12766	0.0939	0.0003	3.4829	0.0430	0.2690	0.0032	0.964	1506	9	1523	10	1536	16	2
ц ИЗ	9048-5-9	70	19.70	0.00	9917	0.0990	0.0004	3.8584	0.0506	0.2826	0.0035	0.956	1606	7	1605	11	1604	18	0
я	9048-5-10	296	108.80	0.00	196690	0.1198	0.0004	6.0328	0.0875	0.3651	0.0051	0.972	1954	9	1981	13	2006	24	3
T	9048-5-12	82	30.90	0.00	44359	0.1298	0.0005	6.7489	0.0981	0.3770	0.0053	0.966	2096	9	2079	13	2062	25	-2
ом	9048-5-13	213	52.40	0.00	2456	0.0915	0.0005	3.1273	0.0411	0.2479	0.0030	0.914	1457	10	1439	10	1428	15	-2
29	9048-5-14	297	92.40	0.00	4673	0.1110	0.0004	4.7560	0.0645	0.3108	0.0041	0.969	1815	9	1777	П	1745	20	4-
)	9048-5-16	255	68.70	0.00	40461	0.0938	0.0003	3.4733	0.0431	0.2685	0.0032	0.960	1505	9	1521	10	1533	16	7
N	9048-5-20	199	64.50	0.00	18709	0.1103	0.0004	4.9329	0.0653	0.3243	0.0042	0.968	1805	9	1808	П	1811	20	0
⊵ 6	9048-5-21	85	22.00	0.00	10012	0.0947	0.0003	3.4019	0.0423	0.2605	0.0031	0.959	1522	9	1505	10	1492	16	-2
2.	9048-5-22	197	62.90	0.00	9770	0.1098	0.0005	4.8388	0.0651	0.3197	0.0041	0.945	1796	8	1792	11	1788	20	0
20	9048-5-23	161	38.50	0.00	3446	0.0943	0.0004	3.1335	0.0386	0.2409	0.0028	0.950	1514	7	1441	6	1392	15	6-
021	9048-5-24	332	111.10	0.00	15740	0.1122	0.0004	5.1788	0.0702	0.3348	0.0044	0.968	1835	9	1849	12	1862	21	1
- •	9048-5-25	165	59.10	0.00	25129	0.1216	0.0005	6.0317	0.0857	0.3597	0.0049	0.965	1980	9	1980	12	1981	23	0

12

Таблица 2. Продолжение

БРУСНИЦЫНА и др.

				٩dţ		Изс	топные (отношен	вин					Возраст,	млн лет			
Номер	U,	206 Pb,	$^{206}\text{Pb}_{c}$	≠07 [/]	207 DL/		207.00/		206 ph/		Rho.	207/		207 ₀₆ /		206mL/		% C
ТОЧКИ	MKT/F	MKF/F	%	/9d ₉₀₇	²⁰⁶ Pb	$\pm 1\sigma$	²³⁵ U	$\pm 1\sigma$	238U	±1σ		²⁰⁶ Pb	±lσ	²³⁵ U	±lσ	²³⁸ U	±lσ	ر. ۶
9048-5-26	403	82.60	0.00	19985	0.0799	0.0002	2.2858	0.0271	0.2074	0.0024	0.967	1196	9	1208	8	1215	13	2
9048-5-27	198	63.10	0.00	14179	0.1106	0.0004	4.8901	0.0645	0.3208	0.0041	0.965	1809	9	1801	11	1793	20	. T
9048-5-28	177	49.40	0.00	5813	0.1027	0.0005	3.9649	0.0527	0.2799	0.0035	0.935	1674	8	1627	11	1591	18	-5
9048-5-29	321	99.40	0.00	1413	0.1158	0.0008	4.9435	0.0765	0.3096	0.0043	0.893	1892	12	1810	13	1739	21	-6
9048-5-30	200	64.00	0.00	22927	0.0966	0.0005	3.6864	0.2775	0.2768	0.0208	0.998	1559	6	1568	60	1575	105	-
9048-5-31	223	78.50	0.00	3785	0.1108	0.0006	4.5966	0.3642	0.3009	0.0238	0.998	1813	10	1749	99	1696	118	L
9048-5-32	94	37.40	0.00	16048	0.1227	0.0007	5.7271	0.4916	0.3385	0.0290	0.998	1996	10	1935	74	1880	140	9-
9048-5-33	171	56.10	0.00	23050	0.0995	0.0005	3.8607	0.2963	0.2815	0.0216	0.998	1614	6	1605	62	1599	108	
9048-5-34	128	46.00	0.00	67489	0.1101	0.0006	4.6426	0.3746	0.3058	0.0246	0.998	1801	6	1757	67	1720	122	-5
9048-5-35	71	19.90	0.00	5950	0.0914	0.0005	3.0687	0.2200	0.2434	0.0174	0.997	1456	6	1425	55	1404	90	-4
9048-5-36	154	46.00	0.00	2803	0.0950	0.0008	3.3811	0.2532	0.2582	0.0192	0.994	1527	15	1500	59	1481	98	-3 -
9048-5-40	166	62.40	0.00	13 086	0.1166	0.0008	5.0610	0.4221	0.3149	0.0262	0.997	1904	12	1830	71	1765	128	-8
9048-5-41	515	196.90	0.00	98020	0.1138	0.0006	5.0195	0.4320	0.3199	0.0275	0.998	1861	10	1823	73	1789	134	4
9048-5-42	54	15.30	0.00	4637	0.0941	0.0006	3.1577	0.2354	0.2433	0.0181	0.996	1511	12	1447	57	1404	94	-8
9048-5-43	38	11.30	0.00	3598	0.0940	0.0006	3.2530	0.2468	0.2511	0.0190	0.996	1507	12	1470	59	1444	98	4
9048-5-44	548	218.10	0.00	5633	0.1191	0.0007	5.4219	0.4799	0.3302	0.0292	0.998	1943	10	1888	76	1839	141	9–
9048-5-45	226	86.10	0.00	2758	0.1140	0.0008	4.9921	0.4327	0.3175	0.0274	0.997	1864	11	1818	73	1778	134	-5
9048-5-46	208	75.30	0.00	15179	0.1105	0.0007	4.6116	0.3900	0.3026	0.0255	0.997	1808	11	1751	71	1704	126	9
9048-5-48	481	145.20	0.00	5762	0.0957	0.0005	3.3687	0.2644	0.2553	0.0200	0.998	1542	10	1497	61	1466	103	-5
9048-5-49	172	43.60	0.00	16637	0.0865	0.0005	2.5951	0.1916	0.2177	0.0160	0.997	1349	10	1299	54	1270	85	9-
9048-5-50	217	48.40	0.00	13214	0.0791	0.0004	2.0934	0.1486	0.1919	0.0136	0.997	1175	10	1147	49	1132	73	4-
9048-5-51	155	45.20	0.00	17928	0.0943	0.0005	3.2111	0.2516	0.2469	0.0193	0.997	1515	10	1460	61	1422	100	L—
9048-5-52	436	76.80	0.00	24408	0.0847	0.0004	2.4235	0.2040	0.2075	0.0174	0.998	1309	10	1250	61	1215	93	-8
9048-5-53	287	69.20	0.00	23678	0.0990	0.0006	3.6372	0.3549	0.2665	0.0260	0.998	1605	10	1558	78	1523	132	-5
9048-5-54	322	93.10	0.00	13421	0.1094	0.0007	4.5749	0.5004	0.3034	0.0331	0.998	1789	11	1745	91	1708	164	-5
9048-5-55	431	121.20	0.00	3442	0.1107	0.0006	4.5447	0.4931	0.2978	0.0323	0.999	1811	10	1739	90	1680	160	-8
9048-5-56	806	207.10	0.00	13840	0.0988	0.0005	3.7844	0.3879	0.2778	0.0284	0.999	1602	6	1589	82	1580	143	-
9048-5-57	229	48.30	0.00	18008	0.0911	0.0005	2.9965	0.2775	0.2385	0.0221	0.999	1449	6	1407	71	1379	115	-5
9048-5-59	191	44.20	0.00	28105	0.0955	0.0005	3.3602	0.3275	0.2552	0.0248	0.999	1538	6	1495	76	1465	128	-5
9048-5-60	44	9.90	0.00	4924	0.0949	0.0006	3.2470	0.3144	0.2483	0.0240	0.998	1525	12	1468	75	1430	124	-7
9048-5-61	214	60.10	0.00	8389	0.1064	0.0007	4.2854	0.4751	0.2920	0.0323	0.998	1739	12	1691	91	1652	161	-5
9048-5-63	414	123.70	0.00	11522	0.1089	0.0006	4.5560	0.5393	0.3034	0.0359	0.999	1781	10	1741	66	1708	177	-4
9048-5-64	761	152.50	0.00	53680	0.0843	0.0004	2.6068	0.2457	0.2243	0.0211	0.999	1299	8	1303	69	1305	111	0
9048-5-65	460	127.40	0.00	20324	0.1011	0.0006	3.9649	0.4454	0.2845	0.0319	0.998	1644	11	1627	91	1614	160	-2
9048-5-66	148	42.00	0.00	17047	0.1026	0.0007	4.0859	0.4692	0.2889	0.0331	0.998	1671	11	1651	94	1636	166	-2
9048-5-67	840	212.30	0.00	1922	0.0965	0.0006	3.5073	0.3742	0.2636	0.0281	0.998	1557	11	1529	84	1508	143	θ
9048-5-68	293	70.40	0.00	7623	0.0946	0.0005	3.3206	0.3514	0.2547	0.0269	0.999	1519	6	1486	83	1463	138	4-
9048-5-69	308	94.40	0.00	2828	0.1122	0.0007	4.6691	0.5879	0.3018	0.0380	0.999	1835	11	1762	105	1700	188	-8
9048-5-70	263	53.20	0.00	18862	0.0846	0.0004	2.5897	0.2514	0.2219	0.0215	0.999	1307	10	1298	71	1292	113	-1

Таблица 2. Продолжение

ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ СНОСА ПОРОД ЧЕТЛАССКОЙ СЕРИИ (РИФЕЙ)

13

				٩d		Изс	этопные	отношен	вин					Возраст,	млн лет			
Номер точки	U, MKT/T	²⁰⁶ Рb, мкг/г	²⁰⁶ Pb _c , %	₅₀₀ /9d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±lσ	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±lσ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±lσ	D, %
9048-5-71 0048 5 77	211	60.00 55 50	0.00	27587	0.0999	0.0006	3.9377	0.4631	0.2859	0.0336	0.999 0 000	1622 1640	10	1621 1620	95 04	1621	168 165	° 0
9048-5-74	55	16.00	0.00	36.687	0.1034	0.0008	4.2103	0.1739	0.2953	0.0120	0.981	1686	14	1676	46	1668	60	ا ا
9048-5-75	125	80.80	0.00	39539	0.2958	0.0055	27.674	2.5822	0.6785	0.0620	0.980	3449	28	3408	91	3338	238	ŝ
9048-5-76	181	35.50	0.00	20837	0.0812	0.0006	2.3306	0.0995	0.2082	0.0088	0.986	1226	14	1222	30	1219	47	
9048-5-77	124	39.50	0.00	18768	0.1161	0.0011	5.4256	0.2948	0.3389	0.0181	0.986	1897	16	1889	47	1881	87	
9048-5-79	160	47.90	0.00	1590	0.1169	0.0011	5.0968	0.2502	0.3161	0.0152	0.982	1910	16	1836	42	1771	75	-8
9048-5-82	260	79.40	0.00	40788	0.1057	0.0009	4.7590	0.2606	0.3267	0.0177	0.987	1726	16	1778	46	1822	86	5
9048-5-83	330	115.60	0.00	5836	0.1198	0.0010	6.0304	0.3054	0.3652	0.0182	0.986	1953	14	1980	44	2007	86	ŝ
9048-5-84	100	52.70	0.00	35115	0.1976	0.0022	14.945	1.0466	0.5487	0.0380	0.988	2806	17	2812	67	2820	158	0
9048-5-85	64	21.40	0.00	10800	0.1217	0.0011	5.9376	0.3346	0.3537	0.0197	0.987	1982	16	1967	49	1952	94	-2
9048-5-87	150	45.80	0.00	18978	0.1128	0.0009	5.0441	0.2626	0.3243	0.0167	0.987	1845	15	1827	44	1811	81	-2
9048-5-88	185	56.80	0.00	5453	0.1143	0.0009	5.0665	0.2503	0.3215	0.0157	0.987	1869	13	1831	42	1797	77	4
9048-5-89	248	90.20	0.00	2862	0.1301	0.0012	6.7947	0.3842	0.3788	0.0211	0.986	2099	16	2085	50	2070	66	-
9048-5-90	68	23.40	0.00	10251	0.1240	0.0012	6.1820	0.3532	0.3616	0.0204	0.986	2014	16	2002	50	1990	96	-
9048-5-91	371	117.90	0.00	1120	0.1239	0.0018	5.8122	0.3750	0.3404	0.0214	0.974	2012	26	1948	56	1888	103	L—
9048-5-92	217	81.00	0.00	6477	0.1334	0.0012	7.2387	0.4158	0.3935	0.0223	0.988	2143	16	2141	51	2139	103	0
9048-5-94	93	27.10	0.00	15879	0.1121	0.0010	4.7948	0.2565	0.3103	0.0164	0.986	1833	16	1784	45	1742	80	-5
9048-5-95	202	65.80	0.00	1193	0.1291	0.0013	6.1004	0.3490	0.3426	0.0193	0.985	2086	17	1990	50	1899	93	-10
9048-5-96	247	63.10	0.00	26851	0.0931	0.0008	3.4901	0.1753	0.2719	0.0135	0.987	1490	15	1525	40	1550	68	4
9048-5-97	108	23.20	0.00	10599	0.0867	0.0007	2.7531	0.1301	0.2304	0.0107	0.986	1353	15	1343	35	1337	56	-
9048-5-98	239	63.20	0.00	26094	0.0946	0.0008	3.6756	0.1883	0.2818	0.0143	0.987	1520	15	1566	41	1600	72	5
9048-5-99	249	65.30	0.00	32650	0.0938	0.0008	3.6182	0.1844	0.2799	0.0141	0.987	1503	15	1554	41	1591	71	9
9048-5-100	169	48.90	0.00	10781	0.1081	0.0009	4.5967	0.2455	0.3083	0.0163	0.987	1768	15	1749	45	1732	80	-2
9048-5-103	178	56.10	0.00	7728	0.1207	0.0012	5.5293	0.3014	0.3324	0.0178	0.983	1966	17	1905	47	1850	86	-0
9048-5-104	614	167.00	0.00	15228	0.0945	0.0007	3.6855	0.1841	0.2829	0.0140	0.989	1518	14	1568	40	1606	70	5
9048-5-105	121	29.40	0.00	13543	0.0918	0.0007	3.2274	0.1542	0.2551	0.0120	0.987	1462	14	1464	37	1465	62	0
9048-5-106	161	41.20	0.00	20827	0.0945	0.0007	3.5276	0.1730	0.2707	0.0131	0.988	1518	14	1533	39	1544	67	2
9048-5-107	386	133.30	0.00	2009	0.1172	0.0010	5.8297	0.3276	0.3609	0.0200	0.988	1913	15	1951	49	1986	95	4
9048-5-109	671	151.20	0.00	3144	0.0870	0.0007	2.8426	0.1360	0.2371	0.0112	0.987	1359	14	1367	36	1372	58	1
9048-5-110	127	48.60	0.00	22795	0.1341	0.0012	7.4316	0.4448	0.4020	0.0238	0.988	2152	15	2165	54	2178	109	1
9048-5-111	74	18.40	0.00	9115	0.0936	0.0008	3.3655	0.1640	0.2607	0.0125	0.986	1501	15	1496	38	1494	64	0
9048-5-112	212	73.00	0.00	9618	0.1273	0.0011	6.3578	0.3601	0.3622	0.0203	0.988	2061	15	2026	50	1993	96	-3
Примечани	e. Rho –	коэффиг	циент кор	иипкгасс	ошибок	отношен	ий ²⁰⁷ Рb	$^{235}U^{-21}$	⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	I; D, % –	дискорд	антности	, рассчи	танная п	сумдоф о	пе: D = 1($0 \times [1 - 0]$	BO3DACT
$(^{207}Pb/^{206}Pt$)/Bo3pac	т (²⁰⁶ Рb/	²³⁸ U))].								(-		•			•

14

Таблица 2. Окончание

БРУСНИЦЫНА и др.

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 29 <u>№</u> 6

2021



Рис. 4. Гистограммы и кривые плотности вероятности распределения U–Pb изотопных возрастов обломочных цирконов из метатерригенных пород четласской серии Среднего Тимана (возраст рассчитан по 207 Pb/ 206 Pb, *n* – количество измерений).

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 29 № 6 2021



Рис. 5. Микрофотография шлифов в скрещенных николях (а) субаркоз светлинской, (б) субаркоз новобобровской и (в) аркоз визингской свит четласской серии (Q – кварц, Fsp – полевой шпат, Ca – кальцит).

зональности, у некоторых зерен наблюдаются ядра и каймы обрастания (рис. 3).

Для определения степени окатанности датированных кристаллов циркона использована шкала Ф.Дж. Петтиджона (Pettijohn, 1975), позволяющая отнести их к одной из следующих групп: окатанные, среднеокатанные, угловатые и неокатанные. Примеры зерен с характерной морфологией приведены на рис. 3. Оценка степени окатанности исследованных зерен циркона показала, что в метапесчаниках светлинской и метаалевропесчаниках новобобровской свит преобладают среднеокатанные и угловатые зерна (рис. 7). Для метапесчаников визингской свиты характерно преобладание среднеокатанных и хорошо окатанных зерен циркона. В новобобровской свите ~15% от всей популяции цирконов имеют неокатанный облик с близкой к идиоморфной формой зерен. Для светлинской и визингской свит количество неокатанных зерен циркона меньше, около 4—6% от общей популяции цирконов.

Одной из задач, решавшихся в настояшем исследовании, являлось определение нижнего предела/максимального возраста накопления терригенных пород четласской серии Среднего Тимана. В настоящее время не существует общепринятого подхода к определению максимального возраста осадконакопления (maximum depositional age) на основе данных датирования обломочных цирко-HOB (Dickinson, Gehrels, 2009; Coutts et al., 2019; Johnstone et al., 2019). Наиболее часто используются следующие алгоритмы определения такого возраста, предложенные В. Дикинсоном и Дж. Герелсом (Dickinson, Gehrels, 2009): 1) по возрасту самого молодого зерна среди датированных цирконов (Youngest Single Grain, YSG); 2) по возрасту самого молодого максимума на графиках распределения возрастов обломочных цирконов (Youngest Graphical Peak, YPP), при этом такой максимум должен быть образован определениями возрастов в не менее чем трех зернах; 3) по возрасту самого молодого кластера обломочных цирконов (Youngest Grain Cluster at 1σ , YGC 1σ), определяемому с помощью расчета средневзвешенного значения по двум и более зернам, чьи возрасты перекрываются в пределах ошибки измерения. Эти зерна могут не образовывать максимум на графиках распределения возрастов.

Нами рассчитаны нижние пределы возраста осадконакопления для метаосадочных пород четласской серии с использованием всех трех методов (табл. 3). Возрасты, рассчитанные по алгоритмам YGC 1σ и YPP, с учетом погрешности, довольно близки. В то же время значения, полученные с использованием алгоритма YSG, оказались на 40–60 млн лет моложе значений, определенных двумя первыми алгоритмами. Нами выбран, как наиболее предпочтительный, возраст, рассчитанный по возрасту самого молодого кластера, определяемому с помощью вычисления средневзвешенного значения по двум и более зернам (алгоритм YGC 1σ).

В светлинской свите U–Th–Pb возраст обломочных цирконов определялся в образце метапесчаников субаркозового состава (обр. 9016/2).



Рис. 6. Диаграммы Q-F-L для метаосадочных пород четласской серии.

Условные обозначения: vs – визингская свита; nb – новобобровская свита; sv – светлинская свита. (a): классификационная диаграмма Ф.Дж. Петтиджона (Pettijohn, 1975). 1 – аркозы, 2 – литарениты; 3 – лититовые аркозы; 4 – полевошпатовые литарениты; 5 – лититовые субаркозы; 6 – субаркозы; 7 – сублитарениты; 8 – кварцевые арениты; (б): диаграмма тектонических обстановок (Dickinson et al., 1983). П – платформенные области; О – орогенные комплексы; Д – островные дуги.





Здесь в 88 зернах из 111 были получены определения возраста с дискордантностью менее 10%, среди них ~40% цирконов имеют раннепротерозойский возраст, 30% — раннерифейский и 20% — среднерифейский. На графике плотности вероятности отмечаются два отчетливых максимума в области раннепротерозойских возрастов (1900 и 1796 млн лет) и три максимума с рифейскими возрастами (1482, 1339 и 1225 млн лет) (рис. 4).

В новобобровской свите U–Th–Pb возраст обломочных цирконов определялся в образце метаалевропесчаников аркозового состава (обр. 9020/3).

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

том 29 № 6 2021

Номер образца	Свита	Возраст самого молодого зерна (YSG), млн лет	Возраст самого молодого максимума на графиках распределения возрастов обломочных цирконов (YPP), млн лет	Возраст самого молодого кластера обломочных цирконов (YGC 1σ), млн лет
9016/2	Светлинская	1150 ± 16	1225	1198 ± 36
9020/3	Новобобровская	1140 ± 6	1209	1200 ± 12
9048/5	Визингская	1175 ± 10	1213	1223 ± 10

Таблица 3. Данные расчета максимального возраста осадконакопления для метаосадочных пород четласской серии

Возрасты с дискордантностью менее 10% получены для 91 зерна из 150. Зерна циркона с раннепротерозойскими возрастами (2100—1700 млн лет) преобладают над зернами с рифейскими возрастами, единичные зерна имеют архейский возраст. На графике плотности вероятности отмечаются четыре максимума с раннепротерозойскими возрастами (2073, 1865, 1778 и 1750 млн лет) и столько же максимумов с рифейскими возрастами (1633, 1518, 1344 и 1209 млн лет) (рис. 4).

В визингской свите U–Th–Pb возраст обломочных цирконов определялся в образце мелкозернистых метапесчаников, по составу относящихся к кварцевым аренитам (обр. 9048/5). Определения возраста с дискордантностью менее 10% получены для 91 зерна из 113. Около половины обломочных цирконов имеют раннепротерозойские возрасты, примерно 40% зерен – раннерифейские возрасты и не более 10% зерен – среднерифейские возрасты. Обломочные цирконы с архейскими возрастами в составе данной популяции крайне редки. На графике плотности вероятности отмечаются четыре максимума с раннепротерозойскими (2093, 1957, 1803 и 1671 млн лет) возрастами и три максимума с рифейскими (1508, 1353 и 1213 млн лет) возрастами (рис. 4).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Распределение U–Th–Pb возрастов обломочных цирконов, выделенных из метаосадочных пород четласской серии Четласского Камня, в значительной степени сходно (рис. 4), что, вероятно, указывает на единый источник обломочного материала для всех изученных образцов. Преобладают обломочные цирконы раннепротерозойского возраста, составляющие около 52% от всей изученной популяции, обломочные цирконы с раннерифейскими возрастами составляют примерно 33%, а со среднерифейскими – около 14% от общего числа датированных зерен. На долю обломочных цирконов с архейскими возрастами приходится не более 1%.

Источниками цирконов с архейскими возрастами могли являться магматические и метаморфические породы того же возраста, обнажающиеся в северо-западной части Балтики (рис. 1а) (Korja et al., 2006; Зозуля и др., 2007; Сергеев и др., 2007; Bogdanova et al., 2008; Бибикова и др., 2009; Ларин, 2009; Егорова, 2014). Обломочные цирконы с раннепротерозойскими (1.9-1.7 млрд лет) возрастами могли поступать из раннепротерозойских комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы (Петров, 1999; Балтыбаев и др., 2004; Балтыбаев, Левченков, 2005; Балтыбаев, 2005; Koria et al., 2006: Балаганский и др., 2016 и др.). В то же время, учитывая наличие значительного числа окатанных и среднеокатанных зерен этого возраста (рис. 3), что предполагает их неоднократное переотложение (Pettijohn, 1975), их источником могли служить более древние осадочные породы, в частности обнажающиеся в пределах Свеконорвежско-Гренвилльского орогена, располагающегося на севере и северо-западе (в современных координатах) Балтики (Bingen et al., 2008; Rivers et al., 2012; Spencer et al., 2015; Mints, 2017 и др.).

Источником цирконов с раннерифейскими возрастами кристаллизации (1570–1500 млн лет) являлись, вероятно, граниты рапакиви, широко развитые на Балтийском щите (рис. 1a) (Amelin et al., 1997; Баянова и др., 2002; Bogdanova et al., 2008; Ларин, 2009; Rämö et al., 2014 и др.). Граниты рапакиви служили основным источником обломочного материала и при накоплении нижнерифейских отложений Паша-Ладожского грабена (Купцова и др., 2011; Ивлева и др., 2016; Ershova et al., 2019).

Для цирконов с возрастами кристаллизации от 1370 до 1170 млн лет источник сноса был иным, так как комплексы пород такого возраста практически отсутствуют в структурах фундамента Балтики (Bogdanova et al., 2008; Lahtinen, 2012 и др.). В то же время магматические и метаморфические события в интервале 1.0-1.4 млрд лет широко проявлены в пределах Свеконорвежско-Гренвилльского орогена (включая участвующие в его строении террейны), расположенного на северозападе (в современных координатах) Балтики (Bingen et al., 2008; Rivers et al., 2012; Spencer et al., 2015; Mints, 2017 и др.). Выполненное ранее (Kuznetsov et al., 2010) U-Th-Рb датирование обломочных цирконов из песчаников верхнерифейской джежимской свиты Южного Тимана показало преобладание зерен с раннепротерозойскими и позднеархейскими возрастами, в то же время в составе исследованной популяции присутствовало ~7% зерен с возрастом от 1350 до 1200 млн лет. Авторы указанной работы высказали предположение, что породы джежимской свиты сформировались в основном за счет размыва кристаллических комплексов северных и центральных частей Балтики. В то же время, согласно исследованиям, основанным на оценке возраста обломочных цирконов из рифейских пород Среднего и Северного Тимана, в том числе и четласской серии (Андреичев и др., 2013, 2014; Удоратина и др., 2017; Соболева и др., 2019), источниками обломочного материала для них выступали и кристаллические комплексы фундамента Балтики, и породы расположенного на ее северо-западной периферии Свеконорвежско-Гренвилльского орогена.

Наши петрографические исследования показали, что для терригенных пород четласской серии основным источником обломочного материала были орогенные области (рис. 6б), и наиболее вероятным кандидатом на роль такой питающей провинции является существовавший в это же время Свеконорвежско-Гренвилльский ороген. Однако широкое распространение среднеокатанных и угловатых цирконов, имеющих средне- и раннерифейские возрасты (рис. 3), как и присутствие незрелых песчаников, близких по составу к аркозам и лититовым аренитам (рис. 6а), свидетельствует об относительно близком расположении источника сноса и/или незначительной переработке обломочного материала при транспортировке осадка, что ставит под сомнение перенос обломочного материала из области распространения породных ассоциаций современного Свеконорвежско-Гренвилльского орогена. В то же время еще в публикации (Lorenz et al., 2012) было высказано предположение, что Свеконорвежско-Гренвилльский ороген протягивался вдоль всей северной окраины Балтики и далее на север (в современных координатах), приближаясь к рассматриваемым в настоящей работе объектам на Среднем Тимане, т.е. слагавшие его комплексы пород могли располагаться заметно ближе к рассматриваемому в настоящей статье региону, чем это наблюдается ныне.

В пользу точки зрения Х. Лоренца с соавторами (Lorenz et al., 2012) свидетельствует широкое распространение обломочных цирконов с среднерифейскими возрастами на северной и северо-восточной окраинах Балтики. Присутствие обломочных цирконов со среднерифейскими возрастами отмечено в песчаниках среднерифейской ишеримской свиты Северного Урала (Петров и др., 2015; Маслов и др., 2018б), породах базальных уровней каратавия Южного Урала (Маслов и др., 2018а), верхнерифейских отложениях Южного (Kuznetsov et al., 2010) и Северного Тимана (Андреичев и др., 2013, 2014), п-овов Рыбачий и Средний (Михайленко и др., 2016), метаосадочных породах Северной Норвегии (Zhang et al., 2015, 2016). Сравнение распределения U-Th-Pb возрастов обломочных цирконов из средне- и верхнерифейских толщ Балтики и ее периферии (Тиманская гряда, докаледонские комплексы Скандинавии, Южный и Средний Урал) (рис. 8) показывает значительное их сходство, что указывает, по всей видимости, на единый источник сноса обломочного материала. Следовательно, наиболее вероятно, что одним из основных источников сноса для верхнедокембрийских терригенных пород Тимана, Южного и Среднего Урала и докалендонских комплексов Скандинавии выступал Свеконорвежско-Гренвилльский ороген, что подтверждает предположение о сушественно более широком его распространении на севере Балтики (в современных координатах) (Lorenz et al., 2012).

Проведенное U-Th-Рb датирование обломочных цирконов дает возможность определить нижнюю возрастную границу пород четласской серии и уточнить стратиграфическое расчленение изучаемых комплексов. Считается (Cawood et al., 2012), что осадочные бассейны, питающиеся обломочным материалом, поступающим за счет разрушения расположенных рядом орогенов, характеризуются присутствием обломочных цирконов с возрастом, близким к возрасту седиментации. Это позволяет предполагать, что возраст наиболее молодых цирконов в изученных нами терригенных комплексах рифея Среднего Тимана является близким к возрасту седиментации. Возрасты, рассчитанные на основе возраста самого молодого максимума на графиках распределения (YPP), варьируют от 1225 до 1209 млн лет, средневзвешенные возрасты молодых кластеров обломочных цирконов (YGC 1о) – от 1198 до 1223 млн лет. Полученные данные свидетельствуют о том, что породы четласской серии сформировались не ранее середины среднего рифея. Наиболее молодые цирконы среди датированных популяций хорошо сопоставляются с магматическими и тектоническими событиями в интервале 1170-1135 млн лет, которые интерпретируются (Bingen, Solli, 2009) как свидетельство формирования активной окраины и задуговых бассейнов на ранних стадиях развития Свеконорвежско-Гренвилльского орогена. В то же время интенсивные тектонические события, сопровождавшиеся синколлизионным гранитным магматизмом, происходили в Свеконорвежско-Гренвилльском орогене около 1050-1020 млн лет назад (Bingen et al., 2008; Rivers et al., 2012; Spencer et al., 2015). Если считать, что Свеконорвежско-Гренвилльский ороген был одним из основных источников обломочного материала, то отсутствие не только отчетливых максимумов, но даже единичных цирконов такого возраста, как в популяциях, изученных в работе (Удоратина и др., 2017) и в нашем исследовании, свидетельствует о



Рис. 8. Кумулятивные кривые изотопных возрастов обломочных цирконов четласской серии и рифейских толщ Балтики и ее периферии.

1 – рифейские осадочные породы Паша-Ладожского грабена (Купцова и др., 2011; Ивлева и др., 2016); 2 – четласская серия, Средний Тиман (настоящая работа; Удоратина и др., 2017); 3 – рифейские осадочные породы Кольского п-ова (Михайленко и др., 2016); 4 – неопротерозойские осадочные породы Северной Норвегии (Zhang et al., 2015); 5 – поздненеопротерозойские осадочные породы Южного Тимана (Kuznetsov et al., 2010); 6 – рифейские толщи Северного Тимана (Андреичев и др., 2013, 2014); 7 – аркозовые песчаники бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея Южного Урала (Маслов и др., 2018а); 8 – терригенные породы среднего рифея Среднего Урала (Петров и др., 2015; Маслов и др., 2018б).

том, что формирование пород четласской серии завершилось, скорее всего, до ~1170 млн лет. Это позволяет значительно сузить стратиграфический интервал формирования терригенных толщ четласской серии до средней части среднего рифея.

выводы

Минералого-петрографический состав метатерригенных пород четласской серии Среднего Тимана и слабая окатанность значительной части присутствующих в них обломочных цирконов указывают на относительно близкое положение бассейна осадконакопления и источников обломочного материала.

Подтверждено, что в метапесчаниках четласской серии Среднего Тимана присутствуют обломочные цирконы с архейско-раннепротерозойскими, ранне- и среднерифейскими возрастами. Архейскораннепротерозойские и раннерифейские (около 1570—1500 млн лет) магматические и метаморфические породы широко развиты в фундаменте Балтики, и, вероятно, именно они выступали источниками обломочных цирконов этого временного интервала, присутствующих в породах светлинской, новобобровской и визингской свит.

Среднерифейские магматические и метаморфические комплексы в пределах фундамента Балтики неизвестны, а следовательно, источники обломочных цирконов с такими возрастами находились, скорее всего, вне пределов кристаллического цоколя Балтики. Близкие по возрасту магматические и метаморфические образования широко распространены в структурах Свеконорвежско-Гренвилльского орогена. Результаты наших исследований дают основание полагать, что одним из источников обломочного материала для терригенных отложений четласской серии Среднего Тимана выступал, по всей видимости, именно названный ороген вместе с входящими в его состав более древними террейнами.

Возраст наиболее молодых обломочных цирконов в изученных метапесчаниках фиксирует нижний предел возраста накопления терригенных пород четласской серии. В то же время отсутствие цирконов с возрастом около 1050—1020 млн лет, характерных для интенсивного магматического события в Свеконорвежско-Гренвилльском орогене, предполагает, что к этому рубежу накопление отложений четласской серии уже завершилось. Таким образом, слагающие четласскую серию метатерригенные породы отвечают интервалу 1170—1140 млн лет, т.е. относятся к средней части среднего рифея.

Данные о присутствии обломочных цирконов со среднерифейскими возрастами в терригенных породах юрматиния и каратавия Северного и Южного Тимана, Среднего и Южного Урала и Северной Норвегии свидетельствуют, на наш взгляд, о существенно более широком распространении комплексов пород Свеконорвежско-Гренвилльского орогена на севере (в современных координатах) палеоконтинента Балтика. Они, вероятно, в значительной степени переработаны последующими тектоническими событиями и перекрыты в настоящее время мощным осадочным чехлом и водами Баренцева моря.

Благодарности. Рецензии В.В. Акинина и А.Б. Котова позволили существенно улучшить представленную работу. Отбор образцов для данного исследования проводился в рамках проекта "Выполнение геолого-съемочных работ в пределах листов Q-39-XXXIII, XXXIV (Вымская площадь)", ЗАО "Поляргео", ФГБУ "ВСЕГЕИ".

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Андреичев В.Л., Соболева А.А., Герелс Дж. U–Pb-возраст детритовых цирконов из верхнедокембрийских терригенных отложений Северного Тимана // Докл. АН. 2013. Т. 450. № 5. С. 562–566.

Андреичев В.Л., Соболева А.А., Герелс Дж. U–Pb возраст и источники сноса обломочных цирконов из верхнедокембрийских отложений Северного Тимана // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 2. С. 32–45.

Балаганский В.В., Горбунов И.А., Мудрук С.В. Палеопротерозойские Лапландско-Кольский и Свекофеннский орогены (Балтийский щит) // Вестник Кольского научного центра РАН. 2016. Т. 26. № 3. С. 5–11.

Балтыбаев Ш.К. Свекофенниды Фенноскандии: пространственно-временная корреляция эндогенных процессов. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин.наук. СПб.: ИГГД РАН, 2005. С. 46.

Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А. Вулканиты в свекофеннидах Приладожья и результаты U–Pb, Pb–Pb датирования пород разного генезиса как основа для кор-

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

реляции свекофеннских событий // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 13. № 2. С. 3–18.

Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Бережная Н.Г., Левский Л.К., Макеев А.Ф., Яковлева С.З. Время и длительность свекофеннской плутонометаморфической активности на юго-востоке Балтийского щита, Приладожье // Петрология. 2004. Т. 12. № 4. С. 374–393.

Баянова Т.Б., Пожиленко В.И., Смолькин В.Ф., Кудряшов Н.М., Каулина Т.В., Ветрин В.Р. Каталог геохронологических данных по северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты: Кольский научный центр РАН, 2002. 53 с.

Бибикова Е.В., Богданова С.В., Постников А.В., Попова Л.П., Кирнозова Т.И., Фугзан М.М., Глущенко В.В. Зона сочленения Сарматии и Волго-Уралии: изотопно-геохронологическая характеристика супракрустальных пород и гранитоидов // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 6. С. 3–16.

Гецен В.Г. Тектоника Тимана. Л.: Наука, 1987. 171 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации 1 : 1000000 (третье поколение). Лист Q-39 (Нарьян-Мар). Объяснительная записка. Ред. Якобсон К.Э. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2016. 517 с.

Егорова Ю.С. Санукитоиды Фенно-Карельской провинции Балтийского щита: геология, состав, источники. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. СПб.: ИГГД РАН, 2014. 20 с.

Зозуля Д.Р., Баянова Т.Б., Серов П.Н. Возраст и изотопно-геохимические характеристики архейских карбонатитов и щелочных пород Балтийского щита // Докл. АН. 2007. Т. 415. № 3. С. 383–388.

Ивлева А.С., Подковыров В.Н., Ершова В.Б., Анфисон О., Худолей А.К., Федоров П.В., Маслов А.В., Здобин Д.Ю. Результаты U–Pb (LA ICP MS) датирования обломочных цирконов из верхневендско-нижнекембрийских отложений востока Балтийской моноклизы // Докл. АН. 2016. Т. 468. № 4. С. 441–446.

Купцова А.В., Худолей А.К., Дэвис В., Рейнбирг Р.Х., Ковач В.П., Загорная Н.Ю. Возраст и источники сноса песчаников приозерской и салминской свит рифея в восточном борту Пашско-Ладожского бассейна (южная окраина Балтийского щита) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2011. Т. 19. № 2. С. 3–19.

Ларин А.М. Граниты рапакиви в геологической истории Земли. Статья 1. Рапакивигранитсодержащие магматические ассоциации: возраст, геохимия, тектоническое положение // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 3. С. 3–28.

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

Маслов А.В., Петров Г.А., Ронкин Ю.Л. К реконструкции состава пород – источников сноса для средне- и верхнерифейских отложений Ишемского и Башкирского антиклинориев (Урал) // Геохимия. 20186. № 5. С. 410–426.

Михайленко Ю.В., Соболева А.А., Хоуриган Д.К. U-Рb возраст детритовых цирконов из верхнедокембрий-

том 29 № 6 2021

ских отложений полуострова Средний и Рыбачий (северное обрамление Кольского полуострова) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 5. С. 3–27.

Оловянишников В.Г. Верхний докембрий Тимана и полуострова Канин. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 163 с.

Петров В.П. Метаморфизм раннего протерозоя Балтийского щита. Апатиты: КНЦ РАН, 1999. 325 с.

Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Гердес А., Маслов А.В. Первые результаты U–Pb (LA-ICP-MS)-датирования обломочных цирконов из метапесчаников Ишемского антиклинория (Северный Урал) // Докл. АН. 2015. Т. 464. № 5. С. 589–593.

Сергеев С.А., Бибикова Е.В., Матуков Д.И., Лобач-Жученко С.Б. Возраст пород и метаморфических процессов Водлозерского комплекса Балтийского щита (по результатам анализа цирконов U–Th–Pb изотопным методом на ионном микрозонде SHRIMP II) // Геохимия. 2007. № 2. С. 229–236.

Соболева А.А., Андреичев В.Л., Бурцев И.Н., Никулова Н.Ю., Хубанов В.Б., Соболев И.Д. Детритовые цирконы из верхнедокембрийских пород вымской серии Среднего Тимана: U–Pb возраст и источники сноса // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2019. Т. 94. Вып. 1. С. 3–16.

Удоратина О.В., Бурцев И.Н., Никулова Н.Ю., Хубанов В.Б. Возраст метапесчаников верхнедокембрийской четласской серии Среднего Тимана на основании U–Pb датирования детритных цирконов // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2017. Т. 92. Вып. 5. С. 15–32.

Amelin Y.A., Larin A.M., Tucker R.D. Chronology of multiphase emplacement of the Salmi Rapakivi granite anorthosite complex, Baltic shield: implications for magmatic evolution // Contrib. Mineral. Petrol. 1997. V. 127. P. 353–368.

Andersen T., Andersson U.B., Graham S., Aberg G., Simonsen S.L. Granitic magmatism by melting of juvenile continental crust: new constraints on the source of Palaeoproterozoic granitoids in Fennoscandia from Hf isotopes in zircon // J. Geol. Soc. (London). 2009. V. 166. P. 233–247.

Andersen T., Elburg M.A., Magwaza B.N. Sources of bias in detrital zircon geochronology: discordance, concealed lead loss and common lead correction // Earth-Sci. Rev. 2019. V. 197. P. 1–15.

Bingen B., Solli A. Geochronology of magmatism in the Caledonian and Sveconorwegian belts of Baltica: synopsis for detrital zircon provenance studies // Norwegian J. Geol. 2009. V. 89. P. 267–290.

Bingen B., Nordgulen Ø., Viola G. A four-phase model for the Sveconorwegian orogeny, SW Scandinavia // Norsk Geol. Tidsskrift. 2008. V. 88. P. 43–72.

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

Cawood P.A., Hawkesworth C., Dhuime B. Detrital zircon record and tectonic setting // Geology. 2012. V. 40. P. 875–878.

Coutts D.S., Matthews W.A., Hubbard S.M. Assessment of widely used methods to derive depositional ages from detrital zircon populations // Geosci. Front. 2019. V. 10. P. 1421–1435.

Dickinson W.R. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose // J. Sed. Petrol. 1970. V. 40. P. 695–707.

Dickinson W.R., Gehrels G.E. Use of U–Pb ages of detrital zircons to infermaximum depositional ages of strata: a test against a Colorado Plateau Mesozoic database // Earth Planet. Sci. Lett. 2009. V. 288. P. 115–125.

Dickinson W.R., Beard L.S., Brakenridge G.R., Erjavec J.L., Ferguson R.C., Inman K.F., Knepp R.A., Lindberg F.A., Ryberg P.T. Provenance of North American sandstones in relation to tectonic setting // Bull. Geol. Soc. Am. 1983. V. 94. P. 222–235.

Ershova V.B., Ivleva A.S., Podkovyrov V.N., Khudoley A.K., Fedorov P.V., Stockli D., Anferson O., Maslov A.V., Khubanov V. Detrital zircon record of the Mesoproterozoic to Early Cambrian sequences of NW Russia: implications for the paleogeography of the Baltic interior // GFF. 2019. https://doi.org/10.1080/11035897.2019.1625073

Huhma H., Mänttäri I., Peltonen P., Kontinen A., Halkoaho T., Hanski E., Hokkanen T., Hölttä P., Juopperi H., Konnunaho J., Layahe Y., Luukkonen E., Pietikäinen K., Pulkkinen A., Sorjonen-Ward P., Vaasjoki M., Whitehouse M. The age of the Archaean greenstone belts in Finland // Geol. Surv. Finland Spec. Pap. 2012. V. 54. P. 74–175.

Ingersoll R.V., Bullard T.F., Ford R.L., Grimm J.P., Pickle J.D., Sares S.W. The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi–Dickinson pointcounting method // J. Sed. Petrol. 1984. V. 54. P. 212–220.

Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology // Chem. Geol. 2004. V. 211. P. 47–69.

Johnstone S.A., Schwartz T.M., Holm-Denoma C.S. A Stratigraphic approach to inferring depositional ages from detrital geochronology data // Front. Earth Sci. 2019. https://doi.org/10.3389/feart.2019.00057

Korja A., Lahtinen R., Nironen M. The Svecofennian orogen: a collage of microcontinents and island arcs // Geol. Soc. London Mem. 2006. V. 32. P. 561–578.

Kuznetsov N.B., Natapov L.M., Belousova E.A., O'Reilly S.Y., Griffin W.L. Geochronological, geochemical and isotopic study of detrital zircon suites from late Neoproterozoic clastic strata along the NE margin of the East European Craton: implications for plate tectonic models // Gondwana Res. 2010. V. 17. P. 583–601.

Lahtinen R. Main geological features of Fennoscandia // Geol. Surv. Finland. Spec. Pap. 2012. V. 53. P. 13–18.

Lorenz H., Gee D.G., Larionov A.N., Majka J. The Grenville–Sveconorwegian orogen in the high Arctic // Geol. Mag. 2012. V. 149. P. 875–891.

Malone D.H., Stein C.A., Craddock J.P., Kley J., Stein S., Malone J.E. Maximum depositional age of the Neoproterozoic Jacobsville Sandstone, Michigan: implications for the evolution of the Midcontinent Rift // Geosphere. 2016. V. 12. P. 1–12.

Mints M.V. Meso-Neoproterozoic Grenville-Sveconrowegian intracontinental orogeny: history, tectonics, geodynamics // Geodynamics & Tectonophysics. 2017. V. 8. P. 619–642.

Pettijohn F.J. Sedimentary Rocks. 3rd ed. N.Y.: Harper and Row, 1975. 628 p.

Rämö O.T., Turkki V., Mänttäri I., Heinonen A., Larjamo K., Lahaye Y. Age and isotopic fingerprints of some plutonic rocks in the Wiborg rapakivi granite batholith with special reference to the dark wiborgite of the Ristisaari Island // Bull. Geol. Soc. Finland. 2014. V. 86. P. 71–91.

Rivers T., Culshaw N., Hynes A., Indares A., Jamieson R., Marignol J. The Grenville Orogen – a post-LITHOPROBE perspective // Geol. Ass. Can. Spec. Pap. 2012. V. 49. P. 97–236.

Rosa D.R.N., Finch A.A., Andersen T., Inverno C.M.C. U– Pb geochronology and Hf isotope ratios of magmatic zircons from the Iberian Pyrite Belt // Miner. Petrol. 2009. V. 95. P. 47–69.

Spencer C.J., Cawood P.A., Hawkesworth C.J., Prave A., Roberts N., Horstwood M., Whitehouse M. Generation and preservation of continental crust in the Grenville Orogeny // Geosci. Front. 2015. V. 6. P. 357–372.

Vermeesch P. On the visualisation of detrital age distributions // Chem. Geol. 2012. V. 312–313. P. 190–194.

Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., VonQuadt A., Roddick J.C., Spiegel W. Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analysis // Geostandards Newslett. 1995. V. 19. P. 1–23.

Zhang W., Roberts D., Pease V. Provenance characteristics and regional implications of Neoproterozoic, Timanianmargin successions and a basal Caledonian nappe in northern Norway // Precambrian Res. 2015. V. 268. P. 153–167. Zhang W., Roberts D., Pease V. Provenance of sandstones from Caledonian nappes in Finnmark, Norway: implications for Neoproterozoic–Cambrian palaeogeography // Tectonophysics. 2016. V. 691. P. 198–205.

Рецензенты В.В. Акинин, А.Б. Котов

Age and Provenance of Rocks of the Riphean Chetlas Group of Middle Timan: U-Th-Pb (LA-ICP-MS) Dating of Detrital Zircons

E. A. Brusnitsyna^{a, #}, V. B. Ershova^{b, d, ##}, A. K. Khudoley^b, T. Andersen^c, and A. V. Maslov^{d, e}

^aKarpinsky All-Russian Research Geological Institute, St. Petersburg, Russia

^bSaint Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia

^cThe University of Oslo, Department of Geological Sciences, Oslo, Norway

^dGeological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

^eInstitute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Yekaterinburg, Russia

[#]e-mail: brusnicyna@yandex.ru

##e-mail: v.ershova@spbu.ru

U–Th–Pb (LA-ICP-MS) dating of detrital zircons from metaterrigenous rocks of the Chetlas Group of the Upper Precambrian of Middle Timan (Svetlinskaya, Novobobrovskaya, and Vizingskaya formations) made it possible to reconstruct the provenance of clastic and establish the maximum depositional age (mid–end of the Middle Riphean). It was found that the studied terrigenous rocks contain zircons of Archean–Early Proterozoic, Early and Middle Riphean ages. The source area of Archean–Early Proterozoic and Early Riphean zircons is the uplifts of the basement of the East European platform (EEP). The presence of Middle Riphean detrital zircons in all studied formations indicates a significant role of the Sveconorwegian-Grenvillian orogen as a source of clastic for sedimentary strata of Middle Timan. The obtained data support the assumptions on wider distribution of the Sveconorwegian-Grenvillian Orogen in the north of the EEP during the deposition of the Upper Precambrian sedimentary sequences of Northern Norway, Timan, the Middle and Southern Urals, and, possibly, a number of other EEP regions.

Keywords: Middle Timan, Riphean, Chetlas Group, detrital zircons

УДК 551.72:56.022:57.072

РАСПРОСТРАНЕНИЕ МИКРОФОССИЛИЙ В ОТЛОЖЕНИЯХ ВЕНДА ОРШАНСКОЙ ВПАДИНЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ, БЕЛАРУСЬ

© 2021 г. Е. Ю. Голубкова^{1,} *, О. Ф. Кузьменкова², Е. А. Кушим¹, А. Г. Лапцевич², С. С. Манкевич², Ю. В. Плоткина¹

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия ²Филиал "Институт геологии" республиканского унитарного предприятия "Научно-производственный центр по геологии", Минск, Беларусь *e-mail: golubkovaeyu@mail.ru Поступила в релакцию 04.01.2021 г.

Поступила в редакцию 04.01.2021 г. После доработки 13.02.2021 г. Принята к публикации 17.04.2021 г.

На территории Беларуси скважинами вскрыты наиболее полные разрезы нижнего и верхнего отделов венда Восточно-Европейской платформы, что позволяет считать этот регион стратотипическим. С целью обновления палеонтологической характеристики венда проведено изучение органостенных микрофоссилий в опорных скважинах Богушевск-1, Богушевск-2 (Лиозно) и Лепель-1, пробуренных на севере Оршанской впадины. В лиозненской свите волынской серии нижнего венда и котлинской свите верхнего венда обнаружена транзитная ассоциация I с Leiosphaeridia minutissima-Leiosphaeridia tenuissima. На трех стратиграфических уровнях, в отложениях низовской, селявской и черницкой свит, выявлены редкинские ассоциации микрофоссилий: ассоциация II с Morania zinkovi, ассоциация III с Morania zinkovi–Tynnia precambrica и ассоциация IV с Morania zinkovi–Tynnia precambrica-Striatella coriacea соответственно. В верхней части котлинской свиты скв. Богушевск-1 установлена пятая котлинская ассоциация с Vendotaenia antiqua–Primoflagella speciosa. По таксономическому составу третья и четвертая ассоциации сопоставляются с первой редкинской биотой старорусской свиты, а пятая – с третьей котлинской биотой василеостровской свиты северо-запада России. Полученные данные показывают высокий биостратиграфический потенциал органостенных микрофоссилий, что может быть использовано при обосновании региональных стратиграфических подразделений верхнего венда в обновленной схеме Восточно-Европейской платформы.

Ключевые слова: микрофоссилии, биостратиграфия, Восточно-Европейская платформа, Беларусь, венд

DOI: 10.31857/S0869592X2106003X

ВВЕДЕНИЕ

Наиболее активно отложения венда изучались в 1960-1980-е годы (Соколов, 1974, 1980; Рифей..., 1976; Волкова и др., 1979; Федонкин, 1981; Вендская..., 1985а, 1985б). В результате этих исследований стратотипической местностью развития вендских отложений была принята территория запада и северо-запада Восточно-Европейской платформы (ВЕП), которая включала Волынь и Подолию Украины, Беларусь, страны Прибалтики и север европейской части России (Соколов, 1974; Вендская..., 1985б). Особое значение для стратиграфии имеют разрезы Беларуси, вскрывающие наиболее полные терригенные последовательности венда-нижнего кембрия. Региональные стратиграфические схемы (РСС) венда, принятые для Беларуси (Геология..., 2001; Махнач и др., 2005а; Стратиграфические..., 2010) и европейской части России (Семихатов и др., 1991; Постановления..., 1992; Стратиграфическая..., 1996), в значительной мере совпадают по принципам выделения, объему и палеонтологическому наполнению (рис. 1). В составе венда сопредельных территорий выделяется два отдела – нижний и верхний. На основе историко-геологических данных к нижнему отделу отнесены ледниковые образования вильчанской серии и вулканогенно-осадочные толщи волынской серии. В РСС России эти отложения выделены в лапландский горизонт (без верхней части волынской серии; Стратиграфическая..., 1996). В унифицированной схеме Беларуси терминальная толща волынской серии по микропалеонтологическим данным отнесена к новому лиозненскому горизонту (рис. 1; Стратиграфические..., 2010). Возраст вильчанской серии строго не опре-

Беларусь					Россия							
Стратиграфические, 2010					Стратиграфические, 1996				Grazhdankin, 2014			
OCII		PCC	MCC	00	СШ	PCC	MCC	MCC OCL		PCC		
Система	Отдел	Горизонт	т Серия		Отдел	Горизонт	Система Система		Отдел	Горизонт	Изотоп- ные данные	
Кембрий	Нижний	Лонто- ваский		Кембрий	нижний	Лонто- ваский		ембрий	ижний			
		Ровенский				Ровенский	Ϋ́	K	H	540		
Венд	Верхний	Котлинский	Валдай- ская		Верхний	Котлинский	Поваров- ская	Венд	й	Котлинский <u>550.2</u>	550.2 ± 4.6	
		Редкинский		Венд		Редкинский ()	Редкин- ская		Верхни	Беломорский • 559	$\frac{552.85 \pm 0.77}{558 \pm 1}$	
	Нижний	Лиозненский	Волын-							Редкинский	567.2 ± 3.9	
		$\frac{557 \pm 9}{573 \pm 14}$	ская Вильчан- ская		Нижний	Лапланд- ский	Древлян- ская		Нижний	580 Лапландский	▲▲1 ●2 558±13	

Рис. 1. Сопоставление региональных стратиграфических схем венда Беларуси и европейской части России. 1 – ледниковые отложения, 2 – эдиакарские мягкотелые организмы, 3 – U–Pb возраст цирконов из магматических пород. Сокращения: ОСШ – Общая стратиграфическая шкала, РСС – Региональная стратиграфическая схема, МСС – местная стратиграфическая схема.

делен и по разным данным сопоставляется с ледниковыми событиями Марино (630 млн лет; Маrinoan) и Гаскье (580 млн лет; Gaskiers) (Семихатов и др., 2015; Зайцева и др., 2019) или только Гаскье (Grazhdankin, 2014; Гражданкин, Маслов, 2015). Волынская серия Украины и Беларуси представлена мощной толщей траппов, слагающих крупную Волынско-Брестскую магматическую провинцию (Кузьменкова и др., 2010). Магматические породы содержат зерна циркона с возрастом от 573 ± 14 до 551 ± 4 млн лет (Compston, 1995; Hocoва и др., 2010; Shumlyanskyy et al., 2016 и др.). Полученные недавно U-Pb датировки кристаллов циркона из туфов скв. Кобрин-1к, Пинск-26 Беларуси показали, что возраст траппов волынской серии соответствует интервалу от 579 \pm 4 до 545 \pm \pm 4 млн лет (Paszkowski et al., 2019).

Расчленение верхнего отдела венда Беларуси и России проводится по палеонтологическим данным (Волкова и др., 1979; Федонкин, 1981; Вендская..., 1985а; Гниловская и др., 1988; Микрофоссилии..., 1989; Пискун, 2013 и др.). На основе анализа распределения мягкотелых организмов, макроскопических водорослей и микрофоссилий в разрезах европейской части России было выделено три горизонта: редкинский, котлинский, ровенский Восточного Беломорья и перевалокской свиты Среднего Урала определен U-Рb возраст кристаллов туфогенного циркона 567.2 \pm 3.9 и от 558 \pm 1 до 552.85 ± 0.77 млн лет соответственно (рис. 1; Grazhdankin. 2014: Гражданкин. Маслов. 2015 и ссылки в этих работах). Вышележащая мезенская свита (ергинская свита в схеме Д.В. Гражданкина (2003)) Юго-Восточного Беломорья отнесена к котлинскому горизонту; прослои пепла из нее содержат зерна циркона с возрастом 550 ± 4.6 млн лет (Grazhdankin, 2014). В РСС России граница венда-кембрия проводится по смене ровенского комплекса ископаемых организмов на лонтоваский (Волкова и др., 1979; Вендская..., 1985а). Эта граница установлена на рубеже 535 млн лет (Дополнения..., 2000). В схеме Беларуси к верхнему отделу венда отнесены редкинский и котлинский горизонты, а граница докембрия-кембрия проводится по палеонтологическим и литологическим данным в основании ровенского горизонта (Махнач и др., 1985, 2005б; Стратиграфические..., 2010) и в целом совпадает с границей Международной хроностратиграфической шкалы (538.8 млн лет;

(Вендская..., 1985б; Семихатов и др., 1991; Стра-

тиграфическая..., 1996; Соколов, 1997). Из вул-

канических пеплов редкинского горизонта Юго-

Braiser et al., 1994; Landing, 1994; Gehling et al., 2001; Narbonne et al., 2012; Gradstein, 2020).

Недавно Д.В. Гражданкиным была предложена новая РСС верхнего венда европейской части России, в составе которой были выделены редкинский, новый беломорский и котлинский горизонты (рис. 1; Grazhdankin, 2014 и др.). Беломорский горизонт установлен по массовому распространению эдиакарских мягкотелых организмов. Схема разработана на основе изучения разрезов Юго-Восточного Беломорья и Среднего Урала, однако ее использование на северо-западе России и в Беларуси пока невозможно в связи с отсутствием отпечатков мягкотелых организмов на этой территории. Также пока не вполне понятны биостратиграфические критерии для выделения редкинского горизонта в его сокращенном объеме (рис. 1). Вместе с тем новая схема имеет существенное преимущество, так как предлагает четкие возрастные ограничения для установленных региональных подразделений.

Обобщая вышесказанное, можно выделить три основные проблемы, которые до сих пор не имеют однозначного решения: время накопления ледниковых образований вильчанской серии и, соответственно, возрастное ограничение подошвы венда; стратиграфическое положение волынской серии и редкинского горизонта, которые разнесены в схемах Беларуси и России, однако имеют близкие U–Pb датировки цирконов из вулканических пеплов; положение границы венда-кембрия в РСС сопредельных государств. Решение этих проблем – первоочередная задача стратиграфии венда.

Палеонтологический метод является ведущим при расчленении верхневендских—нижнекембрийских терригенных последовательностей ВЕП. Изучение на качественно новом уровне и с использованием новейших методик стратотипических разрезов могло бы позволить выработать единые биостратиграфические критерии для обоснования объемов и границ общих и региональных подразделений и в конечном итоге предложить единую РСС для территорий Беларуси и России. Однако для разрешения существующих разногласий и обновления палеонтологической характеристики выделенных стратиграфических подразделений требуется детальное переизучение опорных разрезов венда ВЕП. На решение этой задачи направлена настоящая статья, которая является первой в серии работ по сопредельным территориям.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОБЗОР

В позднедокембрийское время на юго-западе ВЕП был развит обширный Волыно-Оршанский прогиб северо-восточного простирания, который входил в систему среднерусских авлакогенов. В современном структурном плане ему соответствуют Волынская впадина (Украина), Луковско-Ратновский горст, Полесская седловина, Припятский прогиб, Белорусская антеклиза, Жлобинская седловина и Оршанская впадина (Беларусь) (рис. 2). Прогиб сформировался на раннебайкальском этапе и унаследовал положение структур кристаллического фундамента – Центрально-Белорусской сутурной зоны и Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса (Геология..., 2001). На этом этапе шло накопление терригенных толщ рифея, выделенных в шеровичскую и белорусскую серии (Рифей..., 1976; Стратиграфические..., 2010). В ранневендское время в унаследованное от Волыно-Оршанского палеопрогиба реликтовое понижение с севера заходили "языки" континентального варангерского оледенения, что привело к формированию покровно-ледниковых образований вильчанской серии. На позднебайкальском этапе на юго-западе ВЕП в ходе распада суперконтинента Родиния сформировалась крупная Волынско-Брестская магматическая провинция (Махнач, Веретенников, 1970, 2001; Рифей..., 1976; Носова и др., 2008). К области активного вулканизма с северо-востока примыкал Кобринско-Могилевский палеопрогиб, унаследовавший положение Волыно-Оршанского палеопрогиба и значительно расширившийся к северо-западу. В это время на юго-западе территории в субаэральных условиях формировались траппы, а на северо-востоке в аквальных и прибрежно-морских обстановках накапливались вулканогенно-осадочные толщи волынской серии. В позднем венде-раннем кембрии на территории современной Беларуси существовал обширный Кобринско-Полоцкий прогиб, в котором происходило накопление терригенных, преимущественно глинисто-алевритовых отложений (Геология..., 2001).

Рис. 2. Распространение ассоциаций микрофоссилий в разрезах венда Оршанской впадины.

^{1 –} граница Беларуси; 2 – региональные разломы; 3 – гравелиты; 4 – песчаники; 5 – алевролиты; 6 – глины, аргиллиты; 7 – туфоалевролиты; 8 – туфопесчаники; 9 – архей-нижнепротерозойский кристаллический фундамент; 10 – образцы, не содержащие микрофоссилий; 11 – образцы с микрофоссилиями; 12 – транзитная ассоциация I с Leiosphaeridia minutissima–Leiosphaeridia tenuissima; 13–15 – редкинские ассоциации: 13 – ассоциация II с Morania zinkovi, 14 – ассоциация II с Morania zinkovi–Tynnia precambrica, 15 – ассоциация IV с могана zinkovi–Tynnia precambrica, 16 – котлинская ассоциация V с Vendotaenia antiqua–Primoflagella speciose; 17 – Mezenia sp., 18 – Vendotaenia antiqua. Сокращения: ОСШ – Общая стратиграфическая шкала, РСС – Региональная стратиграфическая схема; н – нижний, с – средний, в – верхний, гоv – ровенский горизонт, In – лонтоваский горизонт; ог – оршанская свита, D₁ – нижний девон. Слева от разрезов скважин приведена их глубина (м).



На территории Оршанской впадины вильчанская серия представлена ледниковыми (тиллиты), ледниково-речными (пески, песчаники) и озерно-ледниковыми (алеврито-глинистые породы) отложениями глусской и блонской свит (рис. 2; Рифей..., 1976; Шкуратов, Махнач, 2003). Вышележащая волынская серия сложена терригенными, вулканогенно-осадочными отложениями лукомльской свиты и вулканомиктовыми. глинисто-алевритовыми толшами лиозненской свиты. В юго-западном направлении лукомльская свита замещается вулканическими туфами и туффитами клецкой свиты, которые далее на юго-запад постепенно переходят в эффузивные породы и туфы ратайчицкой свиты (Геология..., 2001; Стратиграфические..., 2010).

Терригенные толщи валдайской серии распространены на севере и юго-западе Беларуси. Наиболее полные стратиграфические последовательности установлены в Оршанской впадине, где выделено четыре седиментационных ритма. Первые три из них (низовская, селявская, черницкая свиты) отнесены к редкинскому, а четвертый (котлинская свита) – к котлинскому региональным горизонтам (Махнач, Веретенников, 2001; Стратиграфические..., 2010).

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ

В работе проанализированы разрезы глубоких параметрических скважин Богушевск-1, Богушевск-2 (Лиозно), Лепель-1, вскрытые бурением в 1960–1970-е годы на севере Оршанской впадины (рис. 2). На микропалеонтологическое изучение было отобрано 78 образцов керна из сероцветных, зеленоцветных глин, аргиллитов, алевролитов. Для извлечения органостенных микрофоссилий из породы использовалась щадящая методика, исключающая стадию центрифугирования осадка. Породы обрабатывали в концентрированной плавиковой кислоте (HF) с целью удаления силикатсодержащих минералов, а затем промывали в дистиллированной воде. Освобождение осадка от фторидов осуществлялось на следующем этапе путем растворения в 10%-ном растворе соляной кислоты (HCl). Для удаления тонкодисперсной взвеси полученный осадок промывали дистиллированной водой и пропускали через сито с размером ячейки 10 мкм. Далее органомацерат изучали под бинокуляром Bresser Advance ICD. Органические остатки отбирали пипеткой на предметное стекло и консервировали полиэстером Eukitt. Для контроля из оставшегося осадка изготавливали традиционные палинологические препараты в той же консервационной среде. Дальнейшее их изучение проводилось под биологическим микроскопом AxioScope.A1 (Carl Zeiss). Фотографирование микроорганизмов в проходящем свете осуществлялось камерой Axiocam MRc5. Детальное

изучение морфологических особенностей микрофоссилий проводилось в лаборатории изотопной геологии ИГГД РАН на сканирующем электронном микроскопе TESCAN VEGA3 при ускоряющем напряжении 12 кВ и диапазоне увеличений от ×30 до ×67000. Образцы были напылены золотом, толщина напыления ≈100 Å.

Коллекция макроскопических ископаемых организмов, а также постоянных палинологических препаратов по анализируемым в статье скважинам хранится в лаборатории литологии и биостратиграфии ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург).

ЛИТОЛОГИЯ И ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ ВЕНДА ОРШАНСКОЙ ВПАДИНЫ

На севере Оршанской впадины волынская и валдайская серии венда с размывом залегают на средне-верхнерифейских песчаниках оршанской свиты и со стратиграфическим несогласием перекрываются отложениями девона. Далее в работе приведено литологическое описание и палеонтологическая характеристика местных стратиграфических подразделений, выделенных в разрезах скважин Богушевск-1, Богушевск-2 (Лиозно), Лепель-1 (рис. 2, 3).

Стратотип лукомльской свиты волынской серии установлен в скв. Толочин-29 (инт. 448-517 м), пробуренной около дер. Прошика Крупского района Минской области, северо-запад Оршанской впадины (Стратиграфические..., 2010). Свита сложена переслаиванием аргиллитов, туфоалевролитов и туфопесчаников. Последние развиты преимущественно в нижней части свиты. Глины красноцветные, вишнево-бурые, темно-серые, микрослоистые, гидрослюдистые, местами вулканогенные, с большим содержанием биотита. Туфоалевролиты коричнево-бурые, вишнево-бурые, полевошпатово-кварцевые, слюдистые, с обломками вулканических пород. Туфопесчаники грубо- и мелкозернистые, в основании разнозернистые, светло-серые, ржаво-бурые, полевошпат-кварцевые, с примесью обломков базальтового стекла и эффузивных пород.

Ранее в скважинах Борисов-22 (инт. 401–385 м) и Толочин-29 (гл. 478 м) были обнаружены транзитные микрофоссилии родов Leiosphaeridia, Ostiana, Synsphaeridium, Symplassosphaeridium (Пискун, 2013). В образце, отобранном нами из верхней части лукомльской свиты в скв. Богушевск-1, микрофоссилии выявлены не были (рис. 2).

Терригенные отложения <u>лиозненской свиты</u> согласно залегают на лукомльской свите. Стратотип свиты установлен в инт. 730–766 м скв. Богушевск-2, дер. Низы, Лиозненский район Витебской области (рис. 2; Стратиграфические..., 2010). Нижняя часть разреза сложена серыми, темно-се-

28

осш		PCC	MCC	ии	
Система	Отдел	Горизонт	Свита	Leiosphaeridia crassa Leiosphaeridia minutissima Leiosphaeridia tenuissima Oscillatoriopsis sp. Polytrichoidea sp. Siphonophycus sp. Fpynna pyдняны Ostiana microcystis Zinkovioides perforata ?Koлониальные cephble бакте Morania zinkovi Tynnia precambrica Obruchevella parva Striatella coriacea Zinkovioides inclusus ?Mezenia sp. Leiosphaeridia jacutica Pterospermopsimorpha insolita Navifusa sp. Leiosphaeridia jacutica Pterospermopsimorpha insolita Navifusa sp. Caudina sp. Primoflagella speciosa Tyrasotaenia sp. Tyrasotaenia sp. Tyrasotaenia sp. Tyrasotaenia sp.	Ассоциация
Венд	Верхний	Котлинский	Котлин- ская		() (V) ()
		ий	Черниц- кая		IV
		Редкинск	Селяв- ская		
			Низов- ская		(1)
	Нижний		Лиознен- ская		
			Лукомль- ская		

Рис. 3. Таксономический состав и вертикальное распространение ископаемых организмов в вендских отложениях скв. Богушевск-1, Богушевск-2 (Лиозно), Лепель-1 Оршанской впадины.

1 - настоящие исследования, 2 - по данным (Пискун, 2013). Остальные условные обозначения и сокращения приведены на рис. 2.

рыми вулканомиктовыми глинистыми алевролитами с прослоями и линзами серых мелкозернистых песчаников и темно-серых тонколистоватых слюдистых аргиллитов. Выше залегают аргиллиты голубовато-серые, табачно-желтые, тонколистоватые, слюдистые, которые постепенно переходят в глинистые алевролиты с линзами и прослоями серых крупно- и разнозернистых мелкогравийных песчаников с глинистым (гидрослюдисто-каолинитовым, каолинитовым), доломит-глинистым цементом базально-порового, каемочно-гнездового и гнездового типа.

В средней части лиозненской свиты в скв. Богушевск-1 обнаружена обедненная транзитная биота, выделенная в ассоциацию I с Leiosphaeridia minutissima–Leiosphaeridia tenuissima (рис. 2, 3). Отсюда определены единичные крупные сфероморфные акритархи Leiosphaeridia tenuissima

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 29

Eisenack, многоклеточные трихомы Oscillatoriopsis sp., нити бесклеточного строения Siphonophycus sp. и пучки нитчатых водорослей неясного морфологического строения, отнесенные под вопросом к роду Polytrichoides. На этом уровне распространены специфические образования черного цвета, которые выявлены на поверхности органических пленок и нитчатых микрофоссилий. Изучение идентичных по морфологии форм из вышележащих отложений черницкой свиты под электронным микроскопом показало, что эти микрофоссилии представляют собой мелкие (около 5-10 мкм) сферические гладкостенные оболочки, заполненные кристаллами пирита (табл. І, фиг. 4, 5). Последние, как предполагается, являются минеральными новообразованиями по колониям серных бактерий-деструкторов (Бурзин, 1996, 1998; Соколов, 1997). В составе органомацерата присутствует пирит.

В лиозненской свите в скв. Богушевск-2 (инт. 751-744.3 м) Л.В. Пискун (2013) обнаружены микрофоссилии Ostiana microcystis Hermann, Zinkovioides perforata Hermann, цианобактерии Oscillatoriopsis magna Tynni et Donner, описанные автором как Botuobia magna, а также нитчатые водоросли с характерными утолщениями, отнесенные к группе рудняны (роды Solenophyma, Omalophyma, Кірторнута, Ізорнута). В органомацерате образца, отобранного с гл. 436 м в скв. Толочин-29, выявлены скопления сферических оболочек, которые ошибочно отнесены к макроскопическим дихотомически ветвящимся двухрядным цепочкам Orbisiana simplex Sokolov, emend Kolesnikov, Liu, Danelian, Grazhdankin (Пискун, 2013, табл. I, фиг. 9, табл. II, фиг. 12).

Низовская свита с перерывом залегает на лиозненской свите. Стратотип свиты установлен в инт. 694-730 м скв. Богушевск-2 (рис. 2; Стратиграфические..., 2010). Свита имеет ритмичное строение. Нижняя часть ритмов сложена плотными крупно- и грубозернистыми гравелистыми кварцполевошпатовыми, на отдельных уровнях вулканомиктовыми песчаниками светло-серого, вишневобурого цвета с доломитовым, доломит-гематит-каолинитовым цементом базального типа. Средняя часть ритмов представлена переслаиванием разнозернистых кварцевых слюдистых песчаников и красно-бурых алевролитов, аргиллитов с тонкими прослоями крупнозернистых песчаников, а верхняя часть ритмов - табачно-желтыми тонколистоватыми глинами с темно-бурыми и охристо-желтыми пятнами на поверхностях наслоения.

В верхней части низовской свиты в скв. Богушевск-1 обнаружены акритархи Leiosphaeridia minutissima (Naumova), emend. Jankauskas, L. tenuissima и нитчатые водоросли Oscillatoriopsis sp., Siphonophycus sp., ?Polytrichoides sp. (рис. 2, 3; ассоциация II с Morania zinkovi). Широкое распространение на этом стратиграфическом уровне имеют специфические микроорганизмы, образующие характерную сетчатую структуру на поверхности акритарх, водорослей и органических пленок. Эти формы, судя по приведенным фотографиям и описаниям, идентичны ископаемым организмам Morania zinkovi A. Istchenko (Гниловская и др., 1988, с. 30, табл. II, фиг. 4, 5). Последние были описаны как водорослевые корочки, состоящие из округлых клеток, расположенных беспо-

рядочно либо образующих короткие цепочки. Изучение микроорганизмов при большом увеличении в биологическом (табл. І, фиг. 1, 2) и электронном (табл. І, фиг. 3) микроскопах показало иное, чем предполагалось ранее, строение. Эти формы представляют собой жесткий объемный каркас, состоящий из мелких ячеек-сот и заключенный в гладкую сферическую органическую оболочку. В процессе захоронения и (или) мацерации эти микроорганизмы могли отрываться от субстрата, в результате чего на поверхности растительных пленок и микрофоссилий оставались округлые ямки или вмятины, которые ранее интерпретировались как клетки (Гниловская и др., 1988). Можно предположить, что данные организмы поселялись на останках организмов, захороненных в жидком осадке, образуя протяженные колонии на питательном субстрате.

Селявская свита согласно залегает на отложениях низовской свиты. Стратотип свиты выделен в инт. 338-372 м скв. Толочин-29 (Стратиграфические..., 2010). Нижняя часть свиты сложена мелкозернистыми слюдистыми аркозовыми песчаниками с доломито-глинистым (гидрослюдисто-каолинитовым) цементом базально-гнездового типа. Породы тонко- и горизонтально-слоистые, в нижней части пачки - с косой и волнистой слоистостью. Верхняя часть свиты представлена переслаиванием зеленовато-серых, голубовато-серых, табачножелтых тонколистоватых слюдистых алевролитов и алевритистых аргиллитоподобных глин каолинит-гидрослюдистого состава с редкими линзующимися прослоями сидеритов. На этом уровне распространены пиритизированные органические пленки. В скв. Богушевск-2 встречены массивные коричневые аргиллиты с прослоями ярко-желтых монтмориллонитовых глин (разложенные пепловые туфы).

Третья ассоциация микрофоссилий с Morania zinkovi–Tynnia precambrica обнаружена в скв. Богушевск-1 (рис. 2, 3). Отсюда определены единичные сфероморфные колониальные формы Tynnia precambrica (Tynni et Donner), emend Burzin, акритархи Leiosphaeridia tenuissima, водоросли Oscillatoriopsis sp., Siphonophycus sp., ?Polytrichoides sp., а также многочисленные одноклеточные микроорганизмы Morania zinkovi и предполагаемые колониальные серные бактерии. В органомацерате присутствовал рассеянный пирит.

<u>Черницкая свита</u> согласно залегает на селявской и трансгрессивно перекрывается отложени-

Таблица І. Редкинская ассоциация микрофоссилий.

^{1–3 –} микроорганизмы Morania zinkovi A. Istchenko, развитые по акритархам Leiosphaeridia sp. (1) и органическим пленкам (2, 3), скв. Богушевск-2 (Лиозно), гл. 647 м, обр. L-3: 1a, 16 – препарат (пр.) 3/3; 2a, 26 – пр. 3/1; 4, 5 – ?колониальные серные бактерии: 4 – скв. Богушевск-1, гл. 568.5 м, обр. Вод-568.5, пр. 1; 5a, 56 – скв. Богушевск-2 (Лиозно), гл. 647 м, обр. L-3; 6, 7 – Zinkovioides sp.: 6 – скв. Богушевск-2 (Лиозно), гл. 618 м, обр. L-5, пр. 5/2; 7a, 76 – скв. Богушевск-2 (Лиозно), гл. 617 м, обр. L-6.



ями котлинского горизонта. Стратотип свиты установлен в скв. Богушевск-2, в инт. 600—664 м (рис. 2; Стратиграфические..., 2010). Нижняя часть свиты сложена алевролитами и аркозовыми разнозернистыми (тонко-мелкозернистые до грубозернистых) песчаниками с гидрослюдисто-каолинитовым цементом базально-гнездового типа. Верхняя часть свиты представлена переслаиванием аргиллитов гематит-каолинит-гидрослюдистого состава и слюдистых алевролитов. Породы пестроцветные, темно-бурого цвета с переходом в зеленовато-серый, редко табачный, тонкоплитчатые с полого-волнистыми поверхностями напластования. Характерно наличие рудного шлиха ильменита и пирита.

В черницкой свите в скв. Богушевск-1, Богушевск-2 (Лиозно), Лепель-1 обнаружены близкие по таксономическому составу биоты, которые выделены в ассоциацию IV с Morania zinkovi-Tynnia precambrica–Striatella coriacea (рис. 2, 3). На этом уровне широко распространены разнообразные цианобактерии Obruchevella parva Reitlinger, emend. Yakschin et Luchinina, emend. Burzin (табл. II, фиг. 3-6), Oscillatoriopsis magna (табл. II, фиг. 8), Siphonophycus sp. (табл. II, фиг. 7), Striatella coriacea Assejeva (табл. II, фиг. 9, 11), ?Polytrichoides sp. (табл. II, фиг. 10), одноклеточные микроорганизмы Morania zinkovi (табл. I, фиг. 1-3), ?колониальные серные бактерии (табл. I, фиг. 4, 5) и нитчатые микрофоссилии Zinkovioides perforata Hermann, Z. inclusus Hermann, Z. sp. (табл. I, фиг. 6, 7). Последние два таксона интерпретируются как остатки нитчатых серных бактерий-деструкторов (Бурзин, 1996, 1998; Соколов, 1997). Спорадически встречаются гладкостенные акритархи Leiosphaeridia crassa (Naumova), emend. Jankauskas, L. minutissima, L. tenuissima и неопределимые растительные пленки. В скв. Богушевск-2 (Лиозно) также обнаружены микрофоссилии Tynnia precambrica (табл. II, фиг. 1, 2), а на гл. 403 м в скв. Лепель-1 – два фрагмента крупных (до 7 мм в диаметре) уплощенных лентовидных макроскопических организмов плохой сохранности, близких к роду Mezenia. В осадке, полученном при растворении образцов, присутствовал рассеянный пирит.

В дополнение к вышеперечисленным таксонам из редкинского горизонта Беларуси были описаны колониальные коккоидные формы Ostiana microcystis, нитчатые водоросли Polytrichoides lineatus Hermann, Pomoria rhomboidalis Siverzeva, представители группы рудняны и некоторые другие таксоны (Пискун, 2013).

Стратотип котлинской свиты и одноименного регионального горизонта установлен на северозападе России, в обнажениях на о-ве Котлин в Финском заливе (Стратиграфический..., 1994). Стратотип свиты не сохранился.

Нижняя часть котлинской свиты сложена пестроцветными, темно-бурыми, зеленовато-серыми, грубозернистыми, местами до гравелистых, кварц-полевошпатовыми песчаниками с косой разнонаправленной слойчатостью, с линзами и прослоями голубовато-серых аргиллитоподобных глин каолинит-гидрослюдистого состава. В основании пачки присутствуют глинистые интракласты и прослои кварц-полевошпатовых гравелитов. В скв. Богушевск-1 в аргиллитах на межслойковых поверхностях отмечаются обильные слюдистые и алевритистые присыпки и тончайшая вкрапленность пирита. Микрофоссилии на этом стратиграфическом уровне выявлены не были (рис. 2).

Средняя часть свиты представлена переслаиванием каолинит-гидрослюдистых алевритистых глин, слюдистых (размер чешуек до 2-3 мм) алевролитов и аркозовых песчаников разнозернистых тонко- и мелкозернистых (до гравелитов с размером зерен до 2 мм), с глинистым (каолинитовым, гидрослюдисто-каолинитовым, железисто-каолинитовым), карбонатно-глинистым (доломитсидерит-каолинитовым), каолинит-доломитовым цементом гнездового, гнездово-базального типа. Породы пестроцветные, от зеленовато-серых до коричнево-шоколадно-бурых, горизонтально-тонкослоистые, грубоплитчатые, с волнистыми поверхностями напластования, с элементами косой, клиновидной, перекрестной, линзовидной слоистости, с раздувами и пережимами, что подчеркивается наличием слюды в слойках мощностью 1-4 мм. На этом уровне в скв. Богушевск-1 (гл. 536.7 м) обнаружены единичные транзитные микрофоссилии Leiosphaeridia minutissima. Siphonophycus sp. (рис. 2, 3; ассоциация I с Leiosphaeridia minutissima-Leiosphaeridia tenuissima).

Верхняя часть свиты сложена серыми, буровато-серыми, тонкослоистыми, в нижней части алевритистыми глинами каолинит-гидрослюдистого, хлорит-каолинит-гидрослюдистого состава. Глины содержат черные, темно-коричневые органические пленки, а также желваки и стяжения пирита. В целом для пачки характерно наличие

Таблица II. Редкинская ассоциация микрофоссилий.

^{1, 2 —} Туппіа ргесатьгіса (Туппі еt Donner), етепd. Вигzin, скв. Богушевск-2 (Лиозно), гл. 623.8 м, обр. Lio-623.8: 1 — пр. 3, 2 — пр. 1; 3—6 — Обриснечеlla parva Reitlinger, етепd. Вигzin, скв. Лепель-1: 3—5 — гл. 409 м, обр. L2016-5; 3, 5 — пр. 1, 4 — пр. 2; 6 — гл. 412 м, обр. L-412, пр. 1; 7 — Siphonophycus sp., скв. Богушевск-2 (Лиозно), гл. 623.8 м, обр. Lio-623.8, пр. 1; 8 — Oscillatoriopsis magna Tynni et Donner, скв. Богушевск-2 (Лиозно), гл. 623.8 м, обр. Lio-623.8, пр. 1; 9, 11 — Striatella coriacea Assejeva: 9 — скв. Лепель-1, гл. 405.8 м, обр. L2016-8, пр. 1; 11 — скв. Богушевск-2 (Лиозно), гл. 623.8 м, обр. L304, пр. 1; 9, 11 — Striatella coriacea Assejeva: 9 — скв. Лепель-1, гл. 405.8 м, обр. L2016-8, пр. 1; 11 — скв. Богушевск-2 (Лиозно), гл. 623.8 м, обр. L304, пр. 1; 106 — ?Polytrichoides sp., скв. Лепель-1, гл. 409 м, обр. L2016-5, пр. 1.



тонких (мощностью 0.1–2 см) прослоев и линз карбонатных (сидеритовых), алеврито-песчано-карбонатных и карбонатно-терригенных пород коричневого, бурого и рыже-бурого цвета.

На гл. 517.6 м в скв. Богушевск-1 обнаружена относительно богатая биота, выделенная в ассоциацию V c Vendotaenia antiqua–Primoflagella speciosa (рис. 2, 3). В ее составе широко распространены макроскопические нитчатые водоросли Vendotaenia antiqua Gnilovskaya (табл. III, фиг. 4), фрагменты которых обнаружены на межслойковых поверхностях и в органомацерате, полученном при растворении пород. Характерными представителями ассоциации являются актиномицеты Primoflagella speciosa Gnilovskava (табл. III, фиг. 9, 10), развитые по захороненным в толще осадка органическим пленкам и вендотениевым водорослям (табл. III, фиг. 6, 7, 9). Спорадически встречаются нитчатые водоросли с плотной толстой стенкой ?Dvinia sp. и тонким эластичным слоевищем Tyrasotaenia sp., сфероморфные акритархи Leiosphaeridia jacutica (B.V. Timofeev) emend. Mikhailova et Jankauskas, L. minutissima (табл. III, фиг. 1), L. tenuissima (табл. III, фиг. 2), цианобактерии Siphonophycus sp. и единичные овальные оболочки с отверстием (?пиломом) Teophipolia lacerata Kirjanov (табл. III, фиг. 3). Значительный интерес представляют находки крупных трубчатых организмов с плавно закругленными окончаниями, которые отнесены к Caudina sp. (табл. III, фиг. 5, 6, 11). Выявленные формы состоят из плотного внутреннего тела и внешней тонкой эластичной оболочки.

В инт. 553.4–548.4 м скв. Богушевск-2 (Лиозно) обнаружена обедненная биота, отнесенная под вопросом к ассоциации V (рис. 2, 3). Отсюда определены проблематики Caudina sp. (табл. III, фиг. 7), двухслойные оболочки Pterospermopsimorpha insolita B.V. Timofeev, emend. Mikhailova, акритархи родов Leiosphaeridia, Navifusa и цианобактерии Siphonophycus sp., Oscillatoriopsis sp. Выше по разрезу в скв. Богушевск-1, Богушевск-2 (Лиозно) обнаружены единичные транзитные микрофоссилии Leiosphaeridia minutissima, L. tenuissima, Siphonophycus sp. (рис. 2, ассоциация I с Leiosphaeridia minutissima–Leiosphaeridia tenuissima).

Из котлинской свиты Оршанской впадины (скв. Орша-4) Беларуси ранее были описаны

микрофоссилии Polytrichoides lineatus, Pomoria rhomboidalis, Ostiana microcystis и единичные Zinkovioides perforata (Пискун, 2013; Пискун и др., 2000). Макроскопические водоросли Vendotaenia antiqua и актиномицеты Primoflagella speciosa обнаружены в котлинской свите в скв. Дрисса (инт. 537–341.9 м) и Купа (инт. 330–338 м) Белорусской антеклизы (Гниловская и др., 1988).

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ ИСКОПАЕМЫХ ОРГАНИЗМОВ

Анализ вертикального распределения микрофоссилий в отложениях венда Оршанской впадины позволяет сделать ряд обобшений. В образцах. отобранных из аргиллитов лиозненской свиты волынской серии, микрофоссилии не выявлены либо представлены единичными транзитными таксонами (ассоциация I). Л.В. Пискун (2013) на этом стратиграфическом уровне и в вышележащих отложениях редкинского горизонта обнаружены Zinkovioides perforata, Oscillatoriopsis magna и представители группы рудняны. Микроорганизмы Zinkovioides perforata известны из редкинского горизонта ярышевской свиты Украины (Вендская..., 1985а; Соколов, 1997), отдельные их находки обнаружены в котлинском горизонте Беларуси (Пискун, 2013). Крупные цианобактерии Oscillatoriopsis magna широко распространены в редкинском горизонте ВЕП (Вендская..., 1985а; Микрофоссилии..., 1989 и др.), а представители группы рудняны – в редкинском горизонте ВЕП, Урала (Микрофоссилии..., 1989) и венде Катангской седловины Восточной Сибири (Стратиграфия..., 2005). Полученных нашими предшественниками палеонтологических данных недостаточно для отнесения лиозненской свиты к редкинскому горизонту. Тем не менее присутствие в верхней части волынской и валдайской серий общих таксонов, а также пирита может указывать на близкие условия, существовавшие в палеобассейне (палеобассейнах) этого времени, и, возможно, на единый этап в эволюции органостенных микрофоссилий. Для решения этого вопроса необходимо дополнительное опробование аргиллитов волынской серии на микропалеонтологическое изучение.

Селявская, низовская и черницкая свиты содержат таксоны, характерные для отложений ред-

Таблица III. Котлинская ассоциация микрофоссилий.

^{1 –} Leiosphaeridia minutissima (Naumova), emend. Jankauskas, скв. Богушевск-2 (Лиозно), гл. 548.4 м, обр. Lio-548.4, пр. 4; 2 – Leiosphaeridia tenuissima Eisenack, скв. Богушевск-2 (Лиозно), гл. 553.2 м, обр. Lio-553.2, пр. 3; 3 – Teophipolia lacerata Kirjanov, скв. Богушевск-1, гл. 517.6 м, обр. Bog-517.6, пр. 2; 4 – Vendotaenia antiqua Gnilovskaya, скв. Богушевск-1, гл. 517.6 м, обр. Bog-517.6, пр. 2; 4 – Vendotaenia antiqua Gnilovskaya, скв. Богушевск-1, гл. 517.6 м, обр. Bog-517.6, пр. 6; 5–7, 11 – Caudina sp.: 5, 6a, 66 – плотное внутреннее тело, заключенное во внешнюю тонкую оболочку; 11 – внешняя оболочка, скв. Богушевск-1, гл. 517.6 м, обр. Bog-517.6, пр. 1; 7 – скв. Богушевск-2 (Лиозно), гл. 553.4 м, обр. Lio-553.4, пр. 2; 8 – ?почкование микроорганизмов неизвестной природы, скв. Богушевск-1, гл. 517.6 м, обр. Bog-517.6, пр. 5; 9, 10 – Primoflagella speciosa Gnilovskaya, скв. Богушевск-1, гл. 517.6 м, обр. Bog-517.6; 9 – пр. 6; 10 – пр. 2.



СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 29 № 6 2021

кинского горизонта ВЕП (ассоциации II-IV). Так, цианобактерии Striatella coriacea ранее были описаны из редкинского горизонта европейской части России (Вендская..., 1985). Сфероморфные колонии Tynnia precambrica известны из редкинского горизонта Украины, Ленинградской, Архангельской областей России и верхнего венда Финляндии (Бурзин, 1997; Голубкова и др., 2018). Нитчатые ?cepныe бактерии Zinkovioides inclusus обнаружены в редкинском горизонте ярышевской свиты Украины (Вендская..., 1985а; Соколов, 1997) и старорусской свиты Ленинградской области (Голубкова и др., 2018). Одноклеточные микроорганизмы Morania zinkovi описаны из ярышевской свиты Подолии (Гниловская и др., 1988). Макроскопические ископаемые организмы Mezenia kossovovi Sokolov распространены в редкинском горизонте европейского севера России (Соколов, 1997) и в перевалокской свите Среднего Урала (Гражданкин и др., 2007). Свернутые в спирали микрофоссилии Obruchevella parva известны из верхневендских-нижнекембрийских отложений мира, однако их массовые находки приурочены к редкинскому горизонту ВЕП (Burzin, 1995). Остальные таксоны имеют широкий стратиграфический интервал распространения. По таксономическому составу третья селявская и четвертая черницкая ассоциации сопоставляются с первой редкинской биотой, установленной в старорусской свите в скв. Шоткуса-1 Ленинградской области (Голубкова и др., 2018).

Вышележащие отложения котлинской свиты содержат пятую ассоциацию ископаемых организмов с Vendotaenia antiqua-Primoflagella speciosa (рис. 2). В ее составе широко распространены макроскопические водоросли Vendotaenia antiqua и грибы-деструкторы Primoflagella speciosa, которые являются характерными представителями котлинских биот ВЕП (Волкова и др., 1979; Вендская..., 1985а; Гниловская и др., 1988 и др.). Обнаруженные на этом стратиграфическом уровне проблематики Teophipolia lacerata paнее считались видоминдексом ровенского горизонта (Волкова и др., 1979; Пашкавичене, 1980; Вендская..., 1985а). Однако позднее эти формы были найдены в каниловской свите котлинского горизонта Украины (Burzin, 1995). Двухслойные трубчатые организмы рода Caudina были описаны из редкинского горизонта Московской синеклизы (Волкова и др., 1979). По таксономическому составу пятая ассоциация сопоставляется с третьей котлинской биотой, обнаруженной в василеостровской свите Ленинградской области северо-запада России (Голубкова и др., 2020).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования позволили обновить палеонтологическую характеристику отложений венда Оршанской впадины ВЕП. В типовых разрезах скважин Богушевск-1, Богушевск-2 (Лиозно), Лепель-1 выявлены таксономически разнообразные ассоциации ископаемых организмов. В лиозненской и котлинской свитах обнаружены обедненные транзитные биоты (ассоциация I с Leiosphaeridia minutissima—Leiosphaeridia tenuissima), что может указывать на неблагоприятные условия, сложившиеся в бассейнах для развития и (или) захоронения более сложно организованных сообществ организмов.

Терригенные толщи низовской, селявской и черницкой свит содержат соответственно вторую (с Morania zinkovi), третью (с Morania zinkovi-Tynnia precambrica) и четвертую (с Morania zinkovi-Tynnia precambrica–Striatella coriacea) редкинские ассоциации. В их составе широко распространены специфические микроорганизмы Morania zinkovi, которые не известны на северо-западе России, однако обнаружены в разрезах Подолии (Гниловская и др., 1988; Голубкова и др., 2018). Третья и четвертая ассоциации содержат таксоны (Mezenia. Obruchevella parva, Tynnia precambrica, Zinkovioides inclusus), характерные для отложений редкинского горизонта европейского севера России. Значительная перестройка в сообществах организмов наблюдается в котлинское время. В глинистой пачке котлинской свиты обнаружена пятая ассоциация с Vendotaenia antiqua–Primoflagella speciosa. В целом таксономическое разнообразие котлинской ассоциации Оршанской впалины ниже. чем на северо-западе России. Здесь отсутствуют некоторые характерные таксоны (Aataenia, Bicuspidata, Cochleatina, Vanavarataenia), типичные для отложений котлинского горизонта Ленинградской области.

По таксономическому составу третья и четвертая ассоциации сопоставляются с первой редкинской биотой старорусской свиты, а пятая котлинская — с третьей котлинской биотой василеостровской свиты северо-запада России, что указывает на высокий корреляционный потенциал ископаемых организмов. Полученные результаты показывают перспективность использования палеонтологического метода для расчленения, корреляции и датирования верхневендских отложений, а также вселяют определенный оптимизм относительно возможности разработки единых биостратиграфических критериев для выделения региональных стратиграфических подразделений в обновленной схеме ВЕП.

Источники финансирования. Исследования проведены при финансовой поддержке гранта РФФИ № 20-05-00427.

Конфликт интересов. Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бурзин М.Б. Древнейшие организмы – источник нефти на Русской платформе? // Природа. 1996. № 2. С. 38–42.

Бурзин М.Б. Туппіа Burzin, gen. nov. – новый род вендских колониальных коккоидных органикостенных микрофоссилий // Палеонтол. журн. 1997. № 2. С. 20–28.

Бурзин М.Б. Палеобиогеография позднего венда Русской плиты // Палеогеография венда—раннего палеозоя Северной Евразии. Сб. науч. трудов. Екатеринбург: Уро РАН, 1998. С. 136–146.

Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 1. Палеонтология. Отв. ред. Соколов Б.С., Федонкин М.А. М.: Наука, 1985а. 224 с.

Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы. Отв. ред. Соколов Б.С., Федонкин М.А. М.: Наука, 1985б. 244 с.

Волкова Н.А., Гниловская М.Б., Палий В.В., Линдзен К., Кирьянов В.В., Палий В.М., Пашквичене Л.Т., Пискун Л.В., Пости Э., Розанов А.Ю., Урбанек А., Федонкин М.А., Янкаускас Т.В. Палеонтология верхнедокембрийских и кембрийских отложений Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1979. 212 с.

Геология Беларуси. Отв. ред. Махнач А.С., Гарецкий Р.Г., Матвеев А.В. Минск: Институт геологических наук НАН Беларуси, 2001. 815 с.

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

Голубкова Е.Ю., Кушим Е.А., Кузнецов А.Б., Яновский А.Б., Маслов А.В., Шведов С.Д., Плоткина Ю.В. Редкинская биота макроскопических ископаемых организмов северо-запада Восточно-Европейской платформы (Южное Приладожье) // Докл. АН. 2018. Т. 479. № 2. С. 163–167.

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

Гражданкин Д.В. Строение и условия осадконакопления вендского комплекса в юго-восточном Беломорье // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 4. С. 3–34.

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

Гражданкин Д.В., Наговицин К.Е., Маслов А.В. Миаохенская экологическая ассоциация позднего венда Восточно-Европейской платформы // Докл. АН. 2007. Т. 417. № 1. С. 1–6.

Дополнения к стратиграфическому кодексу России. Уточнение оценок изотопного возраста нижних границ верхнего рифея, венда, верхнего венда и кембрия. Дополнение 4. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. С. 95–107.

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

Кузьменкова О.Ф., Носова А.А., Шумлянский Л.В. Сравнение неопротерозойской Волынско-Брестской магматической провинции с крупными провинциями

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

том 29 № 6 2021

континентальных платобазальтов мира, природа низко- и высокотитанистого базитового магматизма // Літасфера. 2010. № 2(33). С. 3–16.

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

Махнач А.С., Веретенников Н.В. Венд Беларуси – один из приоритетных стратотипов вендской системы Восточно-Европейской платформы // Докл. НАН Беларуси. 2001. Т. 45. № 2. С. 123–126.

Махнач А.С., Шкуратов В.И., Зиновенко Г.В., Пискун Л.В. Кембрий Беларуси. Минск: Наука и техника, 1985. 195 с. Махнач А.С., Веретенников Н.В., Шкуратов В.И., Лапцевич А.Г., Пискун Л.В. Стратиграфическая схема вендских отложений Беларуси // Літасфера. 2005а. № 1(22). С. 36–43.

Махнач А.С., Зиновенко Г.В., Абраменко В.И., Пискун Л.В. Стратиграфическая схема кембрийских отложений Беларуси // Літасфера. 2005б. № 1(22). С. 44–52.

Микрофоссилии докембрия СССР. Отв. ред. Янкаус-кас Т.В. Л.: Наука, 1989. 190 с.

Носова А.А., Кузьменкова О.Ф., Веретенников Н.В., Петрова Л.Г., Левский Л.К. Неопротерозойская Волынско-Брестская магматическая провинция на западе Восточно-Европейской платформы // Петрология. 2008. Т. 16. № 2. С. 115–147.

Носова А.А., Кузьменкова О.Ф., Шумлянский Л.В. Возраст и природа корового протолита кислых эффузивов неопротерозойской Волынско-Брестской провинции на западе Восточно-Европейской платформы // Материалы XI Всероссийского петрографического совещания "Магматизм и метаморфизм в истории Земли". Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. Т. 2. С. 103–104.

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

Пискун Л.В. Микрофоссилии венда Беларуси. Минск, 2013. 67 с.

Пискун Л.В., Лапцевич А.Г., Махнач А.С., Веретенников Н.В. Палеофитологическая характеристика котлинского горизонта венда Беларуси // Літасфера. 2000. № 13. С. 38–46.

Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 18. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1992. 69 с.

Рифей и венд Беларуси. Махнач А.С., Веретенников Н.В., Шкуратов В.И., Бордон В.Е. Минск: Наука и техника, 1976. 360 с.

Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов Е.М., Беккер Ю.Р., Бибикова Е.В., Дук В.Л., Есипчук К.Е., Карсаков Л.П., Киселев В.В., Козлов В.И., Лобач-Жученко С.Б., Негруца В.З., Робонен В.И., Сезько А.И., Филатова Л.И., Хоментовский В.В., Шемякин В.М., Шульдинер В.И. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 3–13.

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

Соколов Б.С. Венд Русской платформы: его границы расчленения и стратиграфические аналоги // Тез. докл. Совещания по верхнему докембрию (рифею) Русской платформы. М.: Наука, 1974. С. 3–10.

Соколов Б.С. Вендская система: предкембрийская геобиологическая среда // Международный геологический конгресс. XXVI сессия. Доклады советских геологов. Палеонтология. Стратиграфия. М.: Наука, 1980. С. 9–21.

Соколов Б.С. Очерки становления венда. М.: КМК Лтд., 1997. 156 с.

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

Стратиграфический словарь: Верхний венд (Северная Евразия в границах бывшего СССР). М.: Наука, 1994. 351 с.

Стратиграфическая схема вендских отложений Московской синеклизы. Объяснительная записка. Москва, 1996. 46 с.

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

Федонкин М.А. Беломорская биота венда (докембрийская бесскелетная фауна севера Русской платформы). М.: Наука, 1981. 100 с.

Шкуратов В.И., Махнач А.С. Палеогеографические условия осадконакопления вендской ледниковой эпохи на территории Беларуси // Докл. НАН Беларуси. 2003. Т. 47. № 4. С. 104–106.

Braiser M.D., Cowie J., Taylor M. Decision on the Precambrian–Cambrian boundary stratotype // Episodes. 1994. V. 17. № 1–2. P. 3–8.

Burzin M.B. Late Vendian Helicoids Filamentous Microfossils // Paleontol. J. 1995. V. 29. № 1A. P. 1–34.

Compston W., Sambridge M.S., Reinfrank R.F. Numerical ages of volcanics and the earliest faunal zone within the Late Precambrian of East Poland // J. Geol. Soc. 1995. $N_{\rm P}$ 152. P. 599–611.

Gehling J.G., Jensen S., Droser M.L., Myrow P.M., Narbonne G.M. Burrowing below the basal Cambrian GSSP, Fortune Head, Newfoundland // Geol. Mag. 2001. V. 138. P. 213–218.

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

Grazhdankin D. Patterns of evolution of the Ediacaran softbodied biota // J. Paleontol. 2014. V. 88 (2). P. 269–283.

Landing E. Precambrian–Cambrian boundary global stratotype ratified and new perspective of Cambrian time // Geology. 1994. V. 22. № 2. P. 179–182.

Narbonne G.M., Xiao S., Shields G. The Ediacaran Period // Geologic Timescale 2012. Eds. Gradstein F., Ogg J., Schimitz M.D., Ogg G. Boston: Elsevier, 2012. P. 413–435.

Paszkowski M., Budzyń B., Mazur S., Sláma J., Shumlyanskyy L., Środoń J., Dhuime B., Kędzior A., Liivamägi S., Pisarzowska A. Detrital zircon U–Pb and Hf constraints on provenance and timing of deposition of the Mesoproterozoic to Cambrian sedimentary cover of the East European Craton, Belarus // Precambrian Res. 2019. V. 331. P. 1–19. Shumlyanskyy L., Nosova A., Billström K., Söderlund U., Andréasson Per-G., Kuzmenkova O. The U–Pb zircon and baddeleyite ages of the Neoproterozoic Volyn Large Igneous Province: implication for the age of the magmatism and the nature of a crustal contaminant // GFF. 2016. V. 138. Iss. 1. P. 17–30.

> Рецензенты Н.Г. Воробьева, К.Е. Наговицин, Н.Б. Кузнецов

Distribution of Microfossils in the Vendian Sediments of the Orsha Depression of the East European Platform, Belarus

E. Yu. Golubkova^{*a*, #}, O. F. Kuzmenkova^{*b*}, E. A. Kushim^{*a*}, A. G. Laptsevich^{*b*}, S. S. Mankievič^{*b*}, and Yu. V. Plotkina^{*a*}

^aInstitute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, St. Petersburg, Russia ^bState Enterprise "Research and Production Center for Geology", Branch "Institute of Geology", Minsk, Belarus [#]e-mail: golubkovaeyu@mail.ru

The most complete sections of the Lower and Upper Vendian of the East European Platform are presented in the boreholes of Belarus, which allows to consider this region as stratotype area. In order to update the paleontological characteristics of the Vendian, the study of organic-walled microfossils was carried out in the reference boreholes Bogushevsk-1, Bogushevsk-2 (Liozno) and Lepel-1 in the north of the Orsha depression. Transit association I with *Leiosphaeridia minutissima–Leiosphaeridia tenuissima* was found in the Liozno Formation of Volyn Series of the Lower Vendian and in the Kotlin Formation of the Upper Vendian. Redkino associations of microfossils were revealed at three stratigraphic levels in the Nizy, Selyava, and Chernitsa formations: association II with *Morania zinkovi*, association III with *Morania zinkovi–Tynnia precambrica*, and association with *Vendotaenia antiqua–Primoflagella speciosa* was found in the upper part of the Kotlin Formation in the Bogushevsk-1 borehole. In terms of taxonomic composition, the third and fourth associations are correlated with the first Redkino biota of the Starorusskaya Formation, and the fifth association with the third Kotlin biota of the Vasileostrovskaya Formation of the northwestern Russia. Our data show a high biostratigraphic potential of organic-walled microfossils, which should be used for identifying regional stratigraphic units of the Upper Vendian and updating stratigraphic scheme of the East European Platform.

Keywords: microfossils, biostratigraphy, East European Platform, Belarus, Vendian

УДК 561.255+551.733.13

АКРИТАРХИ ВЕРХНЕГО ОРДОВИКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ELEKTORISKOS? WILLIEREAE (G. & M. DEFLANDRE, 1965) VANGUESTAINE, 1979 EMEND. NOV.: НОВЫЕ МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ И СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

© 2021 г. Е. Г. Раевская^{1, *}, А. В. Дронов²

¹АО "Геологоразведка", Санкт-Петербург, Россия ²Геологический институт РАН, Москва, Россия *e-mail: lena.raevskaya@mail.ru Поступила в редакцию 27.11.2020 г. После доработки 10.02.2021 г. Принята к публикации 22.05.2021 г.

Уточнено морфологическое строение, дополнен диагноз и расширен стратиграфический интервал распространения вида акритарх Elektoriskos? williereae (G. & M. Deflandre, 1965) Vanguestaine, 1979 emend. nov., считавшегося ранее силурийским видом-индексом лландовери. Согласно новым данным, из разрезов Восточной Сибири первое появление E.? williereae приурочено к верхней части баксанского горизонта вблизи границы сандбийского и катийского ярусов верхнего ордовика. Совместное присутствие E.? williereae с представителями родов Gordonirundum, Nirundella, Peteinosphaeridium, Sacculidium является отчетливой, хорошо узнаваемой палинологической характеристикой катийских отложений Сибирской платформы и может служить для распознавания, датировки и корреляции вмещающих толщ. Морфологические вариации E.? williereae являются устойчивым диагностическим признаком вида, отличающим его от других таксонов. Не исключено, что вид обладал особой чувствительностью к палеообстановкам и, вероятно, высокой способностью к адаптации, которые позволили ему, оставаясь почти неизменным, преодолеть глобальное позднеордовикское похолодание, гибельное для многих других групп организмов.

Ключевые слова: акритархи, верхний ордовик, Сибирская платформа, биостратиграфия **DOI:** 10.31857/S0869592X21060089

введение

Стратиграфическая значимость акритарх, особенно для раннего палеозоя и прежде всего для ордовика — периода максимального разнообразия и численности этих микрофоссилий во всех осадочных бассейнах мира, не вызывает сомнений. Накопленный за более чем полувековую историю изучения группы опыт показал, что акритархи вполне могут заменить там, где нет других данных, ортостратиграфические группы ордовика — граптолиты, конодонты, хитинозои — или составить им адекватное партнерство (Раевская, 2000, 2007, 2016; Raevskaya, Hints, 2019).

Рассматриваемая как Encertae sedis группа акритарх объединяет разнообразные остатки преимущественно растительной природы, близкие к фотосинтезирующему эукариотному планктону (репродуктивные цисты или зрелые формы различных ископаемых одноклеточных водорослей) и составлявшие основу древних морских микрофитопланктонных сообществ (Downie et al., 1963; Downie, 1967). Поскольку группа создана искусственно, вид у акритарх определен как совокупность одноклеточных оболочек с установленным набором общих морфологических признаков, а род – как искусственная категория, объединяющая виды со сходными внешними характеристиками (Downie et al., 1963). Такая классификация, основанная исключительно на морфологическом строении микрофоссилий, безусловно, субъективна. Критерии выделения вида и рода неоднозначны и трактуются разными авторами по-разному. На первых этапах изучения акритарх и по мере совершенствования приборной базы практически каждый выявленный морфотип становился новым видом. Новые таксоны описывали часто даже на незначительном материале (вплоть до единичных экземпляров) без анализа изменчивости и учета возможных палеоэкологических адаптаций. В результате многие известные ныне виды, относимые к разным родам, при более внимательном изучении обнаруживают общность морфологического строения, а формы, кажущиеся на первый взгляд сходными, в сущности, относятся к разным таксонам. Несовершенство классификации акритарх, происходящее из самой природы этой группы, является постоянным предметом многолетних дискуссий (Servais, 1995; Servais et al., 2007, 2008; Fatka, Brocke, 2008; Li et al., 2014 и мн. др.).

Ввиду необходимости более четкого понимания строения и изменчивости ключевых, в том числе ордовикских, таксонов, уточнения их стратиграфических диапазонов и ареалов распространения все чаще стали выходить в свет публикации, посвященные ревизии наиболее характерных родов (Playford et al., 1995; Ribecai, Tongiorgi, 1999; Ribecai et al., 2002; Servais et al., 2007, 2008; Yan et al., 2010, 2017; Li et al., 2014; Wang et al., 2015, 2017; Navidi-Izad et al., 2020; Kroeck et al., 2020 и др.). И если в прежние времена преобладала тенденция описания в качестве самостоятельных видов или подвидов как можно больше разных морфотипов акритарх, то детальные таксономические ревизии последних лет приводили к сокращению числа видов в составе родов (или самих родов) в результате анализа очевидных трендов морфологической изменчивости.

Рассматриваемый в данной статье таксон Elektoriskos williereae (G. & M. Deflandre, 1965) Vanguestaine, 1979 (в настоящей работе Elektoriskos? williereae) имеет длительную историю, сопоставимую с историей изучения самой группы. За это время он перенес несколько ревизий и был предложен как один из маркеров нижней границы силурийской системы, поскольку его первое появление в ряде удаленных друг от друга регионов (Бельгия, Англия, Канада, США и др.) приурочено к самой нижней части рудданского яруса лландовери (Martin, 1989a, 1989b). Теперь, спустя более трех десятилетий, интерес к этому виду снова возник из-за обнаружения многочисленных оболочек подобного строения в более древних отложениях – в верхнем ордовике Сибирской платформы (Raevskava, Dronov, 2014, 2015; Paebская, 2017). Причем в силу частой встречаемости и ярко выраженной морфологии E.? williereae претендует на ключевое место в микрофитологической характеристике верхнеордовикских отложений Сибири и должен быть использован в биостратиграфическом аспекте. С целью выявления его морфологических особенностей и выяснения диапазона распространения была предпринята данная работа.

СТРАТИГРАФИЯ

Исследуемые верхнеордовикские отложения представлены карбонатными и карбонатно-терригенными толщами, сформировавшимися в относительно мелководных частях юго-запада и северовостока Тунгусского осадочного бассейна — самого крупного в ордовике на Сибирской платформе (рис. 1). В целом толщи сложены чередованием биокластических толсто- и тонкоплитчатых преимущественно серых, зеленовато-серых глинистых известняков и аргиллитов с прослоями алевролитов и песчаников. Стратиграфия этих отложений детально разработана (Тесаков и др., 2003; Каныгин и др., 2007, 2017). Однако хорошо распознаваемые и коррелируемые в пределах Сибирской платформы региональные стратиграфические подразделения и их границы трудно сопоставимы с принятой Общей (Постановления..., 2012) и обновленной Международной (Goldman et al., 2020) стратиграфическими шкалами (ОСШ и МСШ соответственно). Проблема заключается в эндемичности сибирской фауны, этапы развития которой лежат в основе всех установленных горизонтов. Географическое положение Сибирского палеоконтинента в экваториальных широтах на протяжении всего ордовика вдали от других материков (Torsvik, Cocks, 2013) обусловило изоляцию сибирских эпиконтинентальных морей и специфику видового разнообразия не только бентосных (трилобиты, брахиоподы, гастроподы, моноплакофоры, мшанки), но и некоторых планктонных (остракоды, частично конодонты и др.) групп организмов. Благодаря находкам граптолитов в глубоководных фациях обрамляющих территорий (Таймыр, Верхоянье, Чукотка, Алтай и Саяны), опосредованно обосновано положение возрастных аналогов горизонтов ордовика Сибирской платформы относительно международного стандарта на нескольких стратиграфических уровнях. В работе С.М. Бергстрема и соавторов приведена предполагаемая корреляция сибирских горизонтов с подразделениями Международной стратиграфической шкалы ордовика (Bregström et al., 2009). Уточняющие данные приведены в обзорной статье по пелагическим группам фауны (граптолиты, конодонты, хитинозои) Сибири (Сенников и др., 2015).

Нижняя граница верхнего отдела ордовика ОСШ и МСШ, совпадающая с подошвой сандбийского яруса, принята по появлению вида-индекса граптолитов N. gracilis (Постановления..., 2012; Goldman et al., 2020). На Сибирской платформе она распознается по сопоставлению фаунистических комплексов (брахиоподы, остракоды) с таковыми Верхояно-Чукотской области, где они ассоциируют с граптолитами зоны N. gracilis (Орадовская, 1988). Граница между сандбийским и следующим катийским ярусами верхнего ордовика Сибирской платформы не имеет надежных критериев корреляции с ОСШ и МСШ и сопоставляется приблизительно. Привлекаемые методы изотопного датирования отложений дают пока скромные, но важные дополнительные сведения. Полученные данные ²⁰⁶Pb/²³⁸U датирования цирконов из пеплового (бентонитового) прослоя верхней части верхнеордовикской мангазейской



Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов верхнего ордовика.

1 – границы Российской Федерации; 2 – границы Сибирской платформы; 3 – условные границы Тунгусского и Иркутского осадочных бассейнов; 4 – местоположение изученных разрезов (A – р. Большая Нирунда, 67°59′27.53″ с.ш., 95°15′44.01″ в.д.; Б – р. Мойеро, 67°28′41″ с.ш., 107°06′06″ в.д., и р. Мойерокан, 67°22′10″ с.ш., 104°05′21″ в.д.); 5 – обнажения опробованных разрезов верхнего ордовика; 6 – номер обнажения на р. Б. Нирунда.

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 29 № 6 2021

свиты (в 5 м ниже ее кровли), обнажающейся в среднем течении р. Подкаменная Тунгуска (близ устья правого притока р. Столбовая), позволили установить возраст пород 450.58 ± 0.27 млн лет (Huff et al., 2014). Учитывая принятые датировки хроностратиграфических подразделений в обновленной версии МСШ (Goldman et al., 2020), граница сандбийского и катийского ярусов имеет возраст 453 млн лет, что дает основание считать верхнюю часть мангазейской свиты (как минимум верхние 5 метров ее толщи) относящейся к катийскому ярусу. О присутствии отложений хирнантского (последнего) яруса верхнего отдела ордовика на Сибирской платформе надежных свидетельств пока нет. Хотя, по мнению некоторых специалистов (Сенников и др., 2015), в пользу отнесения терминальной части ордовикского разреза (бурская свита) к низам хирнантского яруса могут свидетельствовать находки граптолитов Dicellograptus, Orthograptus (s.l.), Glyptohraptus (s.l.). Граница ордовика и силура маркируется региональным перерывом разной амплитуды (Каныгин и др., 2007, 2017).

МАТЕРИАЛ И МЕТОД

В статье приводятся результаты изучения образцов пород из естественных обнажений в бассейнах рек Большая Нирунда (правый приток р. Подкаменная Тунгуска, в 60 км ниже по течению от пос. Байкит), Мойеро (правый приток р. Котуй) и Мойерокан (правый приток р. Мойеро) (рис. 1а, 1б). Обзор литологического строения, стратиграфии и современных представлений об условиях формирования рассматриваемых отложений приведен в работах (Каныгин и др., 2007; Dronov, 2013, 2017; Покровский и др., 2018). Характеристика таксономического разнообразия сопутствующего комплекса акритарх по разрезу Большая Нирунда (рис. 1а) приводится в работах (Raevskaya, Dronov, 2014; Raevskaya et al., 2016; Raevskaya, Servais, 2017), а по разрезам Мойеро и Мойерокан (рис. 1б) – в работах (Raevskaya, Dronov, 2015; Раевская, 2017).

В серии обнажений верхнего ордовика по р. Большая Нирунда, сложенных последовательностью мангазейской, долборской, нирундинской и бурской свит, отвечающих соответственно баксанскому, долборскому, нирундинскому и бурскому горизонтам (Каныгин и др., 2007, 2017) общей мощностью порядка 100 м, были изучены 78 образцов, из которых в 35 был встречен Е.? williereae (рис. 2).

В джеромской свите, развитой в бассейне р. Мойеро (с ее притоком р. Мойерокан), из составной 60-метровой толщи разреза было изучено 65 образцов (рис. 2). Е.? williereae определен в 26 образцах из интервала, соответствующего верхней части баксанского горизонта и долборскому горизонту (Raevskaya, Dronov, 2015; Dronov, 2017).

Мацерация палинологических образцов выполнялась по методике обработки карбонатнотерригенных пород (Раевская, Шурекова, 2011) с применением соляной и плавиковой кислот для устранения карбонатной и силикатной составляющих соответственно, с последующей отмывкой нерастворимого органического остатка в дистиллированной воде через синтетическое сито с размером ячейки 15 мкм. Выделенные палиноморфы имеют хорошую и удовлетворительную сохранность. Описанный в статье палинологический материал хранится в отделе стратиграфии АО "Гео-Санкт-Петербург. логоразведка". коллекции № СП2009-БН и № СП2013-ММ.

ИСТОРИЧЕСКИЙ ОБЗОР

Рассматриваемый таксон, описанный первоначально из нижнесилурийских отложений Бельгии (массив Брабант) под именем Baltisphaeridium aff. polytrichum (Valensi, 1947) Stockmans et Williere, 1963, впоследствии был обнаружен в разных интервалах силура в Шропшире (Lister, 1970; Dorning, 1981) и Уэльсе (Hill, 1974; Hill, Dorning, 1984) Великобритании, в Испании (Cramer, Diez, 1968; Cramer, 1970), в Ливии и Саудовской Аравии (Сгаmer, 1970; Eisenack et al., 1976), в штатах Онтарио, Нью-Йорк (Cramer, 1970; Loeblich, 1970; Miller, Eames, 1982), Пенсильвания, Кентукки (Cramer, 1970) США, в провинции Квебек Канады (Martin, 1989а), в Норвегии (Smelror, 1987) и в Восточной Сибири (Шешегова, 1984). Но в силу слабо разработанной таксономии акритарх авторы по-разному определяли его родовую принадлежность и присваивали различные названия: Baltisphaeridium aff. polytrichum (Stockmans, Williere, 1963; Martin, 1966), Baltisphaeridium chiggerum (Cramer, 1969), Filisphaeridium williereae (Deflandre, Deflandre-Rigaud, 1965; Lister 1970), Micrhyctridium williereae (Deflandre, Deflandre-Rigaud, 1965; Martin, 1966), Comasphaeridium williereae (Cramer, 1970; Eisenack et al., 1976; Шешегова, 1984), Elektoriskos pogonius (Eisenack et al., 1976), Elektoriskos williereae (Vanguestaine, 1979; Martin, 1989b), Baltisphaeridium lamellum (Шешегова, 1984).

История авторства, типизации, номенклатуры и признанной на конец XX столетия синонимики Е. williereae кратко отражена в фундаментальной работе (Fensome et al., 1990). Бельгийский палинолог Ф. Мартин (Martin, 1989b) провела ревизию типового материала из лландоверийских отложений Бельгии с применением сканирующей электронной микроскопии для уточнения морфологического строения вида. На основе изучения трехсот экземпляров оболочек она подтвердила отнесение этого вида к роду Elektoriskos Loeblich, 1970 и расширила его диагноз. Согласно автору





1 – толстоплитчатый светло-серый биокластический известняк (пакстоун); 2 – тонкоплитчатый темно-серый биокластический известняк (вакстоун); 3 – темно-серый массивный известняк (вакстоун) с линзами черных кремней; 4 – зеленовато-серый алевролит; 5 – бурый алевролит; 6 – аргиллит; 7 – желтовато-серый песчаник мелкозернистый, кварцевый; 8 – пепловый прослой (бентонит); 9 – изученные образцы; 10 – образцы, в которых присутствует Elektoriskos? williereae (G. & M. Deflandre) Vanguestaine, 1974 emend. nov. (а – в количестве от 1 до 10 экземпляров, б – в количестве более 10 экземпляров); 11 – номер обнажения на р. Б. Нирунда.

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 29 № 6 2021

ревизии, к виду E. williereae должны относиться сферические, тонко- и гладкостенные, по-видимому, олнослойные оболочки с четко лифференцированными многочисленными (около 100 и более) гомоморфными, гладкими, нитевидными, извилистыми, ломкими выростами практически одинаковой толщины по всей своей длине, которая превышает диаметр центрального тела по меньшей мере в полтора раза. Выросты, очевидно, цельные (без полости), не сообщающиеся с внутренней полостью оболочки (Martin, 1989b, p. 7). Ф. Мартин не включила в синонимику формы, описанные М. Вангустэном (Vanguestaine, 1979) из переотложенного комплекса акритарх в нижнедевонской толще Динанского синклинория Бельгии, ввиду "конического строения их выростов" и не подтвердила по своим наблюдениям присутствие эндо- и эктодермы в строении оболочки E. williereae, о котором упоминал Ф. Крамер (Cramer, 1970). Также не были включены в состав E. williereae сибирские формы Comasphaeridium williereae и Baltisphaeridium lamellum, описанные Л.И. Шешеговой (1984) из разрезов верхнего лландовери-венлока бассейнов рек Мойеро и Курейка Сибирской платформы, поскольку приведенные в ее монографии изображения невысокого, по мнению Ф. Мартин, качества не позволили последней провести адекватное сравнение (Martin, 1989b). Относительно стратиграфического распространения вида Е. williereae (в понимании Ф. Мартин) был сделан вывод о его приуроченности к лландоверийским отложениям. Причем первое появление этого таксона фиксировалось незначительно выше нижней границы рудданского яруса на уровне, сопоставляемом с основанием граптолитовой зоны Atavograptus atavus (= Orthograptus vesiculosus), а постепенное исчезновение отмечалось в конце теличского яруса в пределах зоны Monograptus crispus (Martin, 1989b). Таким образом, Е. williereae был представлен, по сути, как вид-индекс лландовери.

Полученный новый материал из верхнего ордовика Сибири потребовал очередного пересмотра морфологических и стратиграфических характеристик данного вида. Собранные за последние годы представительные палинологические коллекции включают большое число акритарх, которые по строению чрезвычайно близки к Е. williereae. Однако обнаруженные морфологические особенности этих оболочек, с одной стороны, выходят за рамки диагнозов данного вида и рода, с другой — не являются достаточным основанием для выделения нового таксона или перевода в другой род, во всяком случае, на данном этапе исследований. Поэтому вид описывается пока в составе рода Elektoriskos со знаком вопроса и может быть в дальнейшем снова пересмотрен.

СИСТЕМАТИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ INCERTAE SEDIS

ΓΡΥΠΠΑ ACRITARCHA EVITT, 1963

Род Elektoriskos Loeblich, 1970

Типовой вид – E. aurora Loeblich, 1970.

Elektoriskos? williereae (G. & M. Deflandre, 1965) Vanguestaine, 1979 emend. nov.

Табл. І, фиг. 1-13

Baltisphaeridium aff. polytrichum (Valensi): Stockmans, Williere, 1963, v. 71, p. 460, pl. 3, figs. 24, 25; text-fig. 16; Martin, 1966, p. 357, text-fig. 3.

Micrhystridium williereae G. & M. Deflandre: Deflandre, Deflandre-Rigaud, 1965, fiche № 2437.

Baltisphaeridium chiggerum Cramer, 1968: Cramer, 1969, pl. 70, fig. 18.

Elektoriskos pogonius Loeblich sp. nov.: Loeblich, 1970, p. 718, fig. 13A.

Comasphaeridium williereae (G. & M. Deflandre, 1965) Cramer (New combination): Cramer, 1970 р. 121; Шешегова, 1984, с. 31, табл. II, фиг. 11–13.

Elektoriskos williereae (G. & M. Deflandre) Vanguestaine comb. nov.: Vanguestane, 1979, p. 247, pl. 1, figs. 13, 14; Martin, 1989b, p. 5, pl. 1, figs. 1–16.

Baltisphaeridium lamellum Sheshegova sp. nov.: Шешегова, 1984, с. 31, табл. I, фиг. 11–13.

Gorgonisphaeridium sp. 1: Raevskaya, Dronov, 2014, p. 303, fig. 2F. ?Gorgonisphaeridium sp. A: Раевская, 2017, с. 278, рисунок, фиг. 3.

Таблица I. Elektoriskos? williereae (G. & M. Deflandre) Vanguestaine, 1974 emend. nov. Размер линейки 20 мкм. Изображения фиг. 3, 6, 9, 12 с дифференциально интерференционным контрастом (DIC).

1 – обр. № А-13-II-10, EF: R41, экземпляр с преимущественно короткими выростами, стрелки указывают на различную толщину выростов с закругленными вершинами; р. Мойеро, джеромская свита, верхняя часть баксанского горизонта; 2 – обр. № А-II-09-13, EF: S20, стрелки указывают на различную толщину выростов; р. Б. Нирунда, долборская свита, долборский горизонт; 3 – обр. № А-13-II-10, EF: K26/1; р. Мойеро, джеромская свита, верхняя часть баксанского горизонта; 4 – обр. № А-II-09-12, EF: C28/3, стрелки указывают на различную толщину выростов; р. Б. Нирунда, долборская свита, долборский горизонт; 5 – обр. № А-II-09-12, EF: M32/4, стрелки указывают на булавовидные расширения вершин выростов; р. Б. Нирунда, долборская свита, долборская свита, верхняя часть баксанского горизонт; 6 – обр. № А-I3-II-10, EF: M39, р. Мойеро, джеромская свита, верхняя часть баксанского горизонт; 7 – обр. № А-I3-II-10, EF: M39, р. Мойеро, джеромская свита, верхняя часть баксанского горизонт; 6 – обр. № А-I3-II-10, EF: M39, р. Мойеро, джеромская свита, верхняя часть баксанского горизонт; 7 – обр. № А-I09-11/1, EF: Q41/4, стрелки указывают на булавовидные расширения верхушек выростов; р. Б. Нирунда, долборская свита, долборский горизонт; 8 – обр. № А-II-09-13, EF: F21; р. Б. Нирунда, долборская свита, долборский горизонт; 9 – обр. № А-I3-II-10, EF: N24/1,3, стрелки указывают на различную толщину выростов; р. Мойеро, джеромская свита, верхняя часть баксанского горизонта; 10 – обр. № А-I3-II-15, EF: U33/1, стрелки указывают на различную толщину выростов; р. Мойеро, джеромская свита, долборский горизонт; 10 – обр. № А-I3-II-15, EF: U33/1, стрелки указывают на различную толщину выростов; 2, № А-I3-II-10, EF: N24/1,3, стрелки указывают на различную толщину выростов; 2, № А-I3-II-10, EF: Q18/2, экземпляр с выростов; 9, Мойерокан, джеромская свита, долборский горизонт; 12 – обр. № А-I3-I-6, EF: М,N29/4,2; р. Мойерокан, джеромская свита, верхняя часть баксанского горизонт; 12 – обр. № А-I3-I-6, EF: М,N29/4,2; р. Мойерокан, джеромская свита, верхняя часть



Диагноз (расширенный). Оболочка, очевидно, однослойная, центральное тело сферическое, густо покрыто отчетливо дифференцированными разновеликими извилистыми простыми выростами, выполненными тем же материалом, что и стенка центрального тела. У одного и того же экземпляра могут присутствовать два типа выростов: как сравнительно толстые вермишелеподобные выросты, так и тонкие волосовидные. Причем и те, и другие однотипны по своему строению: имеют практически неизменную толщину от основания к вершине, проксимальный контакт угловой, дистальный конец сглаженный, вершина выростов либо закруглена, либо незначительно раздута до слегка булавовидной формы. Длина выростов существенно варьирует: присутствуют как короткие, так и вдвое-втрое превосходящие их в длину выросты у одного и того же экземпляра. Варьирует и среднее значение длины выростов у разных оболочек: от 1/10-1/15 диаметра центрального тела до соразмерной с ним длины. Самые длинные выросты могут превышать диаметр центрального тела более чем в 1.5 раза, но среднее значение не выходит за величину диаметра. Выросты лишены внутренней полости и не сообщаются с полостью центрального тела. Поверхность и выростов, и центрального тела гладкая. Тип раскрытия оболочки не установлен.

Diagnosis (emended). Vesicle apparently single-layered, spherical central body densely ornamented by distinctly differentiated flexuous simple processes of different length made of the same material as central body wall. One specimen can possess two types of processes (concerning thickness) such as spaghettilike and hair-like ones. Both are of similar structure having constant thickness from base to top with angular proximal contact and rounded tip which can also be either slightly inflated or club-shaped. Processes length varies from rather short to two-three times longer at the same specimen. The average processes length of different specimens is also variable: from 1/10-1/15 of the central body diameter to more or less equal to it. The most long processes may exceed central body diameter about 1.5 time, but average processes length never goes beyond the diameter size. Processes are solid and do not communicate with cavity of central body. Surface of processes and central body is psilate. Type of vesicle excystment is unknown.

О п и с а н и е. Оболочки, очевидно, однослойные, толстостенные, слабо прозрачные. Центральное тело сферическое, густо покрыто отчетливо дифференцированными извилистыми выростами разной длины, выполненными тем же материалом, что и стенка центрального тела. Строение выростов условно цилиндрическое, т.е. толщина практически неизменна по всей длине. Вершины простые, скругленные, иногда незначительно раздутые до булавовидных (табл. I, фиг. 5, 7). Контакт выростов с центральным телом угловой.

У одного и того же экземпляра могут быть развиты выросты двух типов по толщине. Наиболее многочисленные из них напоминают длинную вермишель или спагетти (0.5-0.75 мкм в диаметре), другие, присутствующие в подчиненном количестве, – тонкие, волосовидные, до 0.25 мкм в диаметре (табл. I, фиг. 2, 4, 9, 10 и др.). Длина выростов варьирует как у одного и того же, так и у разных экземпляров (рис. 3а–3е), т.е. встречаются оболочки с разным средним значением длины выростов от условно коротких, составляющих примерно 1/10 диаметра центрального тела и меньше (табл. І, фиг. 1, 2, рис. 3а), до длинных, соразмерных диаметру или превосходящих его (табл. І, фиг. 9–11, рис. 3е). Все выросты цельные, не имеющие внутреннюю полость и не сообщающиеся с полостью центрального тела. Поверхность как выростов, так и центрального тела гладкая. Тип раскрытия оболочки не установлен.

Размеры (в мкм): диаметр центрального тела 18–40 (в среднем 29), среднее значение длины выростов 2–18. Ширина 0.2–0.75. Измерены 97 экземпляров (рис. 3ж).

Изменчивость таксона проявляется в вариабельности размеров выростов. Принимая во внимание хрупкость выростов и учитывая, что часть из них, безусловно, сломана, следует, однако, констатировать, что выросты, имеющие закругленные и булавовидны вершины, скорее всего, соответствуют своим подлинным размерам, которые могут различаться вдвое, трое и более раз у одного экземпляра. Кроме того, в изученной популяции присутствуют оболочки с разным средним значением длины выростов. У одних средний размер выростов не превышает 1/10-1/15 диаметра центрального тела (табл. I, фиг. 1, 2), у других - соразмерен ему, тогда как отдельные выросты могут в длину превышать величину диаметра центрального тела более чем в 1.5 раза (табл. I, фиг. 9–11). Но разделить популяцию на морфологически выдержанные группы, которые можно было бы трактовать как самостоятельные морфотипы (виды/подвиды), не представляется возможным, поскольку встречаются все промежуточные формы, слагающие непрерывный ряд (рис. 3ж). Причем экземпляры со средними значениями всех измеряемых параметров преобладают. Количество выростов у разных оболочек колеблется незначительно и составляет около 80-100 на видимой поверхности, иногда до 130. Вероятнее всего, степень выраженности орнаментации оболочки, проявленная в величине (развитости) выростов, связана либо со степенью зрелости организма, либо с его экологической чувствительностью. Факт разной степени сохранности, т.е. механического повреждения выростов, также учитывается, но рассматривается в последнюю очередь (см. Замечания).



Рис. 3. Морфологическое строение Elektoriskos? williereae (G. & M. Deflandre) Vanguestaine, 1974 emend. nov. (a–e) – схематическое строение выростов, непрерывный ряд вариаций длины и ширины выростов, (ж) – облако распределения оцениваемых параметров (диаметр оболочки, среднее значение длины выростов), (з) – общий план строения оболочки (по Cramer, 1970, с изменениями). Длина масштабной линейки 10 мкм.

том 29

№ 6

2021

С р а в н е н и е. От других видов рода отличается разновеликими выростами с закругленной вершиной.

Сравнение с видами Baltisphaeridium lamellum и Comasphaeridium williereae, описанными Л.И. Шешеговой из силурийских отложений Сибирской платформы (Шешегова, 1984), практически не обнаруживает различий. Исключение этих форм из синонимики Е.? williereae ввиду трудностей сопоставления (Martin, 1989b), по нашему мнению, лишено оснований, поскольку формы "плохой сохранности" сопровождаются описаниями, которые практически идентичны между собой и не противоречат диагнозу Е.? williereae. Согласно Л.И. Шешеговой (1984, с. 31), Comasphaeridium williereae из агидыйской и хакомской свит верхнего лландовери—венлока разреза р. Мойеро представлен мелкими сферическими телами, покры-

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

47

тыми многочисленными недлинными прямыми и изогнутыми тонкими выростами разной длины, которые характеризуются параллельными краями на всем протяжении и широкозакругленной верхушкой. Сопутствующий таксон Baltisphaeridium lamellum, выделенный Л.И. Шешеговой в качестве нового вида из хакомской свиты разреза р. Мойеро и встреченный также в тукальской свите разреза р. Курейка, описан как "сферическое тело, густо покрытое выростами с параллельными краями почти на всем протяжении, закругленными у верхушки, многие из выростов более или менее искривлены, длина выростов различная" (Шешегова, 1984, с. 26). И тот, и другой таксоны рассматриваются здесь как морфотипы одного ряда изменчивости Е.? williereae.

Замечания. Ф. Мартин в своей ревизии E. williereae указала при описании таксона, что выросты часто сломаны (Martin, 1989b). Данное убеждение, видимо, явилось помехой для дальнейшей оценки изменчивости. Вместе с тем на приведенных в ее работе фотоизображениях, сделанных с помощью светового и сканирующего микроскопов, видны как действительно сломанные выросты, так и выросты с закругленными и незначительно раздутыми вершинами, причем последние наблюдаются как у длинных. превосходящих диаметр центрального тела, так и у коротких, не превышающих его величину выростов (Martin, 1989b, p. 12, pl. 1, figs. 3, 7, 13). Также на фотографиях приведенных экземпляров видны выросты двух типов: условно толстые вермишелеподобные (основное количество) и тонкие волосовидные (редкие) (Martin, 1989b, p. 12, pl. 1, figs. 3, 12, 14). Но в расширенном Φ . Мартин диагнозе вида эти морфологические черты не отмечены. Кроме того, в фототаблице, сопровождающей описание E. williereae, приведен экземпляр с выростами, длина которых составляет в среднем не больше половины диаметра оболочки (Martin, 1989b, p. 12, pl. 1, fig. 1). Трудно предположить, что все выросты этого экземпляра поломались примерно по одной длине. Кроме того, учитывая, что в распоряжении Ф. Мартин находилась весьма представительная коллекция типового материала, из которой по меньшей мере 300 экземпляров E. williereae были изучены, было бы противоестественным, что среди них не нашелся ни один сохранившийся целиком, т.е., согласно диагнозу, с выростами, превосходящими в длину диаметр центрального тела в 1.5 раза.

Также трудно объяснить избирательную ломкость выростов конкретно этого таксона. Степень сохранности всего палинологического материала из изученных разрезов рек Большая Нирунда, Мойеро и Мойерокан примерно одинакова. В палиноспектрах образцов присутствуют и другие акантоморфные акритархи с достаточно длинными выростами (Raevskaya, Dronov, 2014, 2015), часть из которых, конечно, повреждена. Но сравнение не оставляет сомнений, что разная длина выростов E.? williereae в изученном нами материале имеет совершенно иную (не механическую или не только механическую) природу.

Таким образом, следуя сделанным наблюдениям, такие морфологические черты, как разная длина извилистых выростов и наличие среди них двух типов (по толщине) — вермишелеподобных и волосовидных, рассматриваются здесь как устойчивые диагностические признаки таксона E.? williereae. Его родовая принадлежность остается пока под вопросом.

Среди родов акритарх с выростами, лишенными внутренней полости, наиболее близки к Elektoriskos по морфологии Comasphaeridium Staplin et al., 1965, Gorogonisphaeridium Staplin et al., 1965 и Filisphaeridium Staplin et al., 1965. Все названные роды имеют сходные характеристики строения оболочек: сферическое центральное тело покрыто многочисленными выростами, выполненными тем же материалом, что его стенка. Comasphaeridium несет наиболее плотно расположенные волосовидные выросты, которые под оптическим микроскопом выглядят иногда сплошным полотном или широкой бахромой, обрамляющей центральное тело. Gorogonisphaeridium отличается более редкой расстановкой более толстых выростов, имеющих тупую вершину. Выросты Filisphaeridium, также имеющие цилиндрическую форму, характеризуются дистальной дифференциацией в виде расширения или даже разветвления макушки. Диагноз Elektoriskos определен кратко: "округлое центральное тело с очевидно однослойной стенкой, гладкой, шагреневой или гранулированной, с многочисленными тонкими, гибкими, но твердыми выростами, не сообщающимися с полостью оболочки" (Loeblich, 1970, р. 717). При этом типовой вид Е. aurora несет однотипные тонкие выросты с острыми вершинами (Loeblich, 1970, р. 760, figs. 12A-12D). В сущности, Е.? williereae по своим морфологическим характеристикам может быть отнесен к любому из рассмотренных родов, если не считать родовым признаком и поводом к выделению отдельного нового рода разновеликое по длине, ширине и булавовидным окончаниям строение выростов. Для снятия возникшего вопроса необходима ревизия всех указанных родов и их видовых составов. Но для этого необходимо отдельное исследование, не предусмотренное задачами данной статьи, которое может быть реализовано в будущем.

Местонахождение. Джеромская свита разрезов pp. Мойеро и Мойерокан; верхняя часть мангазейской свиты, долборская, нирундинская и бурская свиты разреза р. Большая Нирунда; верхняя часть баксанского горизонта, долборский,

АКРИТАРХИ ВЕРХНЕГО ОРДОВИКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ



Рис. 4. Стратиграфическое распространение Elektoriskos? williereae (G. & M. Deflandre) Vanguestaine, 1974 emend. nov. в различных регионах. Звездочками обозначены ссылки по стратиграфии: * – силура, ** – ордовика.

нирундинский и бурский горизонты; катийский ярус верхнего ордовика, Восточная Сибирь.

Распространение. Восточная Сибирь: джеромская свита разрезов рр. Мойеро и Мойерокан; верхняя часть мангазейской свиты, долборская, нирундинская и бурская свиты разреза р. Большая Нирунда; верхняя часть баксанского горизонта, долборский, нирундинский и бурский горизонты; катийский ярус верхнего ордовика (данная работа). Хаастырская, агидыйская и хакомская свиты р. Мойеро, верхняя часть лландоверийского отдела и венлокский отдел силура (Шешегова, 1984; Тесаков и др., 2002), тукальская свита луд-

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

ловского отдела силура р. Курейка (Шешегова, 1984).

За пределами Сибирской платформы географическое распространение Е.? williereae очерчено довольно широко: Бельгия, Уэльс (Англия), Норвегия, Канада (Квебек), северо-восток США, где, по данным ревизии Ф. Мартин (Martin, 1989b), таксон приурочен к лландоверийским отложениям, появляясь немного выше основания рудданского яруса и постепенно исчезая в конце теличия (рис. 4). Однако с учетом полученных новых данных по Сибирской платформе уровень первого появления Е.? williereae приурочен к низам катийского яруса вблизи границы с сандбийским

том 29 № 6 2021

(рис. 4). Верхний предел распространения Е.? williereae в настоящей работе не оценивался, ввиду отсутствия дополнительных фактических материалов.

Материал. 180 экземпляров удовлетворительной и хорошей сохранности.

ОБСУЖДЕНИЕ

Как уже упоминалось в разделе, посвященном стратиграфии верхнего ордовика Сибирской платформы, надежных уровней корреляции сибирских горизонтов с ОСШ и МСШ, основанных на прямом биостратиграфическом обосновании по ортогруппам пока нет. Граница сандбийского и катийского ярусов проводится примерно в верхней части баксанского горизонта. Принимая во внимание 206 Pb/ 238 U датировку цирконов 450.58 \pm ± 0.27 млн лет из бентонитового прослоя верхней части мангазейской свиты, отвечающей верхней части баксанского горизонта (Huff et al., 2014), можно считать, что отложения стратиграфически выше датированного слоя, очевидно, относятся к катийскому ярусу. В разрезе мангазейской свиты, изученном в обрывах р. Б. Нирунда, пепловые прослои не идентифицированы. Однако по результатам сопоставления серии обнажений бассейна среднего течения р. Подкаменная Тунгуска (Huff et al., 2014) предполагается, что в разрезе р. Б. Нирунда вскрывается самая верхняя часть мангазейской свиты (рис. 2). В опробованной части свиты E.? williereae появляется только в самых верхних образцах, тогда как в десяти нижних проанализированных насыщенных пробах этот вид не встречен. Похожая ситуация наблюдается в северо-восточных разрезах Тунгусского бассейна рр. Мойеро и Мойерокан. В нижних образцах средней части джеромской свиты. отвечающей нижней части баксанского горизонта, E.? williereae не встречен. Его появление фиксируется выше по разрезу. Но точное положение относительно границ ОСШ и МСШ установить проблематично. Таким образом, в данной работе на основе доступного материала установлено, что уровень первого появления E.? williereae приурочен к пограничному интервалу сандбийского и катийского ярусов позднего ордовика. Новые фактические данные, возможно, позволят более точно определить этот уровень.

Несмотря на то, что в результате проведенных исследований стратиграфическое распространение Е.? williereae существенно расширено, потенциал рассматриваемого вида для региональной стратиграфии Сибирской платформы возрос. Установленное первое появление Е.? williereae в верхней части баксанского горизонта обеспечивает обоснование возраста вмещающих пород не древнее пограничного интервала сандбия и катия позднего ордовика. Обильное присутствие Е.? williereae совместно с представителями родов Gordonirundum, Nirundella, Peteinosphaeridium, Sacculidium (Raevskaya, Dronov, 2014; Raevskaya, Servais, 2017) является отчетливой палинологической характеристикой катия Сибирской платформы.

Установленное родство некоторых палеозойских акритарх с динофлагеллатами (Moldowan, Talyzina, 1998 и др.) дает основание для сравнения с ними и в контексте палеоэкологических интерпретаций. Так, в результате экспериментального изучения ответной реакции современных динофлагеллат Lingulodinium machaerophorum на изменения среды было показано, что выраженность скульптуры, в том числе длина выростов цист, тесно связана с изменениями температуры и солености воды (Kokinos, Anderson, 1995; Mertens et al., 2009). Подобным образом степень выраженности (проявленности) генетически заложенных морфологических черт акантоморфных акритарх могла зависеть от палеоэкологических факторов, причем у разных таксонов по-разному. Неоднократно высказываемые в литературе предположения об экофенотипизме акритарх (Servais et al., 2004; Kroeck et al., 2020 и др.), сопоставимом с экспериментально доказанным у динофлагеллат (Kokinos, Anderson, 1995; Dale, 1996; Ellegaard, 2000; Mertens et al., 2009), справедливы, вероятно, и в отношении E.? williereae.

Морфологические вариации выростов E.? williereae являются устойчивым диагностическим признаком вида, отличающим его от других таксонов с обычно более выдержанной орнаментацией. Не исключено, что выросты E.? williereae хаотично вытягивались при определенных условиях, реагируя на колебания внешних параметров, как и у некоторых современных динофлагеллат. Отследить такие закономерности на ископаемом материале пока затруднительно. Только при условии проведения специальных литофациальных исследований в будущем удастся прояснить данный вопрос. Но предполагаемая отзывчивость вида на меняющиеся обстановки и, вероятно, высокая способность к адаптации позволили ему, оставаясь почти неизменным, преодолеть глобальное позднеордовикское похолодание, гибельное для многих других организмов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования позволили уточнить и дополнить морфологическое строение вида Elektoriskos? williereae — одного из самых характерных таксонов акритарх верхнего ордовика Сибирской платформы. Новые данные расширили диапазон распространения таксона, считавшегося ранее силурийским и использовавшегося в качестве вида-индекса лландовери. Согласно сибирским материалам, его первое появление (FAD) приурочено к пограничному интервалу сандбийского и катийского ярусов позднего ордовика.

Вариации морфологического строения Elektoriskos? williereae, возможно, являются отражением чувствительности вида к изменениям среды. Однако это предположение является сугубо гипотетическим, поскольку вопрос влияния палеоэкологических аспектов на механизм морфологического отклика акритарх пока еще слабо изучен.

Источники финансирования. Исследования Е.Г. Раевской поддержаны грантом РФФИ № 19-05-00748 "Региональные и глобальные аспекты события великой ордовикской биодиверсификации на Сибирской и Русской платформах", а исследования А.В. Дронова – грантом РНФ № 20-17-00198 "Основные этапы эволюции осадконакопления, биоты и магнитного поля в ордовике Сибирской платформы". Работа является вкладом в Международный проект IGCP 653.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Каныгин А.В., Ядренкина А.Г., Тимохин А.В., Москаленко Т.А., Сычев О.В. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Ордовик Сибирской платформы. Новосибирск: Гео, 2007. 267 с.

Каныгин А.В., Ядренкина А.Г., Тимохин А.В., Москаленко Т.А., Гонта Т.В., Степанова Н.И., Сычев О.В., Маслова О.А. Региональная стратиграфическая схема ордовикских отложений Сибирской платформы (новая версия) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2017. № 5с. С. 4–57.

Орадовская М.М. Биостратиграфия и фауна ордовикасилура Северо-Востока СССР. М.: Недра, 1988. 176 с.

Покровский Б.Г., Зайцев А.В., Дронов А.В., Буякайте М.И., Тимохин А.В., Петров О.Л. Геохимия изотопов С, О, S, Sr и хемостратиграфия отложений ордовика в разрезе р. Мойеро, север Сибирской платформы // Литология и полезн. ископаемые. 2018. № 4. С. 310–336.

Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 41. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2012. С. 5–20.

Раевская Е.Г. Акритархи и биостратиграфия верхов кембрия—среднего ордовика северо-запада Восточно-Европейской платформы. Автореф. дисс. ... канд. геол.мин. наук. СПб.: СПбГУ, 2000. 18 с.

Раевская Е.Г. Раннепалеозойские акритархи Восточно-Европейской платформы — как основа построения конкурентоспособных биостратиграфических шкал // Стратиграфия и ее роль в развитии нефтегазового комплекса России. СПб.: Изд-во ВНИГРИ, 2007. С. 33–46.

Раевская Е.Г. Разработка зональной акритарховой шкалы ордовика Восточно-Европейской платформы // Общая стратиграфическая шкала и методические проблемы разработки региональных стратиграфических шкал России. Материалы Межведомственного рабочего совещания, Санкт-Петербург, 17–20 октября 2016 г. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2016. С. 140–141.

Раевская Е.Г. Палинология верхнего ордовика Сибирской платформы: новые данные // Актуальные проблемы современной палинологии. Материалы XIV Всероссийской палинологической конференции, посвященной памяти В.П. Гричука. Ред. Болиховская Н.С., Клювиткина Т.С. М.: Изд-во МГУ, 2017. С. 276–279.

Раевская Е.Г., Шурекова О.В. Современные технологии и оборудование в обработке карбонатно-терригенных пород для палинологического анализа // Материалы XIII Российской палинологической конференции "Проблемы современной палинологии". Сыктывкар: Изд-во Коми НЦ УрО РАН, 2011. Т. 1. С. 103–107.

Сенников Н.В., Толмачева Т.Ю., Обут О.Т., Изох Н.Г., Лыкова Е.В. Зональное расчленение ордовикских отложений Сибири по пелагическим группам фауны // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 4. С. 761–781.

Тесаков Ю.И., Симонов О.Н., Ковалевская Е.О., Лопушинская Т.В., Базарова Л.С., Бергер А.Я., Дивина Т.А., Москаленко Т.А., Хромых В.Г. Силур северо-запада Сибирской платформы. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Гео, 2002. 405 с.

Тесаков Ю.И., Каныгин А.В., Ядренкина А.Г., Симонов О.Н., Сычев О.В., Абаимова Г.П., Дивина Т.А., Москаленко Т.А. Ордовик северо-запада Сибирской платформы. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Гео, 2003. 263 с.

Шешегова Л.И. Акритархи силура севера Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1984. 198 с.

Bergström S.M., Chen Xu, Gutiérrez-Marco J.C., Dronov A.V. The new chronostratigraphic classification of the Ordovician System and its relations to major series and stages and to δ^{13} C chemostratigraphy // Lethaia. 2009. V. 42. P. 97– 107.

Cramer F.H. Possible implications for Silurian paleogeography from phytoplankton assemblages of the Rose Hill and Tuscarora formations of Pennsylvania // J. Paleontol. 1969. V. 43. № 2. P. 485–490.

Cramer F.H. Distribution of selected Silurian acritarchs. Madrid: Revista Españ. Micropaleontol., 1970. 249 p.

Cramer F.N., Diez de Cramer M. Consideraciones taxomómicas sobre las acritarcas del Silúrico Medio y Superior del Norte de España. Las acritarcas acantomorfíticas // Boletín I. G. M. España. 1968. V. 79. P. 541–574.

Dale B. Dinoflagellate cyst ecology: modelling and geological applications // Palynology: Principles and Applications, 3. Eds. Jansonius J., McGregor D.C. Dallas (TX), USA: Am. Assoc. Stratigr. Palynol. Found., 1996. P. 1249– 1275.

Deflandre G., Deflandre-Rigaud M. Fichier micropaléontologique général – Série 13. Acritarches 2. Acanthomorphytae 1. Genre Micrhystridium Deflandre sens. // Lat. Archives originales Centre de Documentacion Centre national de la Recherche scientifique. Paris. 1965. № 402. P. 1–5. Fiches 2176–2521.

Dorning K.J. Silurian acritarchs from the type Wenlok and Ludlow of Shropshire, England // Rev. Palaeobot. Palynol. 1981. N_{2} 34(2). P. 175–203.

Downie C. The geological history of the Microplankton // Rev. Palaeobot. Palynol. 1967. № 1. P. 269–281.

Downie C., Evitt W.R., Sarjeant W.A.S. Dinoflagellates, Hystrichospheres and the classification of the Acritarchs // Stanf. Univ. Publ. Geol. Sci. 1963. V. 7. P. 1–16.

Dronov A.V. Late Ordovician cooling event: evidence from the Siberian craton // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2013. V. 389. № 1. P. 87–95.

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

том 29 № 6 2021

Dronov A.V. Ordovician sequence stratigraphy of the Siberian and Russian platforms // Advances in Sequence Stratigraphy. Ed. Montenari M. Stratigraphy & Timescale. Spec. Iss. 2017. V. 2. P. 187–241.

Eisenack A., Cramer F.H., Diez M. del C.R. Katalog der fossilen Dinoflagellaten, Hystrichosphären und verwandten Mikrofossilien. Band IV Acritarcha 2 Teil. E. Stuttgart: Schweizertbart'sche Verlagsbuchhandlung, 1976. 863 p.

Ellegaard M. Variations in dinoglagellate cyst morphology under conditions of changing salinity during the last 2000 years in the Limfjord, Denmark // Rev. Palaeobot. Palynol. 2000. \mathbb{N}_{2} 109. P. 65–81.

Fatka O., Brocke R. Morphologic variability in Lower Palaeozoic acritarchs: importance for acritarch systematic // Acta Mus. Natl. Pragae. Ser. B. Hist. Nat. 2008. \mathbb{N} 64(2–4). P. 97–107.

Fensome R.A., Williams G.L., Barss M.S., Freeman J.M., Hill J.M. Acritarchs and fossil prasinophytes: an index to genera, species and intraspecific taxa // A.A.S.P. Contrib. Ser. 1990. № 25. 771 p.

Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.V. The Geological Time Scale 2012. Elsevier Science Ltd, 2012. 2-volume set. 1176 p.

Goldman D., Sadler P.M., Leslie S.A. with contributions by Melchin M.J., Agterberg F.P., Gradstein F.M. Chapter 20. The Ordovician Period // Geologic Time Scale 2020. Eds. Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. Elsevier, 2020. V. 2. P. 631–694.

Hill P.J. Stratigraphic palynology of acritarchs from the type area of the Landovery and the Welsh Borderland // Rev. Palaeobot. Palynol. 1974. V. 18. \mathbb{N} 1/2. P. 11–23.

Hill P.J., Dorning K.J. Appendix I. Acritarchs // The Llandovery Series of the Type area. Eds. Cocks L.R.M., Woodcock N.H., Rickards R.B., Temple J.T., Lane P.D. Bull. British Mus. (Nat. Hist.). Geol. Ser. 1984. V. 38. № 3. P. 174–176.

Huff W.D., Dronov A.V., Sell B., Kanygin A.V., Gonta T.V. Traces of explosive volcanic eruptions in the Upper Ordovician of the Siberian Platform // Estonian J. Earth Sci. 2014. V. 63. № 4. P. 244–250.

Kokinos J.P., Anderson D.M. Morphological development of resting cysts in cultures of the marine dinoflagellate Lingulodinium polyedrum (= L. machaerophorum) // Palynology. 1995. № 19. P. 143–166.

Kroeck D.M., Blanchon M., Zacaï A., Navidi-Izad N., Benachour H.B., Monnet C., Raevskaya E., Szczepanik Z., Servais T. Revision of the Cambro-Ordovician acritarch genus Vulcanisphaera Deunff, 1961 // Rev. Palaeobot. Palynol. 2020. V. 279. 104212.

https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2020.104212

Li J., Servais T., Yan K. Ordovician acritarch genus Rhopaliophora: biostratigraphy, palaeobiogeography and palaeoecology // Rev. Palaeobot. Palynol. 2014. V. 208. P. 1–24. Lister T.R. The acritarchs and chitinozoans from the Wenlok and Ludlow Series of the Ludlow and Millichope areas, Shropshire // Palaeontographical Soc. Monographs. 1970. \mathbb{N} 528. P. 1–100.

Loeblich A.R. Morphology, Ultrastructure and Distribution of Paleozoic acritarchs // Proc. North Am. Paleontol. Convention, 1970. Part G. Ultra Microplankton. P. 705–788.

Martin F. Les Acritarches du sondage de la brasserie Lust à Kortrijk (Courtrai) (Silurien Belge) // Bulletin de la Société

belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie. 1966. V. 74. (N2, 3, 1965). P. 354–402.

Martin F. Silurian acritarchs // A global standard for the Silurian System. Eds. Holland C.H., Basset M.G. Nat. Mus. Wales. Geol. Ser. Cardiff., 1989a. V. 9. P. 207–215.

Martin F. Systematic revision of Elektoriskos williereae and Dilatisphaera williereae (Acritarchs) and its bearing on Silurian (Llandoverian) stratigraphy // Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique. Science de la Terre. 1989b. V. 59. P. 5–14.

Mertens K.N., Ribeiro S., Bouimetarhan I., Caner H., Combourieu-Nebout N., Dale B., De Vernal A., Ellegaard M., Filipova M., Godhe A., Goubert E., Grøsfjeld K., Holzwarth U., Kotthoff U., Leroy S.A.G., Londeix L., Marret F., Matsuoka K., Mudie P.J., Naudts L., Peña-Manjarrez J.L., Persson A., Popescu S.-M., Pospelova V., Sangiorgi F., van der Meer M.T.J., Vink A., Zonneveld K.A.F., Vercauteren D., Vlassenbroeck J., Louwye S. Process length variations in cysts of a dinoflagellate, Lingulodinium machaerophorum, in surface sediments: investigating its potential as salinity proxy // Mar. Micropalaeontol. 2009. V. 70. P. 54–69.

Miller V.A., Eames L.E. Palynomorphs from the Silurian Medina Group (Lower Landovery) of the Niagara Gorge, Lewiston, N.Y., U.S.A // Palynology. 1982. V. 6. P. 221–254.

Moldowan J.M., Talyzina N.M. Biogeochemical evidence for dinoflagellate ancestors in the Early Cambrian // Science. 1998. V. 281. P. 1168–1170.

Navidi-Izad N., Hashemi H., Régnier S., Kroeck D., Yan K., Servais T. Revision of the Middle–Upper Ordovician acritarch genus Orthosphaeridium Eisenack 1968 nov. emend. // Rev. Palaeobot. Palynol. 2020. V. 273. P. 104–127.

Playford G., Ribecai C., Tongiorgi M. Ordovician acritarch genera Peteinosphaeridium, Liliosphaeridium, and Cycloposphaeridium: morphology, taxonomy, biostratigraphy, and palaeogeographic significance // Bollettino della Società Paleontologica Italiana. 1995. V. 34. P. 3–54.

Raevskaya E., Dronov A. New data on acritarchs from the Upper Ordovician of the Tungus basin, Siberian Platform // Estonian J. Earth Sci. 2014. V. 63. № 4. P. 300–304.

Raevskaya E., Dronov A. New data on the Late Ordovician acritarchs and cryptospores from the Moyero and Moyerokan River sections, northeast of the Siberian Platform // Short papers and abstracts of the 12th Int. Symp. on the Ordovician System. Eds. Leslie S.A., Goldman D., Orndorf R.C. Stratigraphy. 2015. V. 12. № 2. P. 128–129.

Raevskaya E.G., Hints O. Acritarchs from the Middle and Upper Ordovician of Estonia and their stratigraphic implications // Contributions of the 13th International Symposium on the Ordovician System, Novosibirsk, Russia, July 19–22, 2019. Eds. Obut O.T., Sennikov N.V., Kipriyanova T.P. Novosibirsk: Publishing House of SB RAS, 2019. P. 165–168.

Raevskaya E., Servais T. New acritarch taxa from the Upper Ordovician of Siberia // Palynology. 2017. V. 41. № 51. P. 95–105.

Raevskaya E.G., Dronov A.V., Servais T., Wellman C.H. Cryptospores from the Katian (Upper Ordovician) of the Tungus basin: the first evidence for early land plants from the Siberian Platform // Rev. Palaeobot. Palynol. 2016. V. 224. P. 4–13.

Ribecai C., Tongiorgi M. The Ordovician acritarch genus Pachysphaeridium Burmann 1970: new, revised, and reas-

signed species // Palaeontographia Italica. 1999. V. 86. P. 117–153.

Ribecai C., Raevskaya E., Tongiorgi M. Sacculidium gen. nov. (Acritarcha), a new representative of the Ordovician Stelomorpha–Tranvikium plexus // Rev. Palaeobot. Palynol. 2002. V. 121. P. 163–203.

Servais T. Some considerations on acritarch classification // Rev. Palaeobot. Palynol. 1995. V. 93. P. 9–22.

Servais T., Stricanne L., Montenari M., Pross J. Population dynamics of galeate acritarchs at the Cambrian–Ordovician transition in the Algerian Sahara // Palaeontology. 2004. V. 47(2). P. 395–414.

Servais T., Vecoli M., Li J., Molyneux S.G., Raevskaya E., Rubinstein C.V. The acritarch genus Veryhachium Deunff 1954: taxonomic evaluation and first appearance // Palynology. 2007. V. 31. P. 191–203.

Servais T., Li J., Molyneux S. G., Vecoli M. The Ordovician acritarch genus Coryphidium // Rev. Micropaléontol. 2008. V. 51. P. 97–120.

Smelror M. Early Silurian acritarchs and prasinophycean alga from the Ringerike District, Oslo Region (Norway) // Rev. Palaeobot. Palynol. 1987. V. 52. № 2/3. P. 137–159.

Staplin F.J., Jansonius J., Pocock A.J. Evaluation of some Acritarchous Hystrichosphere Genera // N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 1965. V. 123. № 2. P. 167–201.

Stockmans F., Williere Y. Les Hystrichosphères ou mieux les Acritarches du Silurien belge. Soundage de la Brasserie Lust à Courtrai (Kortrijk) // Bulletin de la Société belge de

Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie. 1963. V. 71. N
93. P. 450–487.

Torsvik T.N., Cocks L.R. New global palaeogeographical reconstructions for the Early Palaeozoic and their generation // Early Palaeozoic Biogeography and Palaeogeography. Eds. Harper D.A.T., Servais T. Geol. Soc. London. Mem. 2013. V. 38. P. 5–24.

Vanguestaine M. Remaniements d'Acritarches dans le Siegenien et l'Emsien (Dévonien Inférieur) du Synclinorium de Dinant (Belgique) // Annales de la Société géologique de Belgique (1978). 1979. V. 101. P. 243–267.

Wang W., Servais T., Yan K., Vecoli M., Li J. The Ordovician acritarch Dactylofusa velifera Cocchio 1982: a biostratigraphical and palaeogeographical index species // Palynology. 2015. V. 39. P. 125–141.

Wang W., Monnet C., Servais T. Quantitative methods used for understanding the taxonomy of acritarchs: a case study of the Middle Ordovician genus Frankea Burmann 1970 // Palynology. 2017. V. 41. P. 69–79.

Yan K., Servais T., Li J. Revision of the Ordovician acritarch genus Ampullula Righi 1991 // Rev. Palaeobot. Palynol. 2010. V. 163. P. 11–25.

Yan K., Li J., Molyneux S.G., Raevskaya E.G., Servais T. A review of the Ordovician acritarch genus Barakella Cramer & Díez 1977 // Palynology. 2017. V. 41. P. 80–94.

Рецензенты Г.Н. Александрова, Н.К. Лебедева, А.С. Алексеев

Acritarch Elektoriskos? williereae (G. & M. Deflandre, 1965) Vanguestaine, 1979 emend. nov. from the Upper Ordovician of the Siberian Platform: New Morphological and Stratigraphical Data

E. G. Raevskaya^{*a*, #} and A. V. Dronov^{*b*}

^aJSC "Geologorazvedka", Saint-Petersburg, Russia ^bGeological Institute, RAS, Moscow, Russia [#]e-mail: lena.raevskaya@mail.ru

Morphology of acritarch species Elektoriskos? williereae (G. & M. Deflandre, 1965) Vanguestaine, 1979, previously considered as a Silurian index of the Llandovery, has been clarified, the diagnosis emended and stratigraphic distribution expanded. According to new data, the first appearance of E.? williereae is confined to the upper part of the Baksan horizon near the boundary of the Sandbian and Katian stages of the Upper Ordovician. Co-occurrence of E.? williereae with representatives of the genera Gordonirundum, Nirundella, Peteinosphaeridium, Sacculidium is a distinct, well-recognizable palynological characteristic of the Katian deposits of the Siberian Platform and this can serve for recognition, dating, and correlation of the acritarchs bearing strata. Morphological variations in E.? williereae are a stable diagnostic feature of the species that distinguishes it from other taxa. It is possible that the species was sensitive to paleoenvironments and, probably, highly adaptive, which allowed it, remaining almost unchanged, to overcome the global Late Ordovician cooling, which appeared fatal for many other groups of organisms.

Keywords: acritarchs, Upper Ordovician, Siberian Platform, biostratigraphy

УДК 575.321:564.1

БИОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ШКАЛА ВЕРХНЕГО ТОАРА–НИЖНЕГО ААЛЕНА Восточной сибири по двустворчатым моллюскам рода Arctotis Bodylevsky, 1960

© 2021 г. О. А. Лутиков*

Геологический институт, Российская академия наук, Москва, Россия *e-mail: niipss@mail.ru

> Поступила в редакцию 09.03.2021 г. После доработки 02.04.2021 г. Принята к публикации 20.04.2021 г.

На основе изучения морфогенеза раковин уточнена классификация тоар-ааленских представителей рода Arctotis Bodylevsky, 1960. В опорных разрезах Анабарской губы и мыса Цветкова (Восточный Таймыр) установлена последовательность видов, которая прослежена в серии разрезов тоара и аалена Восточной Сибири, и сопоставлена с бореальной аммонитовой шкалой. Для верхнего тоара—нижнего аалена сконструирована биохронологическая шкала по двустворчатым моллюскам рода Arctotis (семейство Охуtomidae Ichikawa, 1958), имеющая собственную хронологическую периодизацию, в которой выделены четыре так называемые оксито-зоны. С помощью шкалы проведена межрегиональная корреляция разрезов верхнего тоара—нижнего аалена Восточной Сибири (Анабарская губа, мыс Цветкова, рр. Марха, Тюнг, Келимяр, Молодо, Моторчуна, скважины Вилюйской синеклизы) и Северо-Востока России (бассейн р. Левый Кедон). Хроностратиграфические объемы оксито-зон определены с детальностью, соответствующей зонам аммонитовой шкалы бореального стандарта: оксито-зона Praearctotis milovae соответствует аммонитовым зонам Zugodactylites braunianus и Pseudolioceras compactile, оксито-зона Praearctotis marchaensis — зоне Pseudolioceras wuerttenbergeri, оксито-зона Praearctotis tabagensis — зоне Pseudolioceras maclintocki.

Ключевые слова: юра, тоар, аален, двустворчатые моллюски, биохронологическая шкала, Восточная Сибирь

DOI: 10.31857/S0869592X21060065

ВВЕДЕНИЕ

Основным методом параллелизации региональных горизонтов юры Севера России со стратотипами ярусов Международной стратиграфической шкалы (МСШ) является корреляция аммонитовых зон (Зоны..., 1982). Для геологической корреляции тоар-ааленских отложений Северо-Восточной Азии в конце XX-начале XXI в. сибирскими и санкт-петебургскими специалистами были разработаны две аммонитовые шкалы (Князев, 1991; Князев и др., 2003; Полуботко, Репин, 1994; Захаров и др., 1997; Шурыгин и др., 2011; Репин, 2016, 2017). Комплекс позднетоарских бореальных аммоноидей по сравнению с западноевропейским обеднен, хотя в нем есть ряд общих с Западной Европой родов и видов (Меледина, 2000). Тем не менее вопросы проведения границы между нижним и средним отделами юры и глобальной корреляции тоар-ааленских разрезов с подразделениями МСШ и на севере России остаются актуальными. В последних публикациях на эту тему нижнюю границу аалена в Восточной Сибири предлагается проводить в основании зоны Pseudolioceras maclintocki (Князев и др., 2007а), а на Северо-Востоке России – в основании слоев с Pseudolioceras beyrichi orientale (Репин, 2016). Нет общепринятой корреляции тоара и аалена по комплексам двустворчатых моллюсков в разрезах на территории Севера России, поскольку считается, что комплексы верхов тоара и низов аалена этих регионов эндемичны и разнятся между собой (Полуботко, Репин, 1992, 1994; Репин, 2020). Из-за редкой встречаемости представителей зональных видов аммонитов в тоар-ааленских отложениях, непосредственно пользоваться общей стратиграфической шкалой при расчленении и корреляции как естественных обнажений, так и разрезов, вскрытых скважинами, сложно (Шурыгин и др., 2001). Пограничные отложения нижнего и среднего отделов юрской системы на севере Сибири принято датировать тоаром-ааленом (Шурыгин и др., 2000).

Предлагаемая биохронологическая шкала по окситомидам разрабатывалась на одних и тех же разрезах севера Сибири (Анабарская губа, мыс Цветкова, рр. Моторчуна, Марха) и Северо-Востока России (бассейн р. Левый Кедон), как и аммонитовая зональная шкала тоара—аалена (Князев и др., 2003; Захаров и др., 1997; Шурыгин и др., 2011), поэтому параллелизация шкалы по двустворкам выполнена относительно сибирской аммонитовой шкалы (рис. 1).

Главное назначение шкалы — периодизация отложений, вмещающих зональные комплексы, и корреляция в различной степени удаленных и разнофациальных разрезов нижней—средней юры.

Первая зональная схема юры севера Сибири была создана В.И. Бодылевским на основе изучения материалов из Анабаро-Хатангского района. В схеме для тоара и аалена наряду с аммонитами в качестве руководящих форм были указаны двустворчатые моллюски, отнесенные к двум видам – "Pseudomonotis vai sp. nov." для верхнего лейаса (=тоара) и "Pseudomonotis lenaensis (Lahusen)"¹ для аалена (Бодылевский, 1939).

В докладе на Межведомственном стратиграфическом совещании по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири в 1956 г. В.И. Бодылевский высказал соображение, что представители данной родовой группы для севера Сибири могут формировать определенный генетический ряд от тоара до валанжина (Бодылевский, 1957). Исследованиями английских и аргентинских специалистов установлено (биполярное) распространение рода Arctotis в юре и мелу (Crame, 1985; Crame et al., 1993; Damborenea, 1994; Damborenea et al., 2013).

Стандартные автономные шкалы по двустворчатым моллюскам, включенные в стратиграфические схемы Сибири и Северо-Востока России и являющиеся базовыми для геологических работ (Решение..., 2004; Решения..., 2009), основаны на таксонах, относящихся к разным семействам (Шурыгин, 1987; Репин, Полуботко, 2004). С по-

резах двустворчатых моллюсков и аммоноидей стандартные шкалы по двустворчатым моллюскам прололжают совершенствоваться (Шурыгин и др., 2011; Репин, Полуботко, 2015). Так, в Региональной стратиграфической схеме нижней и средней юры Средней Сибири, принятой на 3-м Межведомственном региональном стратиграфическом совещании по мезозою и кайнозою Средней Сибири в 1978 г., слои с Propeamussium olenekense, Arctotis marchaensis соответствовали нижнему аалену (Решения..., 1981). Согласно современным представлениям, b-зона Arctotis marchaensis coorветствует двум верхним а-зонам тоара и части нижнего аалена бореального аммонитового стандарта, b-зона Arctotis lenaensis соответствует верхней части нижнего аалена, верхнему аалену и нижнему байосу (Шурыгин и др., 2011). В Региональной стратиграфической схеме нижней и средней юры Западной Сибири, принятой на 6-м Межведомственном стратиграфическом совещании по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозозойских отложений Западной Сибири в 2003 г., слои с Arctotis marchaensis соответствуют верхней части надояхского горизонта и коррелируются с двумя верхними а-зонами бореального аммонитового стандарта тоара и нижней частью аалена. Слои с Arctotis lenaensis соответствуют вымскому горизонту и верхней части лайдинского горизонта (Решение..., 2004). 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 в 2002 г., слои с Arctotis marchaensis соответствуют низам ясчанского горизонта (аален-низы байоса) (Решения..., 2009). Согласно современной корреляции (Репин, 2016), толша алевролитов с "Arctotis cf. marchaensis (Petr.)" на р. Вилига отвечает терминальной зоне тоара (Репин, Полуботко, 2015). В Региональной стратиграфической схеме юрских отложений Дальнего Востока, принятой на 4-м Межведомственном региональном стратиграфическом совещании по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья в 1990 г., виды "Arctotis marchaensis (Petr.)", "Arctotis aff. similis Velikzh." отмечены в толще песчаников и алевролитов Южно-Верхоянской структурно-фациальной зоны (басс. рр. Акачан, Аллах-Юнь), где они указаны совместно с ранеааленским Pseudolioceras maclintocki (Haught). Вид "Arctotis lenaensis (Lah.)" характеризует тымагерскую свиту (аален) и усманковскую свиту (бат) Верхне-Амурской структурно-фациальной зоны (низовья рр. Шилка, Аргунь, Амазар) (Решения..., 1994).

явлением новых данных по распределению в раз-

За пределами России в стратиграфической схеме юрских отложений Аргентины представители вида Arctotis frenguellii (Damborenea) приводились при характеристике слоев с Meleagrinella,

¹ В более поздней работе эта группа видов отнесена к роду Arctotis (Бодылевский, 1960). В.И. Бодылевский использовал название Arctotis lenaensis (Lah.) для аален-байосских форм, а для байос-батких – Arctotis sublaevis (Bodyl.) (Бодылевский, 1957). В дальнейшем название Arctotis lenaensis широко вошло в практику стратиграфических корреляций, этот вид был выбран в качестве индекса зоны по двустворкам нижнего аалена-нижнего байоса (Шурыгин и др., 2000). При проведении ревизии юрских и меловых окситомид установлено, что лектотип вида Arctotis lenaensis (Lah.), выбранный В.И. Бодылевским, происходит из батских отложений района п. Жиганск, а голотип вида Arctotis sublaevis (Bodyl.) происходит из аален-байоских отложений Нордвикского района, поэтому в настоящей работе вместо "Arctotis lenaensis" для обозначения сибирских позднеааленских-байосских арктотисов используется название Arctotis sublaevis (Bodyl.), а для батских – Arctotis lenaensis (Lah.). Подробно этот вопрос рассмотрен ранее (Лутиков, Шурыгин, 2010). Далее в тексте названия таксонов, объем которых автор интерпретирует иначе по сравнению с объемом, употреблявшимся в предыдущих исследованиях, а также названия таксонов, которые следует ревизовать, приведены в кавычках. Названия зон и слоев с двустворками приведены в их оригинальном виде.

Настоящая работа	Биохронологи- ческая шкала по окситомидам	Arctotis sublaevis Arctotis tabagensis								Praearctotis	similis					Praearctotis	marchaensis				Praearctotis	r racarcuus milovae							
Захаров и др., 1997 Шурыгин и др., 2011	й стандарт ок Азии (CBA)	Pseudolioceras (Tugurites) whiteavesi					Pseudolioceras	maclintocki	Pseudolioceras falcodiscus Pseudolioceras wuerttenbergeri Pseudolioceras compactile		Pseudolioceras falcodiscus Pseudolioceras wuerttenbergeri Pseudolioceras compactile							Pseudolioceras falcodiscus		Pseudolioceras wuerttenbergeri			Zugodactylites	braunianus					
Репин, 2016, 2017	Зональны Северо-Вост	Pseudolioceras (Tugurites) whiteavesi				Pseudolioceras	maclintocki	Pseudolioceras beyrichi orientale		Pseudolioceras replicatum		Pseudolioceras paracompactile		Pseudolioceras danilovi		danilovi		danilovi		danilovi		Pseudolioceras rozenkrantzi		rozenkrantzi		Peronoceras spinatum		Zugodactylites	braunianus
i et al., 1997	Graphoceras formosum Graphoceras formosum Brasilia Brasilia Brasilia bradfordensis Ludwigia haugi Ludwigia haugi Leioceras Pleydellia lugdenensis Pleydellia numorteria peeudoradiosa Dumorteria gruneria gruneria					gruneri	Hammatoceras insigne	Pseudogrammoceras fallaciosum	Eseryceras fascigerum	Grammoceras thouarsense	Pseudogrammoceras bingmanni	Haugia vitiosa	Haugia illustris	Haugia variabilis	Hidoceras	bifrons													
Elm	еро-Западная Европ	Graphoceras concavum concavum Ludwigia murchisonae					Leioceras	opalinum	Pleydellia aalensis		Dumontania	Phlyseogrammoceras		dispansum	Grammoceras thouarsense		thouarsense		Haugia variabilis			Hidoceras	bifrons						
; Howarth, 1992	льный стандарт Сев	ьный стандарт Севе							Pleydellia	aalensis	Dumortieria moorei	Dumortieria	Innhentor	Phlyseogrammoceras	dispansum	Pseudoorammoceras	strukmanni	Grammoceras	striatulum				Catacoeloceras crassum	Peronoceras fibulatum					
Dean et al., 1961	Зона										Dumorteria levesquei					Grammoceras thouarsense				Haugia variabilis			Hildoceras bifrons						
системы, 1982	одная ская шкала Верхний Нижний							Верхний									Нижний												
Зоны юрской	Зоны юрской с Междунар стратиграфичес Ааленский						Тоарский								1														

Рис. 1. Схема сопоставления биохронологической шкалы по окситомидам с международной стратиграфической шкалой и со стандартными зональными шкала-ми верхнего тоара—аалена северо-запада Западной Европы и Северо-Восточной Азии.

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 29 № 6 2021

56

которые соответствуют части верхнего тоара и аалена (Damborenea, 1994; Riccardi et al., 2011).

Изучение коллекций двустворчатых моллюсков семейства Охуtomidae Ichikawa, 1958 из тоар-ааленских отложений севера Восточной Сибири и Северо-Востока России, начатое автором еще в конце 80-х годов XX в., позволило установить закономерности эволюции некоторых юрско-меловых представителей семейства Охуtomidae Ichikawa, 1958 (Лутиков и др., 2010) и выполнить предварительную классификацию таксонов (Лутиков, Шурыгин, 2010).

Целью настоящей работы является создание биохронологической шкалы верхнего тоаранижнего аалена по двустворчатым моллюскам, относящимся к роду Arctotis Bodylevsky, 1960 (семейство Oxytomidae Ichikawa, 1958), и оценка шкалы для стратиграфических корреляций. Поводом для разработки шкалы явилось широкое распространение арктотисов в разрезах верхнего тоара и аалена и относительно высокие темпы морфогенеза у представителей этой группы двустворчатых моллюсков. В качестве основной задачи рассматривалась разработка методики видовой классификации.

С помощью шкалы проведена корреляция основных разрезов тоара и нижнего аалена Восточной Сибири и Северо-Востока России посредством прослеживания биостратонов, характеризующихся зональными видами или зональными комплексами.

МАТЕРИАЛ

В период с 1980 по 1987 г. автор участвовал в комплексных лито- и биостратиграфических исследованиях основных разрезов нижней и средней юры Восточной Сибири и Северо-Востока России (Анабарская губа, Восточный Таймыр, рр. Анабар, Келимяр, Моторчуна, Марха, Вилюй, Тюнг, Молодо, Сюнгюдэ, притоки р. Левый Кедон). Работы проводились в составе группы специалистов СНИИГГиМС (Новосибирск), изучавших литологию – В.П. Девятов, аммоноидеи – В.Г. Князев, двустворчатые моллюски – О.А. Лутиков, фораминиферы – В.В. Сапьяник. В период с 1990 по 2008 г. автор исследовал материалы из скважин разведочного бурения Вилюйской синеклизы, любезно предоставленные коллегами И.В. Будниковым и И.С. Павлухиным (рис. 2).

Основными объектами изучения являлись коллекции, собранные автором и коллегами в естественных выходах тоар-ааленских отложений и из керна скважин разведочного бурения, хранящиеся в департаменте стратиграфии и региональной геологии СНИИГГиМС (Новосибирск). Для уточнения систематической принадлежности и стратиграфического положения некоторых таксонов были изучены: коллекции И.В. Полуботко и Ю.С. Репина из разрезов р. Летняя и притоков р. Левый Кедон, хранящиеся в отделе стратиграфии и палеонтологии ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург); коллекция А.Г. Ржонсницкого из разреза р. Марха, коллекция Г.А. Иванова из разреза р. Лена и коллекция Т.М. Окуневой из разреза р. Газимур. храняшиеся в музее ШНИГР им. акад. Чернышева (Санкт-Петербург); коллекция Т.И. Кириной из разреза р. Вилюй, хранящаяся в музее ВНИГРИ (Санкт-Петербург); коллекция В.И. Бодылевского из разреза п-ова Юрюнг-Тумус, хранящаяся в музее Санкт-Петербургского горного университета; коллекции Б.Н. Шурыгина из разрезов п-ова Юрюнг-Тумус и Анабарской губы, хранящиеся в лаборатории палеонтологии и стратиграфии мезозоя и кайнозоя ИНГиГ СО РАН (Новосибирск). В коллекциях автора насчитывается более 1000 экземпляров окситомид, относящихся к роду Arctotis и представляющих более 60 выборок из 15 местонахождений. Список изученных образцов представлен ранее (Лутиков, Шурыгин, 2010) и дополнен в разделе "Описание зональных видов" в настоящей работе.

МЕТОДЫ

Полевые исследования. Стратиграфическое расчленение естественных выходов юрских отложений на севере Восточной Сибири и Северо-Востоке России проводилось на основе принципов послойной корреляции разрезов ритмичных терригенных толщ (Захаров, Юдовный, 1967). Образцы с двустворчатыми моллюсками привязывались к нижней границе слоев и к уровням находок аммоноидей. При описании разрезов предварительно определялась видовая и родовая принадлежность всех сопутствующих характерных комплексов двустворчатых моллюсков. Образцы из керна скважин привязывались к основанию литологических тел, установленных с помощью геофизических методов.

Методы систематики. В настоящем исследовании при выборе методов систематики автор следовал рекомендациям В.Е. Руженцева (Руженцев, 1960). Использовались онтогенетический принцип, принцип гомологий, принцип основного звена. Онтогенез изучался по сопоставлению очертаний элементов замочных структур у раковин разного размера в выборках из ископаемых популяций (Захаров, 1975) и по линиям роста элементов замочных структур на отдельных раковинах.

Изучение новообразований внутри группы проводилось путем сравнительного анализа гомологичных частей лигаментного и биссусного блоков раковин в выборках из разобщенных во времени и пространстве ископаемых популяций. При проведении систематики таксонов за основное звено развития окситомид приняты изменения относительного положения частей в лигаментном и биссусном блоках. В эволюции окситомид эмпирически установлены хроноклины. В результате



Рис. 2. Обзорная карта изученных разрезов верхнего тоара и нижнего аалена Восточной Сибири и Северо-Востока России.

Районы сборов коллекций: 1 — басс. р. Левый Кедон (рр. Сатурн, Старт, Бродная, Астрономическая), 2 — р. Моторчуна, 3 — мыс Цветкова (Восточный Таймыр), 4 — Анабарская губа, 5 — р. Анабар, 6 — р. Келимяр, 7 — р. Марха, 8 — р. Вилюй, 9 — р. Тюнг, 10 — рр. Сюнгюдэ, Молодо. Участки бурения: 11 — Тенкеляхский, 12 — Правобережный, 13 — Серки-Линденский.

апостериорного взвешивания признаков были определены морфологические признаки, характеризующие надвидовые таксоны. На фоне гипотетических эволюционных трендов, основанных на визуальной оценке изменений гомологичных частей в лигаментном и биссусном блоках во времени, была проведена первичная классификация таксонов (Лутиков, Шурыгин, 2010). Выводы по филогенезу основывались на сравнении типов и подтипов онтогенезов лигаментных ямок у юрских и меловых форм, относящихся к различным стратиграфическим уровням. С помощью кладистического анализа установлены филогенетические связи между родственными группами окситомид (Лутиков и др., 2010).

Методы классификации. При выборе методов классификации двустворчатых моллюсков автор следовал рекомендациям Э. Майра (Майр, 1971). В хронологической последовательности видовых

групп из подродов Arctotis (Praearctotis) и Arctotis (Arctotis) дискретность видов определялась методом апостериорного взвешивания признаков, основанного на опыте оценки количества филогенетически значимой информации, содержащейся в выбранном признаке. Классификация и видовая диагностика таксонов в настоящем исследовании проводились с помощью количественной оценки состояний морфологических признаков в комплексе с данными по изучению морфогенеза.

<u>К признакам с высоким таксономическим весом</u> отнесены:

а) Форма переднего крыла. Тупоугольное переднее крыло присутствует у тоарских Praearctotis, субпрямоугольное переднее крыло появляется у ааленских Arctotis.

б) Ширина переднего крыла. Узкое крыло характерно для большинства тоарских представителей подрода Praearctotis. Умеренно широкое переднее крыло свойственно терминальным тоарским Praearctotis. Широкое переднее крыло характеризует аален-байосские таксоны подрода Arctotis s.str.

в) Соотношение выпуклости створок. Двояковыпуклые створки характерны для таксонов тоарского подрода Praearctotis, выпуклые левые створки и плоские правые створки свойственны раннеааленским Arctotis s.str. Выпукло-вогнутые створки характерны для позднеаален-байосских представителей подрода Arctotis s.str.

<u>К признакам с низким таксономическим весом</u> отнесены признаки, подверженные возрастной или индивидуальной изменчивости: размер, контур, симметрия, скошенность, длина переднего и заднего залигаментного поля, плотность ребристости. К этой же категории отнесены признаки, которые трудно определять, такие как относительная ширина межреберных промежутков и дифференцированность ребер по ширине и высоте на порядки.

При определении дискретности видов принята концепция эволюционного вида Дж. Симпсона, согласно которой "Эволюционный вид — это филетическая линия (последовательность популяций, связанных отношением предок—потомок), которая эволюирует независимо от других и обладает своей собственной единой эволюционной ролью и эволюционными тенденциями" (Симпсон, 2006, с. 178).

Морфология раковины и используемые измерения. Понятия таких морфологических признаков, как длина, высота, радиальные ребра, передний край, задний край, замочный край, переднее ушко, заднее ушко, передняя часть раковины, задняя часть раковины, выпуклость створки, лигаментная ямка, залигаментное поле, лигаментная площадка, протуберанец, известны в литературе по двустворчатым моллюскам с прямым замочным краем (Кошелкина, 1963; Лутиков, Шурыгин, 2010) (рис. 3).

При описании формы переднего крыла левой створки использовались новые признаки, которым даны унифицированные понятия: угол переднего крыла (УПКр) – угол между замочным краем (ЗМК) и передним краем последнего видимого концентра роста; передний киль (ПК) – линия, соединяющая ВВК и ВПК; апикальный выступ внешнего края переднего крыла левой створки (ВПКр) – точка максимального удаления переднего края створки от киля; длина изгиба внешнего крыла правой створки (ДПКр) – расстояние между ВВК и ВПК; ширина изгиба внешнего крыла правой створки (ШПКр) – расстояние между килем и ВПКр; передний край концентра роста (ПККР) – дуга концентра роста, соединяющаяся с краем створки. При описании формы заднего крыла левой створки использовались признаки: ЗК – задний киль, ЗКр – заднее крыло, ЗУ – заднее ушко (дифференцировано только у раннетоарских форм), НОЗКр – нижнее окончание заднего крыла,

АВЗК 1 — апикальный вырез заднего края концентра роста, АВЗК 2 — апикальный вырез внешнего края заднего крыла (рис. 4).

Лля характеристики морфологических элементов раковин производились замеры по 9 признакам: 1) длина (Д), 2) высота (В), 3) выпуклость (Вп), 4) длина передней части (ДПЧ), 5) длина задней части (ДЗЧ), 6) длина переднего залигаментного поля (ДПП), 7) ребристость (Р) – количество ребер на участке раковины в промежутке между передним килем створки и задним килем створки, 8) ширина межреберных промежутков (ШП) – расстояние между параллельными ребрами, 9) ширина ребер (ШР) — расстояние между краями ребер (рис. 3). При проведении линейных замеров по признакам 1-6 измерялся только один параметр (высота или длина створки в зависимости от сохранности материала) с помощью штангельциркуля. Остальные параметры определялись по фотографиям раковин с помощью инструментов программы Photoshop. Замеры по признакам 7-9 производились с помощью инструментов программы Photoshop и CorelDRAW. Замеры по признакам УПКр, ДПКр, ШПКр производились с помощью инструментов программы CorelDRAW.

Количественная оценка признаков разработана на основе методики изучения формы раковин с прямым замочным краем (Лутиков, Шурыгин, 2010). Количественная оценка признаков проводилась по 9 градациям (рис. 5).

1. Градации по размеру раковины определялись высотой створок (В).

2. Градации по характеру контура раковины определялись отношением высоты раковины к длине (В/Д).

3. Градации по симметрии створок определялись отношением длины передней части к длине створки (ДПЧ/Д).

4. Градации по углу переднего крыла (УПКр) створок определялись углом между замочным краем створки и касательной к переднему краю последнего видимого концентра роста.

5. Градации по выпуклости левой створки определялись отношением выпуклости левой створки к высоте (ВпЛ/В).

6. Градации по длине переднего залигаментного поля левой створки определялись отношением длины переднего залигаментного поля левой створки к длине передней части створки (ДПП/ДПЧ).

7. Градации по плотности ребристости створок определялись отношением количества ребер по нижнему краю раковины на участке между апикальными выступами переднего и заднего краев к длине раковины (Р/Д).

8. Градации по ширине межреберных промежутков определялись отношением (ШП/ШР) ширины межреберного промежутка между соседними реб-



Рис. 3. Морфологические элементы левой створки арктотисов. ВВК – апикальный выступ верхнего края, ВПК – апикальный выступ переднего края, ВЗК – апикальный выступ заднего края, ВНК – апикальный выступ нижнего края, ПК – передний киль створки, ЗК – задний киль створки, ЦО – центральная ось створки, ЗЗП – заднее залигаментное поле, ПЗП – переднее залигаментное поле, ДПП – длина переднего залигаментного поля, ОПУ – окончание переднего ушка, ЗКр – заднее крыло створки, ЗМК – замочный край, ПККР – передний край концентра роста, НОЗКр – нижнее окончание заднего крыла створки, АВЗК – апикальный вырез заднего края концентра роста, ШР – ширина ребер, ШП – ширина межреберных промежутков, ДЗЧ – длина задней части, ДПЧ – длина передней части, Д – длина, ВП – выпуклость, В – высота.

рами (ШП) к ширине смежного ребра (ШР). Поскольку ширина межреберных промежутков не равномерна, для замера выбирался наиболее широкий промежуток между ребрами по нижнему или заднему краю левых створок.

9. Градации по ширине переднего крыла левой створки определялись отношением ширины переднего крыла к длине переднего крыла левой створки (ШПКр/ДПКр).

Методология создания биохронологической шкалы. Биостратиграфическое расчленение и корреляции изученных разрезов проводились на основе эволюционного метода (Степанов, Месежников, 1979). Представленная зональная шкала верхнего тоара—нижнего аалена базируется на филогенетической последовательности видов рода Arctotis (семейство Охуtomidae Ichikawa, 1958). В качестве методологической основы для разработки шкалы была применена концепция биохронологических шкал (БХШ), предложенная В.В. Черных (Черных, 2016), апробированная на окситомидах нижнего тоара (Лутиков, Арп, 2020).

Эволюционные изменения состояний признаков, установленные в результате изучения морфогенеза лигаментного блока у раковин окситомид, происходящих из разных стратиграфических толщ, приняты за филогенетическую хроноклину при конструировании биохронологической шкалы. Различные сочетания состояний наружных признаков раковин лежат в основе периодизации шкалы. Соответственно, таксоны описывались на основании признаков, возникших в результате филогенеза, по состояниям которых определялись границы таксона. Относительная дискрет-



Рис. 4. Морфологические элементы переднего и заднего крыла левой створки арктотисов. (a) – Arctotis (Praearctotis) milovae, (δ) – Arctotis (Praearctotis) marchaensis, (B) – Arctotis (Praearctotis) similis, (Γ) – Arctotis (Arctotis) tabagensis, (μ) – Arctotis (Arctotis) sublaevis. Морфологические элементы: ПКр – переднее крыло, ПК – передний киль, УПКр – угол переднего крыла, ДПКр – длина изгиба внешнего крыла правой створки, ШПКр – ширина изгиба внешнего крыла правой створки, BBK – апикальный выступ верхнего края, 3У – заднее ушко, ОЗУ – окончание заднего ушка, AB3K 1 – апикальный вырез заднего края концентра роста, AB3K 2 – апикальный вырез внешнего края заднего крыла, ВПК – апикальный выступ переднего края, ВПКр – апикальный выступ внешнего края переднего крыла левой створки, ВВК – апикальный выступ верхнего края.

ность состояний признаков объясняется неполнотой геологической летописи (Дарвин, 1991).

Дистанции с определенными состояниями морфологических признаков соответствуют времени существования видов. Из-за индивидуальной изменчивости признаков, границы между таксонами динамические (имеют интервалы неопределенности). Дискретность таксонов определялась в процессе изучения морфогенеза методом оценки количества филетической информации, содержащейся в эмпирически выбранном признаке (Майр, 1971). В результате установлена хронологическая последовательность состояний таксономически значимых признаков для тоара и аалена, калиброванная с помощью независимой бореальной аммонитовой шкалы (рис. 6). С одной стороны, генетические дистанции между таксонами не соответствуют хронологическим дистанциям соответствующих филозон, так как филозоны кратны элементарным подразделениям стандартной шкалы – аммонитовым зонам. С другой стороны, "если в эво-

том 29

люции направленность сочетается с периоличностью, то она обладает собственным временем и может служить часами, хотя и несовершенными" (Красилов, 1977, с. 29). Поэтому биохронологическая шкала по окситомидам, кроме выполнения функции стратиграфической корреляции, является инструментом датировки геологических событий. Поскольку события определяют время, одновременность может рассматриваться как сосуществование событий, для которых отношения "раньше-позже" неразличимы и определяются с точностью до фазы. Одновременность образования изолированных географически палеопопуляций определяется их принадлежностью к одному из классов эволюционных событий в морфогенезе лигаменного блока правой створки, которым соответствуют фаза образования прямого подтипа лигаментной ямки, фаза образования угловатого подтипа лигаментной ямки, фаза образования ложечковидного подтипа лигаментной ямки, фаза

Градации по симметрии створки (3)	сильно неравносторонняя неравносторонняя умеренно неравносторонняя равносторонняя	Градации по длине переднего залигаментного поля левой створки (6)	короткое длинное очень длинное	Градации по ширине переднего крыла левой створки (9)	узкое умеренно широкое	
Значение ДПЧ/Д	менее 0.35 0.350.40 0.410.45 0.450.50	Значение ДПП/ДПЧ	менее 0.45 0.45-0.50 более 0.50	Значение ШПКр/ДПКр	менее 0.20 0.21-0.22	более 0.22
Градации по контуру створки (2)	очень низкая низкая равновеликая высокая очень высокая	Градации по выпуклости створки (5)	слабо выпуклая умеренно выпуклая сильно выпуклая вздутая	Градации по ширине межреберных промежутков (8)	очень узкие узкие имерено шилокие	лирокие широкие очень широкие
Значение В/Д	менее 0.95 0.95—0.97 0.98—1.02 1.03—1.05 более 1.05	Значение Вп/В	менее 0.20 0.20-0.30 0.31-0.40 более 0.40	Значение ШП/ШР	менее 1.50 1.5-2.00 2.01-2.5	2.51-3.00 60лее 3.00
Градации по размеру створки (1)	очень маленькая маленькая средняя большая очень большая	Градации по углу переднего крыла левой створки (4)	остроугольное субпрямоугольное тупоугольное	Градации по плотности ребристости створки (7)	редко ребристые слабо ребристые умеренно реблистые	умеренно ребристые густо ребристые
Величина В, мм	менее 10.00 10.01–30.00 30.01–50.00 50.01–70.00 более 70.00	Угол переднего крыла (УПКр)°	менее 85° 85°–105° более 105°	Значение Р/Д	менее 1.00 1.00-2.00 2.01-3.00	3.01-4.00 более 4.00

Рис. 5. Морфологическая характеристика раковин окситомид на основании количественной оценки признаков.

образования ложечки (полностью вогнутой лигаментной ямки).

Для определения стратиграфического положения слоев с двустворчатыми моллюсками в обшей последовательности зональных биостратонов в качестве опорных были выбраны разрезы тоарааалена Анабарской губы и мыса Цветкова, которые были изучены во время полевых работ в 1985 и 1987 гг. Для оценки корреляционного потенциала шкалы последовательность видов, установленная в опорных разрезах, была прослежена в серии разрезов тоара-аалена Восточной Сибири (рр. Моторчуна, Молодо, Сюнгюдэ, Марха, Тюнг, Вилюй, скважины Вилюйской синеклизы) и Северо-Востока России (бассейн р. Левый Кедон).

МОРФОГЕНЕЗ РАКОВИНЫ РОДА ARCTOTIS BODYLEVSKY, 1960 В ПОЗДНЕМ ТОАРЕ-РАННЕМ ААЛЕНЕ

В процессе изучения закономерностей морфогенеза лигаментного блока у тоар-ааленских представителей семейства Oxytomidae Ichikawa, 1958 было установлено, что в хроноклине филогенетической линии Arctotis в раннем тоаре (фаза Zugodactylites braunianus) в лигаментном блоке возник прямой подтип лигаментной ямки, в позднем тоаре (фаза Pseudolioceras wuerttenbergeri) – угловатый подтип лигаментной ямки. В фазу Pseudolioceras falcodiscus появился ложечковидный подтип лигаментной ямки. В раннем аалене (фаза Pseudolioceras maclintocki) изменилось структурное положение элементов лигаментного блока правой створки – образовалась полностью вогнутая лигаментная ямка, уменьшилась длина лигаментной площадки относительно длины правой створки. увеличился наклон лигаментной ямки левой створки относительно плоскости смыкания створок (Лутиков и др., 2010).

Изменение типа переднего крыла левой створки, характеризующего внешний облик раковины, положено в основу периодизации морфогенеза раковин в позднем тоаре-позднем аалене. Тип переднего крыла определялся комбинацией трех признаков. У арктотисов установлено четыре типа переднего крыла. "Параболовидный" тип характеризуется коротким залигаментным полем (ДПП/ДПЧ менее 0.45), узким передним крылом (ШПКр/ДПКр менее 0.15) и тупоугольным передним крылом (УПКр более 105°). "Трапециевидный" тип характеризуется длинным залигаментным полем (ДПП/ДПЧ 0.45–0.50), умеренно широким передним крылом (ШПКр/ДПКр 0.15-0.20) и тупоугольным передним крылом (УПКр более 105°). "Гиперболовидному" типу свойственны очень длинное залигаментное поле (ДПП/ДПЧ более 0.50), широкое переднее крыло (ШПКр/ДПКр более 0.20) и субпрямоугольное (УПКр 85°-105°) или остроугольное переднее крыло (УПКр менее 85°). "S-образный" тип ха-

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

рактеризуется очень длинным залигаментным полем (ДПП/ДПЧ более 0.50), широким передним крылом (ШПКр/ДПКр более 0.20) и инверсионным передним крылом - субпрямоугольным (УПКр 85°-105°) на ранних стадиях роста и тупоугольным (УПКр более 105°) на поздних стадиях роста.

В результате сравнения типов переднего крыла левой створки у форм из отложений, относящихся к разным стратиграфическим уровням, установлено, что морфогенез в хроноклине Arctotis (Praearctotis) milovae–Arctotis (Praearctotis) marchaensis (Petrova)-Arctotis (Praearctotis) similis Velikzhanina-Arctotis (Arctotis) tabagaensis (Petrova)-Arctotis (Arctotis) sublaevis (Bodylevsky) от фазы Zugodactylites braunianus до фазы Pseudolioceras whiteavesi проходил в направлении от форм с "параболовидным" типом переднего крыла к формам с "трапециевидным" типом переднего крыла, далее к формам с "гиперболовидным" и с "S-образным" типами переднего крыла. Морфогенез переднего крыла левой створки проходил от форм с тупоугольным крылом в тоаре к формам с субпрямоугольным крылом в аалене. Морфогенез заднего ушка левой створки проходил от форм с остроконечным окончанием заднего ушка на юношеских стадиях в раннем тоаре к формам с тупоугольным задним ушком на юношеских стадиях в позднем тоаре.

В представленной хронофилогенетической последовательности видов из подродов Prearctotis и Arctotis дискретность таксонов видового ранга определялась количественным состоянием признаков, установленных на основе изучения морфогенеза переднего крыла и заднего ушка левой створки. К виду Arctotis (Praearctotis) milovae (Okuneva), 2002, характерному для зоны Zugodactylites braunianus и зоны Pseudolioceras compactile верхнего тоара Восточной Сибири, Северо-Востока России и Дальнего Востока, отнесены формы с "параболовидным" типом переднего крыла, с остроугольным задним ушком на юношеских стадиях (табл. I, фиг. 1). К виду Arctotis (Praearctotis) marchaensis (Petrova), 1947, характерному для зоны Pseudoloceras wuerttenbergeri верхнего тоара Восточной Сибири, отнесены формы с "параболовидным" типом переднего крыла, с субпрямоугольным задним ушком на юношеских стадиях (табл. I, фиг. 2). К виду Arctotis (Praearctotis) similis Velikzhanina, 1966, характерному для зоны Pseudoloceras falcodiscus верхнего тоара Восточной Сибири, отнесены формы с "трапециевидным" типом переднего крыла и тупоугольным задним ушком на юношеских стадиях (табл. I, фиг. 3). К виду Arctotis (Arctotis) tabagensis (Petrova), 1953, xapakтерному для зоны Pseudolioceras maclintocki нижнего аалена Восточной Сибири, отнесены формы с "гиперболовидным" типом переднего крыла и тупоугольным задним ушком на юношеских стадиях (табл. I, фиг. 4). К виду Arctotis (Arctotis)

Рис. 6. Периодизация стабильных состояний морфологических признаков относительно подразделений международной стратиграфической шкалы и бореаль-ной аммонитовой шкалы.

		ерхности створок врхности створок	Радиальная скул По всей пово	ая скульптура ядков по всей юсти створок	напандад дадиальн поверхн	орок скульптура верхности рок	Радиальная одного і по всей по ствс ствс					
		мєждтки є мєжреберныє	оqп Очень узки	промежутки межреберные Широкие	ижутки	зеерные пром Узкие	оджэм					
		бильшая раковина	еня	ияожьq ккндэqЭ		Маленькая раковина	Очень маленькая раковина					
	0 2	вавал правая видоято видоято	Плоская правая створка	Слабовыпуклая правая створка	Rß	ыпуклая прав створка	В					
ризнаков	Видовы	9	умеренно выпуклая левая створка		-онльно- выпуклая левая створка	оннэдэм V э кваэп						
еских пן		Инверсионный угол переднего крыла	Субпрямой угол переднего крыла		ыла переднего	полу йопуТ градинати и полугион г						
фологич		лло лобълнее	кbr тирокос	иєbєтнєє кbрио ппирокоє Лмєренно	OLIAO	Узкое переднее к _Г						
фом ви		ониое переднее иниое переднее иентное поле	ипд анэрО авлигае	Длинное перед- нее залигамент- ное поле	ວມຣ ວາເຣ	Ко Ког						
состоян		крыла тип переднего Крыла	Гиперболовидный тип переднего крыла	крыла тип переднего Грапециевидный	пит і впл	нидиаоподада. Переднего кри						
ШЬНОГО		Зарастающий биссусный вырез		Открытый биссусный вырез								
ы стаби	ыыс И	0 9	Субтреутольно. Субтреутольно			Трапециевидное биссусное ушко						
Период	одродое	ПИТДОП Й ИХМК I	иандивоярэжоП йонтнэмбтип	ŕ	Угловатый подтип лигаментной лигаменти	питдоп ř ихмr йонт	іомгqП тнэмбтип					
		ложечковидная ложечковидная	онатэонпоП іr rghthэмбтип	эондияох Элнэлд Элнэй ямке	ярэжоП углуб Эмблигаме	паментнэмат Ка	ип квязоп∏ мк					
		уберанец тствует	тоqП үэто	Протуберанец полуэллипсоиданый								
		Наклоненная к плоскости смыкания створок лигаментная площадка левой створки										
	овые знаки	Тупоконечное заднее ушко левой створки без выреза										
	Род	Расширие и по в соверение и по в по										
		Широкоугольный пит йіннаготуомориШ										
ккалорито вгл мадимо (втодар ва	лонодхомд шкл по оксит сполостиз	Arctotis sublaevis	Arctotis tabagensis	raearctotis similis	raearctotis 1archaensis	haearctotis	milovae					
(1102qf h	Пурыгин	esi esi	ssi		ceras P ergeri m	ceras tile	ylites					
Зональный стандарт Северо-Востока Азим (Захаров и др., 1997;		Pseudolico (Tuguriti whiteav	Pseudolio maclinto Pseudolic beyric	Pseudolio	Pseudolio wuerttenbe	Pseudolio	Zugodacty brauniar					
продная	рическая лга , 1982)	Верхний	Нижний		Верхний	Нижний						
Междуна	стратиграя шка (Зоны	Ааленский	1		Тоарский	1						

sublaevis (Bodylevsky), 1958, характерному для зоны Pseudoloceras whiteavesi, отнесены формы с "S-образным" типом переднего крыла и тупоугольным задним ушком на юношеских стадиях (табл. I, фиг. 5).

Проведенные во время полевых исследований тафономические наблюдения указывают на сходные условия существования популяций каждого вида — все они обитали в условиях мелководья и активной гидродинамики. Следовательно, морфологические изменения в популяциях могут быть объяснены лишь как результат стабилизирующего действия отбора, т.е. эволюционными причинами.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

На основе изучения морфогенеза раковин уточнена классификация тоар-ааленских представителей рода Arctotis Bodylevsky, 1960. Систематическая принадлежность надвидовых таксонов, выделенных в результате ревизии рода Arctotis Bodylevsky, 1960 (Лутиков, Шурыгин, 2010), определена с учетом кладистического анализа системы семейства Oxytomidae Ichikawa, 1958 (Лутиков и др., 2010). Систематическая принадлежность таксонов, относящихся к другим семействам и входяших в зональные комплексы оксито-зон. определена на основе проведенных ранее описаний и монографических исследований двустворчатых моллюсков (Крымгольц и др., 1953; Полевой..., 1968; Захаров, Шурыгин, 1978; Полуботко, 1992). Анализ стратиграфического положения таксонов, приведенных при характеристике разрезов, проведен с использованием собственных полевых наблюдений, а также сведений по литостратиграфии и зональной стратиграфии, полученных из публикаций коллег (Князев и др., 1991, 2003; Шурыгин и др., 2000 и др.).

В опорных разрезах Анабарской губы и мыса Цветкова (Восточный Таймыр) установлена эволюционная последовательнось видов рода Arctotis Bodylevsky, 1960, которая прослежена в серии разрезов тоара и аалена Восточной Сибири, и сопоставлена с бореальной аммонитовой шкалой (рис. 7, 8). Для верхнего тоара—нижнего аалена сконструирована биохронологическая шкала по двустворчатым моллюскам рода Arctotis.

БИОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ ПОЗДНЕГО ТОАРА– РАННЕГО ААЛЕНА ПО ОКСИТОМИДАМ

Биохронологическая шкала создана на основе изучения морфогенеза раковин двустворчатых моллюсков и сукцессии видов, принадлежащих одной филогенетической линии семейства Oxytomidae Ichikawa, 1958 — роду Arctotis Bodylevsky, 1960. Элементарными подразделениями шкалы являются "оксито-зоны". По палеонтологическому и стратиграфическому критериям оксито-зоны представляют собой филозоны – слои, в которых распространены виды-индексы, представляющие собой отрезки филогенетической линии рода Arctotis. Морфогенез рода Arctotis, с одной стороны, имеет направленность, которая запечатлена в последовательности сменяющих друг друга неповторяющихся состояний лигаментного и биссусного блоков, с другой стороны, обладает периодичностью, которая обнаруживается в периодах относительно стабильного состояния различных наружных морфологических признаков, повторяющихся на разных стратиграфических уровнях. Различные сочетания состояний наружных морфологических признаков, характеризующих виды, позволяют обнаружить периодизацию филогенетической линии. Направленная эволюция рода Arctotis в сочетании с ее периодичностью обладает собственным временем, а соответствующая отрезкам филогенетической линии рода шкала может рассматриваться как биохронологическая. Время образования оксито-зон соответствует фазам существования видов-индексов.

В конкретных разрезах оксито-зоны выделяются по присутствию в них видов-индексов или условно — по комплексам зональных видов, определенных по их совместному нахождению с видоминдексом в стратотипах. На основании характеристик оксито-зон проведена детальная корреляция разрезов на севере Восточной Сибири.

Оксито-зона Praearctotis milovae

Номенклатура. В установленном хроностратиграфическом объеме выделяется впервые. В качестве зонального подразделения Восточной Сибири по двустворкам в объеме верхней части зоны Dactylioceras athleticum и зоны Zugodactylites monestieri ранее выделялась подзона Meleagrinella faminaestriata (Шурыгин, 1987). Формы из восточносибирских разрезов, относившиеся к виду "Meleagrinella faminaestriata", в результате ревизии были переопределены как Arctotis (Praearctotis) milovae (Okuneva) (Лутиков, Шурыгин, 2010). Окситозона Praearctotis milovae соответствует зонам Zugodactylites braunianus и Pseudolioceras compactile бореального стандарта.

Вид-индекс: Arctotis (Praearctotis) milovae (Okuneva), 2002.

Стратотип оксито-зоны: Восточная Сибирь, Анабарская губа, обн. 5, слои 75–79, эренская свита, мощность 31.8 м.

Зональный комплекс оксито-зоны составляют виды двустворчатых моллюсков: Liostrea taimyrensis Zakh. et Schur., Dacryomya jacutica (Petr.), Modiolus numismalis Opp., Tancredia securiformis Dunk., Camptonectes s.str., Pseudomytiloides oviformis (Khudyaev in Petrova, 1953), P. marchaensis (Petr.).

том 29 № 6 2021

Принцип выделения границ и обоснование возраста. Нижняя граница окитозоны Praearctotis milovae устанавливается по появлению вида-индекса. Верхняя граница проводится по появлению Arctotis (Praearctotis) marchaensis (Petr.).

Возраст оксито-зоны относительно аммонитовой шкалы определяется суммой тельзон видаиндекса во всех известных разрезах. В разрезе Анабарской губы Arctotis (Praearctotis) milovae (Okuneva) встречаются совместно с Zugodactylites braunianus (Orb.) и Pseudolioceras lythense (Y. et B.), в разрезе р. Марха вид встречается совместно с Zugodactylites braunianus (Orb.). На Северо-Востоке России в разрезе р. Старт близкие к Arctotis (Praearctotis) milovae (Okuneva) формы обнаружены автором в осыпи слоев с Pseudolioceras compactile (Simps.), Porpoceras vortex (Simps.), Collina gemma Bonarelli. В Восточном Забайкалье в бассейне р. Газимур Arctotis (Praearctotis) milovae (Okuneva) приводятся из отложений выше уровня с Pseudolioceras rosenkrantzi A. Dagis (Окунева, 2002). Поскольку местная зона Peronoceras spinatum на Ceверо-Востоке России приравнена к зоне бореального стандарта Pseudolioceras compactile (Репин, 2016, 2017), а положение зоны Pseudolioceras rosenkrantzi относительно зоны Pseudolioceras compactile не является общепринятым (Князев и др., 2003; Репин, 2016), оксито-зона Praearctotis milovae достоверно отвечает зонам Zugodactylites braunianus, Pseudolioceras compactile бореального стандарта (Шурыгин и др., 2011) (рис. 1).

Корреляция. Оксито-зона Praearctotis milovae соответствует верхней части зоны Dacryomya inflata, Tancredia bicarinata и зоне Pseudomytiloides marchaensis зональной шкалы бореального стандарта по двустворчатым моллюскам (Шурыгин и др., 2011) и по находкам вида-индекса коррелируется с местной зоной Pseudolioceras rosenkrantzi Дальнего Востока (Окунева, 2002).

Оксито-зона Praearctotis marchaensis

Номенклатура. В установленном хроностратиграфическом объеме выделяется впервые. В качестве зонального полразлеления Восточной Сибири зона Arctotis marchaensis была установлена в объеме нижней части нижнего аалена (Шурыгин, 1987). Согласно аналитической сводке по стратиграфии юры Сибири, зона Arctotis marchaensis охватывает часть верхнего тоара и нижнюю часть аалена, т.е. верхняя граница тоара (граница нижней и средней юры) проходит внутри зоны (Шурыгин и др., 2000). В настоящей работе оксито-зона Praearctotis marchaensis сопоставляется с зоной Pseudolioceras wuerttenbergeri бореального стандарта. Ввиду ревизии вида Arctotis marchaensis (Petrova) объем оксито-зоны Arctotis marchaensis изменен по сравнению с объемом стандартной b-зоны Arctotis marchaensis (Шурыгин и др., 2000).

Вид-индекс: Arctotis (Praearctotis) marchaensis (Petrova, 1947).

Стратотип оксито-зоны: Восточная Сибирь, Анабарская губа, обн. 5, слои 80–88, эренская свита, мощность 27.4 м.

Зональный комплекс двустворчатых моллюсков: Oxytoma ex gr. jacksoni Pomp., Luciniola sp.

Принцип выделения границ и обоснование возраста. Нижняя граница окитозоны Praearctotis marchaensis устанавливается по появлению вида-индекса. Верхняя граница устанавливается по появлению вида Arctotis (Praearctotis) similis Velikzh.

Таблица I. Фиг. 1. Arctotis (Praearctotis) milovae (Okuneva). а – экз. № МХ-309/19, левая створка, ×1, б – то же, ×3, Марха, обн. 6, слой 3, обр. № МХ-229, нижний тоар, зона Zugodactylites braunianus, в – экз. № АГ-103/2, лигаментная ямка левой створки, ×14, Анабарская губа, западный берег, обн. 5, слой 76, нижний тоар, зона Zugodactylites braunianus, г – экз. ТХ-1/1, прямой подтип лигаментной ямки правой створки, Тенкеляхская площадь, линия 1060, скв. 350, глуб. 31 м, нижний тоар. Фиг. 2. Arctotis (Praearctotis) marchaensis (Petrova). а – экз. № МХ-233/1, левая створка, ×1; р. Марха, обн. 10, сл. 8, верхний тоар, зона Pseudolioceras wuerttenbergeri, б – экз. № МХ/111-2; лигаментная ямка левой створки, ×3.5; р. Марха, обн. 4, осыпь слоев 2–3, верхний тоар, зона Pseudolioceras wuerttenbergeri, в – типовой экз. №574/5393-2, ЦНИГР музей им. акад. Ф.Н. Чернышова (Санкт-Петербург), угловатый подтип лигаментной ямки правой створки, лигаментная ямка без ложечковидного углубления; р. Марха, верхний тоар, колл. Г.Т. Петровой (Пчелинцевой), г – экз. № МХ/111-1, угловатый подтип лигаментной ямки правой створки, лигаментная ямка с узким ложечковидным углублением, р. Марха, обн. 4, осыпь слоев 2–3, ×3.5; верхний тоар, зона Pseudolioceras wuerttenbergeri. Фиг. 3. Arctotis (Praearctotis) similis Velikzhanina. а – экз. № ТР-19/1, левая створка, ×1; Восточный Таймыр, мыс Цветкова, обн. 5, слой 3, обр. ТФ-19, нижняя юра, верхний тоар, зона Pseudolioceras falcodiscus, б – экз. № МН-216/1, лигаментная ямка левой створки, ×4, р. Моторчуна, обн. 4, слой 2, обр. 216, верхний тоар, зона Pseudolioceras falcodisсиѕ, в – экз. № ТР-19/1, ложечковидный подтип лигаментной ямки правой створки, лигаментная ямка с широким ложечковидным углублением, ×4, Восточный Таймыр, мыс Цветкова, обн. 5, слой 3, обр. ТФ-19, нижняя юра, верхний тоар, зона Pseudolioceras falcodiscus. Фиг. 4. Arctotis (Arctotis) tabagensis (Petrova). a – экз. № АГ-116/1-л, левая створка, ×1, б – экз. № АГ-116/1-п, вогнутая ложечковидная лигаментная ямка правой створки, ×2.5, Анабарская губа, западный берег, обн. 5, слой 92; средняя юра, конденсированный слой, нижний-верхний аален (?). Фиг. 5. Arctotis (Arctotis) sublaevis (Bodylevsky). а – экз. № АН-18/1, левая створка, ×1, р. Анабар, обн. 3, слой 8, обр. 18, средняя юра, конденсированный слой, верхний аален-нижний байос (?), б - сильно наклоненная лигаментная ямка того же экземпляра, ×2, в – экз. № АН-18/1-п, вогнутая ложечковидная, лигаментная ямка правой створки, ×2, р. Анабар, обн. 3, слой 8, обр. 18, средняя юра, конденсированный слой, верхний аален-нижний байос (?).



СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 29 № 6 2021

лутиков

	3a	харов и др., 199	Настоящая	Шур	ыгин 2000					Настоящая работа	
	<u>Шурыгин и др., 2011</u>		работа	и др.	,2000					Аммониты и зональные комплексы двустворок	
Apyc	Подъярус	Зоны бореального стандарта	р-зоны	Оксито-зоны и слои	Свита	Пачка	Слой	Мощность, м	Литология	№ образца	Dactylioceras commune Dactylioceras sp. Dactylioceras sp. Tuguites cf. whiteavesi Jugodactylites sc. Tugurites cf. whiteavesi Lostrea taturyrensis Tancred a seuriformis Praearctotis milovae Praearctotis milovae Praearctotis milovae Praearctotis simils Oxytoma ex gr. jacksoni Arctore humificulminata Retroceramus jurensis Arctica humiliculminata Arctocis subaerosi Arctica subaerosi Retroceramus propovi Retroceramus propovi
Ааленский	Верхний	Tugurites (Pseudo- lioceras) whiteavesi	Retroceramus jurensis	Слои c Arctotis sublaevis	 Арангастахская	23 22	95 94 93 92	12.8 6.8 0.1	ç · · · .	117 119 118	
\vdash	H.	Ps. maclintocki	R. elegans	tabagensis	 F		\vdash	-	- Perry	110	╤╶╴╴╴╴╴╴╴╴╴╴╴╴╴╴╴╴╴╴╴╴╴╴╴╴╴╴╴
		Pseudolioceras falcodiscus	tis ensis	Praearctotis similis	 Хоргонская	21	91 90 89	4.1 4.1		115 114	
ий	Верхний	Pseudolioceras wuerttenbergeri	Arcto marchae	Praearctotis marchaensis		20	882 872 864 853 84 833 82 814	2.6 2.6 4.2 3.1 1.5 3.7 1.8 4.3		113 112 111a	
Тоарск		Pseudolioceras compactile	Pseudomytiloides marchaensis	Praearctotis		19	803 792 783 77	3.6 2.5 3.7 5.5		109 108 110 107 106 105 104 103	
		Zugodactylites braunianus	Meleagrinella faminaestriata	milovae	 нская		769 759).3).8		102	
	тжний				Bpei	18	73 72	10.7		101	• • Условные обозначения
	H	Dactylioceras commune	Dactylooceras commune Dacryomya inflata, Tancredia bicarinata		Dactylioceras commune Dactylinita Commune Dactylinita			100 99	100 аргиллиты, глины 29 Глинистые алевриты, алевриты, алевриты, алевриты, алевриты, алевриты 00 Посединстые 00 Посединстве 00 Посединстве<		
		Harpoceras falciferum— Tiltoniceras antiquum			Китербютская	16	65	23.2	• • •	98 97	алластообразные конкреции: известковистые (а), сидеритовые (б) а конкреции: сидеритовые (а), обутленная ископаемая деревсина поверхности с признаками размыва

Западный берег Анабарскои губы

Рис. 7. Схема расчленения и корреляции тоар-ааленских отложений западного берега Анабарской губы на основе распределения видов-индексов оксито-зон и зональных комплексов.

	Э	Захаров и др., 199	Настоящая								Настоящая работа	
	Ц 	Шурыгин и др., 20	011	работа								Аммониты и зональные комплексы двустворок
Apyc	Подъярус	Зоны бореального стандарта	b-зоны	Окито- зоны		Свита (Шурыгин и др., 2000)	Пачка (Левчук, 1985)	Слой	Мощность	Литология	№ образца	Phylloceras sp. ind. Pseudolioceras falcodiscus Pseudonytioides marchaensis Dacryonya jacutica Oxytoma ex gr. istrimae Camptonectes s. str. Dacryonya gigantea Schur. Liostrea taimyrensis Praaerotis marchaensis Oxytoma ex gr. jacksoni Praaerotis sp. Oxytoma ex gr. jacksoni Praaerotis sp. "Nuculana acuminata". Luciniola sp. "Nuculana acuminata". Hadelearnia kelimyarensis Astarte meeki Astarte meeki Astarte meeki Artorica humiliculminata Artorica humiliculminata Artorica sp. Retroceramus sp. ind.
						рангас- ахская	22	9	7.5		27a 115 27	
Ааленский	нижний	Pseudolioceras maclintocki	Retroceramus elegans Macleamia	Arctotis tabagensis		Апрелевская И	19 20 21	8 7 6	9.0 15.0 34.0		25 26 -24 ,113 ,23	
			kelimyarensis		+		8	5	6.0		22 20 21 111	• • • • • • • • • • • • • • • • • • •
						КаЯ	1	4	9.6 9.5		110 19 108 107 102	
Тоарский	верхний	Pseudolioceras falcodiscus	Dacryomya gigantea	Praearctotis similis		ороткинс	17	2	41.9		104 103 100	
		Pseudolioceras wuerttenbergeri	Pseudomytiloides	Praearctotis marchaensis		K	16	1	0.6	6	17	ſ
		Pseudolioceras compactile	marchaensis		 				(1	а са	16/2 16/1	

Восточный Таймыр, р-н мыса Цветкова, обн. 5

Рис. 8. Схема расчленения и корреляции верхнетоарских—нижнеааленских отложений района мыса Цветкова (Восточный Таймыр) на основе распределения видов-индексов оксито-зон и зональных комплексов.

Возраст оксито-зоны относительно аммонитовой шкалы определяется суммой тельзон видаиндекса во всех известных разрезах. В разрезе Анабарской губы вид-индекс занимает положение в средней части эренской свиты выше уровня с Zugodactylites braunianus (Orb.) и ниже уровня с Pseudolioceras falcodiscus (Quenstedt) (Князев и др., 1991, 2003). В разрезе р. Марха вид Arctotis (Praearctotis) marchaensis (Petr.) занимает положение в разрезе ниже и выше уровня с Pseudolioceras wuerttenbergeri (Denckmann). Достоверно окситозона Praearctotis marchaensis отвечает только зоне Pseudolioceras wuerttenbergeri бореального стандарта (Шурыгин и др., 2011) (рис. 1).

Корреляция. Оксито-зона Praearctotis marchaensis соответствует нижней части b-зоны Arctotis marchaensis зональной шкалы бореального стандарта по двустворчатым моллюскам (Шурыгин и др., 2011). На Северо-Востоке России в разрезе р. Летняя из отложений, отнесенных к нижней половине зоны Pseudolioceras danilovi, приводились Arctotis aff. marchaensis (Petr.), Lenoceramus sp. и Camptonectes sp. (Репин, Полуботко, 1993; Полуботко, Репин, 1994). Оксито-зона Praearctotis marchaensis условно отвечает нижней половине местной аммонитовой зоны Pseudolioceras danilovi (Репин, 2017) (рис. 1).

Оксито-зона Praearctotis similis

Номенклатура. Выделяется впервые.

Вид-индекс: Arctotis (Praearctotis) similis Velikzhanina, 1966.

Стратотип оксито-зоны: Восточная Сибирь, мыс Цветкова, обн. 5, слои 2–5, короткинская свита, мощность 67 м.

Зональный комплекс оксито-зоны составляют виды двустворчатых моллюсков: Propeamussium olenekense (Bodyl.), Dacryomya gigantea Zakh. et Schur., Mclearnia kelimyarensis Zakh. et Schur., "Malletia amygdaloides (Sow.)", "Nuculana acuminata (Goldf.)", Luciniola sp.

Принцип выделения границ и обоснование возраста. Нижняя граница окситозоны Praearctotis similis устанавливается по появлению вида-индекса, верхняя граница – по появлению вида-индекса вышележащей оксито-зоны – Arctotis (Arctotis) tabagensis (Petr.).

Возраст оксито-зоны относительно аммонитовой шкалы определяется суммой тельзон видаиндекса во всех известных разрезах. В разрезе Анабарской губы Arctotis (Praearctotis) similis pacпространен в хоргонской свите, в осыпи слоев которой был найден аммонит Pseudolioceras sp. (cf. maclintocki Haugh.) (Стратиграфия..., 1976), переопределенный как Pseudolioceras falcodiscus (Quenstedt) (Князев, 1991). В разрезе мыса Цветкова (Восточный Таймыр), по данным автора, вид-индекс занимает положение ниже и выше уровня с Pseudolioceras cf. falcodiscus (Quenstedt). B paspese р. Моторчуна представители Arctotis (Praearctotis) similis Velikzh. распространены в верхах сунтарской свиты на уровне находок Pseudolioceras falcodiscus (Quenstedt) (Князев и др., 1991), Pseudolioceras motortschunense Repin (Репин, 2017) и ниже уровня с Pseudolioceras maclintocki (Haught.) (Стратиграфия..., 1976). Достоверно оксито-зона Praearctotis similis отвечает зоне Pseudolioceras falcodiscus бореального стандарта (Шурыгин и др., 2011) (рис. 1).

Корреляция. Оксито-зона Praearctotis similis соответствует верхней части b-зоны Arctotis marchaensis и нижней части b-зоны Mclearnia kelymiarensis зональной шкалы бореального стандарта по двустворчатым моллюскам (Шурыгин и др., 2011). На Северо-Востоке России в разрезе р. Вилига из отложений с Pseudolioceras replicatum приводились Arctotis cf. marchaensis (Petr.), Propeamussium olenekense (Bodyl.), Camptonectes sp., Malletia ex gr. amygdaloides (Sow.) (Репин, Полуботко, 2015). Оксито-зона условно соответствует верхам местной аммонитовой зоны Pseudolioceras danilovi, местным аммонитовым зонам Pseudolioceras paracompactile и Pseudolioceras replicatum Северо-Востока России (Репин, 2017) (рис. 1).

Оксито-зона Arctotis tabagensis

Номенклатура. Выделяется впервые.

Вид-индекс: Arctotis (Arctotis) tabagensis (Petrova, 1953).

Стратотип оксито-зоны: Восточная Сибирь, мыс Цветкова, обн. 5, слои 6—8; апрелевская свита, слой 9—арангастахская свита, мощность 67 м.

Зональный комплекс оксито-зоны составляют виды двустворчатых моллюсков: Arctica humiliculminata Schur., Astarte meeki Stant., Musculus sp., Retroceramus elegans Kosch., Tancredia sp.

Принцип выделения границ и обоснование возраста. Нижняя граница окситозоны Arctotis tabagensis устанавливается по появлению вида-индекса, верхняя граница – по появлению вида Arctotis (Arctotis) sublaevis (Bodyl.) – индекса вышележащих слоев. Возраст окито-зоны относительно аммонитовой шкалы определяется суммой тельзон вида-индекса во всех известных разрезах.

На мысе Цветкова (Восточный Таймыр) Arctotis (Arctotis) tabagensis (Petr.) распространен выше уровня с Pseudolioceras cf. falcodiscus. В разрезе Анабарской губы этот вид встречен в конденсированном слое в основании арангастахской свиты соместно с Retroceramus elegans Kosch. и Retroceramus jurensis Kosch. ниже уровня с Pseudolioceras (Tugurites) whiteavesi (White) и Р. (Т.) fastigatum (Меледина, Шурыгин, 2000). В разрезе р. Моторчуна он встречен в основании сюнгюдинской свиты на уровне с Pseudolioceras maclintocki (Haught.) (Стратиграфия..., 1976). Оксито-зона Arctotis tabagensis достоверно сопоставляется с зоной Pseudolioceras maclintocki бореального стандарта (Шурыгин и др., 2011) (рис. 1).

Корреляция. Оксито-зона Arctotis tabagensis соответствует верхней части b-зоны Maclearnia kelymiarensis и нижней части b-зоны Retroceramus elegans зональной шкалы бореального стандарта по двустворчатым моллюскам (Шурыгин и др., 2011). На Северо-Востоке России в разрезе pp. Акачан, Аллах-Юнь из толщи песчаников и алевролитов с ранеааленским Pseudolioceras maclintocki (Haught) приводились "Arctotis marchaensis (Petr.)", "Arctotis aff. similis Velikzh.", где они указаны совместно с Propeamussium olenekense (Bodyl.), "Mytiloceramus priscus Sey" (Решения..., 1994). Оксито-зона условно соответствует местной зоне Pseudolioceras beyrichi orientale и нижней части местной зоны Pseudolioceras maclintocki Северо-Востока России (Репин, 2017) (рис. 1).

ОПИСАНИЕ ЗОНАЛЬНЫХ ВИДОВ

Arctotis (Praearctotis) marchaensis (Petrova, 1947)

Табл. II, фиг. 1-13

Pseudomonotis (Eumorphotis) marchaensis Petrova: Атлас..., 1947, с. 123, табл. XII, фиг. 13–15.

Pseudomonotis (Eumorphotis) vai Bodylevsky: Атлас..., 1947, с. 124, табл. XII, фиг. 20–23.

Eumorphotis marchaensis: Крымгольц и др., 1953, с. 40, табл. IV, фиг. 1–4.

Eumorphotis sparsicosta: Крымгольц и др., 1953, табл. V, фиг. 7a, 76, 7в, 8 (только).

Arctotis marchaensis: Кошелкина, 1963, с. 119, табл. II, фиг. 4а–4в; Великжанина, 1966, с. 86, табл. I, фиг. 15, табл. II, фиг. 1–8; Полевой..., 1968, табл. 40, фиг. 5; Князев и др., 2003, с. 90, табл. 6, фиг. 5, 7, 10.

Meleagrinella buschinskii Koschelkina: Кошелкина, 1963, с. 116, табл. II, фиг. 3а, 36.

Arctotis viluiensis Velikzhanina: Великжанина, 1966, с. 89–90, табл. III, фиг. 1–6 (только).

Голотип: ЦНИГР музей им. акад. Ф.Н. Чернышева, Санкт-Петербург, экз. № 574/5393, коллекция А.Г. Ржонсницкого (1915 г.), изображен в работах: Атлас..., 1947, с. 123, табл. XII, фиг. 14; Крымгольц и др., 1953, с. 40, табл. IV, фиг. 2; настоящая работа, табл. II, фиг. 1; Восточная Сибирь, р. Марха. Нижняя юра, верхний тоар.

Материал. Более 100 целых раковин и отдельных створок из сунтарской свиты разреза р. Марха; типовая коллекция вида "Pseudomonotis (Eumorphotis) marchaensis " с р. Марха, около 100 деформированных раковин и отдельных створок из эренской свиты Анабарского залива; ядра левых створок из верхнего тоара р. Сатурн; около 10 левых и правых створок хорошей сохранности из скважин Тенкеляхского участка; типовая коллекция вида "Pseudomonotis (Eumorphotis) vai" с п-ова Юрюнг-Тумус В.И. Бодылевского; коллекция Б.Н.Шурыгина — около 20 ядер из разреза п-ова Юрюнг-Тумус; типовая коллекция вида "Arctotis viluiensis" с р. Вилюй Т.И. Кириной.

Д и а г н о з. Раковина чаще средней величины. Тип переднего крыла "параболовидный". Переднее крыло тупоугольное, узкое или очень узкое. Переднее залигаментное поле левой створки короткое. Левая створка сильновыпуклая или вздутая, правая створка слабовыпуклая. Радиальные ребра двух порядков в количестве до 45, межреберные промежутки узкие. Заднее крыло левой створки покрыто тонкими радиальными ребрами в количестве до 15. Лигаментная площадка левой створки расположена под небольшим наклоном к плоскости смыкания створок. Угловатый подтип лигаментной площадки правой створки. Ложечковидное углубление занимает меньшую часть лигаментной ямки.

Размеры, мм и отношения: см. табл. 1.

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

ЯЦИЯ том 29 № 6 2021

И з м е н ч и в о с т ь. Размеры экземпляров из разрезов р. Марха, Анабарской губы, скважин Тенкеляхской площади преимущественно средние, встречаются маленькие (юношеские) экземпляры менее 30 мм. Высота варьирует от 19.6 до 40.5 мм. У голотипа вида "Praearctotis vai" (табл. II, фиг. 11), происходящего из разреза п-ова Юрюнг-Тумус, размеры большие — высота 59.2 мм, что не является характерным для описываемого таксона. В выборках из типового местонахождения вида "Praearctotis vai" преобладают раковины средних размеров до 46.0 мм, близкие по размерам к мархинским. Возможно, только отдельные экземпляры достигали больших размеров, их высота превышала пределы диапазона изменчивости этого признака.

Контуры левых створок изменчивы от очень низких до очень высоких. Коэффициент В/Д варьирует от 0.90 до 1.12. Относительно оси симметрии левая створка изменчива от умеренно неравносторонней до равносторонней. Коэффициент ДПЧ/Д варьирует от 0.43 до 0.48. На контуры и симметрию раковин, предположительно, влияла плотность колоний двустворчатых моллюсков на занимаемых ими локальных участках. Контур и симметрия раковины вариабельны и не рассматриваются как видоспецифичные признаки.

Левые створки изучавшихся экземпляров из разрезов р. Марха, Анабарской губы, скважин Тенкеляхской площади слабо ребристые. Коэффициент Р/Д варьирует от 1.06 до 1.90. У голотипа вида Praearctotis vai коэффициент Р/Д равен 1.03. По данному значению признака эти экземпляры близки. Плотность ребристости раковины коррелятивно связана с составом отложений. Предположительно, состояние признака зависит от удаленности обитания организмов относительно берега и глубины. У раннетоарских форм из более глинистых частей разреза – Arctotis (Praearctotis) subsriata (Muenster), Arctotis (Praearctotis) milovae (Okuneva) – коэффициент ребристости выше, чем у описываемого таксона.

Ширина межреберных промежутков коррелятивно связана с толщиной ребер и степенью ребристости. Коэффициент ШП/ШР у экземпляров из разрезов р. Марха, Анабарской губы, скважин Тенкеляхской площади варьирует от 0.53 до 1.64. Для таксона характерны узкие межреберные промежутки и широкие радиальные ребра. У голотипа вида "Praearctotis vai" коэффициент ШП/ШР равен 1.03. По данному значению признака эти экземпляры близки. У некоторых экземпляров из типового местонахождения вида "Praearctotis vai" на ядрах межреберные промежутки умеренно широкие, коэффициент ШП/ШР равен 2.14, что, вероятно, объясняется меньшей плотностью радиальных ребер на внутренних ядрах. Предположительно, состояние признака зависит от физических свойств грунта. У описываемого таксона, обитавшего на глинисто-алевритовых грунтах, межреберные промежутки узкие.

71

Левая створка сильновыпуклая или вздутая. Коэффициент Вп/В варьирует от 0.31 до 0.47. Выпуклость левых створок у таксонов, относящихся к филетической линии рода Arctotis, периодически меняется. Кроме описываемого таксона, сильновыпуклые или вздутые левые створки характерны для раковин батского Arctotis (Arctotis) lenaensis (Lahuzen) и волжского Arctotis (Canadarctotis) intermedia (Bodylevsky). Предположительно, сильновыпуклой или вздутой раковиной обладают формы, живущие в условиях сильного волнового воздействия. Слабая плотность ребристости и сильновыпуклая левая створка являются специфичными для таксонов видового ранга, обитавших в прибрежных мелководных обстановках.

Переднее залигаментное поле левой створки короткое. Коэффициент ДПП/ДПЧ варьирует в пределах 0.35–0.41. Переднее крыло левой створки узкое. Коэффициент ШПКр/ДПКр от 0.09 до 0.20. Переднее крыло тупоугольное. Угол переднего крыла левой створки (УПКр) варьирует от 121° до 144°. Короткое залигаментное поле, узкое переднее крыло и тупой угол переднего крыла левой створки характеризуют "параболовидный" тип переднего крыла. "Параболовидный" тип специфичен для группы позднетоарских видов и для описываемого таксона.

Сравнение. По очертаниям, симметрии, углу переднего крыла левой створки вид наиболее близок к голотипу Arctotis (Praearctotis) simisis Velikzhanina, 1966 (Великжанина, 1966, с. 90–92, табл. II, фиг. 9). Отличается более узким передним крылом, коротким передним залигаментным полем левой створки, угловатым подтипом лигаментной ямки, более узкими межреберными промежутками.

Замечания. По типу переднего крыла, угловатому подтипу лигаментной площадки голотип Prearctotis marchaensis из верхнего тоара Лено-Вилюйского района (р. Марха) (Атлас..., 1947, с. 123, табл. XII, фиг. 14; настоящая работа, табл. II, фиг. 1) и голотип "Pseudomonotis (Eumorphotis) vai" из верхнего тоара Нордвикского района (п-ов Юрюнг-Тумус) (Атлас..., 1947, с. 124, табл. XII, фиг. 20; настоящая работа, табл. II, фиг. 11) относятся к одной группе. Вид В.И. Бодылевского предварительно рассматривался как самостоятельный вид в составе подрода Arctotis (Praearctotis) (Лутиков, Шурыгин, 2010). Поскольку размеры и ширина межреберных промежутков на левой створке вариабельны в выборках и не являются видоспецифичными, "Arctotis (Praearctotis) vai" в настоящей работе рассматривается как младший синоним Arctotis (Praearctotis) marchaensis.

По типу переднего крыла, выпуклости левой створки голотип Arctotis (Praearctotis) marchaensis из верхнего тоара Лено-Вилюйского района (р. Марха) и голотип "Arctotis viluiensis" из верхнего тоара Лено-Вилюйского района (р. Вилюй) (Великжанина, 1966, с. 89–90, табл. III, фиг. 1; настоящая работа, табл. III, фиг. 1) относятся к одной группе. Вид Л.С. Великжаниной предварительно рассматривался как самостоятельный вид (Лутиков, Шурыгин, 2010). Поскольку значения выпуклости и длины переднего залигаментного поля левой створки у голотипов видов Г.Т. Петровой и Л.С. Великжаниной почти идентичны, вид "Arctotis viluiensis" рассматривается как младший синоним Arctotis (Praearctotis) marchaensis.

Из Лено-Вилюйского района (р. Марха) известен вид Meleagrinella buschinskii (Кошелкина, 1963, с. 38, табл. II, фиг. 3). Типовая коллекция Г.И. Бушинского, включая голотип, происходит из ожелезненных песчаников сунтарской свиты с Arctotis (Praearctotis) marchaensis. По типу переднего крыла, очертаниям створок, выпуклости и скульптуре вид З.В. Кошелкиной близок к Arctotis (Praearctotis) marchaensis и, очевидно, является его младшим синонимом.

Геологический возраст и географическое распространение. Верхний тоар, оксито-зона Praearctotis marchaensis. Западная и Восточная Сибирь, Северо-Восток России.

Таблица II. Фиг. 1–13. Arctotis (Praearctotis) marchaensis (Petrova, 1947). 1 – голотип, экз. № 574/5393-1, а – вид левой створки снаружи, б – вид левой створки сбоку со стороны переднего края, ×1, в – паратип, экз. № 574/5393-2, вид правой створки изнутри; р. Марха, верхний тоар (коллекция А.Г. Ржонсницкого, ЦНИГР музей им. акад. Ф.Н. Чернышева); 2 – экз. № МХ-111/2, вид левой створки снаружи, ×1; р. Марха, обн. 4, осыпь слоев 2–3, обр. 111, верхний тоар; 3 – экз. № МХ-111/3, а – левая створка, б – вид со стороны переднего края; р. Марха, обн. 4, осыпь, верхний тоар; 4 – экз. № МХ-220/6 л, а – левая створка, б – вид со стороны переднего края; р. Марха, обн. 5, осыпь, обр. 220, верхний тоар; 5 – экз. № МХ-233/2, а – левая створка, ×1, б – то же, вид сбоку со стороны переднего края, ×1, в – вид со стороны замочного края, ×2.5; р. Марха, обн. 10, сл. 8, верхний тоар; 6 – экз. № МХ-233/1, вид левой створки снаружи, ×1; р. Марха, обн. 10, сл. 8, верхний тоар; 7 – экз. № ТХ-1/5, а – вид юношеского экземпляра левой створки снаружи, б – то же, ×2; Тенкеляхская площадь, линия 1080, скв. 350, гл. 35 м, верхний тоар; 8 – экз. № ТХ-1/2, а – вид юношеского экземпляра правой створки снаружи, б – то же ,×2; Тенкеляхский участок, линия 1080, скв. 350, гл. 35 м, верхний тоар; 9 – экз. № АГ-37/1, вид деформированной левой створки снаружи, ×1, Анабарская губа, обн. 4, сл. 18, верхний тоар; 10 – экз. № АГ-37/2, вид правой створки снаружи, ×1, Анабарская губа, обн. 4, сл. 18, верхний тоар; 11 – экз. № 7/306, голотип "Arctotis vai" Bodylevsky, а – вид левой створки снаружи, ×1, б – вид сбоку со стороны переднего края, ×1; п-ов Юрюнг-Тумус, верхний тоар, коллекция В.И. Бодылевского, Палеонтолого-стратиграфический музей Горного университета (Санкт-Петербург); 12 – экз. № 8/306, вид правой створки изнутри, ×1, п-ов Юрюнг-Тумус, верхний тоар, коллекция В.И. Бодылевского, Палеонтолого-стратиграфический музей Горного университета (Санкт-Петербург); 13 – экз. № Н-73/ 2913/1 л, а – ядро левой створки, ×1, б – вид раковины ядра сбоку со стороны переднего края, ×1, в – ядро правой створки, ×1; п-ов Юрюнг-Тумус, верхний тоар, коллекция Б.Н. Шурыгина (ИНГиГ, Новосибирск).
1 я

4a

7б

g

13a

1 см



13б

13в

12

Arctotis (Praearctotis) similis Velikzhanina, 1966

Табл. III, фиг. 1-8

Arctotis similis Velikzhanina: Великжанина, 1966, с. 89, табл. II, фиг. 9–10 (только).

Arctotis viluiensis Velikzhanina: Великжанина, 1966, с. 89, табл. III, фиг. 7 (только).

Pseudomonotis aff. elegans: Пчелинцев, 1933, с. 47, табл. III, рис. 45.

Meleagrinella cf. echinata (Smith): Wierzbowski, 1981, p. 219, pl. 8, figs. 6-8.

Arctotis (Praearctotis) viluiensis: Лутиков, Шурыгин, 2010, табл. I, фиг. 8; табл. II, фиг. 4; табл. III, фиг. 23–26.

Ргаеаrctotis viluiensis: Лутиков, Тёмкин, Шурыгин, 2010, табл. І, фиг. 12.

Голотип: экз. № 14/653, левая створка. Музей ВНИГРИ, Санкт-Петербург, коллекция Т.И. Кириной (1961 г.). Изображен: Великжанина, 1966, табл. II, фиг. 9; настоящая работа, табл. III, фиг. 2; Восточная Сибирь, р. Вилюй. Нижняя юра, верхний тоар.

Материал. Около 10 левых и правых створок хорошей сокранности из верхней пачки короткинской свиты (пачка 18) разреза мыса Цветкова (Восточный Таймыр); 5 левых, 2 правых створки, несколько ядер и отпечатков левых и правых створок из ракушников хоргонской свиты разреза Анабарской губы; около 10 левых и правых створок хорошей сохранности из верхней части сунтарской свиты р. Моторчуны; типовая коллекция вида "Arctotis similis" из сунтарской свиты разреза р. Вилюй Т.И. Кириной.

Д и а г н о з. Раковина чаще средней величины. Тип переднего крыла "трапециевидный". Переднее крыло тупоугольное, умеренно широкое. Переднее залигаментное поле левой створки длинное или очень длинное. Левая створка умеренно выпуклая, правая створка плоская. Радиальные ребра двух порядков в количестве от 25 до 40, межреберные промежутки чаще очень широкие. Заднее крыло левой створки покрыто тонкими радиальными ребрами в количестве до 16. Лигаментная площадка левой створки расположена под большим наклоном к плоскости смыкания створок. Ложечковидный подтип лигаментной ямки. Ложечковидное углубление занимает бо́льшую часть лигаментной ямки. Лигаментная площадка правой створки длинная.

Размеры, мм и отношения: см. табл. 2.

И з м е н ч и в о с т ь. Размеры левых створок у экземпляров из разрезов р. Моторчуны, мыса Цветкова (Восточный Таймыр) и Анабарской губы маленькие или средние. Высота левой створки варьирует от 28.4 до 31.5 мм.

Контуры левых створок изменчивы от очень низких до равновеликих. Коэффициент В/Д варьирует от 0.88 до 0.96. У экземпляров из разреза р. Вилюй (колл. Т.И. Кириной) коэффициент В/Д равен 0.99. Относительно оси симметрии левая створка изменчива от умеренно неравносторонней до равносторонней. Коэффициент ДПЧ/Д варьирует от 0.42 до 0.49.

Левые створки у экземпляров из разрезов р. Моторчуны и р. Вилюй, мыса Цветкова (средняя часть короткинской свиты) редко ребристые. Коэффициент ребристости (Р/Д) варьирует от 0.72 до 0.99. У экземпляров из разреза Анабарской губы (хоргонская свита) (табл. III, фиг. 7, 8) плотность ребристости выше – до 1.28. Межреберные промежутки у экземпляров из разрезов р. Моторчуны, мыса Цветкова и р. Вилюй от умеренно широких до очень широких. Коэффициент ШП/ШР варьирует от 2.02 до 4.79. У экземпляров из разреза Анабарской губы (хоргонская свита) и одного экземпляра из разреза мыса Цветкова (верхняя часть короткинской свиты) (табл. III, фиг. 4) межреберные промежутки узкие, коэффициент ШП/ШР варьирует от 1.14 до 1.24. По густоте ребристости и ширине межреберных промежутков экземпляры из разреза Анабарской губы и экземпляр из верхней пачки короткинской свиты разреза мыса Цветкова близки к Arctotis (Arctotis) tabagensis, но отличаются типом переднего крыла. Возможно, при дальнейших исследованиях эти формы будут обособлены в пределах одной филогенетической линии, как таксон, занимающий промежуточное положение между Arctotis (Praearctotis) similis и Arctotis (Arctotis) tabagensis.

Левая створка умеренно выпуклая. Коэффициент выпуклости (Вп/В) измерялся только у одного экземпляра и составляет 0.25.

Переднее залигаментное поле левой створки длинное. Коэффициент ДПП/ДПЧ варьирует в пределах 0.44–0.54. Переднее крыло левой створки изменчиво от узкого до умеренно широкого. Коэффициент ШПКр/ДПКр варьирует от 0.16 до 0.22. Переднее крыло тупоугольное. Угол переднего крыла левой створки (УПКр) варьирует в пределах 112°–146°.

Длинное залигаментное поле, узкое или умеренно широкое переднее крыло, тупой угол переднего крыла левой створки характеризуют "трапециевидный" тип переднего крыла. "Трапециевидный" тип специфичен только для описываемого таксона.

Сравнение. По ложечковидному подтипу лигаментной ямки правой створки, выпуклости левой створки описываемый вид наиболее близок к Arctotis (Arctotis) tabagensis (Petrova, 1966) (Крымгольцидр., 1953, с. 89–90, табл. IV, фиг. 6–7). Отличается более длинной лигаментной площад-кой правой створки, тупоугольным передним крылом, широкими межреберными промежутками. От Arctotis frenguellii (Damborenea et al., 2013, р. 124, fig. 6.1 р) из тоар-ааленских отложений Аргентины отличается узким передним крылом (у аргентинского вида ШПКр/ДПКр 0.26), значительно меньшим количеством ребер.

Замечания. Л.С. Великжаниной при описании вида similis в качестве голотипа был выбран экземпляр, представленный левой створкой (Ве-

	/ ШПКр/ ДПКр	0.17	I	0.15	0.16	0.09	0.15	0.15	0.17	I	0.20	I	0.13	Ι	0.15	I	0 17
		1.10	I	1.06	1.23	1.64	0.92	0.53	1.49	1.50	1.28	I	1.03	Ι	2.14	Ι	1
	Р/Д	1.33	I	1.26	1.55	1.10	1.23	1.17	1.70	1.62	06.0	0.77	0.87	Ι	Ι	Ι	
	Р	32	I	26	45	41	43	44	37	33	34	28	30	Ι	22	Ι	u c
	уПКр	132°	I	126°	121°	127°	130°	119°	144°	I	135°	I	119°	Ι	144°	Ι	0361
	нпд Ипд	0.35	0.58	0.34	Ι	0.40	I	0.41	0.40	0.56	I	Ι	I	0.59	0.41	Ι	72.0
	ЦПД	3.68	6.9	3.60	Ι	6.52	I	7.28	3.81	5.04	I	Ι	I	12.57	7.66	I	0L Y
	дпч/	0.44	0.56	0.49	0.48	0.43	0.47	0.46	0.44	0.50	0.43	0.45	0.38	0.49	0.45	0.46	27.0
	нпμ	10.63	11.9	10.20	14.52	16.38	16.3	17.57	9.5	9.02	16.72	16.30	21.21	21.46	18.84	17.48	10 33
	Bπ/B	0.36	I	0.31	0.42	0.39	I	0.47	0.29	0.15	I	I	0.29	I	0.31	0.11	0.20
	Вп	9.36	I	6.0	13.17	13.22	I	18.97	6.5	2.8	I	Ι	17.36	Ι	14.27	4.11	13 80
	В/Д	1.08	06.0	0.95?	1.09	06.0	1.12	1.06	1.04	0.92	0.95	0.96	1.06	0.92	1.10	0.96	0 0
	В	26.0	19.0	19.6?	31.6	34.1	39.1	40.5	22.6	18.9	35.7	34.7	59.2	40.18	46.3	36.20	1 Y L
	Д	24.07	21.2	20.70	30.41	38.02	35.00	38.25	21.8	20.55	39.08	36.27	55.48	43.52	42.06	37.80	30 33
ы, мм и отношения	Местонахождение	р. Марха, верхний тоар, музей ЦНИГР, СПб., колл. А.Г. Ржонсницкого	Тоже	р. Марха, обн. 4, осыпь слоев 2–3, обр. 111, верхний тоар	То же	р. Марха, обн. 5, осыпь, обр. 220, верхний тоар	р. Марха, обн. 10, слой 8, обр. 233, верхний тоар	То же	Тенкеляхская площадь, линия 1080, скважина 350, глубина 35 м	То же	Анабарская губа, обнажение 4, слой 18, верхний тоар	То же	п-ов Юрюнг-Тумус, верхний тоар, музей Горного института, СПб., колл. В.И. Бодылевского	То же	п-ов Юрюнг-Тумус, верхний тоар, музей ИНГиГ, Новоси- бирск, колл. Б.Н. Шурыгина	То же	р. Вилюй, обн. 54-56, обр. 1394, тетичий товь музей ВНИГРИ
Таблица 1. Размер	Колл. №. створка	574/5393 л, голотип	574/5393 п, типовой экземпляр	МХ-111/2 л	МХ-111/3 л	МХ-220/6 л	МХ-233/1 л	МХ-233/2 л	ТХ-1/5 л	ТХ-1/2 п	АГ-37/1 л	АГ-37/2 п	7/306 л, голотип "Pseudomonotis (Eumorphotis) vai"	8/306 п, типовой экземпляр	Н-73/ 2913/1 л	Н-73/ 2913/1 п	№ 20/653, голотин "A rotatic viluiansis"

БИОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ШКАЛА ВЕРХНЕГО ТОАРА-НИЖНЕГО ААЛЕНА

75

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Nº 6 2021 ликжанина, 1966, табл. II, фиг. 9), происходящий из пограничных тоар-ааленских отложений (сунтарской свиты) р. Вилюй. Левые створки наших экземпляров из верхних частей тоара Жиганского, Лено-Анабарского и Восточно-Таймырского районов относятся к виду similis на основании внешнего сходства с голотипом по очертаниям переднего крыла.

По наличию слабовыраженного протуберанца на левой створке, установленного на экземплярах из короткинской свиты разреза мыса Цветкова (табл. I, фиг. 8) и из сунтарской свиты разреза р. Моторчуны, группу similis следует относить к подроду Praearctotis. По типу переднего крыла представители группы занимают промежуточное положение между позднетоарской группой marchaensis с узким крылом и ааленской группой tabagensis с широким крылом.

Из пачки песков и железистых песчаников с маломощным конгломератом в основании, расположенной в верхней части сунтарской свиты разреза р. Вилюй, приводились Arctotis similis Velikzh. (Великжанина, 1966, с. 89, табл. II, фиг. 9–11) и A. viluiensis Velikzh. (Великжанина, 1966, с. 89, табл. III, фиг. 1–7). Голотип вида Arctotis similis привязан к обнажению 54 на р. Вилюй. Голотип вида "Arctotis viluiensis" указан из обнажений 54-56 на р. Вилюй (Великжанина, 1966; Кирина, 1966). Предварительно оба вида рассматривались как синонимы (Лутиков, Шурыгин, 2010). При изучении оригинальной коллекции Т.И. Кириной, хранящейся в музее ВНИГРИ, установлено, что у голотипа Arctotis similis левая створка умеренно выпуклая, очень длинное переднее залигаментное поле (табл. III, фиг. 2). У голотипа "Arctotis viluiensis" левая створка сильно выпуклая, переднее залигаментное поле короткое (табл. III, фиг. 1).

Согласно описанию, основным отличием этих двух видов Л.С. Великжанина считала различия в скульптуре: у "A. viluiensis" ребра первого порядка очень сильные, четкие, почти в три раза тоньше широких межреберных промежутков, в которых помещаются ребра второго порядка. По этому признаку некоторые наши экземпляры из разрезов Восточного Таймыра и р. Моторчуны (табл. III, фиг. 3, 5) близки к экземпляру "Arctotis viluiensis" с р. Марха (Велижанина, 1966, табл. III, фиг. 7). Другим признаком отличия видов считались волнообразные моршины роста. характерные для Arctotis similis. По этому признаку все наши экземпляры из короткинской свиты Восточного Таймыра, хоргонской свиты Анабарской губы и сунтарской свиты р. Моторчуны (табл. III, фиг. 3-8) близки к Агсtotis similis в описании Л.С. Великжаниной (Велижанина, 1966, табл. II, фиг. 9–11). У некоторых форм из разреза Восточного Таймыра, происходящих из верхней половины пачки 18, скульптура представлена большим числом радиальных ребер (табл. III, фиг. 4). В разрезе Анабарской губы в хоргонской свите встречаются экземпляры с часто расположенными ребрами (табл. III. фиг. 7. 8). Эти экземпляры имеют узкие межреберные промежутки и предварительно относились к tabagensis (Лутиков, Шурыгин, 2010, табл. IV, фиг. 1–2). Поскольку степень ребристости может зависеть от фаций, этот признак не рассматривается как видоспецифичный. Все морфологические разновидности с тупоугольным и умеренно широким передним крылом левой створки, длинным или очень длинным передним залигаментным полем отнесены к Arctotis (Praearctotis) similis Velikzh. Вид "Arctotis viliuensis" (Великжанина, 1966) включен в синонимику Arctotis (Praearctotis) marchaensis (Атлас..., 1947).

Геологический возраст и географическое распространение. Нижняя юра, верхний тоар, зона Pseudolioceras falcodiscus, оксито-зона Praearctotis similis. Верхний тоар Восточной Сибири, Шпицбергена, Дальнего Востока России, Кавказа.

Arctotis (Arctotis) tabagensis (Petrova, 1953)

Табл. III, фиг. 9-14

Eumorphotis tabagensis Petrova: Крымгольц и др., 1953, с. 89–90, табл. IV, фиг. 6–7.

Arctotis (Arctotis) tabagensis: Лутиков, Шурыгин, 2010, табл. IV, фиг. 3–7.

Таблица III. Фиг. 1. Arctotis (Praearctotis) marchaensis (Petrova, 1947), экз. № 20/653 (голотип "Arctotis viluiensis" Velikzhanina), музей ВНИГРИ, колл. Т.И. Кириной, ядро левой створки, ×1; р. Вилюй, обн. 54–56, обр. 1394, верхний тоар. Фиг. 2-8. Arctotis (Praearctotis) similis Velikzhanina, 1966. 2 – голотип, экз. № 14/653, музей ВНИГРИ, колл. Т.И. Кириной, левая створка, ×1; р. Вилюй, обн. 54, обр. 1953, верхний тоар; 3 – экз. № ТР-19/1, вид левой створки снаружи, ×1; Восточный Таймыр, мыс Цветкова, обн. 5, слой 3, обр. ТФ-19, нижняя юра, верхний тоар; 4 – экз. № ф-113/1, вид левой створки снаружи, ×1; Восточный Таймыр, мыс Цветкова, обн. 5, слой 5, обр. ф-113, нижняя юра, верхний тоар; 5 – экз. № МН-216/1, а – вид левой створки снаружи, ×1, б – вид левой створки сбоку, ×1; р. Моторчуна, обн. 4, сл. 2, нижняя юра, верхний тоар; 6 – экз. № МН-216/2, вид правой створки снаружи, ×1; там же, возраст тот же; 7 – экз. № АГ-114/1, ядро левой створки снаружи, ×1; Анабарская губа, западный берег, обн. 5, сл. 89; средняя юра, верхний тоар; 8 – экз. № АГ-114/2, отпечаток правой створки, ×1, там же, возраст тот же. Фиг. 9–14. Arctotis (Arctotis) tabagensis (Petrova, 1953). 9 – голотип, экз. № 602/5393, ядро левой створки, ×1; р. Лена, Табагинский мыс (Большой Кангалласский Камень), средняя юра, аален; коллекция Г.А. Иванова, ЦНИГР музей им. акад. Ф.Н. Чернышева (Санкт-Петербург); 10 – экз. № ТФ-26/1, ядро левой створки, ×1; Восточный Таймыр, мыс Цветкова, обн. 5, сл. 8, обр. ТФ-26, средняя юра, нижний аален; 11 – экз. № 82 ф/1, а – ядро левой створки, ×1; б – отпечаток этой же створки, ×1; Восточный Таймыр, мыс Цветкова, обн. 7/1, сл. 3, кровля, обр. 82ф, средняя юра, нижний аален; 12 – экз. № АГ-116/1, вид левой створки снаружи, ×1, Анабарская губа, западный берег, обн. 5, сл. 92, средняя юра, нижний аален; 13 – экз. № АГ-116/2, вид правой створки снаружи, ×1, там же, возраст тот же; 14 – экз. ТФ-26/2, ядро левой створки, ×1; там же, возраст тот же; 14 – экз. ТХ-36/1, вид ядра левой створки, ×1, Тенкеляхский участок, линия 160, скв. 36, гл. 26 м.



СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 29 № 6 2021

Голотип: ЦНИГР музейим. акад. Ф.Н. Чернышева, Санкт-Петербург, экз. № 602/5393, ядро левойстворки, коллекция Г.А. Иванова (1925 г.). Изображен: Крымгольцидр., 1953, табл. IV, фиг. 6; настоящая работа, табл. III, фиг. 9; Восточная Сибирь, р. Лена, Табагинский утес (Верхний Кангаласский Камень). Средняя юра, нижний аален.

М а т е р и а л. Около десятка целых раковин и несколько ядер левых створок из кыстатымской свиты разрезов рек Сюнгюдэ, Молодо, правая створка и отпечаток левой створки из алевролитов сюнгюдинской свиты разреза р. Моторчуны; около 10 раковин из низов арангастахской свиты Анабарской губы, около 15 ядер из апрелевской свиты Восточного Таймыра, типовая коллекция Г.Т. Петровой с р. Лена, хранящаяся в ЦНИГР музее.

Диагноз. Раковина от средних до очень больших размеров. Тип переднего крыла "гиперболовидный". Переднее крыло субпрямоугольное, широкое. Переднее залигаментное поле левой створки очень длинное. Левая створка умеренно выпуклая, правая створка плоская. Радиальные ребра трех порядков в количестве от 50 до 60, межреберные промежутки очень узкие. Заднее крыло левой створки покрыто радиальными ребрами в количестве до 20. Лигаментная площадка левой створки расположена под большим наклоном к плоскости смыкания створок. Ложечковидный подтип лигаментной площадки правой створки. Ложечковидное углубление полностью занимает лигаментную ямку. Лигаментная площадка правой створки короткая.

Размеры, мм и отношения: см. табл. 3.

Изменчивость. Размеры левых створок изучавшихся экземпляров из разрезов р. Лена, Анабарской губы и мыса Цветкова преимущественно маленькие или средние, варьируют в пределах 30.0-50.0 мм. У некоторых экземпляров и скважин Тенкеляхской площади (табл. III, фиг. 14) размеры очень большие – более 70.0 мм. Возможно, только отдельные экземпляры достигали больших размеров, их высота превышала пределы диапазона изменчивости этого признака. Формы из скважин Тенкеляхской площади по размерам близки к ааленскому-байосскому таксону Arctotis (Arctotis) sublaevis, но отличаются типом переднего крыла. Возможно, при дальнейших исследованиях эти формы будут обособлены в пределах одной филогенетической линии, как таксон, занимающий промежуточное положение между Arctotis (Praearctotis) similis и Arctotis (Arctotis) sublaevis.

Контуры левых створок изменчивы от очень низких до высоких. Коэффициент В/Д варьирует от 0.95 до 1.04.

Относительно оси симметрии левая створка изменчива от умеренно неравносторонней до равносторонней. Коэффициент ДПЧ/Д варьирует от 0.43 до 0.46.

Левые створки слабо ребристые. Коэффициент ребристости (Р/Д) варьирует от 1.28 до 1.85. Для этого таксона характерно появление интеркалирующих ребер третьего порядка в промежутках между ребрами второго порядка по всей поверхности раковины. Межреберные промежутки у экземпляров из разрезов р. Лена, мыса Цветкова и Тенкеляхского участка очень узкие. Коэффициент ШП/ШР варьирует от 1.05 до 1.25.

Левая створка умеренно выпуклая. Коэффициент выпуклости (Вп/В) измерялся только у одного экземпляра и составляет 0.26.

Переднее залигаментное поле левой створки очень длинное. Коэффициент ДПП/ДПЧ варьирует в пределах 0.51–0.64. Переднее крыло левой створки широкое. Коэффициент ШПКр/ДПКр варьирует от 0.20 до 0.26. Переднее крыло субпрямоугольное. Угол переднего крыла левой створки (УПКр) варьирует в пределах 89°–104°.

Очень длинное залигаментное поле, широкое переднее крыло, субпрямоугольное переднее крыло левой створки характеризуют "гиперболовидный" тип переднего крыла. "Гиперболовидный" тип специфичен только для описываемого таксона.

Сравнение. От Arctotis (Arctotis) sublaevis из верхнего аалена и нижнего байоса Нордвикского. Жиганского, Лено-Анабарского и Восточно-Таймырского районов описываемый вид отличается субпрямоугольным передним крылом левой створки на всех стадиях роста (у вида sublaevis переднее крыло на поздних стадиях роста тупоугольное), плоской правой створкой (у вида sublaevis правая створка вогнутая), открытым биссусным желобком на всех возрастных стадиях (у вида sublaevis биссусный желобок на поздних стадиях роста у крупных раковин зарастает). От Arctotis frenguellii (Damborenea et al., 2013, p. 124, fig. 6.1 p) из тоарааленских отложений Аргентины отличается гиперболовидным типом переднего крыла левой створки (у аргентинского вида – трапециевидный тип переднего крыла).

Замечания. Голотип вида tabagensis представлен ядром левой створки и происходит из якутской свиты ааленского возраста (табл. III, фиг. 9). По субпрямоугольной форме переднего крыла наши экземпляры из ааленских отложений Анабарской губы (табл. III, фиг. 10, 12) и Восточного Таймыра (табл. III, фиг. 13, 15) тождественны с голотипом.

Геологический возраст и географическое распространение. Ааленский ярус, нижний подъярус, зона Pseudolioceras maclintocki, оксито-зона Praearctotis tabagensis, Западная Сибирь, Восточная Сибирь: Анабарская губа, Восточный Таймыр, бассейны рр. Лена, Молодо, Моторчуна, Вилюй, Марха, Тюнг.

ШПКр/ ДПКр	0.16	0.20	0.22	I	0.16	I	0.20
ШП/	2.02	3.28	4.79	1.14	1.24	I	2.03
Р/Д	0.79	0.81	0.72	I	1.28	1.28	0.93
Ч	26	25	25	I	40	40	40
уПКр	146°	115°	136°	115°	112°	I	131°
нпд Лппд	0.44	0.54	0.53	I	0.47	0.45	0.54
ДПП	6.35	8.3	9.10	I	6.27	5.88	10.20
р лпч/	0.44	0.50	0.49	l	0.42	0.42	0.44
нпд	14.52	15.5	17.02	I	13.25	13.0	18.84
Bn/B	0.25	0.08	I	I	I	I	0.30
Вп	8.0	2.0	I	I	I	I	12.54
B/Д	0.96	0.80	0.88	I	0.91	0.93	0.97
В	31.5	24.6	30.6	l	28.4	29.0	41.6
Ц	32.81	30.69	34.71	40.00	31.28	33.95	42.96
Местонахождение	р. Моторчуна, обн. 4, слой 2, верхний тоар	То же	Восточный Таймыр, обн. 5, слой 3, нижняя юра, верхний тоар	Восточный Таймыр, обн. 5, слой 5, обр. № ф-113, нижняя юра, верхний тоар	Анабарская губа, западный берег, обн. 5, слой 89, верхний тоар	То же	р. Вилюй, обн. 54, обр. 1953, верхний тоар, музей ВНИГРИ, колл. Т.И. Кириной
Колл. № створка	МН-216/1 л	МН-216/2 п	ТР-19/1 л	ф-113/1 л	АГ-114/1 л	АГ-114/2 п	№ 14/653, голотип

Таблица 2. Размеры, мм и отношения

79

	ШПКр/ ДПКр	I	0.26	I	0.23	0.20	0.24
	ШП/	l	1.14	1.20	1.25	1.05	1.22
	P/J	1.28	1.47	0.94	I	1.63	1.85
	Р	60	68	38	46	63	72
	УПКр	97°	104°	I	°06	89°	89°
	дпп/ дпт/	I	0.64	0.47	0.53	0.51	I
	ДПП	I	12.62	10.20	19.43	9.02	I
	дпч/ Д	0.45	0.43	0.54	I	0.46	I
	нПД	22.42	19.68	21.91	36.37	17.82	I
	Bπ/B	I	I	I	I	I	I
	Вп	I	I	I	I	I	I
	B /Д	96.0	1.04	0.94	I	0.95	I
	В	48.85	47.8	38.2	73.2	36.8	I
	Ц	49.50	46.14	40.49	I	38.62	38.87
ры, мм и отношения	Местонахождение	р. Лена, Верхний Кангалласский камень, нижний аален	Анабарская губа, западный берег, обн. 5, слой 92, основание, обр. 116, нижний—верхний (?) аален	То же	Тенкеляхская площадь, линия 160, скв. 36, гл. 26.0 м, нижний аален	Восточный Таймыр, обн. 7/1, сл. 3, обр. 82, нижний аален	То же
Таблица 3. Разме _l	Колл. №, створка	602/5393 л голотип	АГ-116/1 л	АГ-116/2 п	ТХ/160/36-26/1 л	ф/82-26/1 л ядро	ф/82-26/2 л отпечаток

80

лутиков

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 29 № 6 2021

выводы

На основании монографического изучения коллекций двустворчатых моллюсков из тоарааленских отложений Восточной Сибири проведена ревизия таксонов двустворчатых моллюсков рода Arctotis Bodylevsky, 1960. Классификация видовых таксонов разработана на основании впервые предложенного автором подхода к классификации окситомид. Классификация таксонов проведена на основе изучения морфогенеза лигаментного и биссусного блоков обеих створок раковины и оценки таксономической значимости признаков наружной морфологии. Установлено, что на фоне постепенного образования морфотипа с развитой ложечкой в филогенетическом ряду Arctotis (Praearctotis)-Arctotis (Arctotis) изменялись состояния других уникальных признаков — длины переднего залигаментного поля, угла и ширины переднего крыла, соотношения выпуклости створок, числа порядков ребристости. В интервале от раннего тоара до раннего аалена постепенно изменялся тип переднего крыла левой створки от "параболовидного" типа к "трапециевидному" типу и затем к "гиперболовидному" типу. Морфогенез лигаментного блока раковины и переднего крыла левой створки у представителей рода Arctotis обнаружил относительно высокие темпы эволюции, приблизительно отвечающие аммонитовым фазам.

Морфогенетическая последовательность видов рода Arctotis Bodylevsky, 1960, установленная в опорных разрезах верхнего тоара-нижнего аалена Анабарской губы и мыса Цветкова (Восточный Таймыр), прослежена и в других разрезах Восточной Сибири (на рр. Моторчуна, Молодо, Марха, Тюнг. Вилюй. в скважинах Вилюйской синеклизы). На основе этой последовательности предложена биохронологическая шкала по окситомидам для верхнего тоара-нижнего аалена. Виды-индексы, представляющие собой отрезки филогенетической линии рода Arctotis Bodylevsky, 1960, характеризуют подразделения шкалы — оксито-зоны. Для разрезов тоара-нижнего аалена выделены четыре оксито-зоны, которые могут быть использованы для биостратиграфической корреляции и хронологической индексации геологических событий наряду с аммонитами: оксито-зона Praearctotis milovae (=зоны Zugodactylites braunianus и Pseudolioceras compactile), оксито-зона Praearctotis marchaensis (=зона Pseudolioceras wuerttenbergeri), оксито-зона Praearctotis similis (=зона Pseudolioceras falcodiscus), оксито-зона Arctotis tabagensis (=зона Pseudolioceras maclintocki). С помощью шкалы проведена региональная корреляция тоар-ааленских разрезов Восточной Сибири, Северо-Востока России и Дальнего Востока.

Проведено соотнесение шкалы с уже введенными в практику аммонитовыми шкалами (Решение..., 2004; Решения..., 2009). Шкала является параллельной существующим региональным

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Полуботко, 2004; Шурыгин и др., 2011). Благодарности. Автор выражает признатель-

шкалам по двустворчатым моллюскам (Репин,

ность коллегам по совместным полевым работам В.П. Девятову (СНИИГГиМС, Новосибирск), В.Г. Князеву (ИГАБМ СО РАН. Якутск) и В.В. Сапьянику (СНИИГГиМС, Новосибирск), любезно предоставившим дополнительную информацию по литологической и палеонтологической характеристике разрезов. При подготовке данной работы автор получал значимые консультации от Ю.С. Репина (ВНИГРИ, Санкт-Петербург) и М.А. Рогова (ГИН РАН, Москва). Ряд ценных замечаний и рекомендаций, способствовавших улучшению статьи, получены от Б.Н. Шурыгина (ИНГГ СО РАН, Новосибирск), А.С. Бякова (СКВНИИ ДВО РАН, Магадан), В.С. Вишневской (ГИН РАН. Москва) и Ю.Б. Гладенкова (ГИН РАН, Москва). Всем перечисленным специалистам автор выражает искреннюю благодарность за помощь в подготовке статьи. Выражаю особую благодарность моему научному руководителю 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

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

Бодылевский В.И. К стратиграфии мезозойских отложений Анабарско-Хатангского района // Проблемы Арктики. 1939. № 10–11. С. 65–67.

Бодылевский В.И. Спорные вопросы стратиграфии юрских и меловых отложений Советской Арктики // Трулы Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири 1956 г. Л.: Государственное научно-техническое издательство нефтяной и горно-топливной литературы, 1957. C. 92-98.

Бодылевский В.И. Новый позднеюрский представитель авикулопектинид Таймыра // Новые виды древних растений и беспозвоночных СССР. Ч. 2. М.: Госгеолтехиздат, 1960. С. 44-45.

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

Дарвин Ч. Происхождение видов путем естественного отбора или сохранение благоприятных рас в борьбе за жизнь. Перевод с шестого издания (Лондон, 1872). Санкт-Петербург: Наука, 1991. 546 с.

Захаров В.А. Понятие популяции в палеонтологии морских беспозвоночных // Биология моря. 1975. № 3. C. 3–12.

Захаров В.А., Шурыгин Б.Н. Биогеография, фации и стратиграфия средней юры Советской Арктики (по

№ 6 2021 том 29

двустворчатым моллюскам). Новосибирск: Наука, 1978. 206 с.

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

Захаров В.А., Богомолов Ю.И., Ильина В.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.

Зоны юрской системы в СССР. Отв. ред. Крымгольц Г.Я. Л.: Наука, 1982. 192 с.

Кирина Т.И. Стратиграфия нижнеюрских отложений западной части Вилюйской синеклизы. Л.: Недра, 1966. С. 18–71 (Тр. ВНИГРИ. Вып. 249).

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

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

Князев В.Г., Кутыгин Р.В., Девятов 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.

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

Князев В.Г., Кутыгин Р.Т., Мельник А.О. Биохронологическая шкала тоара—раннего байоса северо-востока Азии по харпоцератинам (Ammonoidea) // Вопросы стратиграфии, палеонтологии и палеогеографии (посвящается 100-летию со дня рождения Г.Я. Крымгольца). СПб.: Изд-во СПб. ун-та, 20076. С. 77–91.

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

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. М.–Л.: Изд-во Главсевморпути, 1953. 134 с. (Тр. НИИГА. Т. XLV).

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

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

Лутиков О.А., Тёмкин И.Е., Шурыгин Б.Н. Эволюция онтогенезов и филогения некоторых представителей семейства Охуtomidae Ichikawa, 1958 (Mollusca: Bivalvia) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 4. С. 28–44.

Майр Э. Принципы зоологической систематики. М.: Мир, 1971. 455 с.

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

Окунева Т.М. Юрская система. Нижний и средний отделы. Разделы: Морские отложения и Моллюски // Атлас фауны и флоры палеозоя и мезозоя Забайкалья. Новосибирск: Наука, Сиб. издат. фирма РАН, 2002. С. 354–387.

Полевой атлас юрской фауны и флоры Северо-Востока СССР. Ефимова А.Ф., Кинасов В.П., Паракецов К.В. и др. Магадан: Магаданское книжное 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.

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

Полуботко И.В., Репин Ю.С. Зональное расчленение и корреляция тоарских и ааленских отложений Северной Сибири и северо-востока России // Зональные подразделения и межрегиональная корреляция палеозойских и мезозойских отложений России и сопредельных территорий. Кн. 2. Мезозой. СПб.: ВСЕГЕИ, 1994. С. 51–78.

Пчелинцев В.Ф. Фауна верхнего лейаса Кавказа // Тр. Всесоюзного геолого-разведочного общества. 1933. Вып. 253. 35 с.

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

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

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

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

Репин Ю.С., Полуботко И.В. Биохронология тоара Арктической палеозоохории // Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов России. СПб.: Недра, 2004. С. 93–124.

Репин Ю.С., Полуботко И.В. Стратотипический разрез юры Северного Приохотья: стратиграфия, литология // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2015. Т. 10. № 4. С. 1–42.

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

Решения и труды 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кай-

нозою Средней Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1981. 91 с.

Решения 4-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Ред. Турбин М.Т. Хабаровск: ХГГГП, 1994. 124 с.

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

Руженцев В.Е. Принципы систематики, система и филогения палеозойских аммоноидей // Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. 1960. Т. 83. 331 с.

Симпсон Дж.Г. Принципы таксономии животных. Пер. с англ. под ред. Шаталкина А.М. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2006. 293 с.

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

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

Черных В.В. Основы зональной биохронологии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2016. 268 с.

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

Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Девятов В.П., Ильина В.И., Меледина С.В., Гайдебурова Е.А., Дзюба О.С., Казаков А.М., Могучева Н.К. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2000. 476 с.

Шурыгин Б.Н., Девятов В.П., Захаров В.А., Князев В.Г., Ильина В.И., Меледина С.В., Никитенко Б.Л., Гриненко В.С. Стратиграфия юры Восточной Сибири (состояние изученности, основные проблемы и способы их решения) // Вестник Госкомгеологии: Материалы по геологии и полезным ископаемым Республики Саха (Якутия). 2001. № 1. С. 112–139.

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.

Crame J.A. New Late Jurassic oxytomid bivalves from the Antarctic Peninsula region // British Antarctic Surv. Bull. 1985. \mathbb{N} 69. P. 35–55.

Crame J.A., Pirrie D., Crampton J. P., Duante A.M. Stratigraphy and regional significance of the Upper Jurassic–Lower Cretaceous Byers Group, Livingston Island, Antarctica // J. Geol. Soc. London. 1993. V. 50. P. 1075–1087.

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

Damborenea S.E., Echevarría J., Ros-Franch S. Southern Hemisphere Palaeobiogeography of Triassic-Jurassic Marine Bivalves. Dordrecht, Heidelberg, N.Y., London: Springer, 2013. 139 p.

Dean W., Donovan D., Howarth M. Liassic ammonite zones and subzones of the North-West province // Bull. Brit. Mus. (Natur. History) Geol. 1961. V. 4. № 10. P. 438–498. Elmi S., Rulleau I., Gabilly I., Mouterde R. Toarcien. Biostratigraphie du Jurassique ouesteuropeen et mediterraneen: zonations parall eles et distribution des invertebres et microfossiles // Bulletin du Centre Recherches Elf Exploration Production. 1997. Mem. 17. P. 25–36.

Howarth M. The Ammonite family Hildoceratidae in the Lower Jurassic of Britain. London: Monograph of the Palaeontographical Society, 1992. 200 p.

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

Wierzbowski A., Kulicki C., Pugaczewska H. Fauna and stratigraphy of the uppermost Triassic and the Toarcian and Aalenian deposits in the Sassenfjorden, Spitsbergen // Acta Palaeontol. Polon. 1981. V. 26. P. 195–241.

Рецензенты А.С. Бяков, В.С. Вишневская, Б.Н. Шурыгин

Biochronological Scale of the Upper Toarcian–Lower Aalenian of Eastern Siberia by Bivalve Molluscs of the Genus Arctotis Bodylevsky, 1960

O. A. Lutikov[#]

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia [#]e-mail: niipss@mail.ru

Based on the study of shell morphogenesis, the classification of the Toarcian–Aalenian representatives of the genus Arctotis Bodylevsky, 1960 was refined. In the reference sections of Anabar Bay and Cape Tsvetkov (Eastern Taimyr), a sequence of species was established, which was traced in a series of sections of the Toarcian and Aalenian in Eastern Siberia, and compared with the Boreal ammonite scale. For the upper Toarcian–lower Aalenian, a biochronological scale consisting of four so-called oxyto-zones was constructed by bivalve mollusks of the genus Arctotis (family Oxytomidae Ichikawa, 1958), which has its own chronological periodization. The scale was used to carry out an interregional correlation of sections of the upper Toarcian–lower Aalenian of Eastern Siberia (Anabar Bay, Cape Tsvetkova, Markha, Tyung, Kelimyar, Molodo, Motorchuna rivers, wells of the Vilyui syneclise) and North-East Russia (Levy Kedon river basin). The chronostratigraphic volumes of the oxytomid zones are determined by comparison with ammonite zones of the Boreal standard: the Praearctotis milovae oxytozone corresponds to the Zugodactylites braunianus and Pseudolioceras compactile ammonite zones, the Praearctotis marchaensis oxytozone – to Pseudolioceras wuerttenbergeri zone, the Praearctotis similis oxytozone – to Pseudolioceras falcodiscus zone, and the Arctotis tabagensis oxytozone – to Pseudolioceras maclintocki zone.

Keywords: Jurassic, Toarcian, Aalenian, bivalve, biochronological scale, Eastern Siberia

УДК 561:551.762.2(571.16)

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ И СПЕКТРОМЕТРИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ФИТОЛЕЙМ СРЕДНЕ-ПОЗДНЕЮРСКИХ РАСТЕНИЙ ЮГО-ВОСТОКА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

© 2021 г. В. П. Иванов^{1, *}, И. В. Рычкова^{1, **}

¹Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, Россия

*e-mail: ivp2005@mail.ru **e-mail: irina.rychkova@mail.ru Поступила в редакцию 12.01.2021 г. После доработки 26.04.2021 г. Принята к публикации 22.05.2021 г.

Перспективность нефтегазоносности юго-востока Западной Сибири обуславливает повышенное внимание к фитолеймам растений из наунакской и тюменской свит. Для расчленения осадочной толщи по горизонтам или свитам зачастую бывает недостаточно морфологических особенностей растительных остатков. А привлечение инфракрасной спектроскопии (ИК) позволяет выявить новые диагностические признаки в структурах фитофоссилий. Установлено, что структуры фитолейм чекановскиевых из тюменской свиты, в отличие от таковых из наунакской свиты, обладают бо́льшим количеством связей азота в виде аминокислот и повышенным количеством связей кислорода и водорода с углеродом в виде карбоксильных (1690 см⁻¹), карбоновых (1600 см⁻¹), метиленовых (2920 см⁻¹) соединений. По спектральной характеристике диффузного отражения полос 7500, 4000, 3040, 2920, 2860, 2000, 1690, 1600, 1260, 1090 и 1030 см⁻¹, указывающей в какой-то мере на химическую структуру фитофоссилий (древних растений) и гербария (современных соединениях (1600, 1260, см⁻¹), которые являются составной частью органического вещества. Следовательно, связи структурных элементов, образующих каркасные ткани растения, уменьшаясь в количестве при фоссилизации, сохраняют облик исходной ткани.

Ключевые слова: молекулярная палеонтология, средняя—верхняя юра, тюменская свита, наунакская свита, фитолейма, ИК-спектрометрия

DOI: 10.31857/S0869592X21060053

введение

Влияние состава органических остатков на состав и свойства твердых и жидких горючих ископаемых изучается многими исследователями всесторонне и длительное время. В частности, открытая связь между живым растением и углефицированным остатком — фитолеймой (Криштофович, 1957) — позволяет через химический состав растительных остатков пролить свет на условия формирования отложений в прошлых геологических эпохах, при использовании разных методов исследования (Современная..., 19886).

Например, электронно-микроскопическое изучение механизма фоссилизации органических скелетов разных объектов (от водорослей до костей человека) показало, что с позиций биоминерализации в составе органических матриц углефицированного вещества (УФВ) есть обугленные остатки органического исходного материала в виде полисахаридных пластинок, белковых фибрилл и кристаллов. Это указывает на существование ба-

рьера, ниже которого процесс биоминерализации невозможен (Современная..., 1988а).

Это важное открытие применимо к фитофоссилиям в виде остатков слепков, фитолейм или истинных окаменелостей - растительных остатков в ископаемом виде (Геологический..., 1978), образованных в условиях возможной фоссилизации (Криштофович, 1957, с. 28). Л.И. Богородская и др. (2005, с. 5), опираясь на современную теорию органического происхождения нефти, под фоссилизированным органическим веществом (ОВ) понимают совокупность биохимических компонентов организмов и растений и считают, что его строение обусловлено молекулярной структурой, состоящей из легких элементов (С, H, O, N, S). Они полагают (Богородская и др., 2005, с. 55-56), что ИК-спектроскопия в области 50-5000 см⁻¹ позволяет получить сведения о содержании структурных групп и их положении в средней молекуле, при использовании структурно-группового анализа (СГА).

При изучении структурных характеристик углей для оценки их технологических свойств также используется СГА на основе ИК-спектроскопии. Более того, В.И. Бутакова и др. (2016), применяя метод диффузного отражения полос ИК-спектра для определения генетических и технологических параметров углей, разработали экспресс-анализ (АПК "Спектротест"), позволяющий получать спектры в диапазоне 7500-350 см⁻¹ (ближняя. средняя и частично дальняя области ИК-спектра). Наличие программного комплекса обработки спектров диффузионного отражения намного упрощает время анализа в сравнении с методом пропускания ИК-излучения, при этом не снижается качество информации ИК-спектра, а спектры диффузного отражения сопоставимы со спектрами пропускания (ГОСТ 32246-2013).

Это обстоятельство и автоматизированная обработка спектров дали возможность использовать АПК "Спектротест" для изучения молекулярного строения углей, керогенов (Дмитриенко, Исаева, 2019) и других углеродсодержащих веществ разного происхождения (гербария и фитолейм). По полосам ИК-спектра, отражающим связи атомов и атомных группировок в виде функциональных групп и химических соединений применительно к органической химии (Травень, 2015), проводилась идентификация структурных элементов на основе сопоставления со справочными данными.

Перспективность нефтегазоносности отложений юго-востока Западной Сибири обуславливает повышенное внимание к изучению фитолейм растений из наунакской и тюменской свит. Для стратиграфического расчленения разрезов зачастую бывает недостаточно выявленных морфологических особенностей конкретных таксонов растений. ИК-спектроскопия позволяет выявить дополнительные признаки для идентификации ископаемых таксонов, особенно если они являются вымершими (Vajda et al., 2017).

Учитывая, что хемофоссилии, как реликтовые биомолекулы, используются для реконструкции условий нефтеобразования, было сделано предположение, что химическая структура фитофоссилии — фитолеймы высших растений — также должна отражать реликтовую структуру УФВ и условия ее образования в процессе формирования осадочных отложений. Исследования кутикул ископаемых и современных растений показывают, что в целом фитофоссилии отражают химический состав исходного растения (Diaz et al., 2021; Zodrow, 2021).

Цель исследования — установить, каким образом молекулярная структура фитолейм может отражать особенности строения растений и характер фоссилизации — признаки, которые можно использовать для стратиграфического расчленения и корреляции отложений.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Для решения поставленной задачи использовался материал, представленный остатками растений-углеобразователей: хвощовых (класс Equisetopsida), папоротников (класс Polvpodiopsida), чекановскиевых (порядок Czekanowskiales) и хвойных (класс Pinopsida). Образцы фитолейм растений были отобраны из наунакской и тюменской свит в скважинах юго-востока Западной Сибири на площадях: Боровая, Останинская, Болтная, Казанская, которые расположены на территории Парабельского района Томской области. Всего было изучено порядка 80 образцов. Основными методами исследований были сравнительно-морфологический, эпидермально-кутикулярный и ИК-спектрометрический анализ. Отбор, определения и пробополготовка образцов фитолейм и современных растений были сделаны авторами.

Для исследования структур фитолейм был получен ИК-спектр в области волновых чисел от 350 до 7500 см⁻¹ на спектрометре IRAffinity-1 с преобразователем Фурье фирмы "Шимадзу" (Япония). Обработка значений интенсивности диффузного отражения полос ИК-спектра выполнялась с помощью автоматизированного программного комплекса (АПК) "Спектротест", преобразующего значения интенсивностей выбранных полос в значения спектральных характеристик.

Для получения аналитической пробы из образцов фитолейм фоссилизированный остаток соскабливали с породы, истирали до крупности 0.2 мм с контрольным просевом через сито, а высушенный материал современных растений (гербария) растирали в ступке до той же крупности с просеиванием через сито 0.2 мм.

Изучение структур углефицированных веществ (гербария и фитолейм) проводилось по спектральным характеристикам, которые рассматриваются как связь между инфракрасными полосами диффузного отражения и структурными элементами молекул - химическими элементами (Беллами, 1963). При большом количестве различных структурных групп Л. Беллами предлагает систематизацию по типам связей в неорганических структурах: (I) углерод-углерод и углерод-водород; (II) углерод-кислород и кислород-водород; (III) углерод-азот и азот-водород; (IV) связи между другими элементами. Анализ ИК-спектра проводили как по интервалам, так и по отдельным полосам, идентифицируя их по справочным данным (Гордон, Форд, 1976; Смит, 1982; Прейч и др., 2006; Тарасевич, 2012).

Для определения биогенетических признаков образования и строения УФВ использовался структурно-групповой анализ (СГА), разработанный для углей (Русьянова и др., 1985; Русьянова, 2003) с целью выявления в их структуре функциональных групп и видов связей, которые отражают особенности строения угольного вещества разной ста-

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Длина	Химическое соединение	Связь элементов	Литературный
волны, см ⁻¹		на ИК-спектре	источник
7500	Винилоксисоединения	(-OCHCH ₂)v	
4000	Оксетаны	$\left(>C < \frac{CH_2}{CH_2} > O\right) v$	2
20.40	СН-группы ненасыщенных, преимущественно		1
3040	неароматических веществ во фрагментах или ароматических циклах	(C-H)V	2
2920	Метиленовые	(-CH ₂ -) <i>v</i>	1, 2, 3
2860	Метильные	(CH ₃ -) <i>v</i>	1, 2, 3
2000	Кумулированные	(C=C=C, C=C=N)v	2, 3, 4
1690	Карбоксильные	(-COOH)v	1, 2, 3
		$(C=C, C=O)_V$	
1600	Карбоновые	и С=С – связи в системах	1, 2, 3, 4
		полисопряжения	
1260	Эфирные группы	(C–O–C) б или (=C–O–C)	2, 3, 4
1090	11	(Si–O–Si)ν, (P–H)δ	2.2.4
1030	неорганические	$(R-SO_2)v$, $(Si-OH)\delta$	2, 3, 4

Таблица 1. Идентифицированные спектральные характеристики структурно-группового анализа

Примечание. Литературные источники: 1 – Беллами, 1963; 2 – Богородская и др., 2005; 3 – Бутакова и др., 2016; 4 – Гордон, Форд, 1976.

дии метаморфизма. В основу данного подхода положена гипотеза неароматического характера строения органической массы углей (OMУ), структура которой рассматривается "как полисопряженная система", включающая высокомолекулярные и низкомолекулярные вещества, которые связаны различным по характеру и прочности межмолекулярным взаимодействием, стабилизирующим лабильную структуру, обладающую парамагнетизмом. В этом случае химические соединения и функциональные группы, состоящие из атомов, т.е. химических элементов, являются структурными элементами в межмолекулярном пространстве, образуя надмолекулярную организацию углей (Саранчук и др., 1988).

СГА гербария и фитолейм направлен на выявление функциональных групп, указывающих на вид связи органогенных элементов (С, Н, О, N), которые отражают особенности строения отдельных фрагментов вещества растительного происхождения. Сравнение интенсивности диффузного отражения отдельных полос, интерпретируемое как количество связей структурных элементов в виде химических соединений и функциональных групп, позволяет определять структурное различие и сходство углеродсодержащих веществ (УСВ) образцов.

В нашем случае применялся СГА (Иванов и др., 2002а; Иванов, 2015) и использовались полосы диффузного отражения 7500, 4000, 3040, 2920, 2860, 2000, 1690, 1600 см⁻¹, на которых определялся характер изменения валентных связей, и

полосы 1260, 1090, 1030 см⁻¹, на которых устанавлись изменения деформационных связей (табл. 1). На полосах 7500 и 4000 см⁻¹ фиксировалось изменение кислородсодержащих соединений, в средней области на полосах 3040, 2920, 2860 см⁻¹ и 2000, 1690, 1600, 1260 см⁻¹ – изменение углеводородных и углеродных (каркасных) соединений, на полосах 1090 и 1030 – характер изменения неорганических соединений.

Кроме вышеупомянутых полос в рамках СГА, были использованы полосы в диапазонах 3500– 3300 и 1650–1550 см⁻¹ (табл. 2). Это полосы с волновыми числами 1650, 1630, 1550, 1540 см⁻¹, отражающие соединения в виде амидов I и II, которые часто увязывают с белковыми веществами, с морской обстановкой, с фоссилизацией и углефикацией (Тиссо, Вельте, 1981). Эти полосы ИК-спектра также используются при изучении современных растений (Основы..., 1967; Длугунович и др., 2003; Ихтиярова и др., 2018; Рахимова, Комилов, 2019).

Таким образом, экспериментальные наблюдения проводились по виду соединений, характеру их связи отдельных полос диффузного отражения. Характер строения кислородсодержащих, углеводородных, углеродных (каркасных) и неорганических соединений определялся по нескольким полосам: 7500 и 4000; 3040, 2920, 2860; 2000, 1690, 1600, 1260; 1090 и 1030 см⁻¹. Выявление азотсодержащих соединений в структуре УФВ фиксировалось в диапазоне 3500–3300 см⁻¹ в виде валентных связей и в диапазоне 1650–1550 см⁻¹ в виде деформационных связей, которые использу-

						1155, 1108–1092, 1022						
, cM ⁻¹					1159–11 <i>57</i> , 1109–1108, 1033						NH_2 -группы	1377-1028
ло ИК-спектр				1200-1300			Сложные эфиры, метильные и гидроксиль- ные группы	1314, 1236			Скелетные С–N группы	1360-1000
волновое чис			1550						CH_3	1371	ОН-группы	1373, 1320–1387
д соединений и		1650					Карбонилы, метоксилы	1632, 1444	C=0	1579	СН ₂ - и СН ₃ -группы	1446
Ви							Карбонилы	1745				
							ИЛЫ	2925, 2857				
	H-N	≈3300					Гидрокс	3444	HN	3291	NH2-rpymu	3272
Химические вещества	Ι	т тимы	Амид II	Амид III	Целлюлоза I	Целлюлоза II	Пектиновые вещества		Хитин		Хитизан	
Литератур- ный источник		Основы,	1967		Длугунович	и др., 2003	Рахимова, Комилов, 2019				Ихтиярова и др., 2018	

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 29 № 6 2021

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ И СПЕКТРОМЕТРИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

ются в исследованиях органических веществ растительного происхождения (табл. 1).

Идентификация видов соединений в структуре гербария (табл. 2) не является доказательной, тем не менее при нахождении форм связей металлов с органическими соединениями в углях (Arbuzov et al., 2020) и оценке генетических свойств исходных углей пластов (Иванов и др., 2002б) данные спектральные характеристики СГА показали свою функциональность в виде показателей.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Детальная флористическая характеристика изучаемых свит ранее была отражена во многих публикациях (Решение..., 2004; Киричкова и др., 2005; Рычкова, Шаминова, 2018; Rychkova et al., 2019 и др.). В тюменской свите присутствует богатый комплекс флористических остатков. Преобладающими по количеству и видовому разнообразию являются папоротники, им немного уступают чекановскиевые, и подчиненное положение занимают хвощи, хвойные, гинкговые и мхи. Общий список ископаемых растений, установленных в тюменской свите, следующий: Equisetites lateralis (Phillips) Phillips, Coniopteris vialovae Turutanova-Ketova, C. depensis E. Lebedev, C. burejensis (Zalessky) Seward, C. vsevolodii E. Lebedev, Raphaelia diamensis Seward, R. tapkensis (Heer) Prynada emend. Kostina, Nilssonia urmanica Bistritskaja, Ginkgo sp., Czekanowskia irkutensis Kiritchkova et Samylina, Cz. rigida Heer, Cz. ex gr. rigida, Phoenicopsis mogutchevae Kiritchkova et Travina, Ph. varia Kiritchkova et Travina, Podozamites cf. lanceolatus (Lindley et Hutton) F. Braun, Equisetostachys sp., Hepaticites cf. wonnacotti Harris. Характерными видами в тюменской свите являются папоротники Raphaelia diamensis и Coniopteris vialovae, а также чекановскиевые Phoenicopsis mogutchevae, Czekanowskia rigida и Cz. irkutensis (табл. I).

Возраст тюменской свиты оценивается как поздний аален—бат. Тюменская свита представлена чередующимися прослоями сероцветных песчаников, алевролитов, аргиллитов с прослоями углей и конгломератов. В свите встречается обильный растительный детрит, обломки стеблей, отпечатки вай папоротников и других частей растений.

В наунакской свите в комплексе ископаемых растений доминируют голосеменные, среди которых преобладают чекановскиевые (табл. I). Представители родов Сzekanowskia и Phoenicopsis встречаются в тафофлоре почти в равных количествах видов. Характерные виды: Czekanowskia tomskiensis Kiritchkova et Samylina, Cz. vera Kiritchkova et Samylina, Phoenicopsis sibirica Kiritchkova et Travina. Цикадовые представлены Nilssonia kendali Harris и эндемичным западносибирским видом N. majskaja Bistritskaja. Второе место по систематическому разнообразию и частоте встречаемости занимают папоротники. Характерными для данного комплекса папоротниками являются Coniopteris latilobus Bistritskaja, C. simplex (Lindley et Hutton) Harris, Raphaelia stricta Vachrameev. Встречаются хвойные, среди которых характерным представителем является Podozamites eichwaldii Schimper. Хвощовые представлены родами Phyllotheca, Equisetites.

Наунакская свита залегает на тюменской, и ее стратиграфический диапазон оценивается как верхи верхнего бата—низы верхнего оксфорда. Сложена свита сероцветными тонкопереслаивающимися песчаниками, алевролитами и аргиллитоподобными глинами, при общем преобладании последних. Для свиты характерны включения обугленных растительных остатков, отмечается обилие пирита, наличие морских прослоев с глауконитом, обломков раковин пелеципод, фораминифер.

Тюменская и наунакская свиты формировались в довольно схожих физико-географических и климатических условиях, что обусловило трудность их стратиграфического разделения. Исходя из фациального облика осадков и распространения умеренно теплолюбивой растительности на рубеже средней и поздней юры в условиях тектонического покоя (Shaldybin et al., 2019), климат в конце средней юры—начале поздней юры в Западной Сибири был умеренно теплым и избыточно влажным, что обусловило аллювиально-озерно-болотный режим седиментации с частыми ингрессиями Западно-Сибирского морского бассейна в позднем бате—келловее.

Сравнительный анализ образцов фитолейм папоротников, хвощовых, хвойных и чекановскиевых (табл. 3, табл. I), а также современных хвощей и хвойных (табл. 4, табл. II), отобранных на болотах Томской области, проводился в три этапа.

На этапе сравнения гербария и фитолейм хвощей и хвойных требовалось установить влияние фоссилизации (мумификации и обугливания) на растения из разных групп. На втором этапе необходимо было выявить генетические особенности в структурах обугленных растений. На третьем этапе предстояло выявить отличительные признаки структур фитофоссилий в качестве стратиграфических биомаркеров.

Структурно-групповой анализ стеблей, листьев хвощей и хвойных в гербарии и фитолеймах по спектральным признакам позволил выявить следующие особенности. Выяснилось, что стебли и листья хвойных растений особо не различаются по структуре (рис. 1а), тогда как стебли гербария хвощей Equisetum и хвойных Pinus различаются заметно (рис. 1б). В структуре УФВ хвощей развиты связи в виде углеродных соединений (1600 см⁻¹), а в структуре УФВ хвойных растений – в виде углеводородных и неорганических соединений (1090, 1030 см⁻¹) и эфирных групп (1260 см⁻¹).

Сравнение конфигураций графических изображений структур УФВ гербария и фитолейм хво-



Таблица І. Фитолеймы исследованных таксонов.

1 – Podozamites eichwaldii, площадь Казанская, скв. 15, обр. 72/712; 2 – Equisetites sp., площадь Болтная, скв. 130, обр. 72/620; 3 – Raphaelia stricta, площадь Останинская, скв. 450, обр. 72/818; 4 – Raphaelia tapkensis, площадь Боровая, скв. 2, обр. 72/630; 5, 6 – Phoenicopsis mogutchevae, площадь Боровая, скв. 2, обр. 72/636: 5 – фрагмент пучка листьев; 6 – нижняя эпидерма, ×350; 7 – Equisetites lateralis и Phyllotheca sibirica Heer, площадь Боровая, скв. 2, обр. 72/638.



Таблица II. Гербарий современных растений, применяемый для ИК-спектрометрии.

1 – Equisetum, стебель, болота Томской области, обр. 51938; 2 – Pinus, стебель, болота Томской области, обр. 51939;

3 – Pinus, листья, болота Томской области, обр. 51940.

щовых и хвойных (рис. 2) показало, что структуры гербария и фитолейм хвойных тождественны, исключением является исчезновение в структуре фитолейм кислородных связей в виде оксетанов (4000 см⁻¹) и винилоксисоединений (7500 см⁻¹).

Это выглядит как уплотнение структуры (рис. 2а) за счет обугливания растений.

Растительная ткань хвощовых при фоссилизации растительного остатка значительно преобразуется (рис. 26). Например, остаются углеродные

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ



Рис. 1. Графическое изображение структур углефицированных веществ фитофоссилий.

и эфирные связи в каркасных соединениях (1600, 1260 см⁻¹) и связи неорганических соединений (1090 см⁻¹), которые являются составной частью органического вещества. Если сравнивать структуры фитолейм и гербария, то видно, что обугливание приводит к уменьшению связей в виде карбоксильных (1690 см⁻¹) и кумулированных соединений (2000 см⁻¹) и к увеличению связей кислорода с кремнием (1030 см⁻¹) и в винилоксисоединениях (7500 см⁻¹). В целом это выглядит как разрушение связей одних соединений и образование за счет них связей в виде других соединений.

Из этого следует, что отличительным признаком хвощовых и хвойных будет проявление в структуре признаков фоссилизации: мумификации (высыхание) и обугливания. Структурные различия углеродсодержащих веществ хвойных растений при высыхании и обугливании будут проявляться в виде уплотнения за счет снижения количества связей в виде соединений, отражающихся на полосах 3040, 2920, 2860, 2000, 1690, 1260, 1090, 1030 см⁻¹. Другая особенность — это изменение видов кислородных связей: в гербарии больше оксетановых соединений (4000 см⁻¹), а в фитолейме — винилоксисоединений (7500 см⁻¹).

Структура УФВ хвощовых формируется за счет рекомбинации связей; исчезают связи углерод—углерод—азот и углерод—кислород, за счет которых образуются фрагменты каркасных соединений, и появляются новые углеводородные связи с увеличением количества неорганических связей серы, фосфора и кремния.

Сравнение фитолейм растений по количеству связей в виде кислородных, углеводородных, углеродных, неорганических соединений и по характеру этих связей (валентных и деформационных) позволило выделить следующие отличительные структурные признаки хвощовых, хвойных, чекановскиевых и папоротников (табл. 5).

Свита	Хвощовые	Папоротники	Чекановскиевые	Хвойные
Наунакская	Equisetites sp.	Raphaelia stricta	Czekanowskia sp.	Podozamites eichwaldii
Тюменская	Equisetites lateralis	Raphaelia tapkensis	Phoenicopsis mogutchevae	

Таблица 3. Образцы фитолейм растений для ИК-спектрометрии

Таблица 4.	Образцы ге	рбария	растений для	ИК-спект	рометрии
------------	------------	--------	--------------	----------	----------

№ п/п	№ пробы	Характеристика пробы	Место отбора		
1	51938	Equisetum sp. (стебель)			
2	51939	Pinus sp. (стебель)	Болота Томской области		
3	51940	Pinus sp. (листья)			





Рис. 2. Структурно-групповой анализ гербария. (а) – стебли и листья Pinus; (б) – стебли Equisetum и Pinus.

Количество связей определялось по балансу интенсивности функциональных групп, отражающихся на полосах 7500, 4000, 3040, 2920, 2860, 2000, 1690, 1600, 1260, 1090, 1030 см⁻¹ в виде спектрометрической характеристики СГА. Установлено различие по количеству связей в виде соединений, в которых они выполняют определенную функцию в организации структуры УФВ.

Наибольшее количество кислородных связей в виде винилоксисоединений и оксетанов установлено в структуре фитолейм папоротников (8.9%), тогда как в структурах остальных растений они на уровне 7.9–8.2%.

В папоротниках в сравнении с другими таксонами также отмечается наибольшее количество (79.2%) каркасных связей (кумулированные, карбоксильные, карбоновые, эфирные соединения) при малом количестве (11.6%) углеводородных (CH, CH₂, CH₃) и неорганических (0.3%) связей, что сильно выделяет их среди остальных растений.

Отличительными структурными признаками хвощовых среди других растений являются малое количество связей углеродных (54.5%) и кислородных (7.9%) соединений и большое количество (19.9%) в неорганических соединениях. В структуре фитолейм чекановскиевых отмечается повышенное количество (19.4%) связей в виде углеводородных соединений при минимальном их количестве (0.4%) в неорганических соединениях.

По количеству валентных и деформационных связей в упомянутых соединениях (табл. 5) структуры хвойных растений особо не выделяются среди остальных, что хорошо видно по графическим изображениям структур УФВ фитофоссилий. В них также количество валентных (64%) и деформационных (36%) связей занимает промежуточное положение относительно остальных растений. Например, в структурах фитолейм чекановскиевых фиксируется максимальное количество валентных связей (76%), а в структурах фитолейм хвощовых — минимальное их количество (63%).

В целом по количеству валентных (max-min) и деформационных (min-max) связей структур исследованные фитофоссилии можно дифференцировать в следующем порядке: чекановскиевые-папоротники-хвойные-хвощовые (рис. 3).

На этапе сравнения структур фитолейм хвощовых, чекановскиевых и папоротников удалось установить характер фоссилизации тканей разных растений и особенности изменения структур

Полосы с волновыми	Химические соединения	Вид фитолейм и количество связей, %							
числами, см ⁻¹	и виды связей	Хвощовые	Чекановскиевые	Папоротники	Хвойные				
7500, 4000	Кислородные	7.9	8.2	8.9	8.0				
3040, 2920, 2860	Углеводородные	17.7	19.4	11.6	14.8				
2000, 1690, 1600, 1260	Углеродные (каркасные)	54.5	72.0	79.2	63.2				
1090, 1030	Неорганические	19.9	0.4	0.3	14.0				
7500, 4000, 3040, 2920,	Po noutru to	62.0	76.0	60.0	64.0				
2860, 2000, 1690, 1600	Балентные	03.0	70.0	09.0	04.0				
1260, 1090, 1030	Деформационные	37.0	24.0	31.0	36.0				

Таблица 5. Виды соединений и количественный анализ связей в структурах фитолейм



Рис. 3. Сравнение структур гербариев и фитолейм хвощовых и хвойных.

фитолейм этих растений при метаморфизации (рис. 4). В графическом изображении структура $У\Phi B$ хвощовых под влиянием метаморфизма уменьшается, чекановскиевых увеличивается, а папоротников видоизменяется.

Ранее отмечалось, что структура фитолейм хвощовых уплотняется в процессе фоссилизации, то же явление наблюдается и при метаморфизации (рис. 5а). В структурах УФВ чекановскиевых (рис. 5б), как и в структуре фитолейм папоротников, происходит рекомбинация связей (рис. 5в). Относительно структур УФВ образцов хвощовых, чекановскиевых и папоротников из наунакской свиты, в структурах УФВ образцов этих же растений из отложений тюменской свиты наблюдается увеличение количества углеродных (1600 см⁻¹) и углерод-углерод-азотных (2000 см⁻¹) связей в виде зфирных (1260 см⁻¹) и винилоксисоединений (7500 см⁻¹).

Характер изменения интенсивности полос 2860, 1090, 1030 см⁻¹, отражающий связи в виде метильных и неорганических соединений, указывает на структурное различие фитолейм чекановскиевых наунакской и тюменской свит, которое обусловлено разным составом химических соединений исходных материалов растений.

Это подтверждается спектральной характеристикой интенсивности диффузного отражения на полосах 3400, 1740, 1670, 1630, 1510 см⁻¹, с которыми увязывают аминокислотные (пептидные) соединения, и на полосах 1650 и 1550 см⁻¹, на которых идентифицируют азотсодержащие соединения в виде амидов I и II, являющихся маркерными для определения белков (табл. 1).

В таблице 6 представлено балансовое соотношение связей в указанных соединениях. По нему видно, что количество связей в виде аминокислот, амидов I и II в структурах фитолейм папоротников, чекановскиевых, хвощовых наунакской свиты отличается от их количества связей в структурах подобных растений тюменской свиты.

Из этого следует, что при метаморфизации осадочных отложений в трансформации структур УФВ растений (табл. 6) активно участвуют азотсодержащие соединения, а характер их изменения отражает наличие белков в исходных растениях. По изменению количества связей в виде иминов, дикарбоновых α -аминокислот, NH₂-группы можно предположить, что исследованные растения имели разный состав белков в наунакское и тюменское время.

Таким образом, изложенные результаты СГА связей органогенных элементов С, N, O, H, S, P, Si в виде химических соединений позволили выявить диагностические признаки растений, подвергшихся разной степени фоссилизации и метаморфизации.

Отличительным признаком структур исследуемых таксонов является наличие тех или иных функциональных групп, указывающих на развитие в структурах характерных связей. Например, в структурах УФВ хвощовых связи кислорода с Si и Р неорганических соединений (1090, 1030 см⁻¹), с С и Н в винилоксисоединениях, оксетанах, кабоксилах, эфирах (7500, 4000, 1690, D1260 см⁻¹) превалируют, как и связи водорода с углеродом в виде метиленовых и метильных групп (2920, 2860 см⁻¹).

Структуры папоротников выделяются бо́льшим количеством двойных связей углерод—углерод—азот в виде кумулированных соединений (2000 см⁻¹), а в структурах хвойных отмечается меньшее количество этих связей, при этом развиты кислородные связи, но в значительно меньшем количестве, чем в структурах хвощовых.

Структура фитолейм чекановскиевых близка к таковой папоротников по конфигурации, но отличается по повышенному количеству связей кислорода и водорода с углеродом в виде карбоксильных (1690 см⁻¹), карбоновых (1600 см⁻¹), метиленовых (2920 см⁻¹) соединений. Структура фитолейм чекановскиевых тюменской свиты отличается от тако-





Рис. 4. Сравнение структур фитолейм растений в стратиграфическом разрезе. (а) – наунакская свита: Equisetites sp., Czekanowskia sp., Raphaelia stricta; (б) – тюменская свита: Equisetites lateralis, Phoenicopsis mogutchevae, Raphaelia tapkensis.



Рис. 5. Сравнение структур фитолейм растений при разной степени метаморфизма. (a) – Equisetites sp., Equisetites lateralis; (б) – Czekanowskia sp., Phoenicopsis mogutchevae; (в) – Raphaelia stricta, Raphaelia tapkensis.

том 29

Nº 6

2021

вой наунакской свиты по увеличению количества связей азота в виде аминокислот (табл. 6), тогда как в структурах фитолейм папоротников и хвощовых тюменской и наунакской свит, наоборот, наблюдается пониженное количество этих связей.

Близкое количество СН-ненасыщенных связей (3040 см⁻¹) в структурах фитолейм чекановскиевых, папоротников, хвощовых тюменской и наунакской свиты отражает незначительное влияние метаморфизма на структурные преобразования указанных фитофоссилий. Поэтому указанные выше структурные различия углефицированных веществ растений обусловлены больше седиментационными факторами, в которых филогенетические и флористические признаки растительной массы играют важную роль.

выводы

Структурно-групповой анализ на основе ИКспектроскопии применим для установления разли-

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

особенно при отсутствии явных морфологических признаков. Выявлено, что чекановскиевые тюменской свиты отличаются от чекановскиевых наунакской свиты бо́льшим количеством связей азота в структуре в виде аминокислот и повышенным количеством связей кислорода и водорода с углеродом в виде карбоксильных (1690 см⁻¹), карбоновых (1600 см⁻¹), метиленовых (2920 см⁻¹) соединений.

чий мумифицированных и обугленных растений,

Установлено, что спектральная характеристика, отражающая в какой-то мере химическую структуру фитофоссилий — фитолейм высших растений, позволяет выявлять реликтовые фрагменты в виде связей органогенных элементов при сравнении ИК-спектров гербариев и фитолейм растений, которые могут использоваться как биомаркеры для стратиграфической корреляции отложений. Например, в хвощовых растениях это углеродные и эфирные связи в каркасных соединениях (1600,

ИВАНОВ, РЫЧКОВА

Nº	Номер пробы и назрание образиа		Волновые числа, см ⁻¹							Диагностические признаки		
п/п	помер проов и название образца	3400	1740	1670	1650	1630	1550	1510	AK	Амид I	Амид II	
1	818											
	Папоротники, наунакская свита	56.1	52.1	51.2	45.8	52.6	47.2	56.1	53.6	45.8	47.2	
2	630											
	Папоротники, тюменская свита	43.9	47.9	48.8	54.2	47.4	52.8	43.9	46.4	54.2	52.8	
3	820											
	Чекановскиевые, наунакская свита	45.0	47.1	46.5	47.5	47.1	50.8	47.2	46.6	47.5	50.8	
4	636											
	Чекановскиевые, тюменская свита	55.0	52.9	53.5	52.5	52.9	49.2	52.8	53.4	52.5	49.2	
5	620											
	Хвощовые, наунакская свита	56.3	55.4	56.2	54.2	66.3	74.1	81.8	63.2	54.2	74.1	
6	638											
	Хвощовые, тюменская свита	43.7	44.6	43.8	45.8	33.7	25.9	18.2	36.8	45.8	25.9	

Таблица 6. Спектральные частоты и виды азотсодержащих связей

Примечание. 3400 – имины (C=NH); 1740 – дикарбоновые ά-аминокислоты; 1670, 1630, 1510 – NH₂-группы аминокислоты; 1650 – амид I; 1550 – амид II. АК – аминокислоты, Амид I – первичные амиды, Амид II – вторичные амиды

1260 см⁻¹) и связи неорганических соединений (1090 см⁻¹), которые являются составной частью органического вещества. Следовательно, связи структурных элементов, образующих каркасные ткани растения, уменьшаясь в количестве, сохраняют облик исходной ткани.

В целом же полученные результаты исследования показали эффективность применения ИКспектроскопии, и в частности СГА, для определения структурных различий древних растений, особенно при проведении стратиграфической корреляции осадочных отложений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Беллами Л. Инфракрасные спектры сложных молекул. М.: Изд-во иностранной литературы, 1963. 590 с.

Богородская Л.И., Конторович А.Э., Ларичев А.И. Кероген: методы изучения, геохимическая интерпретация. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "Гео", 2005. 254 с.

Бутакова В.И., Попов В.К., Посохов Ю.М. Создание и развитие автоматизированного ИК-спектрального метода определения показателей качества углей // Кокс и химия. 2016. № 6. С. 9–13.

Геологический словарь. М.: Недра, 1978. Т. 2. 456 с.

Гордон А., Форд Р. Спутник химика. Физико-химические свойства, методики, библиография. М.: Мир, 1976. 541 с.

Длугунович В.А., Ждановский В.А., Снопко В.Н. Коэффициент отражения углерод-углеродных композитных материалов, нагреваемых на воздухе излучением СО₂-лазера при длине волны генерации 10.6 мкм // Физика и химия обработки материалов. 2003. № 2. С. 44–50.

Дмитриенко А.А., Исаева Е.Р. Структурные признаки углефикации органических веществ // Кокс и химия. 2019. № 12. С. 9–13. Иванов В.П. Эволюция растений-углеобразователей и флористическая восстановленность верхнепалеозойских углей // Изв. вузов. Геология и разведка. 2015. № 5. С. 25–31.

Иванов В.П., Станкевич А.С., Школлер М.Б., Сивчиков В.Е. Восстановленность и петрографический состав углей Кузнецкого бассейна // Химия твердого топлива. 2002а. № 4. С. 3–19.

Иванов В.П., Школлер М.Б., Станкевич А.С. Изменение структурных характеристик и свойств кузнецких углей разной степени метаморфизма и восстановленности в процессе их окисления // Кокс и химия. 20026. № 5. С. 4–11.

Ихтиярова Г.А., Маматова Ш.Б., Курбанова Ф.Н. Получение хитина и хитозана из медоносного местного пчелиного подмора Apis mellifera // Universum: Технические науки. Электрон. научн. журн. 2018. № 5(50). http://7universum.com/ru/tech/archive/item/5931

Киричкова А.И., Костина Е.И., Быстрицкая Л.И. Фитостратиграфия и флора юрских отложений Западной Сибири. СПб.: Недра, 2005. 378 с.

Криштофович А.Н. Палеоботаника. Л.: Государственное научно-техническое издательство нефтяной и горно-топливной литературы, Ленинградское отделение, 1957. 649 с.

Основы молекулярной биологии. Физические методы исследования белков и нуклеиновых кислот. М.: Наука, 1967. 322 с.

Прейч Э., Бюльманн Ф., Аффольтер К. Определение строения органических соединений. Таблицы спектральных данных. М.: Мир, БИНОМ. Лаборатория знаний, 2006. 438 с.

Рахимова Г.К., Комилов Х.М. Изучение полисахаридов в сборе "Трибулепил" // Universum: Химия и биология. Электрон. научн. журн. 2019. № 2(56).

http://7universum.com/ru/nature/archive/item/6813

Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири, Новосибирск, 2003. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2004. 114 с.

Русьянова Н.Д. Углехимия. М.: Наука, 2003. 315 с.

Русьянова Н.Д., Попов В.К., Бутакова В.И., Бубновская Л.М. Структура и свойства углей в ряду метаморфизма. Киев: Наукова думка, 1985. С. 66.

Рычкова И.В., Шаминова М.И. Палеоботанические особенности тюменской и наунакской свит (средняя—верхняя юра юго-востока Западной Сибири) // Изв. Томского политехнического университета. Инжини-ринг георесурсов. 2018. Т. 329. № 5. С. 15–26.

Саранчук В.И., Айруни А.Т., Ковалев К.Е. Надмолекулярная организация, структура и свойства угля. Киев: Наукова думка, 1988. 192 с.

Смит А. Прикладная ИК-спектроскопия. М.: Мир, 1982. 328 с.

Современная палеонтология. Методы, направления, проблемы, практическое приложение. Справочное пособие. Т. 1. Ред. Меннер В.В., Макридин В.П. М.: Недра, 1988а.

Современная палеонтология. Методы, направления, проблемы, практическое приложение. Справочное пособие. Т. 2. Ред. Шишкин М.М., Мейен С.В., Алексеев А.С. и др. М.: Недра, 19886.

Тарасевич Б.Н. ИК спектры основных классов органических соединений. Справочные материалы. М.: Издво МГУ, 2012. 55 с.

Тиссо Б., Вельте Д. Образование и распространение нефти. М.: Мир, 1981. 497 с.

Травень В.Ф. Органическая химия. Т. 2. М.: БИНОМ, 2015. 550 с.

Arbuzov S.I., Spears D.A., Ilenok S.S., Chekryzhov I.Yu., Ivanov V.P. Modes of occurrence of germanium and tungsten in the Spetsugli germanium ore field, Pavlovka brown coal deposit, Russian Far East // Ore Geol. Rev. 2020.

https://authors.elsevier.com/c/1cSIEcTGy8bU

Diaz Maiten A. Lafuente, Fueyo Georgina M. Del, D'Angelo Jose A., Carrizo Martín A. Preserved chemistry of Cretaceous gymnosperm leaves in volcanic-ash deposits. Patagonia, Argentina: Baquero Group, 2021. https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0195667120303323?via%3Dihub

Rychkova I.V., Shaminova M.I., Anosov V.V., Ivanov V.P. Development of the integrated approach to stratigraphic subdivision and correlation of Middle–Upper Jurassic deposits in southeastern West Siberia // Stratigr. Geol. Correl. 2019. V. 27. № 3. P. 297–310.

Shaldybin M.V., Wilson M.J., Wilson L., Lopushnyak Y.M., Kondrashova E.S., Rychkova I.V., Rudmin M.A., Molokov P.B., Muslimova A.V. A kaolinitic weathering crust in Tomsk, West Siberia: interpretation in the context of weathering crusts in Russia and elsewhere // Catena. 2019. 181: 104056.

Vajda Vivi, Pucetaite Milda, McLoughlin Stephen, Engdah Anders, Heimda Jimmy, Uvda Per. Molecular signatures of fossil leaves provide unexpected new evidence for extinct plant relationships // Nature Ecology & Evolution. 2017. V. 1. P. 1093–1099.

http://www.diva-portal.org/smash/get/diva2:1162337/ FULLTEXT01.pdf

Zodrow Erwin L. The "fine chemical" structure of medullosalean cuticles and infrared spectroscopy // Rev. Palaeobot. Palynol. 2021.

https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034 666721000075?via%3Dihub

Рецензент С.В. Наугольных

Paleontological and Spectrometric Characteristics of the Phytoleim of Middle–Late Jurassic Plants of the South-East of Western Siberia

V. P. Ivanov^{*a*, #} and I. V. Rychkova^{*a*, ##}

^aNational Research Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia [#]e-mail: ivp2005@mail.ru ^{##}e-mail: irina.rychkova@mail.ru

The oil and gas potential of the south-east of Western Siberia causes increased attention to phytoleims of plants from the Naunak and Tyumen formations. For dissection of sedimentary strata along horizons or formations, the morphological features of plant remains are often insufficient. And the use of infrared spectroscopy (IR) allows us to reveal new diagnostic signs in the structures of phytofossils. It has been established that the structures of the phytoleims of chekanovs from the Tyumen Formation, in contrast to those from the Naunak Formation, have a greater number of nitrogen bonds in the form of amino acids and an increased number of oxygen and hydrogen bonds with carbon in the form of carboxyl (1690 cm⁻¹), carbonic (1600 cm⁻¹), methylene (2920 cm⁻¹) compounds. According to the spectral characteristics of the diffuse reflection of bands 7500, 4000, 3040, 2920, 2860, 2000, 1690, 1600, 1260, 1090 and 1030 cm⁻¹, indicating to some extent the chemical structure of phytofossils (ancient plants) and herbarium (modern plants), for phytoleims of horsetail plants, carbon and ether bonds were revealed in framework compounds (1600, 1260 cm⁻¹) and bonds of inorganic compounds (1090 cm⁻¹), which are an integral part of organic matter. Consequently, the bonds of the structural elements forming the frame tissues of the plant, while decreasing in quantity during fossilization, retain the appearance of the original tissue.

Keywords: molecular paleontology, Middle–Upper Jurassic, Tyumen Formation, Naunak Formation, phytoleim, IR spectrometry

_____ ДИСКУССИИ ______

УДК 564.53:551.762.2(470.1/.2)

ОБ УСЛОВИЯХ ЗАЛЕГАНИЯ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В ОПОРНОМ РАЗРЕЗЕ БАЙОСА-БАТА БАССЕЙНА р. ИЖМА (СЕВЕР ЕВРОПЕЙСКОЙ РОССИИ) И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ АММОНИТОВ ПОДСЕМЕЙСТВА ARCTOCEPHALITINAE MELEDINA

© 2021 г. А. П. Ипполитов^{1, *}, Д. Н. Киселев^{1, 2}

¹Геологический институт РАН, Москва, Россия ²Ярославский государственный педагогический университет им. К.Д. Ушинского, Ярославль, Россия

> *e-mail: ippolitov.ap@gmail.com Поступила в редакцию 13.04.2021 г. После доработки 23.06.2021 г. Принята к публикации 01.07.2021 г.

Рассмотрены основные разногласия двух моделей строения опорного разреза байоса—бата севера Европейской России (бассейн р. Ижма в районе устья р. Дрещанка): опубликованной авторами настоящей статьи и В.В. Митта, а также различия во взглядах на аммонитовую биостратиграфию байоса и бата. Расчет элементов залегания юрской толщи позволяет критически сравнить взаимоисключающие схемы корреляции ключевых обнажений в районе устья р. Дрещанка. Показано, что модель корреляции, представленная в работах В.В. Митта, является несостоятельной и занижает фактическую мощность отложений. Аммониты, встречающиеся в зоне Ishmae Тимано-Печорского региона, относятся к единственному виду Arcticoceras ishmae, характеризующемуся чрезвычайно широким диапазоном внутривидовой изменчивости. Имеющиеся данные по региону не позволяют проводить расчленение зоны Ishmae на подзоны или биогоризонты. Классическая же последовательность из четырех биогоризонтов в Восточной Гренландии основана на смене хроноподвидов или хроновариаций вида А. ishmae, различающихся процентным соотношением морф предполагаемой внутривидовой изменчивости. Установление этих горизонтов в разрезах Тимано-Печорского региона до появления репрезентативных выборок, состоящих из хорошо привязанных образцов, невозможно.

Ключевые слова: верхний байос, нижний бат, стратиграфия, структурная геология, аммониты, Тимано-Печорский регион

DOI: 10.31857/S0869592X21060041

введение

В журнале "Стратиграфия. Геологическая корреляция" (т. 29, № 5, 2021, с. 113–120) опубликована статья В.В. Митта "О стратиграфии пограничных отложений байоса и бата (средняя юра) бассейна р. Ижма (европейский север России)". Несмотря на нейтральное название, содержательная часть этой заметки, по сути, сводится к критическому обсуждению результатов, полученных и опубликованных в работах последних лет с нашим участием (Ипполитов и др., 2019; Захаров и др., 2020; Киселев, 2020а, 2020б; Киселев, Ипполитов, 2020), посвященных изучению опорного разреза байосско-батских отложений Тимано-Печорского региона, расположенного в бассейне р. Ижма в районе устья р. Дрещанка.

В.В. Митта неоднократно посещал указанный район и является ведущим автором цикла статей, посвященных его геологии и биостратиграфии (Митта, 2006, 2009; Митта и др., 2013, 2014; Mitta

et al., 2015). Поэтому высказанные им замечания к нашим работам требуют внимательного отношения и серьезного анализа.

Принципиальные разногласия с нашими результатами сводятся главным образом к следующему:

(1) к иным представлениям о сопоставлении серии обнажений в нижнем течении р. Дрещанка;

(2) к иным взглядам на классификацию аммонитов рода Arcticoceras и их биостратиграфическую интерпретацию;

(3) к иным представлениям о соотношении бореальных аммонитовых зон с ярусной шкалой юрской системы, на основе чего В.В. Митта выражает несогласие с выводом о возможности датировки наиболее древнего фрагмента изученной последовательности ранним байосом (Захаров и др., 2020).

Целью настоящей работы является проверка валидности конфликтующих геологических ин-

терпретаций – нашей и В.В. Митта (раздел I, написан А.П. Ипполитовым), а также представление необходимых пояснений классификации аммонитов раннебатского рода Arcticoceras (раздел II, написан Д.Н. Киселевым). В статье не обсуждаются спорные вопросы, касающиеся корреляции зоны Arcticus, а также возраста подстилающего интервала мощностью около 3 м, охарактеризованного находками ретроцерамов (Захаров и др., 2020). Это связано с тем, что все известные варианты сопоставления зоны Arcticus – с большей частью нижнего бата (Westermann, 1992; Callomon, 1993), с нижней частью нижнего бата (Callomon et al., 2015), с терминальным верхним байосом (Митта и др., 2004; Митта, 2007, 2009) или же с верхним байосом в полном его объеме (Меледина, 2013, 2014) — не имеют на сегодняшний день строгого обоснования на надежной палеонтологической основе. Поэтому до получения новых доказательств в пользу той или иной точки зрения дискуссия по этому вопросу не представляется конструктивной.

I. СОПОСТАВЛЕНИЕ РАЗРЕЗОВ В НИЖНЕМ ТЕЧЕНИИ р. ДРЕЩАНКА И ПРОВЕРКА ДОСТОВЕРНОСТИ СУЩЕСТВУЮЩИХ МОДЕЛЕЙ КОРРЕЛЯЦИИ

Схемы корреляции обнажений в нижнем течении р. Дрещанка, представленные в публикациях с нашим участием (Захаров и др., 2020; Киселев, Ипполитов, 2020) и в работах В.В. Митта (Mitta et al., 2015; Митта, 2021), противоречат друг другу. Те разрезы, которые мы интерпретируем как надстраивающие друг друга части сводной последовательности, наш коллега считает параллельными. Это влечет за собой совершенно различную интерпретацию строения сводного разреза байосско-батской толши.

Методы исследования

Отстаивая свои взгляды на структуру последовательности и корреляцию обнажений, В.В. Митта (2021) подкрепляет их с помощью рассуждений о характере залегания байосско-батской толщи (о направлении ее падения, перепадах высот русла р. Дрещанка и их потенциальном влиянии на корреляцию обнажений, отсутствии разрывных нарушений). Действительно, с помощью структурно-геологических построений можно верифицировать достоверность существующих моделей объективным и независимым способом. Именно этот подход и будет использован в настоящей работе.

Основная часть фактических данных, положенных в основу наших исследований, была собрана в августе 2018 г., во время летне-осенней межени. Дополнительное изучение района про-

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

водилось в августе 2019 г. при аномально высоком (паводковом) уровне поверхностных вод.

Топографические карты, данные с которых использованы в настоящей работе, взяты с сайта https://satmaps.info/. Все измерения расстояний выполнены с помощью инструментария векторного редактора CorelDraw 2020 по картам-схемам, отрисованным по космоснимкам Google. Уравнение интерполяционной кривой профиля русла р. Дрещанка было подобрано с помощью программы Statistica 10.

Расположение обнажений, которые упоминаются в настоящей статье, показано на рис. 1. Нумерация обнажений, приведенная в тексте настоящей статьи, а также на иллюстрациях, соответствует опубликованной нами ранее (Захаров и др., 2020; Киселев, Ипполитов, 2020), а в квадратных скобках приводятся номера этих же обнажений согласно работам В.В. Митта последних лет (Mitta et al., 2015; Митта, 2021).

Профиль падения русла р. Дрещанка

Для начала рассчитаем параметры уклона русла р. Дрещанка, что необходимо для дальнейших структурных построений. В.В. Митта (2021, с. 116) утверждает, что "перепад абсолютных высот от обнажения D-5 [наиболее удаленного от устья для рассматриваемого участка – прим. авт.] по руслу р. Дрещанка к ее устью незначителен, в пределах 1 м". Но так ли это на самом деле?

На топографической карте масштаба 1:100000 (лист P-39-11,12; 1999 г.)¹ можно обнаружить две меженных отметки уреза воды вдоль русла р. Дрещанка, а также пересечение русла с 80-й изогипсой рельефа в среднем течении (рис. 1). Кроме того, в ~230 м ниже устья Дрещанки р. Ижма пересекается с 60-й изогипсой. Учитывая, что уклон русла Ижмы очень мал (отметка 61 м находится в 5 км выше по течению, примерно напротив устья ручья Обыходный Ель, согласно данным с топографической карты 1 : 200000; рис. 1), можно пренебречь смещением реперной точки относительно устья Дрещанки и считать, что абсолютная высота уреза воды здесь составляет 60.0 м. Таким образом, в совокупности мы получаем четыре опорные точки для построения профиля русла р. Дрешанка. Уже из расстановки опорных точек в соответствии с их удаленностью от устья (рис. 2) видно, что падение русла является неравномерным: оно крутое в приустьевой части, чуть выше по течению становится относительно пологим, а еще выше вновь приобретает заметный уклон. По этим

97

¹ Гипсометрические данные по Дрещанке, представленные на этой карте, несколько расходятся с данными менее детальной карты масштаба 1 : 200000 (лист Р-39-V,VI, 1969 г.), поэтому, во избежание конфликта данных, последняя нами не использовалась.



Рис. 1. Схема расположения обнажений, упоминающихся в тексте, а также известных гипсометрических отметок русла р. Дрещанка.



Рис. 2. Модель профиля падения русла р. Дрещанка, построенная по известным высотным точкам уреза воды.

четырем опорным точкам можно подобрать следующее уравнение интерполяционной кривой профиля русла:

 $H = 0.001555L^3 - 0.072795L^2 + 1.81925L + 60,$

где L — расстояние от устья вдоль русла (м), а H — абсолютная высота уреза воды в межень (м).

Используя уравнение этой кривой, несложно вычислить меженное положение уреза воды в любой произвольной точке, зная ее расстояние от устья. Результаты вычислений абсолютных высот в точках наблюдения, имеющих значение для дальнейших построений, представлены в табл. 1.

Элементы залегания юрской толщи

Для дальнейших построений нам потребуются элементы залегания байосско-батской толщи. Их прямое измерение в разрезах невозможно: плотные разности пород имеют комковатый (песчаники) или линзовидный (литифицированные окислами железа прослои глин) облик, и их поверхности не отражают ориентировок плоскостей напластования ясным образом. Но элементы залегания могут быть вычислены геометрически, по опорным точкам наблюдения, где в коренных отложениях установлен единый и хорошо узнаваемый маркирующий горизонт. В качестве такового можно рассматривать "арктикоцерасовый песчаник" ("горизонт С" по (Захаров и др., 2020) = "пачка III" по (Mitta et al., 2015; Митта, 2021)).

Принципиально важным методическим моментом является необходимость использовать только те разрезы, строение которых и мы, и наш коллега интерпретируем одинаково. В противном случае сама идея проверки моделей корреляции с помощью вычисленных элементов залегания становится априори бессмысленной из-за расхождений в интерпретации первичных данных, лежащих в основе структурных построений.

В работах В.В. Митта (Mitta et al., 2015; Митта, 2021) имеются указания на присутствие арктикоцерасового песчаника в восьми разрезах по р. Дрещанка: 29 [D-1], 26 [D-3], 11 [D-4], 12 [D-5], 13 [D-11], 31 [D-7], [D-8] и 32 [D-9]. Не все эти точки подходят для вычисления элементов залегания. В точках 29 [D-1] и 26 [D-3] Митта, по нашему мнению (Ипполитов и др., 2019; Ипполитов в Захаров и др., 2020; Киселев, Ипполитов, 2020), ошибочно идентифицировал в качестве арктикоцерасового песчаника более низкий песчаниковый горизонт ("пласт В" по (Захаров и др., 2020)). В точке 11 [D-4] арктикоцерасовый песчаник присутствует в виде отсевших блоков в правом берегу, а также в виде осыпи на урезе воды, но точное положение его подошвы/кровли в коренном залегании остается неизвестным. Судя по тому, что щебенка этого песчаника была обнаружена нами в береговом склоне на высоте 2.5 м над руслом, коренной выход, вопреки указанию В.В. Митта (Митта, 2021, с. 115), располагается не близ уреза воды, а выше, в задернованном склоне. В точке 32 [D-9] наблюдается небольшой коренной выход арктикоцерасового песчаника на урезе воды, однако его кровля срезается четвертичным аллювием, а подошва опущена ниже уреза воды, что не позволяет точно зафиксировать положение границ пласта. В точке [D-8], упоминаемой В.В. Митта (2021), нами не было обнаружено каких-либо коренных выходов.

Таким образом, подходящих опорных точек на Дрещанке, относительно которых у нас с нашим коллегой-оппонентом нет разногласий в интерпретации (т.е. и мы, и В.В. Митта признаем присутствие маркирующего горизонта, а также коренной характер его выхода), остается три — ровно столько, сколько необходимо для вычисления элементов залегания. Это точки 12 [D-5], 13 [D-6] и 32 [D-9]. **Таблица 1.** Вычисленное гипсометрическое положение уреза воды р. Дрещанка в ключевых точках наблюдения

Номер точки	Расстояние от устья по руслу (м)*	Рассчитанная абсолютная высота уреза (м)**
29	239	60.4
14	986	61.7
26	1117	61.9
25	1614	62.8
12	1739	63.0
13	2014	63.4
31	2987	64.7

Примечание. * округлено до целого; ** округлено до 0.1 м.

Отметим, в точке 12 можно наблюдать только подошву арктикоцерасового песчаника (кровля срезается четвертичным аллювием), а в точках 13 и 32, напротив, устанавливается лишь положение кровли (рис. 3а) – по высыпкам пиритовых конкреций и алевро-глинистым оплывинам сразу выше явного перегиба в профиле берегового склона, соответствующего кровле песчаника. Поскольку пласт имеет значимую мощность, в качестве реперного уровня можно использовать либо его кровлю, либо подошву, а для начала потребуется установить полную мощность. Это возможно сделать в точке 13. где под урезом воды фиксируется глубокая ниша под песчаником. По аналогии с разрезом в точке 12 мы предполагаем, что переход к этой нише соответствует основанию плотной части песчаника. Получается, что суммарная мощность арктикоцерасового песчаника, с учетом более рыхлой нижней части, наблюдающейся в обнажении 12 (рис. 3а), составляет 1.5 м. Это значение не противоречит фактическим данным, опубликованным нашим коллегой в последние годы (см. Mitta et al., 2015, fig. 2), хотя в более ранних работах для этого же горизонта указывается бо́льшая мощность – до 2.5 м (см. Кравец и др., 1976; Меледина, 1987 и др.), что не подтверждается нашими исследованиями.

Зная гипсометрическое положение уреза воды в опорных точках (табл. 1) и рассчитав положение кровли арктикоцерасового песчаника относительно него (рис. 3а), по структурному треугольнику, образованному точками 12, 13 и 32 (рис. 3б), несложно вычислить элементы залегания байосско-батской толщи. Они таковы: азимут падения 30.9° CB, угол падения 1.07°. Азимут падения хорошо согласуется с геологической картой района, показывающей небольшой уклон мезозойского чехла на северо-восток (рис. 3в). Отметим, что полученное значение угла падения в ~1° отнюдь не опровергает предыдущего нашего утверждения о

том 29 № 6 2021

ИППОЛИТОВ, КИСЕЛЕВ



Рис. 3. Вычисление элементов залегания байосско-батской толщи на р. Дрещанка по маркирующему горизонту (арктикоцерасовому песчанику).

(a) – схематические разрезы в трех опорных точках и их сопоставление между собой;
(b) – структурная схема (в качестве подложки использован космоснимок Google Earth), составленная для кровли арктикоцерасового песчаника;
(b) – фрагмент геологической карты района и соотношение вычисленных элементов залегания с общим структурным планом района.

"падении слоев на CB под углом ~0.5°" (Ипполитов в: Захаров и др., 2020, с. 74), поскольку вычисленное значение относится к небольшому участку района, рассматриваемому в настоящей работе, тогда как в целом по площади юрские отложения имеют меньшие углы падения (Ипполитов, неопубликованные данные).

Корреляция обнажений в нижнем течении р. Дрещанка: верификация существующих моделей с помощью структурно-геологических данных

Используя весь набор полученных выше данных, перейдем непосредственно к верификации конфликтующих схем сопоставления. В критической заметке В.В. Митта (2021) одним из значимых и, на первый взгляд, убедительных аргументов против нашего варианта сопоставления обнажений является схема сопоставления разрезов в точках 12 [D-5], 25, 26 [D-3], 14 [D-2] и 29 [D-1] по реперным пластам песчаников (Митта, 2021, рис. 3). Из этой схемы следует, что те уровни, которые мы считаем изохронными (Захаров и др., 2020; Киселев, Ипполитов, 2020), по направлению на восток, от устья Дрещанки, якобы нелогичным образом "ныряют" в подошву толщи. Ниже построен откорректированный вариант этой же схемы, на которой оба варианта корреляции сопоставлены с прогнозной моделью, вычисленной по элементам залегания толщи. По сравнению с исходным рисунком из статьи В.В. Митта, в схему внесены следующие изменения:

1. Разрезы выстроены с учетом шкалы абсолютных высот.

2. Пересмотрено положение всех маркирующих слоев песчаника в разрезах и удалены "лишние" прослои. Указание В.В. Митта (2021, с. 113) на то, что "данные [А.П. Ипполитова с соавторами] по строению разрезов... не противоречат в целом опубликованным ранее мною", является в корне неверным. Ключевые разрезы 26, 14 и 29 в нашей версии имеют совершенно иное внутреннее наполнение: в частности, в них не фиксируются прослои песчаников в средней части, отображенные Митта (2021, рис. 3). Причины этих расхождений рассмотрены в следующем разделе.

3. На схеме не учтен горизонтальный масштаб, так как при наличии геометрически вычисленных прогнозных значений положения пластов это уже не имеет особого смысла: важно лишь соответствие/несоответствие наблюдаемого фактического положения маркирующих прослоев вычисленному.

В качестве опорного обнажения для дальнейших построений возьмем разрез в точке 12 [D-5], относительно строения которого у нас нет принципиальных разногласий с нашим коллегой. В данном обнажении можно непосредственно наблюдать два прослоя песчаников (нижний, расположенный на урезе воды, в наших работах именуется "пласт В" и соответствует "пачке 0" в схеме В.В. Митта, а верхний – "пласт С", или "арктикоцерасовый песчаник", соответствующий "пачке III" по В.В. Митта) (рис. За). Зная гипсометрическое положение этих пластов в точке 12 [D-5] и используя элементы залегания толщи, вычисленные в предыдущем разделе (см. также рис. 3б), можно рассчитать, на каких абсолютных высотах должны располагаться эти же прослои в обнажениях 25, 26, 14 и 29 (табл. 2).

Итоговая схема сопоставления колонок представлена на рис. 4. Несложно видеть, что, согласно расчетной модели, и арктикоцерасовый песчаник, и пласт В поднимаются в сторону устья Дрещанки почти на 6 м. Это соответствует нашим представлениям о корреляции обнажений и, напротив, вступает в противоречие со схемой сопоставления разрезов В.В. Митта, что особенно заметно на участке разрез 12 [D-5]-разрез 26 [D-3].

Разумеется, идеального совпадения наблюдаемых положений пластов песчаников с прогнозными значениями ожидать не приходится: вычисления не могут учесть, например, небольшие отклонения профиля падения русла Дрещанки от уравнения модельной кривой, а также изменения элементов залегания по площади. Кроме того, в вычисленные элементы залегания изначально заложена погрешность, которая закономерным образом приводит к максимальным отклонениям от модели в наиболее удаленных от опорного обнажения 12 разрезах, то есть в разрезах 14 [D-2] и 29 [D-1]. Хотя прогнозное положение обоих горизонтов песчаника в наиболее удаленном разрезе 29 [D-1] не совпадает ни с одной из моделей, оно все же значительно ближе к нашей интерпретации: венчающий слой песчаников разреза 29 соответствует пласту В опорного обнажения 12.

Причины ошибочного сопоставления разрезов в работах В.В. Митта

Как следует из предыдущего раздела, именно наш вариант сопоставления обнажений в нижнем течении р. Дрещанка подтверждается структурно-геологическими построениями, и ключевые разрезы 12 [D-5] и 26 [D-3] надстраивают друг друга, а не параллельны, как предполагает наш коллега. Однако если обратиться к геологическим данным из его работ (Mitta et al., 2015, fig. 2; Митта, 2021, рис. 2), то оказывается, что колонки разрезов 12 [D-5], 26 [D-3] и 29 [D-1] имеют абсолютно идентичное построение (отрисовку) и их можно коррелировать слой-в-слой. В чем же причина этого противоречия и почему мы настаиваем на ошибочной корреляции в работах коллеги?

том 29 № 6 2021

Номер точки	Рассчитанная абсолютная высота уреза	Мощность наблюдаемого разреза над	Абс. высота кровли наблюдаемого	Пла ("арктико песча	ст С церасовый ник")	Пласт В		
	(м)	урезом (м)	разреза (м)	подошва	кровля	подошва	кровля	
31 [D-9]	64.7			63.7	65.2	60.0	60.1	
13 [D-6]	63.4			63.0	64.5	59.3	59.4	
12 [D-5]	63.0	5.0	68	66.5	68.0	62.8	62.9	
25	62.8	3.4	66.2	68.0	69.5	64.3	64.4	
26 [D-3]	61.9	3.4 *	65.3	68.7	70.2	65.0	65.1	
14 [D-2]	61.7	5.5 **	67.2	69.1	70.6	65.4	65.5	
29 [D-1]	60.4	4.8	65.2	71.1	73.6	68.4	68.5	

Таблица 2. Расчетные абсолютные высоты маркирующих уровней (пласта В и арктикоцерасового песчаника) в опорных точках

Примечание. * Мощность взята по работе В.В. Митта (2009), так как данный разрез изучался нами в 2019 г. при аномально высоком уровне воды, скрывающем нижнюю часть обнажения. ** В точке, показанной на рис. 36, верхняя часть обнажения срезана в четвертичное время и мощность составляет 4.5 м. Мощность 5.5 м указана с учетом надстройки разреза в северной части протяженного обнажения. Полужирным шрифтом показаны уровни, непосредственно наблюдаемые в точках опорного треугольника.

Во время проведения полевых работ на Ижме в 2018 г. изначально нашим отрядом не ставилась задача изменять опубликованную в литературе нумерацию обнажений и послойно переописывать опубликованные колонки. Однако это оказалось необходимым по двум причинам. Во-первых, в статьях предшественников, опубликованных на тот момент, отсутствовали координаты обнажений, трассировка русла р. Дрещанка на картах с указанием положения разрезов была выполнена крайне схематично (Митта, 2009, рис. 1a; Mitta et al., 2015, fig. 2), а некоторые упо-



Рис. 4. Схема корреляции обнажений в нижнем течении р. Дрещанка: сопоставление моделей В.В. Митта и А.П. Ипполитова с прогнозной моделью, построенной по элементам залегания толщи.

минавшиеся в тексте обнажения на этих картах отсутствовали вовсе (например, D-8, D-9). Это создало сложности с идентификацией местоположения известных ранее разрезов на местности. Поэтому все обнаруженные на Дрещанке обнажения были пронумерованы заново, с целью осмыслить их соотношения с ранее описанными в литературе точками в камеральных условиях.

Во-вторых, использование послойного расчленения, отраженного на иллюстрациях в итоговой работе предшественников (Mitta et al., 2015, fig. 2), оказалось невозможным: в разрезах $14 [D-2]^2$, 26 [D-3] и 29 [D-1] нами не были обнаружены слои, отрисованные на колонках в цитируемой работе. По этой причине оказалось невозможным и использование некоторых литостратонов, выделенных предшественниками ("пачка I" и "пачка II").

Приведем весьма показательный рисунок-сопоставление фотографий реальных геологических объектов с колонками, опубликованными в наших работах и работах В.В. Митта (рис. 5).

На рис. 5а показано опорное обнажение 12 [D-5]. В центральной части разреза, примерно в 0.6 м ниже подошвы арктикоцерасового песчаника, в естественном эрозионном профиле выделяется пачка контрастного переслаивания глин и средне-крупнозернистых песков. В основании этой пачки располагается горизонт галек, а в песчаных прослоях верхней ее половины встречаются плотные конкреции песчаника, нередко имеющие правильную шарообразную форму. Эта пачка узнается и на колонке В.В. Митта (рис. 5а, справа), и на нашей (рис. 5а, слева). Обратим также внимание на обильную осыпь арктикоцерасового песчаника, образующего характерную средне- и крупноплитчатую щебенку рыжеватого цвета, хорошо заметную на фотографии. Именно так выглядит осыпь арктикоцерасового песчаника во всех обнажениях на р. Дрещанка, где присутствие этого горизонта достоверно установлено.

Если же обратиться к рис. 56, на котором изображено обнажение 26 [D-3], то, согласно колонке В.В. Митта (Mitta et al., 2015, fig. 2; Митта, 2021, рис. 2), разрез имеет идентичное послойное строение с разрезом 12 [D-5]. Однако на фото мы не наблюдаем ни характерной осыпи арктикоцерасового песчаника, ни выделяющейся в профиле пачки переслаивания песков и глин. Соответственно, в этом разрезе не установлен ни горизонт галек, характеризующий основание этой пачки, ни песчаные конкреции, характерные для ее верхней части. Вся толща ниже венчающего разрез опесчаненного бурого горизонта представлена тонким мо-

² В работе (Захаров и др., 2020) разрез 14 был ошибочно сопоставлен нами с разрезом D-3 sensu Mitta et al., 2015 ввиду недостаточно четкого указания на точное расположение последнего (см. обсуждение в Захаров и др., 2020, с. 75). нотонным переслаиванием алевритовых глин и мелкозернистых песков.

В разрезе 14 [D-2] (рис. 5в) доступная для изучения толща, как и в разрезе 26 [D-3], представлена тонким монотонным переслаиванием алевритовых глин и песков, что снова вступает в противоречие с данными нашего коллеги о строении разреза³. Пачка переслаивания с галькой в основании и конкрециями песчаника здесь также отсутствует.

Наконец, в разрезе 29 [D-1], который, согласно данным В.В. Митта, также послойно идентичен разрезу 12 [D-5] (Mitta et al., 2015, fig. 2; Митта, 2021, рис. 2), маркирующие горизонты, установленные в последнем, вновь отсутствуют. К сожалению, продемонстрировать фотографию, убедительно показывающую характер напластования в этом разрезе, невозможно: данное обнажение закрыто мощной осыпью и вскрывалось узким, постоянно оплывающим шурфом.

Таким образом, приведенные в работах В.В. Митта с соавторами колонки изображают несуществующие слои в ряде разрезов, то есть в этих публикациях, по сути, содержатся фиктивные данные. Очевидно, что разрезы D-1 и D-3 в том виде, в каком они фигурируют в публикациях последних лет, не могли быть описаны в поле. Мы можем лишь предполагать, что их колонки были составлены умозрительно, на этапе подготовки итоговой комплексной статьи (Mitta et al., 2015). Основанием для такой экстраполяции могла послужить твердая уверенность нашего коллеги в изохронности всех перечисленных разрезов интервалу последовательности, доступному для изучения в разрезе 12 [D-5]. Такая точка зрения отражена в его более ранней статье (Митта, 2009, рис. 2). А это означает, что априори предполагалась и идентичность послойного строения всех перечисленных обнажений.

Из всего вышеизложенного следует, что выполненная нашим коллегой схема корреляции обнажений в нижнем течении р. Дрещанка (Mitta et al., 2015, fig. 2; Митта, 2021) несостоятельна. Соответственно, теряют смысл и рассуждения о фациальной изменчивости арктикоцерасового песчаника, основанные на ошибочной идентификации этого горизонта в разрезах 26 [D-3] и 29 [D-1] (Mitta et al., 2015, р. 313), а также палеогеографические выводы, полученные на основе анализа этой самой "фациальной изменчивости" (Mitta et al., 2015, р. 326; Митта, 2021, с. 116). При-

³ В.В. Митта не приводит для этого разреза самостоятельной колонки в работах последних лет, однако, учитывая общую схему корреляции (Митта, 2009, рис. 2; 2021, рис. 3) и положение этого разреза между близко расположенными и при этом абсолютно идентичными по выделяемым слоям разрезами 26 [D-3] и 29 [D-1], очевидно, что колонка D-2 должна повторять колонку разреза D-3, от которой она отличается (Митта, 2009, рис. 2) лишь отсутствием венчающего горизонта песчаника.



Рис. 5. Сопоставление колонок из работ авторов (Захаров и др., 2020; Киселев, Ипполитов, 2020) и В.В. Митта с соавторами (Mitta et al., 2015; Митта, 2021) с реальными геологическими объектами. (а) – обнажение 12 [D-5], фото Д.Н. Киселева, 2019 г.; (б) – обнажение 26 [D-3], фото Д.Н. Киселева, 2019 г.; (в) – обнажение 14 [D-2], фото Д.Н. Киселева, 2018 г.

Колонка обнажения 14 отличается от опубликованной ранее в (Захаров и др., 2020), будучи несколько усеченной сверху и снизу. Она иллюстрирует лишь тот фрагмент латерально протяженного обнажения, который изображен на фото. Условные обозначения см. рис. 3. веденные в настоящей статье доказательства своей точки зрения мы считаем исчерпывающими.

II. О ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ АРКТОЦЕФАЛИТИН В НИЖНЕМ БАТЕ

В настоящее время не существует единого представления о таксономической дифференциации рода Arcticoceras Spath — одного из важнейших в стратиграфическом отношении рода арктоцефалитин. Это во многом препятствует детализации зональной шкалы бореального нижнего бата. Согласно одной точке зрения, род включает несколько хоровидов, хроновидов и хроноподвидов, часть из которых образует последовательность в зоне Ishmae нижнего бата из трех-четырех звеньев: A. harlandi Rawson, A. ishmae α , A. ishmae β и A. crassiplicatum Callomon [MS]. Эта последовательность лучше всего представлена в нижнем бате Восточной Гренландии (Callomon, 1993; Callomon et al., 2015) и в общих чертах, как считается, может быть распознана в разрезах Европейской России (Митта, Сельцер, 2002; Митта, 2009; Mitta et al., 2015). Согласно другой точке зрения (Киселев, 2020а, 2020б; Киселев, Ипполитов, 2020), большинство пригодных видов Arcticoceras являются синонимами вида A. ishmae, а в зоне Ishmae Поволжья и бассейна р. Печора не существует какой-либо последовательности арктикоцерасов. В.В. Митта (2021), являясь сторонником первой точки зрения, критически оценивает результаты недавно проведенной ревизии рода Arcticoceras (Киселев, 2020а), на основе которой большинство пригодных видов нижнего бата были сведены в синонимику вида A. ishmae (Keys.). В частности, он резюмирует, что данные, приведенные в статье Д.Н. Киселева, недостаточно убедительны для того, чтобы рассматривать большинство пригодных видов Arcticoceras как изохронные морфы одного вида. В качестве аргументации В.В. Митта, в частности, приводит ссылку на фототаблицу (Киселев, 2020а, табл. I), демонстрирующую ряд изменчивости Arcticoceras из двух районов Печорского Севера (р. Ижма и р. Адзьва). Он отмечает, что изображенные экземпляры происходят в основном из музейных коллекций и не имеют достоверной привязки к слою, что позволяет допускать их различный возраст.

Это замечание требует развернутого обсуждения. Рассмотрим данные, позволяющие уточнить особенности стратиграфического распространения Arcticoceras в зоне Ishmae Гренландской палеобиогеографической провинции — в бассейне р. Печора и в Восточной Гренландии.

Arcticoceras из бассейна р. Печора

К настоящему времени не существует ни одного документально подтвержденного наблюдения смены таксонов видовой группы рода Arcticoceras в разрезах нижнего бата бассейна р. Печора. Исключением могут служить данные В.В. Митта о последовательности видов и хроноподвидов арктикоцерасов, показанные на схеме сводного разреза р. Дрещанка (Mitta et al., 2015, fig. 3). Но эти указания не подкреплены изображениями аммонитов, поэтому нет веских оснований утверждать, что в нижнем бате Тимано-Печорского региона существует смена видов Arcticoceras. Следовательно, представление о широкой внутривидовой изменчивости арктикоцерасов и о единственном аммонитовом биогоризонте зоны Ishmae Печорского Севера (Киселев, 2020а, 2020б), как минимум, не противоречит опубликованным ранее фактическим данным. Нашими наблюдениями не установлена какая-либо последовательность видов/подвидов Arcticoceras в известных разрезах рек Дрещанка и Адзьва. Более того, весьма широкая изменчивость у А. ishmae выявлена в пределах, предположительно, изохронной популяции этих разрезов. Она продемонстрирована для разреза Никифорова Шелья (р. Адзьва) изображениями экземпляров, собранными из одного слоя (Киселев, 2020а, табл. І, фиг. 1, 2, 4; табл. ІІ, фиг. 1, 3, 4) и образующими ряды морф изменчивости от сжатых с боковых сторон A. ishmae (Keys.) morpha ishmae (Keys.) до кадиконовой A. ishmae (Keys.) morpha pseudishmae (Spath). Широкая изменчивость по признакам скульптуры A. ishmae из того же разреза показана в другой статье (Киселев, 2020б, табл. 3, фиг. 1-5; табл. 4, фиг. 1, 4). Отметим, что большинство изображенных экземпляров (кроме фиг. 1 из табл. 3) собраны лично Д.Н. Киселевым из одного слоя.

В наиболее важном обнажении 12 [D-5] на р. Дрещанка в слое арктикоцерасовых песчаников зоны Ishmae нами также не было выявлено какойлибо смены видов арктоцефалитин. Все аммониты были собраны в интервале 0–0.5 м выше подошвы арктикоцерасовых песчаников и представлены разнообразными морфами единственного вида A. ishmae, от нормы вида (Киселев, 2020б, табл. 4, фиг. 3; табл. 4, фиг. 1, 4) и густоребристой морфы А. ishmae morpha tenuicostatum Repin (табл. I, фиг. 2) до брадиморфных экземпляров с более редкой и грубой скульптурой, которые чаще всего определяются отечественными исследователями как А. harlandi Rawson (настоящая работа, табл. І, фиг. 1; Киселев, 2020б, табл. 3, фиг. 6). Высокое разнообразие арктикоцерасов в данном интервале слоя может быть объяснено конденсацией разновозрастных слоев, как это предполагалось С.В. Мелединой (1994). Однако, как указывалось ранее (Киселев, 2020а, с. 78), отсутствие каких бы то ни было литологических или тафономических признаков внутри арктикоцерасового песчаника, указывающих на возможность размыва или переотложения образующих его слоев, не дает оснований считать их сконденсированными.

том 29 № 6 2021

Таблица І. Фигуры приведены в натуральную величину, длина масштабной линейки 10 мм.

Фиг. 1a, 16. Arcticoceras ishmae (Keys.) morpha "harlandi", экз. ЯрГПУ № Dr/1-25.

Фиг. 2a, 26. Arcticoceras ishmae (Keys.) morpha tenuicostatum, экз. ЯрГПУ № Dr/1-26.

Все происходят из Республики Коми, р. Дрещанка, обн. 12 (D-5), слой 9, нижняя часть; нижний бат, зона Ishmae, биогоризонт ishmae ishmae.

Отсутствие смены видов Arcticoceras в двух основных разрезах зоны Ishmae бассейна р. Печора не позволяет полагать, что в других разрезах того же региона будет наблюдаться иная ситуация. Именно поэтому экземпляры из "исторического разреза "Порог Разливной" на р. Ижма, собранные А.Н. Замятиным (колл. ЦНИГР музея, Санкт-Петербург), нами рассматриваются как одновозрастные, а их морфологические отличия считаются проявлением внутривидовой изменчивости, а не видоспецифическими признаками. В этой коллекции продемонстрирован ряд изменчивости у А. ishmae (Киселев, 2020а, табл. I, фиг. 5–8), аналогичный таковому из разреза Никифорова Щелья.

Исследования разрезов средней юры в бассейне р. Цильма (Киселев, Ипполитов, 2020) также не показали каких-либо направленных изменений таксономического состава арктоцефалитин внутри зоны Ishmae. В наиболее полно изученном разрезе в четырех последовательных слоях были собраны аммонитовые комплексы, в каждом из которых доминирует А. ishmae morpha ishmae. В разрезах бассейна р. Цильма распространение арктоцефалитин в зоне Ishmae прослежено с наибольшей детальностью, по сравнению с другими разрезами Печорского Севера, но даже здесь в настоящее время невозможно установление более чем одного аммонитового биогоризонта.

Arcticoceras из Восточной Гренландии

Проблема распознавания хроновариаций или видов Arcticoceras осложняется также тем, что смена арктоцефалитин в опорных разрезах Восточной Гренландии, где проведено первое и наиболее детальное инфразональное расчленение зоны Ishmae (Callomon, 1993; Callomon et al., 2015), до сих пор не описана должным образом. Отсутствие монографических описаний и изображений видов-индексов А. harlandi Rawson и А. crassiplicatum Callomon [MS] из Восточной Гренландии не позволяет проводить адекватное сравнение арктоцефалитин указанного региона с таковыми из Тимано-Печорского региона, который в средней юре (до келловея) относился к Гренландской провинции. Хроновариации⁴ А. ishmae α и А. ishmae β также требуют специального описания, поскольку оригиналы из работы Спэта, на которые ссылается Дж. Калломон в таблице (Callomon, 1993, table 1), не дают достаточной информации для их распознавания.

Ознакомление с выборкой Arcticoceras из коллекции Дж. Калломона (Геологический музей Копенгагенского университета), которое оказалось возможным благодаря любезному содействию П. Алсена (GEUS, Копенгаген), позволило в общих чертах выяснить особенности видов-индексов биогоризонтов нижнего, а также среднего бата Восточной Гренландии. Их детальное описание будет приведено в отдельной статье, здесь же отметим лишь некоторые результаты наблюдений.

Во-первых, выборка арктикоцерасов из четырех восточногренландских биогоризонтов зоны Ishmae (harlandi, ishmae α , ishmae β , crassiplicatum) весьма представительна и существенно (в несколько раз) превосходит по количеству экземпляров материал из Тимано-Печорского региона, хранящийся в различных коллекциях и послуживший основой для ревизии А. ishmae в последних работах Д.Н. Киселева (Киселев, 2020а, 2020б). Это дает возможность провести всесторонний анализ распределения признаков и установить соотношение морф в различных биогоризонтах.

В выборке арктикоцерасов каждого биогоризонта зоны Ishmae присутствуют все морфы А. ishmae, установленные ранее автором (Киселев, 2020a): А. ishmae (Keys.) morpha ishmae (Keys.), А. ishmae (Keys.) morpha stepankovi Tuchkov (= A. harlandi Rawson, A. excentricum Voronetz), А. ishmae (Keys.) morpha pseudishmae (Spath). Это означает, что отдельные экземпляры сами по себе не характеризуют хроновариации или виды арктикоцерасов зоны Ishmae. Данный вывод достаточно важен, поскольку при распознавании инфразональных подразделений зоны Ishmae Русской (Саратов) и Тимано-Печорской (Ижма) плит нередка практика установления биогоризонтов по единичным или немногочисленным экземплярам.

Во-вторых, комплексы арктикоцерасов различных биогоризонтов зоны Ishmae Восточной Гренландии отличаются только по соотношению вышеперечисленных морф. При этом одни и те же морфы из разных биогоризонтов не имеют какихлибо качественных отличий. Так, содержание морфы stepankovi в биогоризонтах "harlandi", "ishmae α ", "ishmae β " составляет 54, 25 и 7% соответственно, т.е. постоянно уменьшается. Точно так же уменьшается доля морфы pseudishmae —

⁴ Все разновозрастные разновидности вида, обозначенные нелиннеевскими символами, в данной статье называются "хроновариациями". До корректного номенклатурного оформления, соответствующего правилам МКЗН, такие разновидности не должны рассматриваться в статусе "хроноподвидов", поскольку такое решение неизбежно приведет к номенклатурной путанице.



10.5, 9.1 и 1.4%. Наоборот, доля морфы ishmae в тех же биогоризонтах увеличивается — 35.5, 66 и 90.4% соответственно. Таким образом, отличия между видами-индексами биогоризонтов зоны Ishmae гренландской шкалы заключены в различном соотношении морф, при этом их распознавание, по крайней мере в пределах Гренландской провинции, может осуществляться только по выборкам, но не по единичным экземплярам. К сожалению, в разрезах Тимано-Печорского региона до сих пор не собрано достаточного материала для такого рода диагностики, поэтому установить биогоризонты гренландской шкалы в этом регионе в настоящий момент, как минимум, проблематично или не представляется возможным. В перспективе датировка различных интервалов зоны Ishmae бассейна р. Печора с помощью подразделений инфразональной шкалы Восточной Гренландии вполне возможна, но только после появления репрезентативных выборок хорошо привязанных арктоцефалитин.

O cmamyce poda Greencephalites Repin

Изучение гренландской коллекции также позволяет решить вопрос о сущности рода Greencephalites Repin, к которому первоначально (Репин и др., 2007; Митта, Альсен, 2013; Mitta et al., 2015) относили виды арктоцефалитин из зоны Greenlandicus, такие как G. freboldi (Spath) и G. belli (Poulton). В предыдущих работах (Киселев, 2020а, 2020б) было предложено рассматривать эти виды в составе рода Arctocephalites. В своей критической заметке В.В. Митта (2021) утверждает, что самостоятельность рода Greencephalites подтверждается отсутствием переходных форм между вышеперечисленными видами и А. ishmae. Между тем изучение гренландской коллекции показало, что экземпляры с кадиконовым "гринцефалитовым" морфотипом, которые относятся здесь к морфе pseudishmae, присутствуют во всех биогоризонтах нижнего бата. Меняется только их доля в разных биогоризонтах. Непрерывный характер изменчивости формы раковины у всех хроновидов и хроноподвидов арктоцефалитин нижнего бата неопровержимо доказывает, что экземпляры с кадиконовым морфотипом представляют не самостоятельный таксон, а одну из морф предполагаемой внутривидовой изменчивости. Это отмечалось и Дж. Калломоном при характеристике вида Arctocephalites greenlandicus (Callomon, 1993, p. 99– 100): "...новые коллекции из обоих местонахожлений достаточно многочисленны, чтобы не оставлять никаких сомнений в том, что эти два "вида" [Arctocephalites greenlandicus и Arctocephalites crassum - прим. авт.] произошли из одного горизонта; а промежуточные формы показывают, что они просто крайние варианты одного биовида". "Гринцефалитовая" морфа присутствует и у других арктоцефалитин, что отвечает концепции биовида Калломона (Callomon, 1985), которая сложилась в основном при изучении бореальных аммонитов. Эта морфа встречается у всех Arctocephalites из зоны Greenlandicus и присутствует в выборках Arcticoceras зон Ishmae (включая биогоризонт crassiplicatum) и Cranocephaloide, что отражает единую структуру изменчивости этих таксонов. Однотипность этой структуры у разных хроновидов и является доказательством того. что типичные А. ishmae и аммониты нижнего бата, определенные как Greencephalites, представляют диапазон изменчивости единого вида. В соответствии с этим подходом экземпляр "Greencephalites sp. nov." (Митта, Альсен, 2013, табл. І, фиг. 2) следует рассматривать как A. ishmae (Keys.) morpha pseudishmae (Spath), а остальные виды "гринцефалитов", указанные Митта (2021, с. 118), следует относить к роду Arctocephalites.

выводы

Вышеизложенное можно резюмировать следующим образом.

1. Структурно-геологические построения для байосско-батских отложений в нижнем течении р. Дрещанка (басс. р. Ижма, опорный разрез байоса—бата Тимано-Печорской области), впервые представленные в настоящей работе, показывают несостоятельность схемы сопоставления обнажений в работах В.В. Митта последних лет (Митта, 2009; Mitta et al., 2015; Митта, 2021). И напротив, они подтверждают вариант корреляции, опубликованный в наших работах (Ипполитов и др., 2019; Захаров и др., 2020; Киселев, Ипполитов, 2020).

2. Идентичное послойное строение опорных обнажений 29 [D-1], 26 [D-3] и 12 [D-5] в нижнем течении р. Дрещанка, отображенное В.В. Митта на колонках (Mitta et al., 2015, fig. 2; Митта, 2021, рис. 2) и, на первый взгляд, обеспечивающее их уверенное сопоставление, является фикцией. Выделяемые слои можно обнаружить только в обнажении 12 [D-5], тогда как в разрезах 26 [D-3] и 29 [D-1] они в действительности не существуют.

3. Таким образом, модель параллельной корреляции перечисленных обнажений, которую наш коллега отстаивает в своей критической заметке (Митта, 2021), является несостоятельной, а сводный разрез (Mitta et al., 2015; fig. 3, 4) имеет заниженную мощность отложений. Кроме того, в свете приведенных доказательств теряют актуальность и палеогеографические реконструкции, основанные на ошибочных представлениях о фациальной изменчивости в действительности различных по положению в разрезе слоев.

4. В настоящее время не существует убедительных доказательств стратиграфической смены видов
или хроновариаций рода Arcticoceras в зоне Ishmae нижнего бата бассейна р. Печора. Макроконховые арктонефалитины зоны Ishmae прелставлены, повидимому, единственным видом Arcticoceras ishmae (Keys.). Он характеризуется высокой изменчивостью, благодаря чему популяционная выборка этого вида включает все разнообразие внутривидовых морф (harlandi, ishmae, pseudishmae). Те же самые морфы составляют внутривидовую изменчивость Arcticoceras в зоне Ishmae Восточной Гренландии. Их соотношение в различных интервалах зоны позволяет выделять биогоризонты на статистической основе. Именно по соотношению морф распознаются биогоризонты восточногренландской шкалы нижнего бата.

Благодарности. В полевых работах 2018 г. в бассейне р. Ижма также принимал участие Н.Г. Зверьков (ГИН РАН, Москва). Авторы выражают благодарность М.А. Рогову и Д.Б. Гуляеву, выступившим в качестве рецензентов рукописи и сделавшим ряд важных замечаний, и П. Алсену (GEUS, Копенгаген), содействие которого позволило ознакомиться с выборкой Arcticoceras из коллекции Дж. Калломона (Геологический музей Копенгагена).

Источники финансирования. Работа выполнена при поддержке РНФ, проект № 21-17-00245.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Захаров В.А., Ипполитов А.П., Зверьков Н.Г., Безносов П.А., Киселев Д.Н. Ретроцерамы и униониды из байоса и нижнего бата (средняя юра) бассейна р. Ижма, север Европейской России // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 4. С. 73–95.

Ипполитов А.П., Киселев Д.Н., Зверьков Н.Г. О положении границы байоса и бата в опорных разрезах р. Ижмы (Тимано-Печорская область) // Палеострат-2019. Годичное собрание (научная конференция) секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества при РАН. Москва, 28-30 января 2019 г. Программа и тезисы докладов. М.: ПИН РАН, 2019. С. 32-33.

Киселев Д.Н. Род Arcticoceras Spath, 1924 (Ammonoidea) и инфразональная биостратиграфия нижнего бата Бореальной области // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020a. T. 28. № 2. C. 77-102.

Киселев Д.Н. Изменчивость скорости морфогенеза и проявление модулярности развития у юрских аммонитов рода Arcticoceras Spath, 1924 // Палеонтол. журн. 2020б. № 1. С. 20-32.

Киселев Д.Н., Ипполитов А.П. О последовательности арктоцефалитин (Ammonoidea) в верхнем байосе и нижнем бате Тимано-Печорского региона // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы VIII Всероссийского совещания с международным участием. Онлайн-конференция, 7-10 сентября 2020 г. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО PAH, 2020. C. 107-112.

Кравец В.С., Месежников М.С., Яковлева С.П. Важнейшие разрезы юрской системы на Севере СССР. Русская

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

том 29

равнина. Реки Ижма и Пижма // Стратиграфия юрской системы Севера СССР. М.: Наука, 1976. С. 14-24.

Меледина С.В. Аммониты и зональная стратиграфия келловея суббореальных районов СССР. М.: Наука, 1987. 185 с. + 32 фототабл. (Тр. ин-та геол. и геофиз. Сиб. отд. АН СССР. Вып. 691).

Меледина С.В. Бореальная средняя юра России // Тр. ИГиГ СО РАН. 1994. Вып. 819. 184 с.

Меледина С.В. Зональная шкала байоса и бата Сибири в свете новых палеонтологических данных // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. V Всероссийское совещание. Научные материалы. Екатеринбург: ИздатНаукаСервис, 2013. С. 140-142.

Меледина С.В. О корреляции зон байоса и бата Сибири в свете новых палеонтологических данных // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 6. С. 45-56.

Митта В.В. Первая находка Arctocephalites (Cardioceratidae, Ammonoidea) в средней юре бассейна Печоры // Современные проблемы изучения головоногих моллюсков. Морфология, систематика, эволюция и биостратиграфия. Материалы Всероссийского совещания (Москва, 8-10 ноября 2006 г.). М.: ПИН РАН, 2006. C. 82-84.

Митта В.В. Граница байоса-бата в Европейской России // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Второе Всероссийское совещание. Научные материалы. Ярославль: Изд-во ЯГПУ, 2007. C. 161-163.

Митта В.В. Верхний байос и нижний бат бассейна Печоры и бореально-тетическая корреляция // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 1. С. 77-87.

Митта В.В. О стратиграфии пограничных отложений байоса и бата (средняя юра) бассейна р. Ижма (европейский север России) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2021. Т. 29. № 5. С. 113-120.

Митта В.В., Альсен П. Аммониты и зональная шкала батского яруса Гренландии // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Тюмень: ЗапСибНИИГГ; Екатеринбург: ИздатНаукаСервис, 2013. C. 149-151.

Митта В.В., Барсков И.С., Грюндель Й., Захаров В.А., Сельцер В.Б., Иванов А.В., Ростовцева Ю.А., Тарасова Л.О. Верхний байос и нижний бат в окрестностях Саратова // VM-Novitates. 2004. № 12. 39 c.

Митта В.В., Сельцер В.Б. Первые находки Arctocephalitinae (Ammonoidea) в юре юго-востока Русской платформы и корреляция бореального батского яруса со стандартной шкалой // Труды НИИгеол. Саратовского гос. ун-та. Нов. сер. 2002. Т. 10. С. 12-39.

Митта В.В., Костылева В.В., Глинских Л.А. О байосе и бате (средняя юра) бассейна р. Ижма // Проблемы геологии Европейской России. Сборник научных трудов Всероссийской научной конференции, посвященной 130-летию со дня рождения профессора Бориса Александровича Можаровского. Саратов, 11-14 сентября 2013 г. Саратов: СГТУ, 2013. С. 93–103.

Митта В.В., Глинских Л.А., Костылева В.В. Предварительный отчет по полевым работам 2013 г. в бассейнах рек Сысола и Ижма // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России. Материа-

109

2021 **№** 6

лы XVI Геологического съезда Республики Коми. Т. 2. Сыктывкар: Геопринт, 2014. С. 188–190.

Репин Ю.С., Федорова А.А., Быстрова В.В., Куликова Н.К., Полуботко И.В. Мезозой Баренцевоморского седиментационного бассейна // Стратиграфия и ее роль в развитии нефтегазового комплекса России. СПб.: ВНИГРИ, 2007. С. 112–161.

Callomon J.H. The evolution of the Jurassic ammonite family Cardioceratidae // Palaeontology. Spec. Pap. 1985. N_{2} 35. P. 49–90.

Callomon J.H. The ammonite succession in the Middle Jurassic of East Greenland // Bull. Geol. Soc. Denmark. 1993. V. 40. P. 83–113.

Callomon J.H., Alsen P., Surlyk F. The ammonites of the Middle Jurassic Cranocephalites beds of East Greenland //

Bull. Geol. Surv. Denmark and Greenland. 2015. V. 34. P. 1–86.

Mitta V., Glinskikh L., Kostyleva V., Dzyuba O., Shurygin B., Nikitenko B. Biostratigraphy and sedimentary settings of the Bajocian–Bathonian beds in the Ishma River basin (European North of Russia) // N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 2015. V. 277. № 3. P. 307–335.

Westermann G.E.G. Middle Jurassic P. 253–261 // von Hillebrandt A., Smith P., Westermann G.E.G., Callomon J.H. Ammonite zones of the circum-Pacific region / The Jurassic of the Circum-Pacific. Cambridge University Press, 1992. P. 247–272.

Рецензенты Д.Б. Гуляев, Т.Б. Леонова, М.А. Рогов

Geological Features of the Bajocian–Bathonian in the Reference Section of the Izhma River Basin (European North of Russia) and the Succession of Ammonites of the Subfamily Arctocephalitinae Meledina

A. P. Ippolitov^{*a*, *#*} and D. N. Kiselev^{*a*, *b*}

^aGeological Institute of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia ^bUshinsky Yaroslavl State Pedagogical University, Yaroslavl, Russia [#]e-mail: ippolitov.ap@gmail.com

The article discusses the main disagreements between two published models of the structure and stratigraphic subdivision of the Bajocian–Bathonian reference section in the north of European Russia, located in the Izhma river basin near the mouth of the Dreshchanka river – ours and older one by V.V. Mitta et al. Calculation of dip and strike makes it possible to verify mutually exclusive correlation schemes for key outcrops along the Dreshchanka river. It is shown that the correlation of outcrops proposed by V.V. Mitta, is untenable and halves the real thickness of the Bajocian part of the succession. We also discuss some disagreements in ammonite stratigraphy. Ammonites occurring in the lower Bathonian Ishmae Zone of the Timan-Pechora region, belong to a single species *Arcticoceras ishmae* characterized by an extremely wide range of intraspecific variability. The available data for the region does not allow any further division of the Ishmae zone into either subzones or biohorizons. The classical sequence of four consecutive biohorizons in East Greenland is based on the subsequent chronosubspecies/chronovariations of the single species *A. ishmae*. These chronosubspecies/chronovariations of the single species and the sets consisting of well-referenced samples are absent.

Keywords: Upper Bajocian, Lower Bathonian, stratigraphy, structural geology, ammonites, Timan-Pechora region

_____ ДИСКУССИИ _____

УДК 551.791+550.384(235.222)

ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДОЛИНЫ р. АНУЙ И ВОЗРАСТ СТОЯНКИ КАРАМА НА ГОРНОМ АЛТАЕ

© 2021 г. В. С. Зыкин^{1, 2, *}, В. С. Зыкина¹, Л. Г. Смолянинова¹

¹Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия ²Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

*e-mail: zykin@igm.nsc.ru Поступила в редакцию 17.02.2021 г. После доработки 15.04.2021 г. Принята к публикации 30.04.2021 г.

Рассматриваются дискуссионные проблемы стратиграфии, геоморфологии и хронологии стоянки раннего палеолита Карама Горного Алтая в связи с ответом на статью Я.В. Кузьмина и А.Ю. Казанского "О статье В.С. Зыкина, В.С. Зыкиной, Л.Г. Смоляниновой "Дискуссионные вопросы инициального заселения Сибири человеком и возраст стоянки Карама на Горном Алтае", опубликованной в журнале "Стратиграфия. Геологическая корреляция" (2020, т. 28, № 5, с. 157–160).

Ключевые слова: четвертичные отложения, Горный Алтай, долина р. Ануй, стоянка Карама **DOI:** 10.31857/S0869592X21060090

Во время детальных комплексных геологических, геоморфологических, палеопедологических, палеомагнитных и седиментологических исследований, проводимых на стоянке Карама с 2002 г., авторами детально описано строение долины р. Ануй в районе стоянки Карама, составлен геологический разрез, проведено его стратиграфическое расчленение и предложены две возрастные модели формирования археологического памятника (Зыкин и др., 2005). Одна из возрастных моделей допускала возможность ограничить формирование толщи, содержащей орудия, одной из теплых межледниковых эпох нижнего неоплейстоцена. Она учитывала предположение Н.С. Болиховской (Деревянко и др., 2004; Болиховская, Шуньков, 2005; Зыкин и др., 2005) о принадлежности палинофлоры к раннему неоплейстоцену. Эта точка зрения была принята археологами в качестве основной. Другая возрастная модель предполагала образование культуросодержащей толщи во временном интервале 1.95–1.77 млн лет (субхрон Олдувей) (Зыкин и др., 2005). Указывалось, что это время совпадает с существованием достаточно теплых климатических условий на территории Западной Сибири и с развитием на этой территории барнаульской растительности, в которой присутствовало до 10-15% термофильных экзотов. Дальнейшее изучение условий залегания и строения толщи, содержащей орудия, ее прослеживание по долине р. Ануй и сопоставление с последовательностью осадконакопления как на Горном Алтае, так и на юге Западно-Сибирской равнины позволили прийти к выводу о самостоятельности этапа осадконакопления, формирующего культуросодержащую толщу, и выделить ее в отдельное геологическое тело – караминскую свиту (Зыкин, 2012). В последующие годы в различных изданиях появились публикации Я.В. Кузьмина и А.Ю. Казанского (Кузьмин, 2009, 2010, 2011; Кузьмин, Казанский, 2013, 2015), искажающие геологическое строение отложений, выполняющих долину р. Ануй в районе стоянки Карама, и данные о ее возрасте. Основной целью этих работ являлось обсуждение второго варианта возрастной интерпретации формирования культуросодержащих отложений в долине р. Ануй в районе стоянки Карама в интервале 1.95-1.77 млн лет назад (Зыкин и др., 2005; Зыкин, 2012).

После публикации в журнале "Стратиграфия. Геологическая корреляция" исчерпывающего ответа авторов (Зыкин и др., 2016) на многочисленные критические замечания в статьях Я.В. Кузьмина и А.Ю. Казанского (Кузьмин, 2009, 2010, 2011; Кузьмин, Казанский, 2013, 2015) о взглядах авторов на возраст стоянки Карама, наряду с представленной ими статьей в № 5 за 2020 г. журнала "Стратиграфия. Геологическая корреляция", являющейся ответом на нашу статью (Зыкин и др., 2016), в 2019 г. вышла еще одна статья оппонентов (Кузьмин, Казанский, 2019) с аналогичным критическим разбором наших данных о возрасте культуросодержащих слоев стоянки Карама. Таким образом, последняя статья является седьмой за последние 11 лет (учитывая только известные

авторам работы оппонентов) с одними и теми же аргументами, что отражает определенную тенденциозность публикаций рецензентов. Вызывает сожаление, что рецензенты при рассмотрении возраста и геоморфологического положения стоянки Карама сосредоточились только на наших работах (Зыкин и др., 2005, 2016) и не учли многие работы других исследователей, посвященные обсуждаемой проблеме, а также не провели самостоятельных исследований в долине р. Ануй. Поверхностные знания о геологическом строении долины р. Ануй, геоморфологическом и стратиграфическом положении стоянки Карама, а также игнорирование материалов, полученных различными исследователями по стратиграфии и развитию растительности в позднем кайнозое Сибири, привели оппонентов к искажению стратиграфии четвертичных отложений и истории осадконакопления в этой долине. В связи с этим авторы вынуждены продолжить дискуссию.

Основным недостатком наших исследований в долине р. Ануй оппоненты в своей последней статье (Кузьмин, Казанский, 2020) считают проведенную авторами корреляцию разреза стратотипа караминской свиты, в котором находится стоянка Карама, с более полно биостратиграфически охарактеризованным разрезом этой толщи у пос. Черный Ануй. Причиной отрицания этой корреляции со стороны оппонентов служит возможность более точного определения возраста стоянки по наземным моллюскам, указывающим на более древний возраст, чем они предполагают. Одним из препятствий к такой корреляции, по их мнению, служит отсутствие доказательств прослеживания караминской свиты вдоль долины р. Ануй. Оппоненты заявляют (Кузьмин, Казанский, 2020), что "эти объекты находятся на разных сторонах долины р. Ануй и в разных геоморфологических ситуациях – на денудационной выровненной поверхности (Карама) и террасоувале (Черный Ануй) (Деревянко и др., 2003, с. 56-62), и связать их физически невозможно. Также не представляется возможным проследить простирание осадков, вскрытых на стоянке Карама, даже в пределах одного борта долины р. Ануй, поскольку ее склоны заняты преимущественно скальными выходами, прерывающими рыхлые отложения". Для подтверждения этого заключения в статье, вышедшей в журнале "Stratum plus" (Кузьмин, Казанский, 2019), они приводят фотографии (рис. 2, 3) только правого обрывистого склона долины р. Ануй напротив стоянки Карама, сложенного коренными породами. Действительно. на участке от стоянки Карама до пос. Черный Ануй правый борт долины р. Ануй крутой, с участками отвесных склонов, сложенных палеозойскими породами. Но оппоненты (Кузьмин, Казанский, 2019, 2020) намеренно не указали, что левый борт долины, на котором расположена стоянка Карама, пологий, с уклонами 10°-20°, образован рыхлыми

отложениями. Вследствие этих особенностей долина р. Ануй на этом участке имеет асимметричный ступенчатый профиль. Это описано в многочисленных работах, касающихся геологии и геоморфологии этой долины (Деревянко, Шуньков, 2005; Ульянов, Кулик, 2005; Зыкин и др., 2005 и др.). Опровергает утверждение оппонентов о преимущественном распространении скальных выходов в долине р. Ануй и рис. 1, опубликованный в статье Н.С. Болиховской и М.В. Шунькова (2005) и в работе А.П. Деревянко с соавторами (2005). Сужение долины р. Ануй наблюдается на небольших участках вблизи пос. Тог-Алтай и Денисовой пещеры, выше по течению реки от которых долина вновь расширяется. Образование сужений и расширений в долинах горных рек. приводящих к четковидному строению долин, вызвано тектоникой района (Макарова, Суханова, 2009). Это не исключает заполнение долины на значительные расстояния единой толщей. Вдоль левого склона долины р. Ануй залегают четвертичные отложения. Несмотря на его задернованность, караминская свита отчетливо прослеживается вдоль левого склона долины на расстоянии около 17 км в высыпках ее пород и в многочисленных шурфах от стоянки Карама до пос. Черный Ануй. И хотя строение долины р. Ануй определяется структурно-тектоническими особенностями территории (Деревянко и др., 2003), на многих ее протяженных участках крутизна правого склона и пологость левого склона долины, как реки, текущей на север, объясняется правилом Бэра-Бабине об отклоняющем влиянии на течение реки сил Кориолиса (Щукин, 1960; Рычагов, 2006).

Несмотря на детальные геоморфологические исследования, показавшие, что стоянка Карама и разрез шурфа у пос. Черный Ануй находятся в одинаковом геоморфологическом положении в комплексе высоких цокольных террас и террасоувалов (Деревянко и др., 2005, 2010; Ульянов, Кулик, 2005; Ульянов, Шуньков, 2008), оппоненты (Кузьмин, Казанский, 2020, с. 157) искажают эту информацию. Чтобы показать невозможность корреляции этих разрезов, они, не проведя самостоятельных геоморфологических исследований, заявляют, что обсуждаемые разрезы расположены "в разных геоморфологических ситуациях – на денудационной выровненной поверхности (Карама) и террасоувале (Черный Ануй)". Не вдаваясь в детали геоморфологического строения долины р. Ануй, приведем выдержку из статьи В.А. Ульянова и Н.А. Кулик (2005. с. 32). содержащую результаты геоморфологических исследований: "...участок расположения стоянки Карама относится к комплексу высоких цокольных террас и террасоувалов долинного яруса форм рельефа, перекрытых мощным чехлом пролювиальной склоновой денудации... Характеристика слагающих этот комплекс делювиально-пролювиальных отложений



Рис. 1. Долина р. Ануй в районе стоянки Карама (Болиховская, Шуньков, 2005). На значительном расстоянии виден пологий левый борт долины с раскопом стоянки Карама, образованный рыхлыми отложениями без скальных выходов.

ранее была получена при изучении разрезов Черный Ануй и Нижний Каракол (Деревянко и др., 2003)".

Одним из основных аргументов оппонентов против корреляции стратотипа караминской свиты, вскрытого при раскопках стоянки Карама, и разреза у пос. Черный Ануй является расположение "этих объектов на разных сторонах долины р. Ануй", вследствие чего "связать их физически невозможно". Требование оппонентов, чтобы разрезы прослеживаемой толщи для их физической связи находились на одном борту долины (при ширине современной реки 10 м), является надуманным и противоречит практике стратиграфических и геолого-съемочных работ. Признание этой сентенции оппонентов не позволяет при геологических исследованиях коррелировать по фациально-литологическим признакам одновозрастные толщи даже в незначительно удаленных скважинах или разрезах.

Для прослеживания караминской свиты от ее стратотипа, в котором находится стоянка Карама, до разреза шурфа у пос. Черный Ануй нами используется стандартная процедура (Зыкин и др., 2005, 2016), применяемая при геологическом картировании местных стратиграфических подразделений, — установление особенностей строения и устойчивых диагностических фациально-литологических признаков местного стратона, его геоморфологического и стратиграфического положения и прослеживание этих признаков от разреза к разрезу многочисленных шурфов, вскрывавших караминскую свиту на расстоянии более чем 20 км. Караминская свита обладает устойчивыми специфическими фациально-литологическими признаками (Зыкин и др., 2005, 2016), определяющими ее климатические условия формирования и позволяющими прослеживать ее на значительные расстояния. При выделении караминской свиты учитывалось, что ее отложения отражают новый, не выявленный ранее в плейстоцене Горного Алтая этап красноцветного осадконакопления в умеренно теплом климате. Анализ всех известных в настояшее время разрезов верхнекайнозойских отложений в Сибири показал отсутствие в них красноцветных отложений в среднем плейстоцене. Если предположить, что красноцветы караминской свиты сформировались за счет размыва и переотложения красноцветной коры выветривания, развитой в долине р. Ануй, то возникает вопрос, почему красноцветные осадки отсутствуют в четвертичных отложениях моложе и древнее караминской свиты. Непонятно значительное содержание в этой толще большого количества различно окатанной гальки коренных пород при наличии лишь слабых следов оглеения, обычно возникающих при попадании рыхлых красноцветных пород в водную среду (Перельман, 1965).

Следует также отметить, что оппонентами полностью игнорируются данные о том, что непо-

средственное прослеживание свиты вдоль долины реки подтверждается близким составом палинологических спектров разреза стоянки Карама (Болиховская, Шуньков, 2005) и разреза у пос. Черный Ануй (Деревянко и др., 1992а, 1992б), отражающих единый этап развития растительности в умеренно теплом климате. Необходимо подчеркнуть, что все исследователи, изучавшие геологию и геоморфологию четвертичных отложений в долине р. Ануй в районе стоянки Карама, кроме оппонентов, считали отложения шурфа близ пос. Черный Ануй и разреза раскопа стоянки Карама (Болиховская, Шуньков, 2005; Деревянко, Шуньков, 2005; Деревянко и др., 2010; Ульянов, Кулик, 2005) одновозрастными. Более того, определение возраста культуросолержащей толши ранним неоплейстоценом (по шкале МСК) опирается на полученные из разреза у пос. Черный Ануй люминесцентные даты РТЛ-509 — 542 \pm 110 тыс. лет и РТЛ-510 — 643 \pm ± 130 тыс. лет (Деревянко и др., 1992а, 19926; Деревянко, Шуньков, 2005).

В качестве еще одного аргумента против корреляции разрезов раскопа Карама и шурфа у пос. Черный Ануй оппоненты (Кузьмин, Казанский, 2019, 2020) используют наши сомнения по поводу сходства строения и состава отложений этих объектов (Зыкин и др., 2005). Здесь требуются более детальные разъяснения, чем даны в нашей статье (Зыкин и др., 2016). Шурф, вскрывший преимущественно красноцветную толщу у пос. Черный Ануй до глубины 4.2 м от поверхности, был описан в 1990 г. (Деревянко и др., 1992а); и, когда проводились наши полевые исследования, он не существовал. В нем в составе красноцветов были описаны слои глин, один из которых при мощности 0.55 м имел табачный цвет и содержал большое количество раковин наземных моллюсков. Так как подобные образования не были известны в культуросодержащей толще, сложенной в основном грубозернистым материалом, было высказано мнение в проблематичности корреляции этих разрезов. В 2010 г. в непосредственной близости от шурфа, описанного в работе А.П. Деревянко с соавторами (1992а), у пос. Черный Ануй, в том числе по нашей просьбе, под руководством М.В. Шунькова были вскрыты красноцветные отложения на глубину 8.9 м (Деревянко и др., 2010). Проведенные нами исследования строения и состава красноцветной толщи в шурфе выявили отсутствие в ней табачных тонкоотмученных глин и показали ее значительное сходство с отложениями стратотипа караминской свиты. что позволило провести их корреляцию. На 9 уровнях красноцветной толщи в шурфе встречаются многочисленные раковины наземных моллюсков, образующие неравномерные линзовидные скопления. Предварительная обработка палеонтологического материала, показавшая отсутствие признаков сортировки и наличие экземпляров разных стадий индивидуального развития, исключает их переотложение.

Существенное значение для определения возраста культуросодержащих слоев разреза Карама имеют палинологические данные. В установленной из них ископаемой палинофлоре, по данным Н.С. Болиховской (Деревянко и др., 2004; Болиховская, Шуньков, 2005, 2014; Болиховская и др., 2011), среди 130 таксонов разного ранга содержится значительное число экзотических для Западной Сибири элементов неморальной дендрофлоры. На основании сопоставления палинофлоры культуросодержащих слоев Карамы со значительно удаленными палинофлорами Нижнего Прибайкалья, Верхнего Приамурья и Предкавказья юга Восточной Европы Н.С. Болиховская определила, что возраст "отложений Карамы" не превышает 800 тыс. лет. Заключение Н.С. Болиховской не учитывало географическую и климатическую дифференциацию сравниваемых флор, их провинциальные особенности, а также историю развития флоры непосредственно примыкающих к стоянке Карама районов Горного Алтая и Западно-Сибирской низменности, а в качестве флор сопредельных регионов Северной Евразии рассматривались флоры, расположенные от нее за тысячи километров. Авторы настоящей работы, исходя из особенностей развития западносибирских флор и их последовательностей, на основании сходства систематического состава караминской флоры с раннеплейстоценовой барнаульской (раннебарнаульской) флорой, предложили вариант более древнего возраста стоянки Карама (Зыкин и др., 2005, 2016; Зыкин, 2012). Возникшая дискуссия по возрасту караминской флоры (Кузьмин, 2010; Кузьмин, Казанский, 2015) вызвала необходимость провести анализ интерпретации палеоботанических данных при корреляции отложений в работах ведущих палеоботаников (Гричук, 1987; Криштофович, 1948, 1955 и др.). Этот анализ показал обязательность учета пространственной дифференциации флор, их провинциальных особенностей и истории развития при их корреляции (Зыкин и др., 2016).

Не имея собственных работ по стратиграфии позднего кайнозоя Западной Сибири и даже не пытаясь анализировать литературу по истории западносибирской флоры, оппоненты снова безапелляционно заявляют, что "неправомерность такого подхода очевидна" (Кузьмин, Казанский, 2020), а "интерпретация В.С. Зыкина с соавторами не соответствует всем имеющимся данным по стратиграфии и палеогеографии позднего плиоцена юга Западной Сибири (Волкова и др., 2002, с. 126; Болиховская, Шуньков, 2014, с. 57)". Анализ текста на с. 126 работы В.С. Волковой с соавторами (2002) не выявил несоответствия наших данных всем имеющимся данным по стратиграфии и палеогеографии позднего плиоцена, кроме определения возраста барнаульских слоев, которые сопоставлены ими с апшероном или ранним эоплейстоценом. Строение, возраст и состав барнаульской свиты детально разобраны в нашей работе (Зыкин, 2012, с. 285—291); по наличию в ней раковин корбикул она была сопоставлена с муккурской свитой, отнесенной автором к тиглию. В более поздней работе В.С. Волковой (Волкова и др., 2016) время существования барнаульской флоры определено более древним интервалом в 1.80— 2.58 млн лет. К сожалению, из-за ошибки оппонентов (Кузьмин, Казанский, 2020) в ссылке на работу Н.С. Болиховской и М.В. Шунькова (2014, с. 57) нам не удалось проанализировать упоминавшийся оппонентами фрагмент текста из этой работы.

Анализ систематического состава ископаемых флор Западной Сибири и их последовательности, опубликованных в многочисленных работах (Гитерман и др., 1968; История..., 1970; Волкова, 1977; Волкова и др., 2002, 2016; Пономарева, 1982а, 19826, 1986; Архипов, Волкова, 1994; Никитин, 2006; Зыкин и др., 2017), показывает, что наиболее близкой по составу к караминской флоре является барнаульская флора. Следует отметить, что барнаульская флора слабо охарактеризована палинологическими данными, наиболее полно ее состав приведен в работе В.С. Волковой (1977). В этой работе, среди пыльцы современных растений, в ее составе указана пыльца только двух представителей широколиственных — вяза и липы. Более полное представление о систематическом составе флоры дают палеокарпологические данные (Никитин, 1970, 2006; Пономарева, 1982а), которые не были учтены при возрастной интерпретации ископаемой караминской флоры (Болиховская, Шуньков, 2005, 2014; Болиховская и др., 2011). Барнаульская флора представляет собой последнюю теплолюбивую флору в Западной Сибири, содержащую наряду с современными видами (60%) значительное количество представителей родов, произрастающих в широколиственных леcax (Quercus, Ulmus, Tilia, Morus, Leitneria, Aralia, Weigela, Phellodendron, Phyllanthus, Vitis, Sumducus) и нуждающихся в достаточно высокой теплои влагообеспеченности; сходные условия произрастания были характерны и для неморальных таксонов караминской дендрофлоры. Заметная доля в составе древесной растительности этих флор экзотических видов указывает на относительную древность сопоставляемых флористических комплексов. По мнению В.С. Волковой с соавторами (2016, с. 1678), барнаульская флора, обитавшая в интервале 2.58-1.80 млн лет, указывает на достаточно теплый климат. По систематическому составу и значительному содержанию теплолюбивых широколиственных таксонов караминскую палинофлору можно сопоставлять только с барнаульской флорой. Корреляция барнаульской свиты юга Западной Сибири с муккурской свитой Северного Казахстана позволяет относить эпоху существования барнаульской флоры к тегеленскому интервалу длительного умеренно теплого климата Северо-Западной Европы (Зыкин, 2012; Зыкин и др., 2016), датированному в интервале 1.76–2.42 млн лет (Gibbard, Cohen, 2008).

115

Между флорами ранних межледниковий среднего плейстоцена (по Международной стратиграфической шкале четвертичной системы) Западной Сибири и флорой культуросодержащих слоев стоянки Карама существуют резкие различия. Многие из широколиственных таксонов, характерных для палинофлоры стоянки Kapama (Carpinus cordata, C. orientalis, Ostrva sp., Quercus robur, Tilia cordata, T. amurensis, T. manshurica, Ulmus pumila, Morus sp.), отсутствуют в составе средне-позднеплейстоценовой флоры Западно-Сибирской равнины (Волкова, 1977, 1991 и др.), а также в среднеплейстоценовой флоре Северо-Западного Алтая (Разрез..., 1978; Деревянко и др., 2000 и др.). Между барнаульской флорой и флорами ранних межледниковий среднего плейстоцена Западной Сибири существует длительный временной интервал, заполненный тишинской, позднебарнаульской и ерестнинской флорами, формировавшимися в достаточно прохладном климате. Во флорах ранних межледниковий среднего плейстоцена Западной Сибири кроме современных растений присутствуют только наиболее холодоустойчивые широколиственные растения, такие как Tilia, Corvlus, Ulmus, Juglans (Зыкин и др., 2017). Климат во время этих межледниковий был близок к современному или несколько теплее его. Полученные новые данные о климатических условиях одного из самых ранних межледниковий среднего плейстоцена (Зыкин и др., в печати) показали, что термический режим этого времени был близок к современному климату Западной Сибири и соответствовал по климатическим характеристикам умеренному климату кромерских межледниковий начала среднего плейстоцена (Zagwijn, 1996; Gibbard et al., 2010). Термические условия ранних межледниковий среднего плейстоцена Западной Сибири исключали произрастание на ее территории многих теплолюбивых экзотических элементов караминской неморальной флоры. Таким образом, на основе приведенных данных анализ истории развития флор Западной Сибири, проведенный оппонентами (Кузьмин, Казанский, 2015, 2019, 2020) со ссылками на работы палинологов для доказательства разновозрастности караминской и барнаульской флор и для показа "порочной логики В.С. Зыкина с соавторами" (Кузьмин, Казанский, 2019, с. 19), учитывает только единичные работы по установлению их последовательности и является некорректным.

Следует добавить, что данные по последовательности флор на юге Западной Сибири отчетливо совпадают с непрерывной спорово-пыльцевой за-

писью Северной Азии, полученной из непрерывно накапливающихся донных осадков оз. Байкал (Глобальные..., 2008) и являющейся, по мнению большинства российских и зарубежных специалистов по кайнозою, эталонной (Gibbard, Cohen, 2008; Cohen, Gibbard, 2019). Несмотря на сомнение оппонентов (Кузьмин, Казанский, 2019, с. 89) относительно допустимости использования данных по донным отложениям оз. Байкал для сопоставления западносибирских флор из-за их удаленности от Горного Алтая, возможность их применения для корреляции обусловлена отнесением этих районов к единому Сибирскому региону (Гричук, 1987), в котором изменения флоры и растительности протекали по одному плану и со сходными особенностями. Байкальская летопись (Глобальные..., 2008) отчетливо показывает, что окончательное вымирание всех умеренно теплолюбивых элементов флоры на территории юга Сибири произошло около 1.5 млн лет назад. Наличие этого рубежа не позволяет считать караминскую палинофлору, содержащую значительное количество экзотических для Западной Сибири элементов неморальной дендрофлоры, моложе 1.5 млн лет.

Роль палеомагнитных данных в определении возраста стоянки Карама в значительной степени преувеличена оппонентами. Возраст стоянки надежно определен преимущественно на биостратиграфических материалах и сведениях о последовательности осадконакопления на юге Западно-Сибирской равнины и Горном Алтае (Зыкин и др., 2005, 2016, 2017; Зыкин, 2012). Палеомагнитные данные из-за грубозернистости, плохой сортировки и наличия большого количества зерен глиняного песка разного размера в отложениях, включающих стоянку Карама, а также из-за неравномерности континентального осадконакопления мало пригодны для определения возраста стоянки и, соответственно, имеют второстепенный характер. Тем не менее палеомагнитные исследования были проведены по просьбе археологов. В связи с имеющимися особенностями караминских осадков палеомагнитные параметры не дают идеальную картину их распределения.

Для доказательства недостоверности палеомагнитных данных, полученных в результате наших исследований разреза стоянки, оппоненты (Кузьмин, Казанский, 2020) приводят "критический анализ" одного из ключевых палеомагнитных параметров – частотно-зависимой магнитной восприимчивости в слоях 7, 8 и 10. Они пишут (Кузьмин, Казанский, 2020, с. 158): "Так, ключевой палеомагнитный параметр – частотно-зависимая магнитная восприимчивость (χ_{fd}) – ведет себя неоднозначно: в песках слоя 7 и в гравии слоя 8 наблюдаются его высокие (до 5%) значения, что не характерно для грубозернистых пород. В слое 10, представляющем, по мнению В.С. Зыкина с соавторами (2005), педокомплекс из двух ископаемых

слитоземных почв, этот параметр равен нулю, хотя есть данные о том, что в почвах юга Европейской России (в том числе и на Кубани, где развиты сходные почвенные комплексы), значения $\chi_{\rm fd}$ варьируют в пределах 5-12% (Maher et al., 2002)". Разберем этот "критический анализ" более подробно, так как он отражает общий подход рецензентов к геологическим исследованиям. Слой 7 раскопа сложен красноцветными отложениями. Красный цвет обусловлен присутствием тонкозернистых оксидов железа, обволакивающих отдельные грубые зерна осадка. Высокие значения параметра FD говорят о наличии в тонкозернистой фракции суперпарамагнитных зерен, что ничему не противоречит. В предыдущей публикации (Зыкин и др., 2016, с. 110–111) целый большой абзац посвящен палеомагнитному рассмотрению слоя 7 и сделан вывод о непригодности образцов слоя для палеомагнитных исследований. Следовательно, образцы слоя 7 основного раскопа автоматически выбывают из целевой выборки. Слой 10 по характерным признакам, описанным Т.Л. Быстрицкой и А.Н. Тюрюкановым (1971), М.А. Глазовской (1972), Э.А. Корнблюмом (1966) и другими исследователями, а именно по тяжелому механическому составу, темно-серому цвету, наличию слитого горизонта с оскольчатой структурой с глянцевой поверхностью на гранях отдельностей и мелкими зеркалами скольжения, отсутствию карбонатов, наличию мелких, округлых железистых конкреций, присутствию пленок гидроокислов железа на плоскостях структурных отдельностей и мелких полых прикорневых конкреций гидроокислов железа, отнесен к двум слитоземным почвам, объединенным в педокомплекс (Зыкин и др., 2005; Зыкин, 2012). В работе Б.А. Махера с соавторами (Maher et al., 2002), посвященной палеомагнетизму только каштановых почв юга Европейской России, слитоземы не упоминаются вообще. Повидимому, оппоненты не понимают, что разные типы почвообразования могут обладать разными величинами частотно-зависимой магнитной восприимчивости. Анализируя частотно-зависимую магнитную восприимчивость слоя 10, представленного оскольчатыми монтмориллонитовыми глинами, оппонентам необходимо было учесть, что для слитоземов, как и для многих образований с преоблаланием монтмориллонита. характерны следующие особенности. В периоды сильного увлажнения почвенная масса сильно набухает и возникает значительное внутрипочвенное давление. Это приводит к разрушению структурных отдельностей, деформации и вертикальному смещению почвенной массы, а также появлению оскольчатости и зеркал скольжения (Дюшофур, 1970; Боул и др., 1977). По представлениям Н.Б. Хитрова (1995), слитоземы характеризуются сильным оглеением, происходившим в дождливые периоды, уплотнением и изменением исходной структуры, а также



Рис. 2. Стереопроекция распределения векторов остаточной намагниченности после чистки: (а) переменным магнитным полем и (б) температурой.

склеиванием частиц во время сухих периодов под действием разных агентов. Деформация почвенной массы и механическая дезориентация магнитных зерен привели к обнулению параметра частотно-зависимой магнитной восприимчивости. Поэтому образцы из слоя 10 также не рассматривались как определяющие направление геомагнитного поля. Как указывалось в предыдущем ответе авторов на замечания оппонентов (Зыкин и др., 2016), расширение раскопа на стоянке позволило выбрать для палеомагнитного изучения среди грубозернистых слоев разреза линзочки более мелкозернистого материала. В связи с этим приведенные параметры частотнозависимой магнитной восприимчивости слоя 8 соответствуют ее величине в менее грубозернистом осадке.

Выборка из слоев 8, 9 (верхняя часть слоя), 11 (нижняя часть слоя), 12 и 13 основного раскопа небольшая, но тем не менее полярность в этой выборке положительная. Средние значения после размагничивания переменным полем 30-40 мТл (рис. 2a): склонение = 12.0° , наклонение = 40.3° , кучность = 21.42, А95 = 12.2. Стабильная компонента образцов разрушается в полях 25-40 мТл. При более высоких значениях переменного поля наблюдаются скачки вектора намагниченности как по величине, так и по направлению. Но полярность хотя бы с точностью до знака определяется. Терморазмагничивание в данном случае оказалось мало пригодным. Стабильная компонента разрушается при 200-300°С, и дальнейшее повышение температуры, кроме нерегулярности высокотемпературной компоненты, в большинстве случаев приводит к возрастанию магнитной восприимчивости в несколько раз, что говорит о фазовых переходах в другое магнитное состояние вещества. Часть образцов при высоких температурах разрушилась физически. Средние значения после нагрева до 250° С (рис. 26): склонение = 314° , наклонение = 61.7°, кучность = 3.18, А95 = 37.1. Хотя доверительный интервал и кучность оставляют желать лучшего, даже эти данные указывают на положительное направление палеополя. Образцы имеют низкие значения естественной намагниченности, и парамагнитная составляющая может быть существенной в процентном отношении. Заражение образцов КА-35 и КА-10 железом маловероятно, так как дополнительный прогрев до температуры Кюри железа (770°С) не показал дальнейшего снижения намагниченности.

Оппоненты (Кузьмин, Казанский, 2019, 2020), пытаясь обвинить авторов рассматриваемой ими статьи в непрофессионализме, демонстрируют непонимание многих профессиональных понятий и вопросов. Так, утверждение, что "стоянка Карама, по мнению В.С. Зыкина с соавторами (Зыкин и др., 2016), является стратотипом караминской свиты верхнего плиоцена Алтая" не служит образцом геологической грамотности. Использование термина "стоянка", которое в археологии означает место обитания или поселения людей, в данном контексте некорректно. В.С. Зыкин (2012), выделяя караминскую свиту, писал, что в качестве стратотипа свиты предлагается разрез, вскрытый при раскопках археологической раннепалеолитической стоянки Карама в левом борту долины р. Ануй.

Следует опровергнуть и не соответствующее действительности высказывание оппонентов о том, что В.С. Зыкин неоднократно публично заявлял, что его точку зрения о древнем возрасте Карамы поддерживают археологи. Наши взгляды с археологами на возраст стоянки Карама разошлись еще в 2005 г., когда нами были высказаны две точки зрения на ее возраст. Мы всегда объективно излагаем свою точку зрения на возраст стоянки Карама, отмечая, что археологи считают ее более молодой, и приводим свои аргументы в пользу ее более древнего возраста, основанные на знаниях геологии, последовательности осадконакопления и развития биоты в позднем кайнозое Сибирского региона.

Статью хочется завершить известной фразой американского писателя и философа Элберта Грина Хаббарда: "Хочешь избежать критики – ничего не делай, ничего не говори и будь никем".

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках государственных заданий ИГМ СО РАН (проект № 0330-2016-0017) и при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты № 19-05-00513 и № 20-05-00801).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Архипов С.А., Волкова В.С. Геологическая история, ландшафты и климаты плейстоцена Западной Сибири. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1994. 105 с. Болиховская Н.С., Шуньков М.В. Климатостратиграфическое расчленение древнейших отложений раннепалеолитической стоянки Карама // Археология, этнография и антропология Евразии. 2005. № 3. С. 34–51.

Болиховская Н.С., Шуньков М.В. Палеогеографические особенности развития растительности и климата Северо-Западного Алтая в плейстоцене // Археология, этнография и антропология Евразии. 2014. № 2. С. 2–17.

Болиховская Н.С., Деревянко А.П., Шуньков М.В., Маркин С.В., Соболев В.М. Палеогеографические особенности развития плейстоценовой растительности и климата Алтая и Восточного Предкавказья в эпохи обитания древнего человека // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Вып. 3. М.: Географический факультет МГУ, 2011. С. 373–418.

Боул С., Хоул Ф., Мак-Крекен Р. Генезис и классификация почв. М.: Прогресс, 1977. 416 с.

Быстрицкая Т.Л., Тюрюканов А.Н. Черные слитые почвы Евразии. М.: Наука, 1971. 256 с.

Волкова В.С. Стратиграфия и история развития растительности Западной Сибири в позднем кайнозое. М.: Наука, 1977. 283 с.

Волкова В.С. Колебания климата в Западной Сибири в позднеплиоценовое и четвертичное время // Эволюция климата, биоты и человека в позднем кайнозое Сибири. Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1991. С. 30–40.

Волкова В.С., Архипов С.А., Бабушкин А.Е., Кулькова И.А., Гуськов С.А., Кузьмина О.Б., Левчук Л.К., Михайлова И.В., Сухорукова С.С. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Кайнозой Западной Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "ГЕО", 2002. 246 с.

Волкова В.С., Кузьмина О.Б., Гнибиденко З.Н. К вопросу о положении нижней границы четвертичной системы в Западной Сибири (палеоботанические и палеомагнитные данные) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 9. С. 1671–1681.

Гитерман Р.Е., Голубева Л.В., Заклинская Е.Д., Коренева Е.В., Матвеева О.В., Скиба Л.А. Основные этапы развития растительности Северной Азии в антропогене. М.: Наука, 1968. 272 с.

Глазовская М.А. Почвы мира. М.: Изд-во МГУ, 1972. Т. 1. 231 с.

Глобальные и региональные изменения климата и природной среды позднего кайнозоя в Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. 511 с.

Гричук В.П. Расчленение и корреляция четвертичных отложений // Методические аспекты палинологии. М.: Недра, 1987. С. 109–130.

Деревянко А.П., Шуньков М.В. Раннепалеолитическая стоянка Карама на Алтае: первые результаты исследований // Археология, этнография и антропология Евразии. 2005. № 3. С. 52–69.

Деревянко А.П., Лаухин С.А., Малаева Е.М., Куликов О.А., Шуньков М.В. Нижний плейстоцен на северо-западе Горного Алтая // Докл. АН. 1992а. Т. 323. № 3. С. 509– 513.

Деревянко А.П., Попова С.М., Малаева Е.М., Лаухин С.А., Шуньков М.В. Палеоклимат северо-запада Горного Алтая в эоплейстоцене // Докл. АН. 19926. Т. 324. № 4. С. 842–846.

Деревянко А.П., Малаева Е.М., Шуньков М.В. Развитие растительности низкогорного пояса Алтая в плейстоцене // Проблемы реконструкции климата и природной среды голоцена и плейстоцена Сибири. Вып. 2. Новосибирск: Изд-во Института археологии и этнографии СО РАН, 2000. С. 162–174.

Деревянко А.П., Шуньков М.В., Агаджанян А.К., Барышников Г.Ф., Малаева Е.М., Ульянов В.А., Кулик Н.А., Постнов А.В., Анойкин А.А. Природная среда и человек в палеолите Горного Алтая. Новосибирск: Изд-во Института археологии и этнографии СО РАН, 2003. 448 с.

Деревянко А.П., Шуньков М.В., Болиховская Н.С., Зыкин В.С., Зыкина В.С., Кулик Н.А., Ульянов В.А., Маркин М.М. Первые результаты комплексных исследований раннепалеолитической стоянки Карама на Алтае // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2004. Т. 10. Ч. 1. С. 96–100.

Деревянко А.П., Шуньков М.В., Болиховская Н.С., Зыкин В.С., Зыкина В.С., Кулик Н.А., Ульянов В.А., Чиркин К.А. Стоянка раннего палеолита Карама на Алтае. Новосибирск: Изд-во Института археологии и этнографии СО РАН, 2005. 86 с.

Деревянко А.П., Ульянов В.А., Шуньков М.В. Строение разреза Черный Ануй на северо-западе Алтая // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. Новосибирск: Изд-во Института археологии и этнографии СО РАН, 2010. C. 83-87

Дюшофур Ф. Основы почвоведения. М.: Изд-во Прогресс, 1970. 591 с.

Зыкин В.С. Стратиграфия и эволюция природной среды и климата в позднем кайнозое юга Западной Сибири. Новосибирск: Академическое изд-во "Гео", 2012. 487 c

Зыкин В.С., Зыкина В.С., Чиркин К.А., Смолянинова Л.Г. Геологическое строение и стратиграфия верхнекайнозойских отложений в районе раннепалеолитической стоянки Карама в верхнем течении р. Ануй (Северо-Западный Алтай) // Археология, этнография и антропология Евразии. 2005. № 3. С. 2-20.

Зыкин В.С., Зыкина В.С., Смолянинова Л.Г. Дискуссионные вопросы инициального заселения Сибири человеком и возраст стоянки Карама на Горном Алтае // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 3. C. 102–120.

Зыкин В.С., Зыкина В.С., Смолянинова Л.Г., Рудая Н.А., Форонова И.В., Маликов Д.Г. Новые данные по стратиграфии четвертичных отложений предгорий Горного Алтая (долина р. Песчаная) // Археология, этнография и антропология Евразии. 2017. № 3. С. 3–16.

https://doi.org/10.17746/1563-0102.2017.45.3.003-016

Зыкин В.С., Зыкина В.С., Маликов Д.Г., Смолянинова Л.Г., Кузьмина О.Б. Новые данные о стратиграфия нижнего и среднего плейстоцена юга Западно-Сибирской равнины // Геология и геофизика (в печати).

История развития растительности внеледниковой зоны Западно-Сибирской низменности в позднеплиоценовое и четвертичное время. М.: Наука, 1970. 363 с.

Корнблюм Э.А. Минералогический состав тонколисперсных фракций и генезис почв Волго-Ахтубинской поймы. Автореф. дисс. ... канд. сельхоз. наук. М., 1966. 21 c.

Криштофович А.Н. Задачи и методы изучения ископаемой флоры для целей стратиграфии // Материалы ВСЕГЕИ. Палеонтология и стратиграфия. Сб. 5. М.-Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1948. С. 155-175.

Криштофович А.Н. Развитие ботанико-географических областей Северного полушария с начала четвертичного периода // Вопросы геологии Азии. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1955. Т. 2. С. 824-844.

Кузьмин Я.В. Природная среда и человек в палеолите Сибири: колонизация, адаптация, взаимодействие // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. С. 313–316.

Кузьмин Я.В. Колонизация и освоение древним человеком Сибири: новые данные и проблемы хронологии древних памятников // Эволюция жизни на Земле. Материалы IV Международного симпозиума, 10-12 ноября 2010 г., Томск. Томск: ТМЛ-Пресс, 2010. С. 623-625.

Кузьмин Я.В. Природная среда и древний человек севера Евразии: основные параметры взаимодействия, нерешенные вопросы, перспективы // Квартер во всем его многообразии. Апатиты, СПб.: Реноме, 2011. Т. 1. C. 314-316.

Кузьмин Я.В., Казанский А.Ю. О некоторых дискуссионных вопросах геоархеологии и геологии Горного Алтая // Фундаментальные проблемы квартера: итоги

изучения и основные направления дальнейших исследований. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2013. C. 341-343.

Кузьмин Я.В., Казанский А.Ю. Дискуссионные вопросы заселения Сибири древним человеком // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 1. С. 121–126.

Кузьмин Я.В., Казанский А.Ю. Хронология раннепалеолитической стоянки Карама (Горный Алтай): факты и проблемы // Stratum plus. 2019. № 1. С. 71-83.

Кузьмин Я.В., Казанский А.Ю. О статье В.С. Зыкина, В.С. Зыкиной, Л.Г. Смоляниновой "Дискуссионные вопросы инициального заселения Сибири человеком и возраст стоянки Карама на Горном Алтае" // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 5. С. 157-160.

Макарова Н.В., Суханова Т.В. Геоморфология. М.: КДУ, 2009. 414 с.

Никитин В.П. Четвертичные флоры Западной Сибири (семена и плоды) // История развития растительности внеледниковой зоны Западно-Сибирской низменности в позднеплиоценовое и четвертичное время. М.: Наука, 1970. С. 245-311.

Никитин В.П. Палеокарпология и стратиграфия палеогена и неогена Азиатской России. Новосибирск: Академическое изд-во "Гео", 2006. 229 с.

Перельман А.И. Геохимия эпигенетических процессов. М.: Недра, 1965. 272 с.

Пономарева Е.А. Флоры позднего плиоцена и плейстоцена Степного Алтая и их стратиграфическое значение. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГГ СО РАН, 1982а. 17 с.

Пономарева Е.А. Тишинская флора позднего плиоцена юга Западно-Сибирской равнины // Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири. Новосибирск: Наука, 1982б. С. 107-116.

Пономарева Е.А. Ерестнинская флора из пограничных слоев позднего плиоцена и раннего плейстоцена Предалтайской равнины // Биостратиграфия и палеоклиматы плейстоцена Сибири. Новосибирск: Наука, 1986. C. 55–66.

Разрез новейших отложений Алтая (стратиграфия и палеонтология Приобского плато, Подгорной равнины и Горного Алтая). М.: Изд-во МГУ, 1978. 208 с.

Рычагов Г.И. Общая геоморфология. М.: Изд-во МГУ, Наука, 2006. 416 с.

Ульянов В.А., Кулик Н.А. Литолого-стратиграфические особенности отложений раннепалеолитической стоянки Карама // Археология, этнография и антропология Евразии. 2005. № 3. С. 21-33.

Ульянов В.А., Шуньков М.В. К литолого-стратиграфической характеристике нижненеоплейстоценовых отложений Карамы // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. Новосибирск: Изд-во Ин-та археологии и этнографии СО РАН, 2008. С. 105-108.

Хитров Н.Б. Слитоземы Северного Кавказа. Автореф. дисс. ... д-ра сельхоз. наук. Москва, 1995. 596 с.

Щукин И.С. Общая геоморфология. Т. 1. М.: Изд-во МГУ, 1960. 616 с.

№ 6

том 29

2021

119

Cohen K.M., Gibbard P.L. Globol chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years, version 2019 QI-500 // Quaternary Int. 2019. V. 500. P. 20–31.

Gibbard P., Cohen K.M. Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years // Episodes. 2008. V. 31. \mathbb{N} 2. P. 243–247.

Gibbard P.L., Boreham S., Andrews J.E., Maher B.A. Sedimentation, geochemistry and palaeomagnetism of the West Runton Bed, Norfolk, England // Quaternary Int. 2010. V. 228. P. 8–20.

Maher B.A., Alekseev A., Alekseeva T. Variation of soil magnetism across the Russian steppe: its significance for use of soil magnetism as a palaeorainfall proxy // Quaternary Sci. Rev. 2002. V. 21. № 14–15. P. 1571–1576.

Zagwijn W.H. The Cromerian complex stage of the Netherlands and correlation with other areas in Europe // The Middle Pleistocene. Ed. Turner Ch. Rotterdam: Balkema, 1996. P. 145–173.

Рецензент А.С. Тесаков

Problems of Stratigraphy of the Quaternary Deposits in the Anui Valley and the Age of the Karama Site in the Altai Mountains

V. S. Zykin^{a, b, #}, V. S. Zykina^a, and L. G. Smolyaninova^a

^aInstitute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia ^bNovosibirsk State University, Novosibirsk, Russia [#]e-mail: zykin@igm.nsc.ru

The debatable problems of stratigraphy, geomorphology and chronology of the Early Paleolithic site of the Karama in the Altai Mountains were considered in connection with the response to the article by Ya.V. Kuzmin and A.Yu. Kazansky "On the article by V.S. Zykina, V.S. Zykina, L.G. Smolyaninova "Debatable Aspects of Initial Human Colonization of Siberia and Age of the Karama site in the Altai Mountains", published in the journal "Stratigraphy and Geological Correlation" (2020, v. 28, no. 5, pp. 157–160).

Keywords: Quaternary geology, stratigraphy, archeology, paleogeography, Early Paleolithic, Altai Mountains, Karama site