ВОСЬМЫЕ САКСОВСКИЕ ЧТЕНИЯ
2021

Юбилейная мемориальная научная сессия,
посвященная 110-летию со дня рождения
члена-корреспондента АН СССР
ВЛАДИМИРА НИКОЛАЕВИЧА САКСА

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ, БИОСТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ МЕЗОЗОЯ И КАЙНОЗОЯ БОРЕАЛЬНЫХ РАЙОНОВ

ИНГГ СО РАН

СНИИГГиМС

Новосибирский государственный университет
*НАСТОЯЩАЯ НАУКА

19–22 апреля 2021 г., Новосибирск

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ НЕФТЕГАЗОВОЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ им. А.А. ТРОФИМУКА
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ АВТОНОМНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
“НОВОСИБИРСКИЙ НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ”

АКЦИОНЕРНОЕ ОБЩЕСТВО
“СИБИРСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ”

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ, СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ МЕЗОЗОЯ И КАЙНОЗОЯ БОРЕАЛЬНЫХ РАЙОНОВ

МАТЕРИАЛЫ НАУЧНОЙ ОНЛАЙН-СЕССИИ,
посвященной 110-летию со дня рождения
члена-корреспондента АН СССР
Владимира Николаевича Сакса

19–22 апреля 2021 г.

PALEONTOLOGY, STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY OF THE MESOZOIC AND CENOZOIC IN BOREAL REGIONS

PROCEEDINGS OF THE ONLINE SCIENTIFIC SESSION
dedicated to the 110th anniversary of the birth
of Corresponding Member of the USSR Academy of Sciences
Vladimir Nikolaevich Saks

April 19–22, 2021

Новосибирск / Novosibirsk
ИНГГ СО РАН / IPGG SB RAS
2021

УДК 56+551.7(76/77)+551.8

Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя бореальных районов: Материалы науч. онлайн-сессии, 19–22 апреля 2021 г. [электронный ресурс] / Под ред. Н.К. Лебедевой, А.А. Горячевой, О.С. Дзюба, Б.Н. Шурыгина. – Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2021. – 473 с.

Сборник содержит материалы юбилейной мемориальной научной сессии “Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя бореальных районов”, посвященной 110-летию со дня рождения члена-корреспондента АН СССР Владимира Николаевича Сакса. Обсуждаются результаты исследований мезозойской и кайнозойской фауны и флоры, теоретические, методические, практические вопросы палеонтологии, стратиграфии и геологической истории различных регионов России и стран ближнего зарубежья.

Сборник представляет интерес для широкого круга геологов, изучающих мезозойские и кайнозойские толщи.

Paleontology, Stratigraphy and Paleogeography of the Mesozoic and Cenozoic in Boreal Regions: Proceedings of the Online Scientific Session, April 19–22, 2021 [electronic resource] / N.K. Lebedeva, A.A. Goryacheva, O.S. Dzyuba, and B.N. Shurygin, Eds. – Novosibirsk: IPGG SB RAS, 2021. – 473 p.

The book contains materials of the reports submitted to the Scientific Session “Paleontology, Stratigraphy and Paleogeography of the Mesozoic and Cenozoic in Boreal Regions”, dedicated to the 110th anniversary of the birth of Corresponding Member of the USSR Academy of Sciences Vladimir Nikolaevich Saks. The results of studies of the Mesozoic and Cenozoic fauna and flora, as well as theoretical, methodical and practical questions of paleontology, stratigraphy and geological history of different regions of Russia and adjacent countries are discussed.

This book is designed for a wide range of geoscientists who study the Mesozoic and Cenozoic.

ISBN 978-5-4262-0104-0

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0

ПРЕДИСЛОВИЕ

22 апреля 2021 г. Владимиру Николаевичу Саксу – основателю и первому заведующему лабораторией палеонтологии и стратиграфии мезозоя и кайнозоя Института (ранее ИГиГ СО АН СССР) – исполнилось бы 110 лет.

Биографическая справка

Сакс Владимир Николаевич (09(22).04.1911, Санкт-Петербург – 17.12.1979, Москва) – геолог, стратиграф, палеонтолог, географ. Степень кандидата геолого-минералогических наук присуждена в 1937 г. без защиты диссертации, с 1947 г. – доктор геолого-минералогических наук, с 1950 г. – профессор, с 1958 г. – член-корреспондент АН СССР. Награжден орденами Трудового Красного Знамени, медалями. Лауреат Государственной премии СССР (1978 г.).

Окончил геологоразведочный факультет Ленинградского горного института (1933 г.). Сотрудник Московского геологоразведочного треста, затем – Всесоюзной конторы специального геологического картирования «Спецгео» (1933–1935 гг.). Геолог, старший научный сотрудник, зав. отделом, зам. директора ленинградского Арктического научно-исследовательского института (1935–1958 гг.; с 1948 г. – Научно-исследовательский институт геологии Арктики). Преподавал в Ленинградском гидрометеорологическом институте и Ленинградском горном институте (1947–1958 гг.). Сотрудник и основатель лаборатории палеонтологии и стратиграфии мезозоя и кайнозоя Института геологии и геофизики СО АН СССР (1958–1979 гг.). Профессор (с 1962 г.), зав. кафедрой исторической геологии и палеонтологии (с 1976 г.) геолого-геофизического факультета Новосибирского государственного университета.

ВЛАДИМИР НИКОЛАЕВИЧ САКС

Владимир Николаевич Сакс принадлежал к поколению геологов-энтузиастов, искренне преданных своей профессии. Вся его карьера была посвящена исследованиям геологии и минерально-сырьевой базы Советской Арктики и становлению академической науки в Сибири.

Самым большим и наиболее важным результатом жизни и творчества Владимира Николаевича представляются его научные школы. В.Н. Сакс был создателем и идеологом двух сибирских научных школ – геологии четвертичного периода и палеонтологии и стратиграфии мезозоя.

В своих исследованиях Владимир Николаевич Сакс касался самых разнообразных вопросов палеонтологии, стратиграфии и геологической истории бореальных и смежных с ними территорий мезозоя и кайнозоя.

В сборнике приведены материалы докладов научной сессии 8-х Саксовских чтений, освещающих современное состояние исследований по этим вопросам.

Оргкомитет

МЕЗОЗОЙ

УДК 551.763.12 (470.43)

ЕЩЕ РАЗ О КОРРЕЛЯЦИИ БОРЕАЛЬНОГО ГОТЕРИВА

Е.Ю. Барабошкин[1,2]

[1]Геологический факультет, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, barabosh@geol.msu.ru
[2]Геологический институт РАН, Москва

Обсуждается тетическо-бореальная корреляция готеривских отложений с помощью непалеонтологических методов (палеомагнитного и изотопно-стратиграфического). На основе комплексной корреляции показано, что кровля бореального готерива располагается внутри аммонитовой зоны discofalcatus, а граница нижнего и верхнего подъярусов проходит внутри аммонитовой зоны versicolor. Хотя обоснование подошвы бореального готерива по-прежнему вызывает ряд вопросов, нет сомнений, что аммонитовая зона bojarkensis, ранее начинавшая готерив, должна быть помещена в верхи валанжина.

Ключевые слова: Бореальные бассейны, Западная Сибирь, готерив, нижний мел, стратиграфия, стабильные изотопы, палеомагнетизм, корреляция.

ONCE AGAIN ABOUT CORRELATION OF THE BOREAL HAUTERIVIAN

E.Yu. Baraboshkin[1,2]

[1]Faculty of Geology, Lomonosov Moscow State University, Moscow, barabosh@geol.msu.ru
[2]Geological Institute, RAS, Moscow

The Tethyan–Boreal correlation of the Hauterivian Stage is discussed on the basis of non-paleontological methods (paleomagnetic and isotope-stratigraphic). Based on the integrated correlation, it was shown that the top of the Boreal Hauterivian is located within the *discofalcatus* ammonoid Zone, and the boundary of the lower and upper substages lies within the *versicolor* ammonoid Zone. Although the rationale for the base of the Boreal Hauterivian still raises a number of questions, there is no doubt that the *bojarkensis* Zone, which previously began the Hauterivian, should be placed in the upper Valanginian.

Key words: Boreal basins, Western Siberia, Hauterivian, Lower Cretaceous, stratigraphy, stable isotopes, paleomagnetism, ammonoids, correlation.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-4

Автор неоднократно обращался к теме бореального готерива и его корреляции, однако появление новых данных и переосмысление старых заставляют вернуться к этому вопросу еще раз. В последней публикации на эту тему уже была предложена схема корреляции, существенно отличная от предыдущих (Барабошкин, Гужиков, 2018). Новая корреляция основана на ревизии различных таксонов аммонитов, но, главным образом, на переосмыслении сопоставлений с использованием непалеонтологических данных, а именно палеомагнитных и хемостратиграфических (данных стабильной изотопии). Эта новая схема отражена на рис. 1.

Обратимся к рассмотрению корреляционных уровней. Важный межрегиональный уровень связан с изотопной аномалией «Вайсерт». Она охватывают зону Saynoceras verrucosum тетической шкалы, где ее подошва близка или совпадает с подошвой верхнего валанжина. Этот же уровень с разной степенью уверенности прослежен нами в разрезах рек Ижма, Ятрия и Боярка (рис. 1). Подошва хемозоны «Вайсерт» в разрезе Ижма примерно совпадает с подошвой зоны polyptychus. В разрезе Ятрии она фиксируется в подошве зоны polyptychus–michalskii. На Боярке она достоверно не установлена из-за перерыва обнаженности, но уже присутствует в кровле зоны polyptychus–michalskii. Кровля хемозоны "Вайсерт", отвечающая аномальным значениям δ^{13}C, зафиксирована в кровле зоны polyptychus Ижмы, менее уверенно – в зоне bojarkensis Ятрии и в подошве той же зоны на Боярке. Таким образом, ее стратиграфический охват, возможно, увеличивается меридионально на север. В суббореальных аналогах в верхней части верхнего валанжина изотопная аномальная выражена слабо, и в зоне Dichotomites s.s. она отсутствует (Ogg et al., 2016), хотя первые *Dichotomites* встречены уже в кровле зоны verrucosum. Это еще раз косвенно подтверждает справедливость отнесения зоны Homolsomites bojarkensis к верхнему валанжину, а не к нижнему готериву.

Следующий корреляционный уровень намечен в кровле верхнего готерива. Он устанавливается по подошве крупной зоны обратной полярности хрона M3r, вблизи которого располагается «существующий вариант» подошвы баррема тетических разрезов. Основание этой зоны полярности установлено в разрезах ульяновского Поволжья и соответствует подошве верхней подзоны зоны discofalcatus. Выявление данной маг-

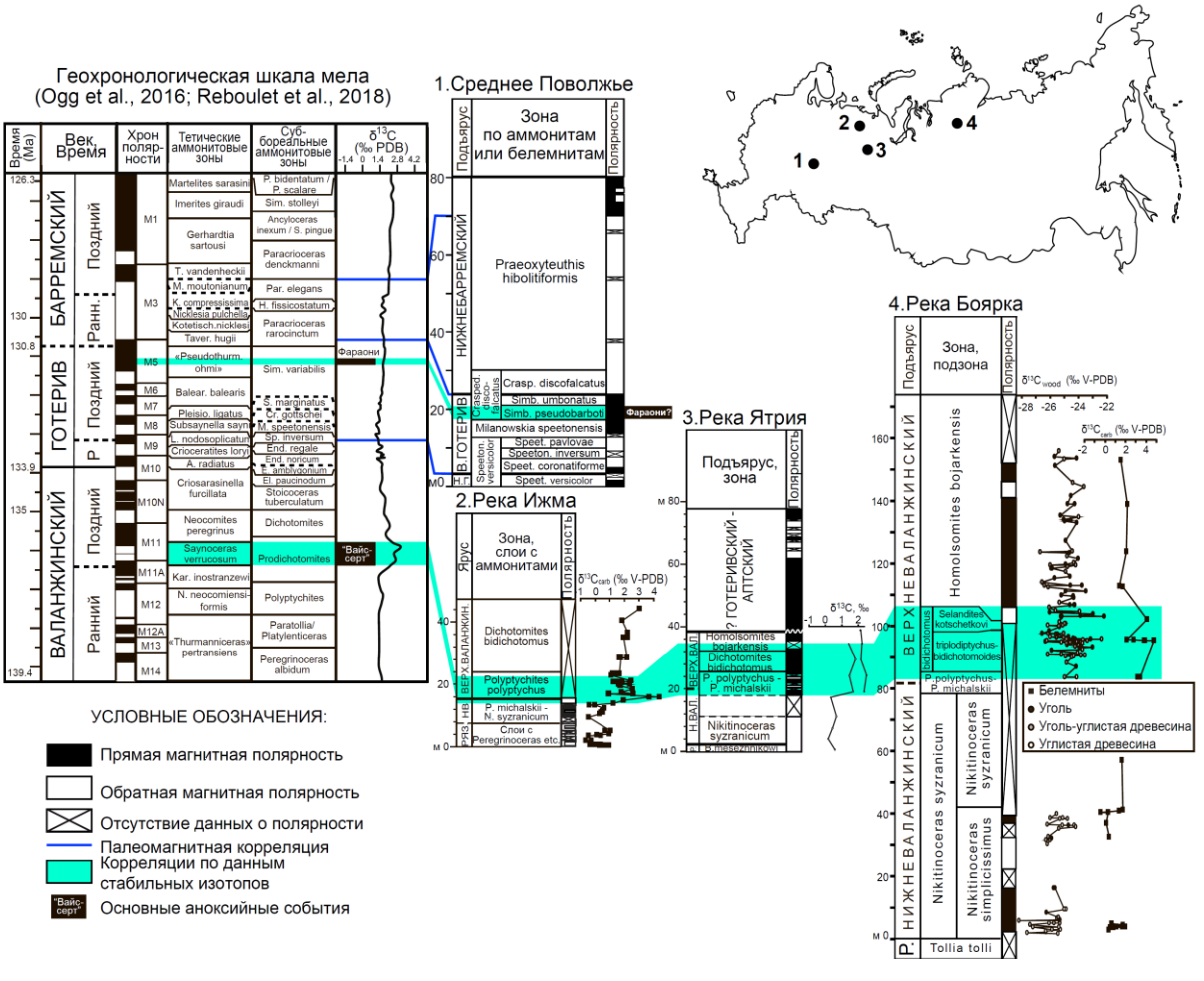


Рис. 1. Корреляция готеривского интервала бореальных разрезов с тетической последовательностью.

Данные по Поволжью, рр. Ижма, Ятрия и Боярка приведены по работе (Барабошкин, Гужиков, 2018), в которой приведены ссылки на первоисточники; схема расположения этих сводных разрезов показана на врезке. Аммонитовая и палеомагнитная стратиграфия, геохронология и изотопия приведены по (Ogg et al., 2016) с уточнениями по (Reboulet et al., 2018).

нитозоны заставляет проводить кровлю готерива внутри зоны discofalcatus, что не соответствует традиционным представлениям, но аналогично разрезам Великобритании и Северной Германии, где первые барремские представители фиксируются уже в верхней симбирскитовой зоне. Отметим попутно, что в тетических разрезах кровля зоны обратной полярности располагается выше кровли нижнего баррема, что предполагает пересмотр подъярусной границы бореального баррема.

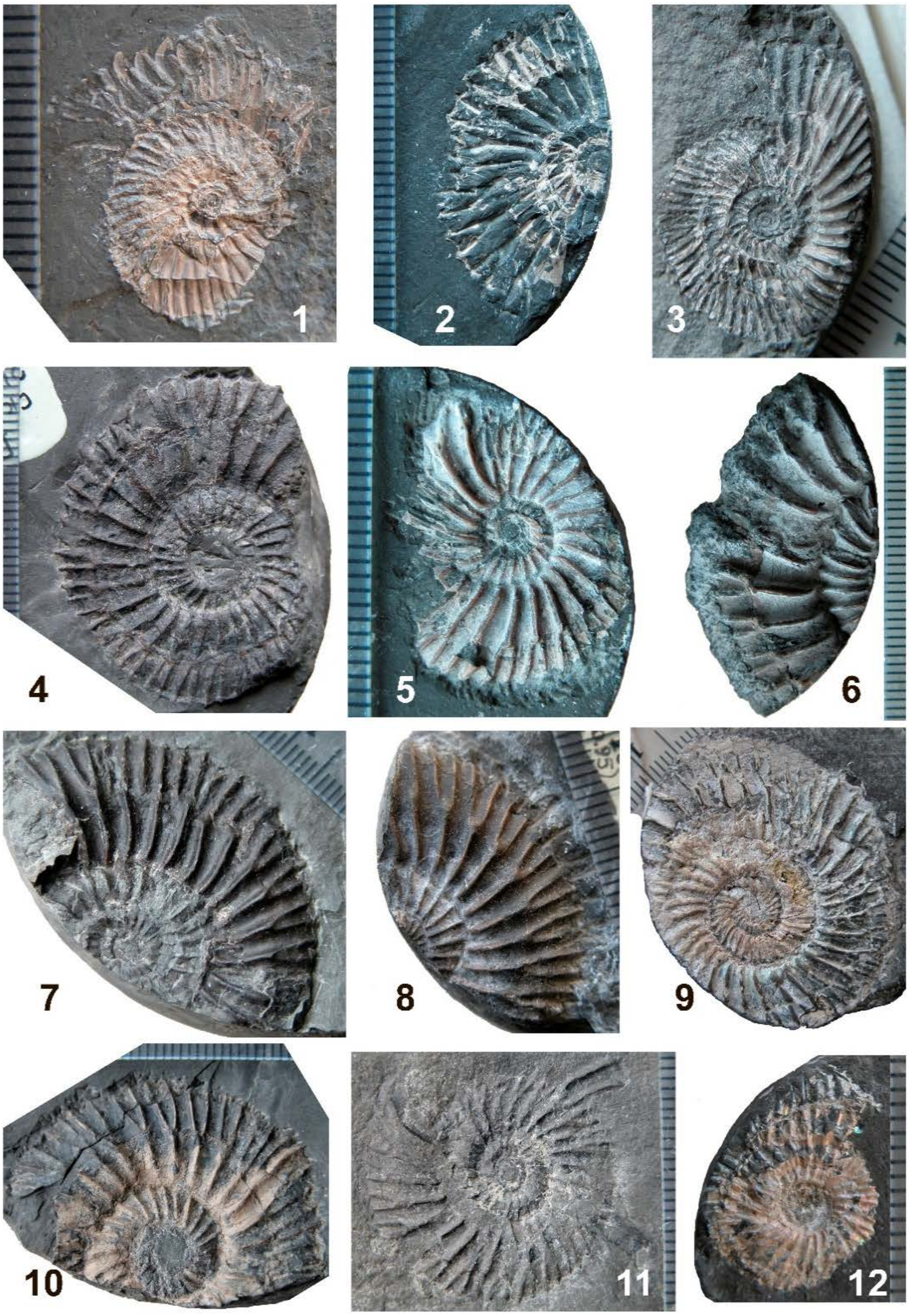
Несколько ниже данной границы, в подзоне pseudobarboti разрезов ульяновского Поволжья, в Заволжье, а также в Москве, выявлен уровень с аномальным содержанием пирротина, что, возможно, отвечает аноксийному событию «Фараони», приходящемуся на интервал прямой полярности хрона M5n. Если данное заключение справедливо, то основание зоны discofalcatus коррелируется со средней частью зоны "Pseudothurmannia ohmi" тетической шкалы и зоной Simbirskites variabilis бореальной шкалы (рис. 1, 2).

Наконец, подошва верхнего готерива предположительно устанавливается в основании подзоны coronatiforme зоны versicolor (рис. 1, 2). Это допущение основано на том, что выше в разрезах Среднего Поволжья появляются аммониты подзоны inversum, аналоги которой присутствуют в разрезах Северной Европы и которая коррелируется с зоной nodosoplicatum тетической шкалы. В нижней подзоне versicolor s.s в разрезах Поволжья фиксируется зона прямой полярности, надстраиваемая интервалом обратной полярности. Интервал прямой полярности может быть отнесен либо к хрону M10, либо к хрону M9. Его сопоставление с хроном M9, приходящемся на границу нижнего и верхнего готерива, маловероятно, поскольку последний соответствует в европейских разрезах зоне inversum. Поэтому, выбирая из двух вариантов, логичнее соотнести основание зоны versicolor с пограничным интервалом M10/M9. Это значит, что подошва готерива совпадает с подошвой зоны versicolor или должна проводиться ниже.

ЯРУС	ПОДЪЯРУС	ЗОНАЛЬНЫЙ СТАНДАРТ ЗАПАДНО-СРЕДИЗЕМНОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ (Reboulet et al., 2018)	
		ЗОНА, ПОДЗОНА	
БАРРЕМСКИЙ	НИЖНИЙ	Moutoniceras moutonianum	
		Kotetishvilia compressissima	Holcodiscus caillaudianus
			Holcodiscus fallax
		Nicklesia pulchella	
		Kotetishvilia nicklesi	
		Taveraidiscus hugii auctorum	Psilotissotia colombiana
			Taveraidiscus hugii
ГОТЕРИВСКИЙ	ВЕРХНИЙ	"Pseudothurmannia ohmi"	Pseudothurmannia picteti
			Pseudothurmannia catulloi
			"Pseudothurmannia ohmi"
		Balearites balearis	Spathicrioceras seitzi
			Crioceratites krenkeli
			Binelliceras binelli
			Balearites balearis
		Plesiospitidiscus ligatus	
		Saynella sayni	
	НИЖНИЙ	Lyticoceras nodosoplicatum	
		Crioceratites loryi	Olcostephanus (J.) jeannoti
			Crioceratites loryi
		Acanthodiscus radiatus	
ВАЛАНЖИНСКИЙ	ВЕРХНИЙ	Criosarasinella furcillata	Teschenites callidiscus
			Criosarasinella furcillata
		Neocomites peregrinus	Olcostephanus (O.) nicklesi
			Neocomites peregrinus
		Saynoceras verrucosum	Karakaschiceras pronecostatum
			Saynoceras verrucosum

ЯРУС	ПОДЪЯРУС	ЗОНАЛЬНЫЙ СТАНДАРТ БОРЕАЛЬНОГО ПОЯСА (Барабошкин, данная работа)	
		ЗОНА, ПОДЗОНА	
БАРРЕМСКИЙ	НИЖНИЙ	Aulacoteuthis descendens	
		Praeoxyteuthis pugio	
		Praeoxyteuthis jasicofiana	
		Praeoxyteuthis hibolitiformis	
		Craspedodiscus discofalcatus	Craspedodiscus discofalcatus
ГОТЕРИВСКИЙ	ВЕРХНИЙ		Simbirskites umbonatus
			Simbirskites pseudobarboti
		Milanowskia speetonensis	
		Speetoniceras versicolor	Simbirskites pavlovae
			Speetoniceras inversum
			Simbirskites coronatiforme
	НИЖНИЙ		Speetoniceras versicolor
		Gorodzovia mosquitini	
		Pavlovites polyptychoides	
ВАЛАНЖИНСКИЙ	ВЕРХНИЙ	Homolsomites bojarkensis	
		Dichotomites bidichotomus	Neocraspedites kotschetkovi
			Dichotomites bidichotomoides
			Polyptychites triplodiptychus
		Polyptychites polyptychus	

Рис. 2. Корреляция тетического и бореального аммонитовых зональных стандартов для верхнего валанжина–нижнего баррема (по Барабошкин, Гужиков, 2018, с изменениями). Корреляция нижнего баррема условна.



Фототаблица. Фиг. 1. *?Milanowskia* sp.: обр. 17, скв. Чуэльская-1Г, гл. 1529.5 м. Фиг. 2, 6, 11. *Speetoniceras* cf. *versicolor* (Trautsch.): 2 – обр. 552, скв. Деминская-19Р, гл. 1299.4 м; 6 – обр. 7, скв. Горная-323Р, гл. 1685 м; 11 – обр. 32, скв. Ханты-Мансийская-15, гл. 2634.9 м. Фиг. 3, 8. *S. inversum* (M. Pavl.): 3 – обр. 509, скв. Деминская-33Р, гл. 1322.5 м (Атлас …, 1990, табл.87, фиг.8: изображен как *S.* ex gr. *inversum*); 8 – обр. 512, скв. Новопортовская-52Р, гл. 1934.95 м (Атлас …, 1990, табл.87, фиг.21: изображен как *Speetoniceras* sp. ind.). Фиг. 4, 5, 7, 9, 10. *S. subinversum* (M. Pavl.): 4 – обр. 509, скв. Приобская-607, гл. 2436.4 м; 5 – обр. 18, скв. Самутнельская-196Р, гл. 1549.8 м (Атлас …, 1990, табл.87, фиг.7: изображен как *S.* ex gr. *inversum*); 7 – обр. 37, скв. Ханты-Мансийская-15, гл. 2636.7 м; 9 – обр. 13А, скв. Владимирская-3Р, гл. 1542 м; 10 – обр. 10, скв. Восточно-Фроловская-58, гл. 2693.35 м. Фиг. 12. *Speetoniceras* sp.: обр. 8, скв. Макаркинская-4Р, гл. 1262.6 м.

Все образцы из коллекции ЗапСибНИГНИ (ныне ЗапСибИПГНиГ при ТюмГНГУ).

Ввиду наличия в ее основании трансгрессивного несогласия, второй вариант предпочтительнее, учитывая, что в разрезах Ярославского Поволжья присутствуют аммонитовые зоны mosquitini и polyptychoides, располагающиеся заведомо выше верхнего валанжина, но (сонахождение с *Buchia crassicollis*) ниже зоны versicolor. Поэтому мы условно проводим подошву нижнего готерива в основании зоны polyptychoides (рис. 2).

Определенную проблему вызывает расчленение и корреляция разрезов готеривского яруса в скважинах Западной Сибири. В них достоверно обоснована только зона Speetoniceras versicolor, содержащая комплекс видов *Speetoniceras subinversum* (M. Pavl.), *S. inversum* (M. Pavl.), *S. versicolor* (Trautsch.), *S.* sp. (Глазунова, 1960; Климова в Атлас …, 1990; Pinous et al., 1999, fig. 7a (только); фототаблица). Установление зоны speetonensis проблематично, хотя в керне и встречены единичные аммониты плохой сохранности, напоминающие *Milanowskia* (фототабл., фиг. 1). Весьма вероятно, что более высокие горизонты готерива формировались в условиях, неблагоприятных для обитания аммонитов. Как было показано выше, зона Speetoniceras versicolor частично относится к нижнему готериву, а частично – к основанию верхнего готерива. Вероятно, в разрезах Западной Сибири подошва готеривского яруса пока может быть в первом приближении проведена по появлению *Speetoniceras versicolor* без сопровождающих видов. Вопрос о том, где проводить границу верхнего и нижнего готерива, может быть решен с помощью непалеонтологических методов и требует дальнейших исследований.

Автор глубоко признателен Ю.В. Брадучану (Тюмень) за возможность ознакомления с коллекциями ЗапСибНИГНИ и фотографирования отдельных образцов в 2004 г.

Работа выполнена в рамках темы госзадания АААА-А16-116033010096-8 (МГУ).

ЛИТЕРАТУРА

Атлас моллюсков и фораминифер морских отложений верхней юры и неокома Западно-Сибирской нефтегазоносной области. Том I / Составители Вячкилева Н.П., Климова И.Г., Турбина А.С. и др. М.: Изд-во Недра, 1990. 286 с.

Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю. Бореальный нижний мел России: ревизия ярусных границ на основе не-палеонтологических данных // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы IX Всерос. совещ., Белгород, 17–23 сент. 2018 г. / Под ред. Е.Ю. Барабошкина, Т.А. Липницкой, А.Ю. Гужикова. Белгород: Политерра, 2018. С. 47–53.

Глазунова А.Е. Аммониты // Стратиграфия и фауна меловых отложений Западно-Сибирской низменности / Под ред. А.Е. Глазуновой. Л.: ВСЕГЕИ, 1960. С. 184–196.

Ogg J.G., Ogg G., Gradstein F.M. (Eds.). A Concise Geologic Time Scale. 1st Edition. Elsevier, 2016. 240 p.

Pinous O.V., Karogodin Y.N., Ershov S.V. et al. Sequence Stratigraphy, Facies, and Sea-Level Change of the Hauterivian Productive Complex, Priobskoe Oil Field (West Siberia) // Bull. AAPG. 1999. V. 83. No 6. P. 972–989.

Reboulet S., Szives O., Aguirre-Urreta B. et al. Report on the 6th International Meeting of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Working Group, the Kilian Group (Vienna, Austria, 20th August 2017) // Cretaceous Res. 2018. V. 91. P. 100–110.

УДК 551.763.3 (571.1)

К РАЗРАБОТКЕ БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ СХЕМЫ ВЕРХНЕГО МЕЛА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Е.Ю. Барабошкин[1,2], И. Валащик[3], В.А. Маринов[4]

[1]Геологический факультет, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия, barabosh@geol.msu.ru
[2]Геологический институт РАН, Москва, Россия
[3]Геологический факультет, Варшавский университет, Варшава, Польша, i.walaszczyk@uw.edu.pl
[4]Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия, marinovva@mail.ru

Анализируется обоснованность существующего бореального зонального стандарта применительно к Западносибирской палеобиогеографической провинции, включая локальные зоны по аммонитам и иноцерамам верхнего мела Западной Сибири (без сеномана). Показано, что для Западной Сибири больше подходит североамериканская последовательность аммонитовых и иноцерамовых зон верхнего мела. Номенклатура большей части подразделений нуждается в ревизии. Предложен проект аммонитовой шкалы в ранге слоев с аммонитами.

Ключевые слова: Западная Сибирь, верхний мел, стратиграфия.

TO DEVELOP A BIOSTRATIGRAPHIC SCHEME OF THE UPPER CRETACEOUS OF WESTERN SIBERIA

E.Yu. Baraboshkin[1,2], I. Walaszczyk[3], V.A. Marinov[4]

[1]Faculty of Geology, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia, barabosh@geol.msu.ru
[2]Geological Institute, RAS, Moscow, Russia
[3]Faculty of Geology, University of Warsaw, Warsaw, Poland, i.walaszczyk@uw.edu.pl
[4]Tyumen State University, Tyumen, Russia, marinovva@mail.ru

The validity of the existing Boreal zonal standard for the West Siberian paleobiogeographic province is analyzed, including local zones for ammonites and inoceramids of the Upper Cretaceous of Western Siberia (without the Cenomanian). It is shown that the North American sequence of Upper Cretaceous ammonite and inoceramid zones is more suitable for Western Siberia. The nomenclature of most of the zones needs to be revised. A draft of the ammonite scale in the rank of layers with ammonites is proposed.

Key words: Western Siberia, Upper Cretaceous, stratigraphy.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-9

Целью настоящей работы является анализ представлений о стратиграфии верхнемеловой шкалы Западной Сибири и обоснованности ярусной принадлежности местных подразделений верхнего мела.

Существующая региональная стратиграфическая схема (РСС) верхнего мела Западной Сибири состоит из региональной и корреляционной частей. Корреляционная часть (сопоставление разрезов различных фациальных районов региона) в большинстве случаев достаточно надежно обоснована как палеонтологическими, так и непалеонтологическими методами. Основными инструментами внутрирегиональной корреляции являются биостратиграфические шкалы по микрофитофоссилиям и фораминиферам, а среди непалеонтологических – лито- и сейсмостратиграфические.

Региональная часть схемы содержит т.н. «бореальный зональный стандарт» – обобщенную зональную шкалу Панбореальной надобласти. Приведенный в РСС (Решение…, 1991) бореальный стандарт составлен на основе схемы Восточно-Европейской платформы. Последняя входила в позднем мелу в состав т.н. Европейской палеобиогеографической области, тяготевшей к северной окраине океана Тетис и располагавшейся существенно южнее Бореального бассейна (Барабошкин и др., 2007). Поэтому из существующих шкал «наиболее бореальной» является шкала, разработанная на основе разрезов Западного Внутреннего бассейна Северной Америки США и Канады. Эта шкала является существенно более детальной, а ее зональные подразделения базируются на последовательностях аммонитов и иноцерамов. Еще одним ее достоинством является привязка к абсолютным датировкам. Поэтому данная шкала (за исключением базального сеномана) была использована при разработке Международной геохронологической шкалы (Gradstein et al., 2020). Эту шкалу мы и предлагаем использовать в РСС, учитывая, что почти все известные находки моллюсков из разрезов Западной Сибири увязываются именно с ней, на что обращал внимание еще Д.П. Найдин (Барабошкин и др., 2007).

Непалеонтологические методы обоснования подразделений в РСС не используются: магнитостратиграфические схемы находятся на этапе разработки, а данные по радио- и стабильным изотопам отсутствуют. На наш взгляд, наиболее точным инструментом для ярусного и подъярусного расчленения и корреляции верхнего мела Западной Сибири являются моллюски – аммониты, белемниты и иноцерамиды.

Сообщений о находках аммонитов и иноцерамов в разрезах и скважинах Западной Сибири достаточно много, однако степень их значимости для стратиграфии различная. Большая часть этих находок является названиями, опубликованными «в списках», достоверность которых проверить невозможно. Эти названия «кочуют» из работы в работу, но использовать их для разработки современных биостратиграфических шкал невозможно. Некоторые из находок были описаны в качестве новых видов, но не были подтверждены специалистами по причине устаревших описаний, сохранности, отсутствия голотипов. Их ценность для стратиграфии проблематична. Еще часть находок изображена и описана, анализировалась различными палеонтологами и «прошла апробацию». В основном это космополитные виды, стратиграфическое распространение которых известно. Ряд находок определен в открытой номенклатуре, поэтому полной уверенности в их идентификации и возрастной датировке нет. Сами образцы хранятся в музеях и доступны для изучения. Хотя очевидно, что использование только изображенных и «надежных» форм для построения биостратиграфической шкалы недостаточно, ее каркас необходимо строить на основе именно этих форм (рис. 1). Среди них присутствуют зональные формы, привязанные к бореальному стандарту (отмечены жирным шрифтом). К сожалению, из-за неполноты сведений об их распространении, возможно выделение только слоев с фауной. Новых находок моллюсков мало (фототаблица), но среди них есть виды-индексы зональных подразделений верхнего мела Северной Америки.

Работа выполнена в рамках темы госзадания АААА-А16-116033010096-8 (МГУ).

ЛИТЕРАТУРА

Барабошкин Е.Ю., Найдин Д.П., Беньямовский В.Н. и др. Проливы Северного полушария в мелу и палеогене. М.: Геол. ф-т МГУ, 2007. 182 с.

Гнибиденко З.Н., Левичева А.В., Смолянинова Л.Г. и др. Палеомагнетизм и стратиграфия верхнего мела севера Западной Сибири // Геология и геофизика. 2021 (в печати).

Решение 5-го межведомственного регионального совещания по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины (г. Тюмень, 14–18 мая 1990 г.). Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1991. 53 с.

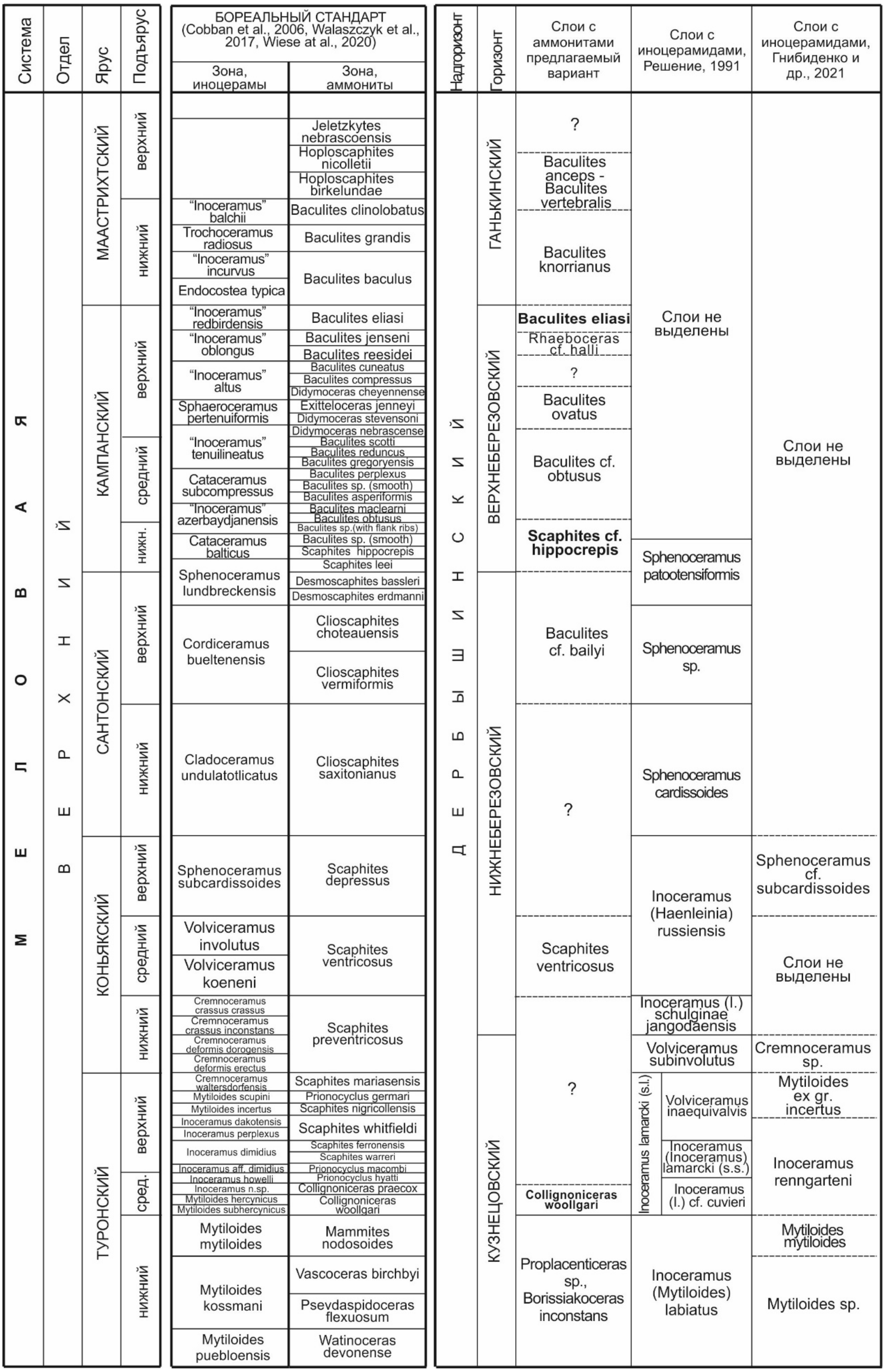
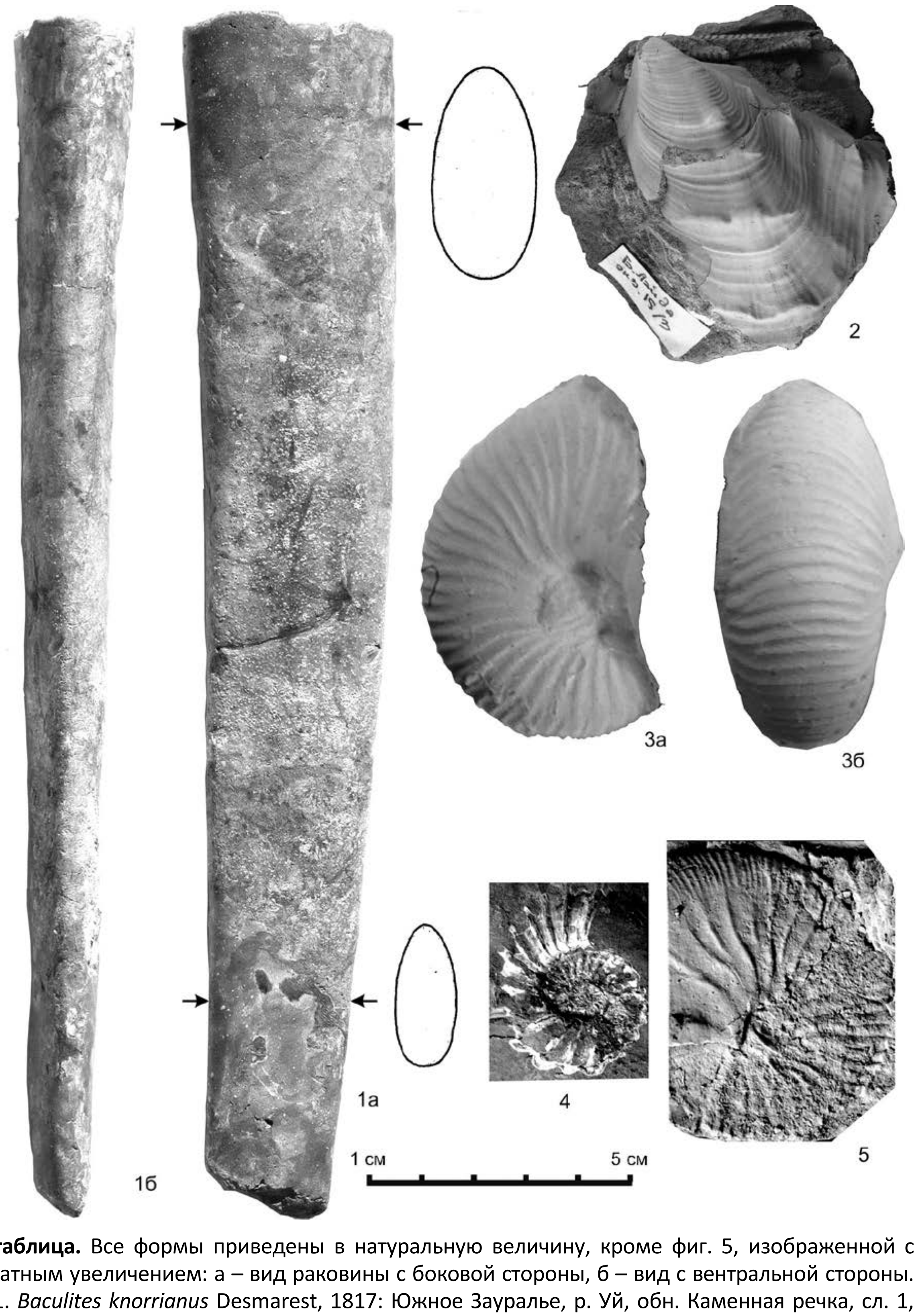


Рис. 1. Бореальный зональный стандарт, слои с аммонитами (проект) и иноцерамами в РСС верхнего мела Западной Сибири.

Зональная шкала внутреннего бассейна Северной Америки дана по (Cobban et al., 2006), с изменениями по (Walaszczyk et al., 2017; Wiese et al., 2020).



Фототаблица. Все формы приведены в натуральную величину, кроме фиг. 5, изображенной с двукратным увеличением: а – вид раковины с боковой стороны, б – вид с вентральной стороны. Фиг. 1. *Baculites knorrianus* Desmarest, 1817: Южное Зауралье, р. Уй, обн. Каменная речка, сл. 1, средняя часть, ганькинская свита; нижний маастрихт. Фиг. 2. *Sphenoceramus patootensiformis* (Seitz, 1965): Усть-Енисейский район Западной Сибири, р. Большая Лайда, обн. 15, пачка I, насоновская свита; верхний сантон–нижний кампан. Фиг. 3. *Rhaeboceras* aff. *subglobosum* Whiteaves, 1885: Усть-Енисейскипй район Западной Сибири, р. Большая Лайда, обн. 3а, пачка IV, осыпь, салпадинская свита; верхняя часть верхнего кампана, зона Baculites reesidei. Фиг. 4. *Collignoniceras woolgari* (Mantell, 1822): Тазовский район Западной Сибири, скв. Харампурская-2067, инт. 1052–1061 м, охтеурьевская свита; средний и верхний турон. Фиг. 5. *Rhaeboceras* cf. *halli* (Meek et Hayden, 1856): Тазовский район Западной Сибири, скв. Западно-Часельская-2, инт. 823–837 м, верхнеберезовская подсвита; верхняя часть верхнего кампана, зона Baculites jenseni.

Cobban W.A., Walaszczyk I., Obradovich J.D., Mckinney K.C. A USGS Zonal table for the Upper Cretaceous middle Cenomanian–Maastrichtian of the Western Interior of the United States based on ammonites, inoceramids, and radiometric ages // U.S. Geol. Surv. 2006. Open-File Report 2006-1250. 46 p.

Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. (Eds.). Geologic Time Scale 2020. 1st Edition. 2 vol. Elsevier, 2020. 1390 p.

Walaszczyk I., Plint A.G., Landman N.H. Inoceramid Bivalves from the Coniacian and Basal Santonian (Upper Cretaceous) of the Western Canada Foreland Basin // Bull. Am. Mus. Nat. Hist. 2017. V. 414. P. 53–103.

Wiese F., Čech S., Walaszczyk I., Košťák M. An upper Turonian (Upper Cretaceous) inoceramid zonation and a round-the-world trip with Mytiloides incertus (Jimbo, 1894) // Z. Dt. Ges. Geowiss. 2020. Band 171. P. 211–226.

УДК 551.3.051

ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗРАБОТКИ ИНВЕРСИОННОЙ ЦИКЛОСТРАТИГРАФИИ ТРИАСА СИБИРИ

А.Л. Бейзель

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, beiselal@ipgg.sbras.ru

Триас Сибири является весьма благоприятным объектом для разработки циклостратиграфии. Большинство мезоциклов здесь соответствует ярусам. Разработана предварительная шкала инверсионных горизонтов, построенная по образцу юрской сибирской шкалы, опубликованной ранее. Она требует дальнейшего обоснования в части выделения континентальных проциклитов, соответствующих морским рециклитам.

Ключевые слова: инверсионные горизонты, мезоциклы, триас, Сибирь.

PROSPECTS FOR THE DEVELOPMENT OF TRIASSIC INVERSION CYCLOSTRATIGRAPHY IN SIBERIA

A.L. Beisel

Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, Novosibirsk, beiselal@ipgg.sbras.ru

The Triassic of Siberia is a very favorable object for the development of cyclostratigraphy. Most mesocycles here correspond to stages. A preliminary scale of inversion sequences has been developed, based on the model of the Jurassic Siberian scale, published earlier. It requires further justification in terms of the allocation of continental procyclites that correspond to marine recyclites.

Key words: inversion horizons, mesocycles, Triassic, Siberia.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-14

Триас Сибири представляет собой чрезвычайно благоприятный объект для исследования седиментационной цикличности. Последняя известна уже давно, и есть специальные исследования, посвященные этой теме (Карогодин, 1984; Казаков, Дагис, 1987 и др.). В широком плане цикличность триаса освещена в многочисленных работах Э. Эмбри (Embry, 1988; Embry et al., 2018) и других исследователей.

Надо отметить, что бореальный триас обладает уникальным свойством, отличающим его от всех других систем фанерозоя: его ярусное деление основано в известной степени на циклитах, хотя прямо об этом нигде не говорится. Событийный характер границ отделов триаса отмечен А.М. Казаковым (1991). В этом плане, с одной стороны, выделение в триасе Сибири инверсионных горизонтов существенно облегчается. Но с другой – возможности экстраполяции морских рециклитов в сторону континента через инверсию затрудняется недостаточной изученностью континентальных фаций в триасе, что, в свою очередь, обусловлено малочисленностью вскрывающих триасовые отложения скважин. Между тем, циклическое строение толщ наилучшим образом отражается именно в разрезах скважин, в особенности в корреляционных профилях в пределах буровых площадей.

В течение ряда лет автором разрабатывается инверсионная модель циклогенеза, которая дает новый инструмент корреляции морских и континентальных разрезов. Суть ее заключается в том, что главным фактором седиментационной цикличности являются географические циклы (ГЦ) – циклы преобразования рельефа. Кратковременные тектонические фазы омолаживают рельеф, приводя к воздыманию горных стран и компенсационному погружению смежных депрессий, а затем в течение длительного времени экзогенные процессы выравнивают земную поверхность. В результате в депоцентрах образуются седиментационные циклы – от грубых фракций к тонким (проциклиты). Последние характерны для континентальных фациальных областей и наилучшим образом проявлены в предгорных поясах конусов выноса. На плоских аллювиальных равнинах, примыкающих к морям, эти циклиты зачастую полностью перерабатываются меандрирующими реками. Традиционно концепция ГЦ ограничивается территорией суши. Инверсионная модель позволяет распространить понятие ГЦ на акваторию эпиконтинентальных морских бассейнов. Ранее это не было сделано по той причине, что для морских разрезов совершенно не характерны проциклиты. Здесь, как отмечено выше, полностью господствуют рециклиты, типичные для дельт и морского мелководья. Установлено, что в береговой барьерной зоне происходит инверсия – трансформация проциклитов в рециклиты. Тем самым, они соответствуют один другому и ограничены снизу и сверху едиными поверхностями несогласий. Это и есть новый инструмент корреляции разнофациальных отложений, предлагаемый автором.

Попутно инверсионная модель решает одну из главных проблем сиквенс-стратиграфии – установление аналогов границ сиквенсов, определяемых на периферии осадочных бассейнов, в морских разрезах внутренних областей. Согласно классическому определению, сиквенс – это последовательность генетически связанных осадков, ограниченная поверхностью несогласия, переходящей по латерали в согласную поверхность. Дело в том, что на периферии бассейнов резкие сдвиги (шифты) точек выклинивания отражающих сейсмических поверхностей в сторону морского водоема интерпретируются как резкие падения уровня моря, тогда как в морских фациях доминируют трансгрессии, т.е. подъемы уровня. Это противоречие снимается инверсионной моделью. Границы сиквенсов соответствуют трансгрессивным поверхностям, а в некоторых случаях, когда трансгрессивные пачки отсутствуют – поверхностям максимального затопления. Иными словами, «трансгрессия соответствует регрессии», но это кажущийся парадокс, что будет раскрыто ниже.

Для юры Сибири автором предложена принципиальная схема инверсионных горизонтов (Бейзель, 2020), построенная на изложенных выше принципах. В ней впервые применено сочетание горизонтальной (латеральной) инверсии с вертикальной. При крупных региональных трансгрессиях и регрессиях нарушается чередование горизонтов разного состава, в результате чего глинистые горизонты могут залегать на глинистых, а песчаные – на песчаных. В юре примерами такого рода служат залегание нижневасюганских глин на верхнетюменских глинах малышевского горизонта, и салатских песчаников (лайдинский горизонт) – на надтогурских песчаниках (надояхский горизонт). Без вертикальной инверсии построить принципиальную стратиграфическую схему невозможно. Поэтому инверсионная схема циклического строения состоит из трех наборов циклитов для разных фациальных областей – континентальной, морской и переходной. «Упростить» эту схему уже нельзя.

В настоящей работе автором предпринята попытка разработки аналогичной схемы для триаса. Вообще эта задача решается в два этапа: сначала строится последовательность морских мезоциклитов, которые представлены рециклитами, а затем каждому рециклиту ставится в соответствие континентальный проциклит. Вместе они образуют инверсионный горизонт, обладающий всеми свойствами регионального стратона.

Для триаса удалось реализовать пока только первый этап – выделить мезоциклы (рис. 1). Соответствующие им проциклиты пока только предполагаются. По континентальному триасу Восточной Сибири мало данных, а разрезы скважин Западной Сибири и выходов в Приуралье расположены далеко от морских. Хотя в них имеются полноразвитые проциклиты, например, варенгаяхинская и витютинская свиты верхнего

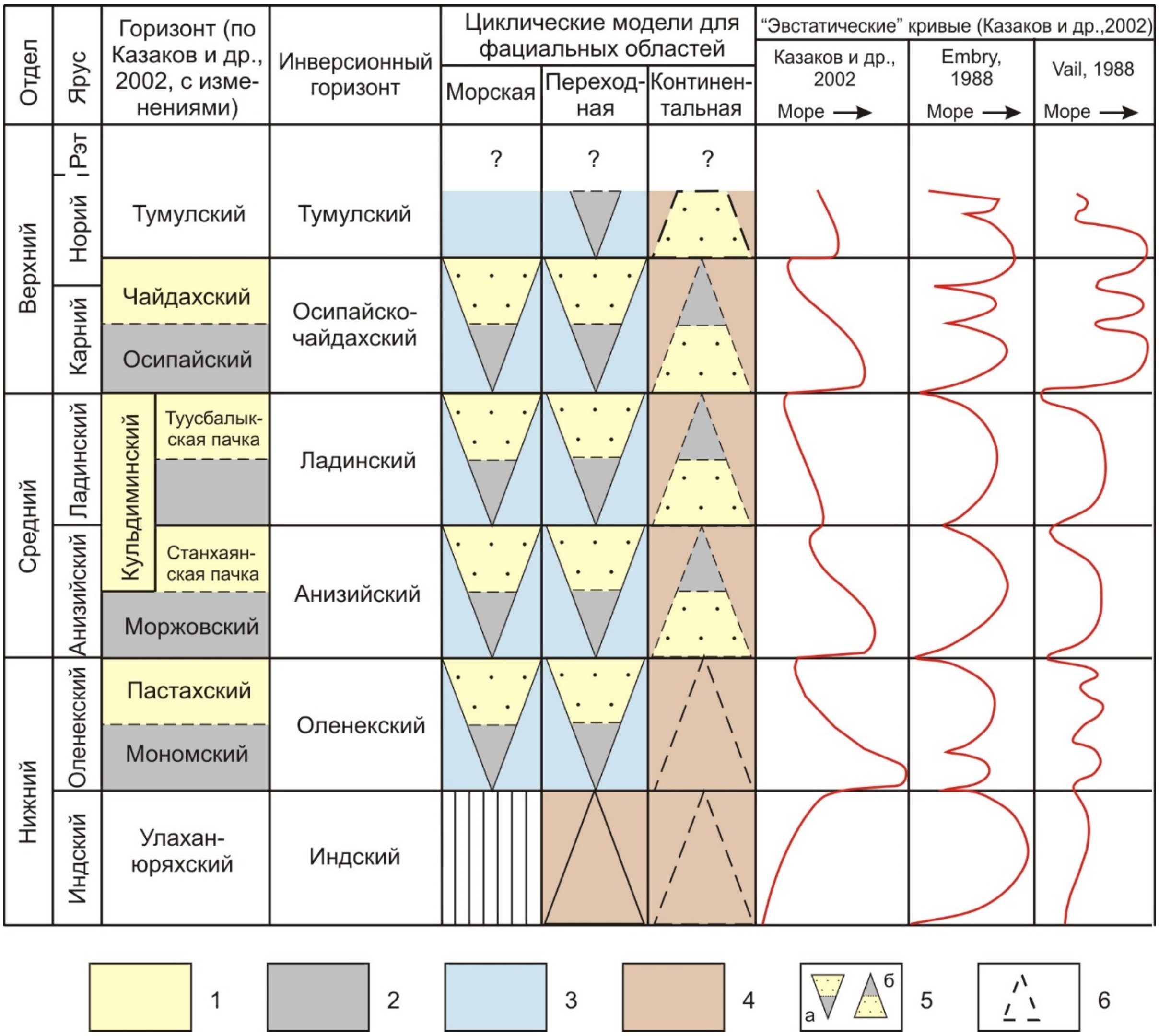


Рис. 1. Незавершенная принципиальная шкала инверсионных горизонтов триаса Сибири.

1 – существенно песчаные горизонты; 2 – существенно глинистые горизонты; 3 – морские фации; 4 – континентальные фации; 5 – морские рециклиты (а) и континентальные проциклиты (б); 6 – предполагаемые циклиты.

триаса. Однако, принятая возрастная трактовка не позволяет использовать их в авторской схеме. Нужны аллювиальные осадки тех рек, которые непосредственно впадали в эти моря. Тем не менее, некоторые выводы на основании рис. 1 можно сделать.

Для разработки схемы использовались, в основном, три работы: А.С.Дагис, А.М. Казаков (1984), А.М. Казаков, А.С. Дагис (1987) и А.М. Казаков, А.Г. Константинов и др. (2002). В этих работах приводятся своеобразные стратиграфические схемы триаса севера Средней Сибири с использованием элементов фациального анализа и седиментологии. Данные схемы наилучшим образом подходят прежде всего для выделения мезоциклов. Вообще-то в монографии (Дагис, Казаков, 1984) это уже было сделано Ю.Н. Карогодиным, однако его подход существенно отличается от авторского. Карогодин в принципе не рассматривает фациальную принадлежность циклитов, а все мезоциклы (регоциклиты) у него представлены прорециклитами – проциклитами и рециклитами в паре. Литмологическая схема Карогодина линейна и представлена единой колонкой циклитов, характеризующей якобы бассейн целиком.

Представленная схема, строго говоря, не является инверсионной, поскольку в ней континентальные аналоги не выделены. Тем не менее, можно отметить некоторые ее примечательные особенности. Главная особенность заключается в том, что морские мезоциклы (рециклиты) удивительным образом совпали с ярусами общей шкалы – от инда до ладина включительно. В верхнем триасе эта закономерность нарушается за счет того, что осипайско-чайдахский мезоцикл преимущественно карнийского возраста включает еще нижний норий. Соответственно и смежный с ним цикл называется тумулским – он относится к среднему норию. В тоже время видно, что «европейские» кривые колебания уровня моря дают несогласие на границе карния и нория. Иначе говоря, там с ярусами совпадают все границы сиквенсов 3-го порядка. В Сибири проблема может заключаться в датировке кровельной части чайдахской и немцовской свит, где преобладают неморские фации. В связи с общим недостатком данных по рэтскому ярусу переход к юре в плане мезоциклов остается неясным. Учитывая, что верхний триас вместе с юрой в смежных регионах является угленосным (Южно-Якутский угленосный бассейн и др.), есть перспективы заполнения пробела в инверсионной схеме в интервале нория – нижнего плинсбаха данными по этим районам. Таким образом, несмотря на незавершенность инверсионной схемы триаса, есть все основания ожидать успешного решения поставленной задачи.

Работа выполнена при финансовой поддержке по программе ФНИ № 0331-2019-0004.

ЛИТЕРАТУРА

Бейзель А.Л. Разработка инверсионной шкалы стратиграфических горизонтов юры Сибири на основе географических циклов // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы VIII Всерос. совещ. с международным участием. Онлайн-конференция, 7–10 сентября 2020 г. / В.А. Захаров (отв. ред.). Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2020. С. 22–25.

Дагис А.С., Казаков А.М. Стратиграфия, литология и цикличность триасовых отложений севера Средней Сибири. Новосибирск: Наука, 1984. 177 с.

Казаков А.М. Главнейшие этапы геологического развития Сибири в триасе // Стратиграфия и главнейшие события в геологической истории Сибири. Новосибирск: Изд-во СНИИГиМС, 1991. С. 140–147.

Казаков А.М., Дагис А.С. Стратиграфия триаса Южного Хараулаха и Северного Орулгана (Северное Верхоянье) // Бореальный триас. М.: Наука, 1987. С. 81–95.

Казаков А.М., Константинов А.Г., Курушин Н.И. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Триасовая система. Новосибирск: ГЕО, 2002. 322 с.

Карогодин Ю.Н. Вопросы цикличности и систмно-структурного анализа породнослоевых ассоциаций триасовых толщ // Дагис А.С., Казаков А.М. Стратиграфия, литология и цикличность триасовых отложений севера Средней Сибири. Новосибирск: Наука, 1984. С. 157–171.

Embry A.F. Triassic sea-level changes: Evidence from the Canadian Arctic Archipelago // Sea-level Changes: An Integrated Approach / C. Wilgus, H. Posamentier, C. Ross, C. Kendall (Eds.). SEPM Special Publication. 1988. No 42. P. 249–259.

Embry A., Beauchamp B., Dewing K., Dixon J. Episodic tectonics in the Phanerozoic succession of the Canadian High Arctic and the "10-Million-Year Flood" // Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 2018. V. 541. P. 1–18.

УДК. 568.163.1: 591.17: 551.86

ЮРСКИЕ И МЕЛОВЫЕ ПЛЕЗИОЗАВРЫ COLYMBOSAURINAE (PLESIOSAURIDEA: PLESIOSAURIA) – БЕНТОФАГИ БОРЕАЛЬНЫХ МОРЕЙ

А.Ю. Березин

Общество археологии и естественной истории «Terra incognita», Чебоксары, terra3@inbox.ru

Плезиозавры Colymbosaurinae эволюционирующие в поздней юре от типичных Cryptoclididae, адаптировались к питанию бентосом, освоив глубоководные участки бореальных морей. Этому способствовала перестройка всего опорно-двигательного аппарата. Реконструкция хроностратиграфических событий позволила проследить этапы расселения Cryptoclididae на Русской платформе.

Ключевые слова: плезиозавры, Cryptoclididae, морфология, адаптация.

JURASSIC AND CRETACEOUS PLESIOSAURUS COLYMBOSAURINAE (PLESIOSAURIDEA: PLESIOSAURIA) – BENTOPHAGES OF THE BOREAL SEAS

A.Yu. Berezin

Society of Archeology and Natural History "Terra incognita", Cheboksary

The plesiosaurs Colymbosaurinae, evolving in the Late Jurassic from typical Cryptoclididae, adapted to feeding on benthos, having mastered the deep-water areas of the boreal seas. This was facilitated by the restructuring of the entire musculoskeletal system. Reconstruction of chronostratigraphic events made it possible to trace the stages of dispersal of Cryptoclididae on the Russian Platform.

Key words: Plesiosaurs, Cryptoclididae, morphology, adaptation.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-18

Филогения юрских и меловых Colymbosaurinae сегодня включает около 10 видов плезиозавров (рис. 1). Юрские виды *Colymbosaurus megadeirus* и *‘Plesiosaurus’ manselli* известны из формации кимериджских глин (Kimmeridge Clay Formation) Англии (Benson, Bowdler, 2014). Пять видов *Colymbosaurus svabardensis, Spitrasaurus wensaasi, S. larseni, Djupedalia engeri* и *Ophthalmothule cryostea* происходят из средне-верхневолжских слоев (титон) Норвегии (Roberts et al., 2020). Находки, отнесенные к роду Colymbosaurus sp. также известны из средневолжского подъяруса России (Arkhangelsky et al., 2019). Из центральной России следует отметить находки *Spitrasaurus* sp. из глауконитовых слоев пограничных средне – верхневолжских отложений (Березин, Глухов, 2017). Мы считаем, что отнесение к этой группе видов *Pantosaurus striatus* и *Tatenectes laramiensis* из оксфорда Северной Америки (O'Keefe, Street, 2009; Benson, Bowdler, 2014) недостаточно обоснованно. В настоящее время *Tatenectes* и *Kimmerosaurus* (вероятно, временно) рассматриваются как близкие таксоны (Benson, Bowdler, 2014). Из готерива России известны находки *Abyssosaurus nataliae* – плезиозавр с выраженными педоморфными признаками и Abyssosaurus sp. (Березин, 2011; 2018; 2019).

Строение скелета Cryptoclididae показывает на их специализацию по добыче нектонных и бентосных головоногих моллюсков. Возможность плезиозавров питаться бентосом рассматривалась на примере динамики длинных шей Cryptoclididae (Noè et al., 2017). Вероятно, также как и современные крупные Cephalopoda, многие Ammonoidea и Coleoidea совершали суточные миграции, спускаясь в светлое время суток в глубокие и темные участки моря. В этой связи Colymbosaurinae во многом имеют синапоморфию с Cryptoclididae, но в строении черепа и органов движения у них произошли существенные изменения в сторону адаптации к кормлению бентосными орга-

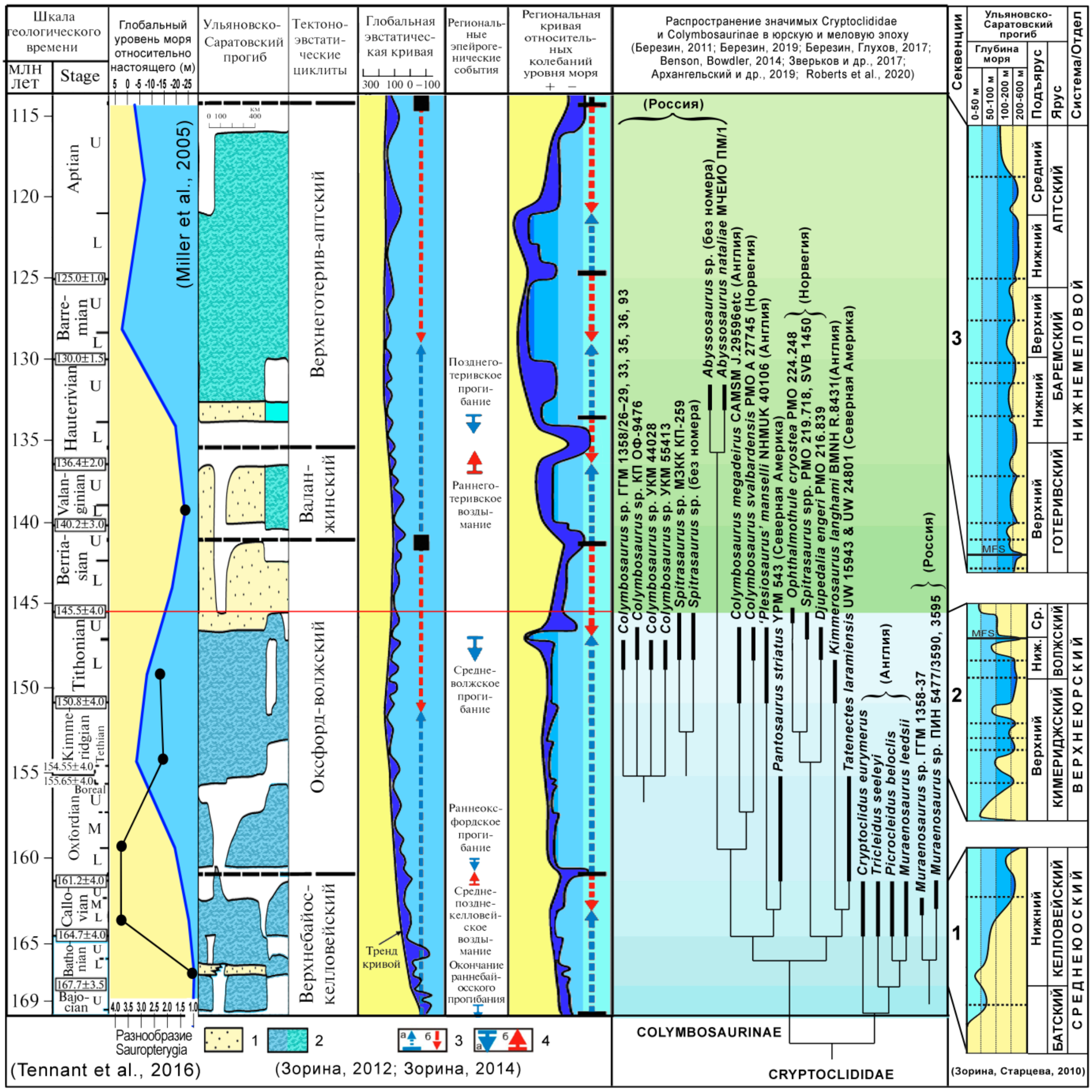


Рис. 1. Хроностратиграфические события глобального, регионального (Центр Русской платформы), местного (Ульяновско-Саратовский прогиб) значений, отражающие относительные колебания уровня моря с середины юры до конца раннего мела и эволюционное распространение плезиозавров Cryptoclididae в это время.

Обозначения: 1 – песок; 2 – юрские и меловые глины; 3 – эвстатические события: а – подъем, б – падение уровня моря; 4 – тектонические события; MFS – наибольшие глубины бассейна для данной секвенции (максимум трансгрессии).

низмами и освоения глубоководных участков моря (Березин, 2011; 2018; 2019). Эволюция криптоклидит шла по пути формирования легко сложенного высокого черепа с поставленными вперед глазами для улучшенного бинокулярного зрения. Такое строение достигалось вертикальной ориентацией затылочных костей и дорсовентральным удлинением скуловой кости (Березин, 2018; 2019). При этом кости висцерального черепа становились антеропостериально короче, а кости мозгового отдела выше. Поэтому закономерно, что для погружений в более темные морские глубины у Colymbosaurinae формируются крупные глазницы. Черепа с большими глазницами известны у раннемеловых *Abyssosaurus nataliae* (Березин, 2018, 2019) и *Ophthalmothule cryostea* (Roberts et al., 2020). Признаки увеличения глазниц отмечены и в строении костей у некоторых юрских Colymbosaurinae (Березин, 2019).

В изменениях аппендикулярного скелета Colymbosaurinae произошло значительное удлинение шеи за счет увеличения числа шейных позвонков от 42 до 60. Для управления такой шеей изменился грудной пояс, лопатки стали крупными относительно коракоида, а их дорсальные отростки уменьшились и переместились больше вперед. Последнее, также связано с изменившейся локомоцией – преимущественно подводный «полет» типичных Cryptoclididae поменялся на гребки характерные для дайверских навыков ныряльщиков у Colymbosaurinae (Березин, 2019). Это отразилось на морфологии передних и задних конечностей и их пропорциях. Диафизы плечевой кости стали более массивными и тяжелыми создавая своеобразный балласт для погружений. Мышечное соединение плечевой кости с коротким оттянутым вперед дорсальным отростком лопатки позволяло передней конечности совершать бо́льшую амплитуду горизонтальных движений. Задние конечности увеличились в размере и стали равными или несколько длиннее передних. Их бедренные кости удлинились в диафизной части и стали дистально массивнее (Березин, 2019). Экспериментальное моделирование локомоции плезиозавров показало, что гребки преимущественно вдоль тела большими задними конечностями приводят к зависанию и погружению тела животного (Liu et al., 2015). Одним из важных отличительных признаков Colymbosaurinae от типичных Cryptoclididae стало постеродистальное расширение на проподиальных костях и добавление подравных постаксиальных костей в эпиподиальном ряду (Березин, 2019). За счет большей асимметрии конечностей увеличился эффект гребли направленной на погружение и удержание тела в наклонном положении во время кормления у дна моря. Для улучшения качеств «руля» передних конечностей лучевая кость стала антеро-постериально длиннее, а также сформировался передний дополнительный ряд оссификации. У *Abyssosaurus* антериальные дополнительные косточки органично встроены в эпиподиальные ряды. Это позволило расширить и сместить вперед лопасть передних конечностей. У *Ciyptoclidus* лопасть передней конечности также расширена за счет передней оссификации, но проксидистально удлиненный передний край лучевой кости сформировал изогнутую назад конечность. Такое строение напоминает изогнутые ласты черепах, с хорошей гидродинамикой подводного «полета».

В реконструкциях миграций плезиозавров (Arkhangelsky et al., 2019; Roberts et al., 2020), на наш взгляд, важен анализ хроностратиграфических событий глобального, регионального и местного уровней, позволяющий сопоставить колебания уровня моря с расселением Colymbosaurinae. Период крупного эвстатического цикла, начался ростом уровня моря в позднем байосе. С максимальной глубиной в середине кимериджского века и последующим устойчивым падением, особенно интенсивным в позднем титоне – раннем берриасе (Miller et al., 2005; Зорина, 2012; 2014) (рис.1). Рост биоразнообразия Sauropterygia пришелся на период трансгрессии моря в келловее и в начале оксфорда, затем последовал спад в период максимума и начавшейся регрессии моря (Tennant et al., 2016). С келловейским периодом также связано развитие и распространение западноевропейских типичных Cryptoclididae, известных также из отложений эстуариев рек Аргентины (Gasparini, Spalletti, 1993). Региональная батиметрическая кривая демонстрирует плавное углубление Русского моря-пролива в бате – среднем келловее, от береговой линии до середины верхней батиали (250 м). В конце раннего келловея максимальная глубина на северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба достигла 300 м (Зорина, Старцева, 2010). Из отложений нижнего и среднего келловея Русской платформы известны находки Cryptoclididae (Зверьков и др., 2017). В начале оксфордского периода отмечен сильный спад морских глубин Русского моря-пролива (рис. 1), что стало отражением глобальных эвстатических событий, повлиявших на вымирание типичных Cryptoclididae.

Новый оксфорд-волжский тектоно-эвстатический цикл был достаточно длительным с частыми колебаниями уровня Русского моря-пролива с преобладающими глубинами 100–200 м (рис. 1). Оксфордские Cryptoclididae известны только из Кубы *Vinialesaurus caroli* (Gasparini et al., 2002), Чили (Otero et al., 2020) и Северной Америки *T. laramiensis и P. striatus*. На рубеже раннего – средневолжского времени в Русском море-проливе отмечается наибольшая глубина 300 м. Вероятно, в это время через Печерский пролив в южном направлении распространяются арктические Colymbosaurinae. Затем с началом фазы Dorsoplanites panderi происходит обмеление бассейна до глубины 80–100 м, а в конце волжского века и начала мелового периода глубина бассейна уменьшается до 50 м (Зорина, Старцева, 2010). Обмеление и замкнутость Русского моря-пролива в фазы Virgatites virgatus и Epivirgatites nikitini отразилось на уменьшении размеров позднеюрских Colymbosaurinae (Arkhangelsky et al., 2019). В это время известны небольшие плезиозавры схожие с арктическим родом *Spitrasaurus* (Березин, Глухов, 2017). Однако в высоких широтах в конце юры и в начале раннемелового времени не отмечено измельчание форм Colymbosaurinae. В начале берриаса происходит глобальное понижение уровня бореальных морей, а в начале готеривского века – полное обмеление Русского моря-пролива, приведшее к очередному значительному вымиранию Cryptoclididae.

Исследование новых находок Cryptoclididae из верхнеготеривских отложений России, показало необычную для плезиозавров адаптацию к глубоководным условиям в результате педоморфоза (неотении) видов рода *Abyssosaurus* (Березин, 2011; 2018; 2019). В позднеготеривскую фазу Speetoniceras versicolor Русское море-пролив трансгрессивно углубилось до верхней батиальной зоны (350 м) (Зорина, Старцева, 2010) (рис. 1). Через открывшийся коридор Печерского пролива вновь с севера на юг проникают глубоководные формы Colymbosaurinae.

Особенности строения скелета Colymbosaurinae позволяют реконструировать жизненную форму плезиозавров – бентофагов способных быстро погружаться и подолгу барражировать над донными осадками в поисках пищи (Березин, 2019). Рассмотренные хроностратиграфические события позволяют проследить в средненеволжском и верхнеготеривском времени углубление бореальных морей до верхней батиальной зоны (300–350 м), что способствовало распространению Colymbosaurinae с севера через Печерский пролив в Русское море-пролив. Распространение и адаптации длинношейных Elasmosauridae в Русском море-проливе, также могут быть связаны со значительным углублением морского бассейна в ранней и поздней эпохах мелового периода. Для некоторых позднемеловых Elasmosauridae отмечается неспецифичное для группы кормление бентосными организмами (McHenry et al., 2005).

ЛИТЕРАТУРА

Березин А.Ю. Новый плезиозавр семейства Aristonectidae из раннего мела центра Русской платформы // Палеонтол. журн. 2011. № 6. С. 51–61.

Березин А.Ю., Глухов М.С. Новые данные о юрских плезиозаврах подсемейства Colymbosaurinae европейской части России // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Москва: ГИН РАН, 2017. С. 13–16.

Березин А.Ю. Краниология плезиозавра *Abyssosaurus nataliae* Berezin (Sauropterygia, Plesiosauria) из нижнего мела Центра Русской платформы // Палеонтол. журн. 2018. № 3. С. 105–118.

Березин А.Ю. Морфофункциональные особенности плезиозавра *Abyssosaurus nataliae* (Plesiosauridea: Plesiosauria) в связи с адаптацией к глубоководному образу жизни // Научные труды Государственного природного заповедника "Присурский". Чебоксары, 2019. Т. 34. С. 56–70.

Зверьков Н.Г., Шмаков А.С., Архангельский М.С. Юрские морские рептилии Москвы и Подмосковья // Юрские отложения юга Московской синеклизы и их фауна. М.: ГЕОС, 2017. С. 230–263. (Тр. ГИН; вып. 615).

Зорина С.О. Среднеюрские нижнемеловые тектоно-эвстатические циклиты Востока Русской плиты // ДАН. 2012. Т. 444. № 6. С. 631–631.

Зорина С.О. Седиментационный режим и аккомодационное пространство в средней юре – раннем мелу на востоке Русской плиты // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 10. С. 1509–1520.

Зорина С.О., Старцева Г.Н. Биофации бентосных фораминифер, палеобатиметрия и секвенс-стратиграфия среднеюрских–нижнемеловых отложений востока Русской плиты (район Татарско-Шатрашанской скважины 1, Республика Татарстан) // Литосфера. 2010. № 4. С. 81–93.

Arkhangelsky M.S., Zverkov N.G., Rogov M.A. et al. Colymbosaurines from the Upper Jurassic of European Russia and their implication for palaeobiogeography of marine reptiles // Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments. 2019. P. 1–22.

Benson R.B.J., Bowdler T. Anatomy of Colymbosaurus megadeirus (Reptilia, Plesiosauria) from the Kimmeridge Clay Formation of the UK, and high diversity among Late Jurassic plesiosauroids // J. Vertebr. Paleontol. 2014. V. 34. No 5. P. 1053–1071.

Gasparini Z., Bardet N., Iturralde-Vinent M. Un nuevo plesiosaurio criptoclidido del Oxfordiense (Jurasico superior) de Cuba // Geobios. 2002. V. 2. No 35. P. 201–211.

Gasparini Z., Spalletti L. First Callovian Plesiosaurus from the Neuquén Basin, Argentina // Ameghiniana. 1993. V. 30. No 3. P. 245–254.

Liu S., Smith A.S., Gu Y. et al. Computer simulations imply forelimb-dominated underwater flight in plesiosaurs // PLoS computational biology. 2015. V. 11. No 12: e1004605.

McHenry C., Cook A.G., Wroe S. Bottom-feeding plesiosaurs // Science. 2005. V. 310. No 5745. P. 75.

Miller K.G., Kominz M.A., Browning J.V. et al. The Phanerozoic Record of Global Sea-Level Change // Science. 2005. V. 310 (5752). P. 1293–1298.

Noè L.F., Taylor M.A., Gómez-Pérez M. An integrated approach to understanding the role of the long neck in plesiosaurs // Acta Palaeontol. Pol. 2017. V. 62. No 1. P. 137–162.

O'Keefe F.R., Street H.P. Osteology of the cryptocleidoid plesiosaur Tatenectes laramiensis, with comments on the taxonomic status of the Cimoliasauridae // J. Vertebr. Paleontol. 2009. V. 29. No 1. P. 48–57.

Otero R.A., Alarcón-Muñoz J., Soto-Acuña S. et al. Cryptoclidid plesiosaurs (Sauropterygia, Plesiosauria) from the Upper Jurassic of the Atacama Desert // J. Vertebr. Paleontol. 2020. V. 40. No 1: e1764573.

Roberts A.J., Druckenmiller P.S., Cordonnier B. et al. A new plesiosaurian from the Jurassic–Cretaceous transitional interval of the Slottsmøya Member (Volgian), with insights into the cranial anatomy of cryptoclidids using computed tomography // PeerJ. 2020. V. 8: e8652.

Tennant J.P., Mannion P.D., Upchurch P. Sea level regulated tetrapod diversity dynamics through the Jurassic–Cretaceous interval // Nat. Commun. 2016. V. 7. P. 1–11.

УДК 550.8.053 (553.98)

ГЕНЕРАЦИОННЫЙ ПОТЕНЦИАЛ ВЕРХНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

М.А. Большакова[1], Е.Ю. Макарова[1], И.В. Кувинов[1], П.Г. Зотова[1],
Н.В. Пронина[1], Е.В. Козлова[2], А.Ю. Бычков[1]

[1]МГУ Геологический факультет, Москва, m.bolshakova@oilmsu.ru; e.makarova@oilmsu.ru
[2]Сколковский институт науки и технологий (Сколтех), Москва

Данная работа посвящена лабораторному моделированию процесса генерации углеводородных соединений образцами верхнеюрских (J3v) катагенетически непреобразованных пород, содержащих высококонцентрированное органическое вещество морского генезиса из двух бассейнов Северной Евразии (Западно-Сибирский и Тимано-Печорский).

Ключевые слова: горючие сланцы, акватермолиз, генерация нефти и газа.

GENERATION POTENTIAL OF UPPER JURASSIC SEDIMENTS OF NORTHERN EURASIA

M.A. Bolshakova[1], E.Yu. Makarova[1], I.V. Kuvinov[1], P.G. Zotova[1],
N.V. Pronina[1], E.V. Kozlova[2], A.Yu. Bychkov[1]

[1]Faculty of Geology MSU, Moscow, m.bolshakova@oilmsu.ru; e.makarova@oilmsu.ru
[2]The Skolkovo Institute of Science and Technology (Skoltech), Moscow

We trace the process of hydrocarbon compounds generation by samples of Upper Jurassic (J3v) immature organic-rich rocks of marine genesis from two basins of Northern Eurasia (West Siberia and Timan-Pechora).

Key words: oil shale, aquathermolysis, hydrocarbon generation.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-23

Исследуемые образцы отобраны из толщ, накапливавшихся в волжском веке юрского периода (J_3v) в Западно-Сибирском и Тимано-Печорском бассейнах в морских восстановительных обстановках:

- породы баженовской свиты Западной Сибири (TOC-21,22%; Tмах-425˚С, HI-802 мгУВ/гTOC) – из скважины с глубины ~ 3 км, пробуренной во Фроловской мегавпадине.
- горючие сланцы, отобранные из обнажения в долине реки Айюва Косью-Роговской впадины Тимано-Печоры (TOC-17,91%; Tмах-412˚С; HI-593 мгУВ/гTOC).

Породы имеют низкую степень катагенетической преобразованности.

Для оценки генерационного потенциала этих пород использовался акватермолиз (Liang et al., 2015)

Контроль за степенью преобразованности исходного органического вещества осуществлялся с использованием открытого пиролиза (HAWK) и углепетрографических исследований (QD1302 – CraicTechnologies). Для сгенерированных газа и «нефти» проводилась газовая хроматография (Clarus 500, PerkinElmer).

В начале образцы измельчались до фракции 2 мм.

Навеска (20 г) породы помещалась в автоклавы и заливалась дистиллированной водой в соотношении 1:3. Автоклав герметично закрывался (вакуумирование не проводилось), затем помещался в печь и выдерживался при температуре 300◦С (Гордадзе, 2012).

Отбор продуктов генерации и породы (для проведения промежуточного открытого пиролиза) производился по схеме (Санникова, 2019): через 3ч-3ч-6ч-12ч-24ч-24ч-48ч-48ч-48ч (9 точек отбора проб) двумя способами (табл. 1):

1) на «холодную» – автоклав вынимается, охлаждается закаливанием, отбирается сгенерированный газ с помощью предусмотренных в конструкции автоклава капилляров для проведения газовой хроматографии; после открытия водонефтяная эмульсия (ВНЭ) сливается в пробирку, производится отбор порошка для проведения открытого пиролиза. Схема позволяет рассчитать и учесть объем выделившегося газа;

2) на «горячую» – отбор ВНЭ производится через капилляры, с привлечением процесса конденсации; затем отбирается твердая фаза, газовая фаза не собирается.

Табл. 1

Генерация углеводородных соединений образцом горючего сланца
при разных условиях отбора продуктов генерации

Название образца	Дробление	Вид отбора	Навеска, грамм	Время выдержки, дней	Генерация	
					Жидкие УВ, % от навески	ΣУВ, % от навески
горючий сланец	*порошок*	на горячую	19,9860	9	2,66	2,66
	порошок	на холодную	20,0806	9	0,13	4,96

Синтезированные УВ («сланцевая нефть») экстрагировались из ВНЭ гексаном, отделялись от воды и доводились до воздушно-сухого состояния. Затем производился расчет количества сгенерированной «нефти» на единицу массы породы и ОВ.

Кроме того, сделан расчет удельной генерации УВ на единицу площади (табл. 2).

Табл. 2

Удельная генерация углеводородных соединений при разных схемахпроведения эксперимента

Название образца	Дробление	Вид отбора	Мощность, м	Плотность, г/см^3	Удельная генерация; млн т/ км^2	
					Жидкие УВ	ΣУВ
горючий сланец	*порошок*	на горячую	50	2	2,7	2,7
	порошок	на холодную	50	2	0,1	5,0
карбонатно-кремнистые породы баженовской свиты	*кусок*	на горячую	30	2,3	2,3	2,6
	порошок	на холодную	30	2,3	0,5	1,1

Таким образом, лабораторное моделирование процессов генерации углеводородных соединений позволило продемонстрировать высокий генерационный потенциал исследованных позднеюрских пород Северной Евразии. Показано влияние на результат используемых схем эксперимента.

Выявлены различия в генерации УВ породами из разных бассейнов. Принципиальная разница между ними отчетливо становится видна на построенных кумулятивных гистограммах сгенерированных углеводородных соединений (рис. 1).

Суммарно за 9 дней эксперимента, образец горючего сланца, залегающий вблизи поверхности, из Тимано-Печорского бассейна сгенерировал больше углеводородов, чем породы Западно-Сибирского бассейна. Термальное воздействие на Тимано-Печорские верхнеюрские породы может позволить извлечь до 2,7 млн. т/км^2 синтетических УВ (табл. 2), что делает перспективным вовлечение их в освоение с последующей

Рис. 1. Гистограммы распределения выхода синтезированных УВ.

переработкой УВ сырья как в пластовых условиях, так и после добычи открытым способом. Однако, доля отданой именно «сланцевой нефти» превалирует в продуктах синтеза, полученных при акватермолизе баженовской свиты Западной Сибири.

Итоговые результаты могут быть использованы также для реконструкции кинетических спектров деструкции керогена, необходимых для построения геолого-геохимических бассейновых моделей.

ЛИТЕРАТУРА

Гордадзе Г.Н., Гируц М.В., Кошелев В.Н. Органическая геохимия углеводородов. М.: РГУ нефти и газа имени Губкина, 2012. 303 с.

Кувинов И.В., Макарова Е.Ю., Большакова М.А., Бычков А.Ю. Некоторые особенности генерации УВ при гидропиролизе // Инновации в геологии, геофизике и географии-2019: Материалы международной молодежной научно-практической конференции. Севастополь, 3–6 июля, 2019 г. Москва: «Перо», 2019.

Санникова И.А. Геолого-геохимические условия формирования нефтегазоносностидоманиковых отложений Тимано-Печорского бассейна: дис. … канд. геол.-минерал. наук. МГУ, Москва, 2019. 181 с.

Liang M. et al. Hydrous pyrolysis of different kerogen types of source rock at high temperature-bulk results and biomarkers // J. Petrol. Sci. Eng. 2015. V. 125. P. 209–217.

УДК: 561.42.47:763.1(571.54/55)

РОЛЬ ХВОЙНЫХ В ФОРМИРОВАНИИ РАННЕМЕЛОВЫХ УГЛЕЙ ЗАБАЙКАЛЬСКОГО КРАЯ (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ, РОССИЯ)

Е.В. Бугдаева, В.С. Маркевич

Федеральный Научный Центр Биоразнообразия наземной биоты Восточной Азии ДВО РАН,
Владивосток, bugdaeva@biosoil.ru

Выявлены таксоны хвойных растений-углеобразователей из раннемеловых углей Забайкальского края (Восточная Сибирь, Россия). Эти растения относятся к семействам Pinaceae, Taxodiaceae, Miroviaceae, Cheirolepidiaceae, Podozamitaceae.

Ключевые слова: раннемеловая флора, растения-углеобразователи, нижнемеловые угленосные отложения, Забайкалье.

ROLE OF CONIFERS IN THE FORMATION OF THE EARLY CRETACEOUS COALS OF THE TRANSBAIKALIAN REGION (EASTERN SIBERIA, RUSSIA)

E.V. Bugdaeva, V.S. Markevich

Federal Scientific Center of the East Asia Terrestrial Biodiversity, FEB RAS, Vladivostok, bugdaeva@biosoil.ru

The coniferous taxa of the coal-forming plants were revealed from the Early Cretaceous coals of the Transbaikalian Region (Eastern Siberia, Russia). These plants belong to the Pinaceae, Taxodiaceae, Miroviaceae, Cheirolepidiaceae, Podozamitaceae.

Key words: Early Cretaceous flora, coal-forming plants, Lower Cretaceous coal-bearing deposits, Transbaikalia.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-26

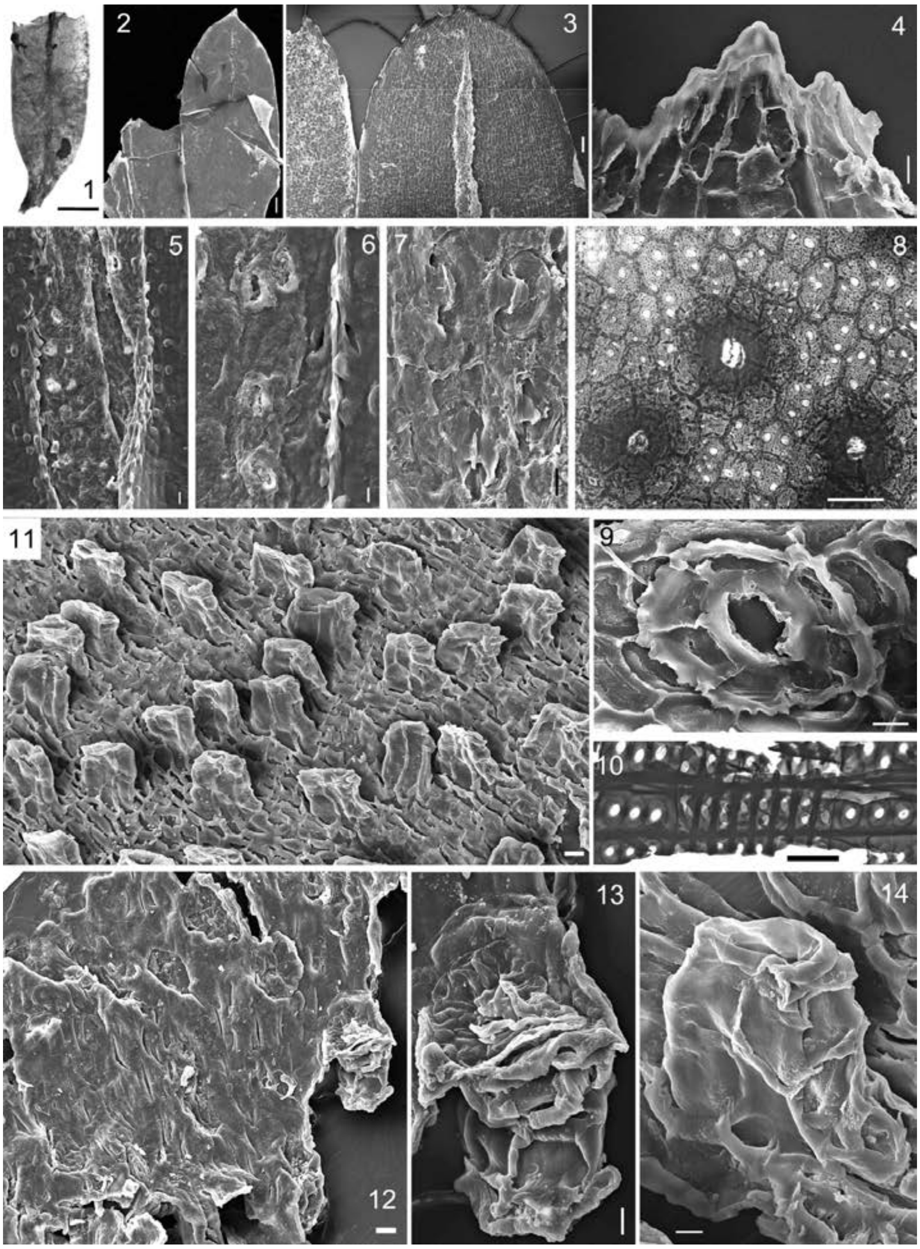
Нами изучены нижнемеловые угленосные отложения Тугнуйской, Тарбагатайской, Бадинской, Читино-Ингодинской, Чикойской, Букачачинской и Тургино-Харанорской впадин Забайкальского края. Были отобраны пробы угля из каждого пласта, обработанные по стандартной методике. Из получившегося мацерата отбирались кусочки дисперсных кутикул, затем из них изготавливались постоянные препараты для изучения в световом микроскопе Axioscop 40 с цифровой камерой Axiocam HRc и на сканирующем электронном микроскопе EVO 40 фирмы Carl Zeiss. Определялась таксономическая принадлежность мезофоссилий, таким образом, выявлялись растения-углеобразователи. Палинологический анализ как кластических слоев, так и углей, позволял выяснить растительность бассейна, в котором происходило формирование болотных растительных сообществ.

Во флоре тугнуйской свиты Тугнуйской впадины преобладали папоротники, умальтолепидиевые (*Pseudotorellia* sp.) и сближаемые с Pinaceae. Многочисленны ксилемные элементы Pinaceae.

Во флоре кутинской свиты Тарбагатайской впадины преобладали гинкговые и лептостробовые, меньшее значение имели хвойные (*Pagiophyllum* sp., *Pityophyllum* sp.1) и беннеттиты (фототабл. I, фиг. 8–9).

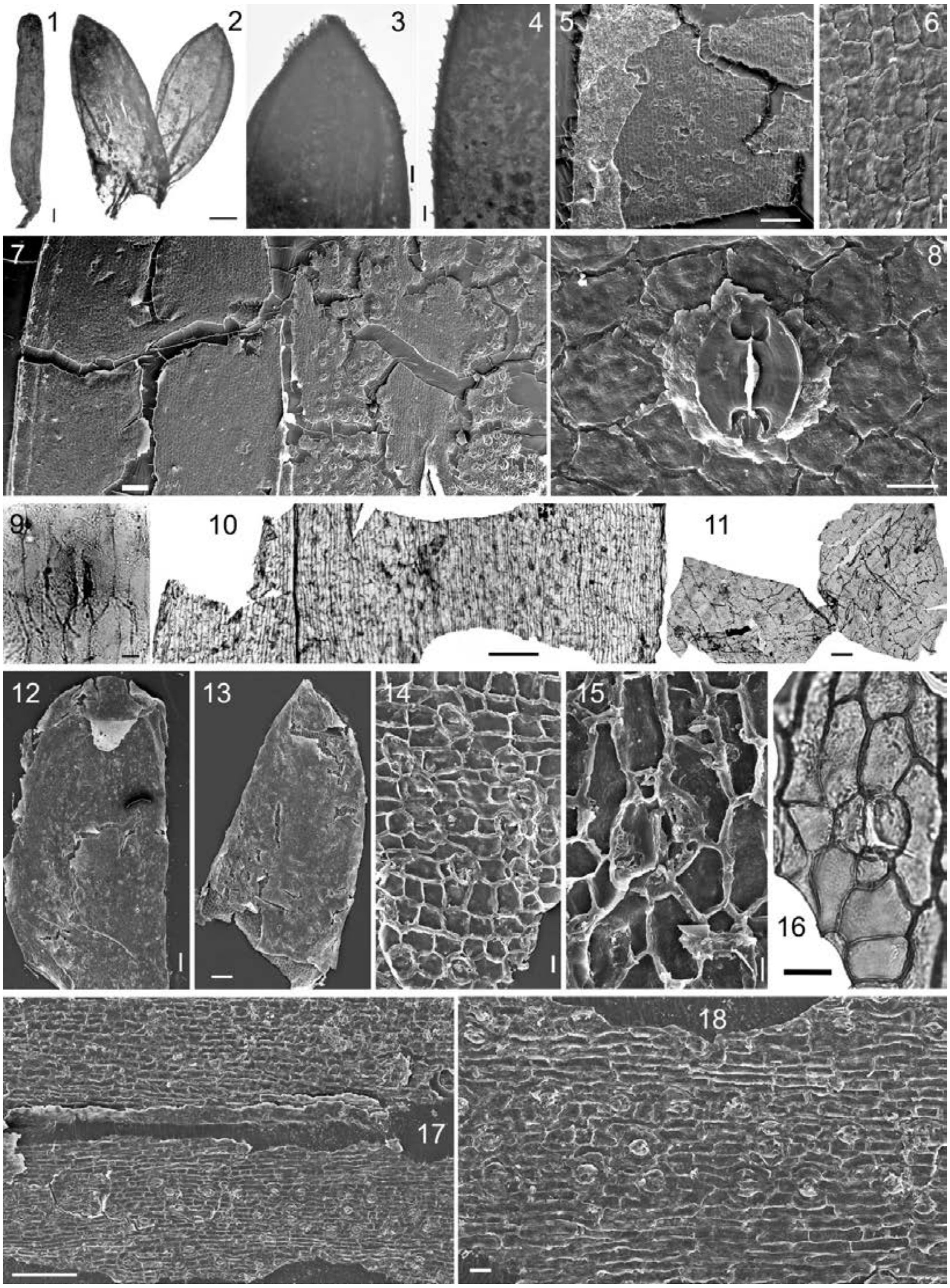
Угли тигнинской свиты Халяртинского месторождения Бадинской впадины сложены в основном хвойными *Arctopitys* sp. A, *Tarphyderma* sp. (фототабл. I, фиг. 1–7, 11–14).

Из углей Черновского и Татауровского месторождений Читино-Ингодинской впадины выявлены многочисленные гинкговые и лептостробовые, редкие хвойные представлены *Elatides* cf. *zhoui* Shi, Leslie, Herendeen, Ichinnorov, Takahashi, Knopf et Crane, *Pagiophyllum* sp. Хвойные также представлены фрагментами древесины сближаемых с Pinaceae (фототабл. I, фиг. 10).



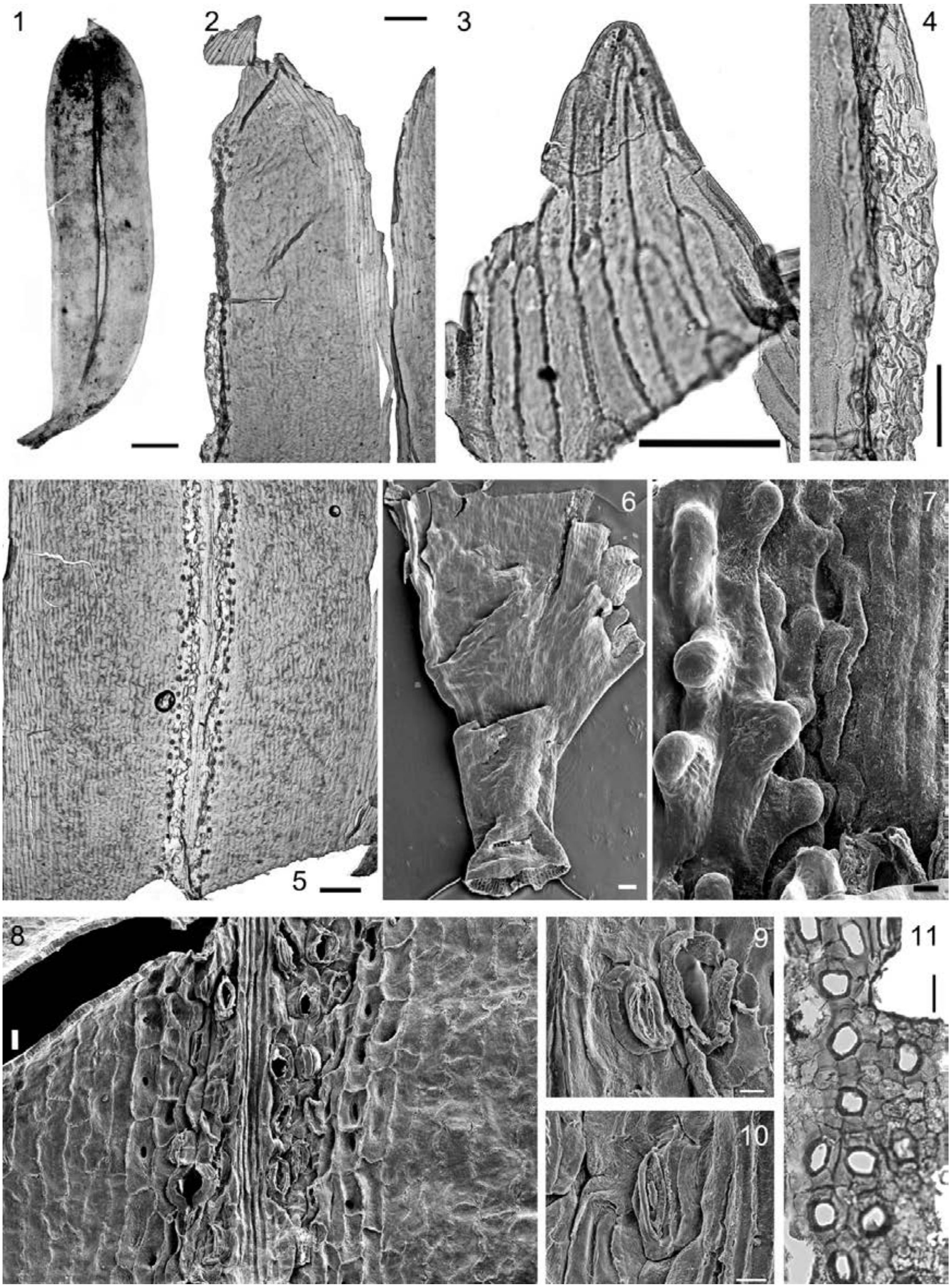
Фототаблица I. Раннемеловые хвойные растения-углеобразователи Забайкальского края, Россия.

Фиг. 1–7. *Arctopytis* sp., Халяртинское месторождение угля, тигнинская свита, нижний мел, Бадинская впадина: 1 – нижняя половина листа с черешком, видна продольная срединная бороздка (СМ), линейка 1 мм; 2 – верхняя половина листа, нижняя и верхняя кутикулы, видна продольная срединная бороздка (СЭМ), линейка 200 мкм; 3 – внутренняя поверхность нижней кутикулы листа (СЭМ), линейка 100 мкм; 4 – верхушка листа (СЭМ), линейка 20 мкм; 5 – срединная бороздка листа, видны входы в устьица и округлые папиллы возле края бороздки, (СЭМ), линейка 20 мкм; 6 – вход в устьица, вид снаружи, (СЭМ), линейка 10 мкм; 7 – устьица, вид изнутри, (СЭМ), линейка 10 мкм. Фиг. 8–9. *Pagiophyllum* sp., Тигнинское месторождение угля, кутинская свита, нижний мел, Тарбагатайская впадина: 8 – (СМ) линейка 50 мкм; 9 – (СЭМ), линейка 10 мкм. 10. Древесина сближаемых с Pinaceae (СМ), Татауровское месторождение угля, тигнинская свита, нижний мел, Читино-Ингодинская впадина, линейка 50 мкм. Фиг. 11–14. *Tarphyderma* sp., (СЭМ), Халяртинское месторождение угля, тигнинская свита, нижний мел, Бадинская впадина: 11 – поверхность листа с супрастоматальными камерами, вид изнутри, линейка 20 мкм; 12 – поверхность листа, вид снаружи, справа видна супрастоматальная камера, вид сбоку, линейка 20 мкм; 13 – эта же камера более крупно, виден вход в устьице, линейка 10 мкм; 14 – супрастоматальная камера с замыкающими клетками, вид изнутри, линейка 10 мкм.



Фототаблица II. Раннемеловые хвойные растения-углеобразователи тургинской свиты Букачачинской впадины Забайкальского края, Россия.

Фиг. 1–8. *Elatides asiatica* (Yokoyama) Krassilov: 1 – лист с верхней части побега, линейка 1 мм; 2 – два листа с нижней части побега, линейка 0,5 мм; 3 – опушение листьев в верхушечной части, линейка 0,1 мм; 4 – краевые зубчики листа, линейка 0,1 мм; 5 – фрагмент листа с устьичной полосой, зубчиками по краю листа, (СЭМ), линейка 200 мкм; 6 – верхняя кутикула, вид изнутри, (СЭМ), линейка 20 мкм; 7 – часть листа с двумя устьичными полосами, вид изнутри, (СЭМ), линейка 200 мкм; 8 – устьице, вид изнутри, (СЭМ), линейка 20 мкм. Фиг. 9–10. *Pityophyllum* sp. (СМ): 9 – устьице, линейка 20 мкм; 10 – развертка листа, справа нижняя кутикула с двумя устьичными полосами, линейка 200 мкм. Фиг. 11. *Podozamites* sp. (СМ), линейка 50 мкм. Фиг. 12–16. *Farndalea* sp.: 12–13 – верхушки листьев (СЭМ), линейки 200 мкм; 14 – устьичная полоса, вид изнутри (СЭМ), линейка 20 мкм; 15 – устьице, вид изнутри (СЭМ), линейка 10 мкм; 16 – устьице (СМ), линейка 50 мкм. Фиг. 17–18 – Miroviaceae sp. indet. (СЭМ), линейка 200 мкм и 30 мкм.



Фототаблица III. Раннемеловые хвойные растения-углеобразователи кутинской свиты Тургино-Харанорской впадины Забайкальского края, Россия.

Фиг. 1–10. *Holkopytis* sp. A: 1 – целый лист со срединной бороздкой (СМ), линейка 1 мм; 2 – фрагмент листа с верхушкой, со срединной бороздкой на нижней кутикуле, видна часть верхней кутикулы (СМ), линейка 200 мкм; 3 – верхушка листа (СМ), линейка 100 мкм; 4 – часть срединной бороздки с устьицами (СМ), линейка 50 мкм; 5 – часть нижней кутикулы со срединной бороздкой (СМ), линейка 200 мкм; 6 – нижняя часть листа (СЭМ), линейка 100 мкм; 7 – край бороздки листа с папиллами, вид снаружи (СЭМ), линейка 10; 8 – часть нижней кутикулы со срединной бороздкой, в которой находятся устьица, вид изнутри (СЭМ), линейка 20 мкм; 9–10 – устьица, вид изнутри (СЭМ), линейка 10 мкм. Фиг. 11 – *Elatides* cf. *zhoui* Shi, Leslie, Herendeen, Ichinnorov, Takahashi, Knopf et Crane, устьичная полоса (СМ), линейка 50 мкм.

Углеобразователями Зашуланского и Красночикойского месторождений Чикойской впадины являлись низшие растения, папоротники, умальтолепидиевые. Остатков хвойных в углях не обнаружено.

Из углей тургинской свиты Букачачинской впадины нами выявлены наряду с умальтолепидиевыми, также многочисленные *Elatides asiatica* (Yokoyama) Krassilov, *Pityophyllum* sp. 1, *Pagiophyllum* sp., *Farndalea* sp., *Podozamites* sp., Miroviaceae sp. indet. (фототабл. II, фиг. 1–16).

Основными углеобразователями кутинской свиты Тургино-Харанорской впадины являются беннеттиты и умальтолепидиевые, а также хвойные *Elatides* sp. A, *E.* cf. *zhoui*, *Holkopitys* sp. A, *Pagiophyllum* sp. (фототабл. III, фиг. 1–11).

Таким образом, в формировании углей принимали участие остатки хвойных Pinaceae, Taxodiaceae, Miroviaceae, Cheirolepidiaceae, Podozamitaceae. В отличие от гинкгофитов, которые доминировали в заболоченных обстановках, они малочисленны, но более разнообразны. В небольших межгорных котловинах значение хвойных в болотных сообществах возрастает, в обширных озерно-аллювиальных впадинах – снижается вплоть до полного исчезновения.

Особенно привлекает внимание *Elatides asiatica*, чьи побеги и листья найдены в углях Букачачинской впадины. Этими же растениями сложены одновозрастные угли (верхняя часть старосучанской свиты) Партизанского бассейна Южного Приморья (Бугдаева и др., 2014). Примечательно, что в местонахождении Кувшин этого же бассейна, где найдены первые покрытосеменные, также обнаружены побеги *Elatides asiatica* (Golovneva et al., 2018). Это может говорить о широком спектре обитания древних таксодиевых.

Наши исследования были поддержаны РФФИ (гранты №№ 19-04-00943, 20-04-00355). Авторы благодарны Н.Г. Ядрищенской, А.В. Куриленко, Ч.Д. Чимитову, С.В. Чикову, О.Д. Гильфановой, Н.П. Домре.

ЛИТЕРАТУРА

Бугдаева Е.В., Маркевич В.С., Волынец Е.Б. Растения-углеобразователи верхней части нижнемеловой старосучанской свиты (Партизанский бассейн, Южное Приморье) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. Вып. 3. С. 31–44.

Golovneva L., Alekseev P., Bugdaeva E., Volynets E. An angiosperm dominated herbaceous community from the early–middle Albian of Primorye, Far East of Russia // Fossil Imprint. 2018. V. 74. No 1–2. P. 165–178.

УДК 551.14

КОРРЕЛЯЦИЯ ВЕРХНЕЮРСКО-НИЖНЕМЕЛОВЫХ ЗОНАЛЬНЫХ СХЕМ ПО МИКРОФОССИЛИЯМ ДЛЯ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В.С. Вишневская

Геологический институт РАН, Москва, valentina.vishnaa@mail.ru

По радиоляриям предложена современная зональная схема для верхней юры–мела Западной Сибири: (1) зона Parvicingula antoshkinae–P. blowi, нижний подъярус–низы среднего подъяруса волжского яруса; (2) зона Parvicingula jonesi–P. excelsa, средний подъярус волжского яруса; (3) зона Parvicingula rotunda–P. alata, верхний подъярус волжского яруса; (4) зона Parvicingula khabakovi–Williriedellum salymicum, верхи верхнего подъяруса волжского яруса–рязанский ярус, и (5) слои с *Williriedellum*, берриас–валанжин (Vishnevskaya et al., 2020). Возраст всех зон подтвержден находками аммонитов. По известковым диноцистам в Западной Сибири прослежены верхнетитон-нижневаланжинские тетические зоны Stomiosphaerina proxima, Colomisphaera tenuis, C. fortis, C. conferta, Stomiosphaera wanneri. Предложена корреляция кальцисферовых зон с радиоляриевыми и зонами по аммонитам для Западно-Сибирского региона Азиатского сектора России, а также их соотношения с зональными подразделениями Австральной области.

Ключевые слова: радиолярии, известковые диноцисты, зоны, титон, берриас, волжский региоярус.

CORRELATION OF THE UPPER–LOWER CRETACEOUS ZONAL PATTERNS BY MICROFOSSILS FOR THE BAZHENOVO FORMATION OF WESTERN SIBERIA

V.S. Vishnevskaya

Geological Institute, RAS, Moscow, valentina.vishnaa@mail.ru

A modern zonal radiolarian scheme for the Upper Jurassic–Cretaceous of Western Siberia was proposed: (1) *Parvicingula antoshkinae – P. blowi* Zone, lower substage –bottom of the middle substage of the Volgian stage; (2) *Parvicingula jonesi – P. excelsa* Zone, middle substage of the Volgian stage; (3) *Parvicingula rotunda – P. alata* Zone, upper substage of the Volgian stage; (4) the *Parvicingula khabakovi – Williriedellum salymicum* Zone, the upper substage of the Volgian Stage – Ryazan Stage, and (5) the *Williriedellum* Beds, Berriasian – Valanginian (Vishnevskaya et al., 2020). The age of all zones is confirmed by the finds of ammonites. The Upper Tithonian – Lower Valanginian Tethyan calcareous dinocysts zones *Stomiosphaerina proxima, Colomisphaera tenuis, C. fortis, C. conferta, Stomiosphaera wanneri* were traced in Western Siberia. A correlation of calcispheric zones with radiolarian and ammonite zones for the West Siberian region of the Asian sector of Russia, as well as their relationship with the zonal subdivisions of the Australian region is proposed.

Key words: radiolarians, calcareous dinocysts, zones, Tithonian, Berriasian, Volgian regional stage.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-31

Впервые по радиоляриям предложена новая зональная схема для верхней юры–нижнего мела Западной Сибири (Вишневская и др., 2020). По разрезу Губкинской площади проведено стратиграфическое расчленение отложений по комплексу выделенных из пород радиолярий, отснятых в СЭМ (рис. 1), и установлено 4 зоны и слои в интервале нижний подъярус волжского яруса–нижний валанжин.

Нижняя радиоляриевая зона Parvicingula antoshkinae–Parvicingula blowi (низы среднего подъяруса волжского яруса – нижний титон) установлена в кремнисто-карбонатном интервале низов баженовской свиты (Вишневская и др., 2020). В ее состав входят *Praeconocaryomma hexagonata* (Rust), *Emiluvia lowercoonensis polaris* Kiessling, *Acaeniotylopsis nordvikensis* Bragin, *Acanthocircus meyerhofforum* Hull, *A. yaoi* Yang, *A. minispineus* Yang, *Orbiculiforma* cf. *teres* Hull, *Napora* aff. *cruda* Yang, *N.* cf. *lomoalta* Hull, *Parvicingula excelsa* Pessagno et Blome, *P. santabarbarensis* Pessagno, *P. blowi* Pessagno, *P. turrita* (Rust), *P. papulata* Kozlova et Vishnevskaya.

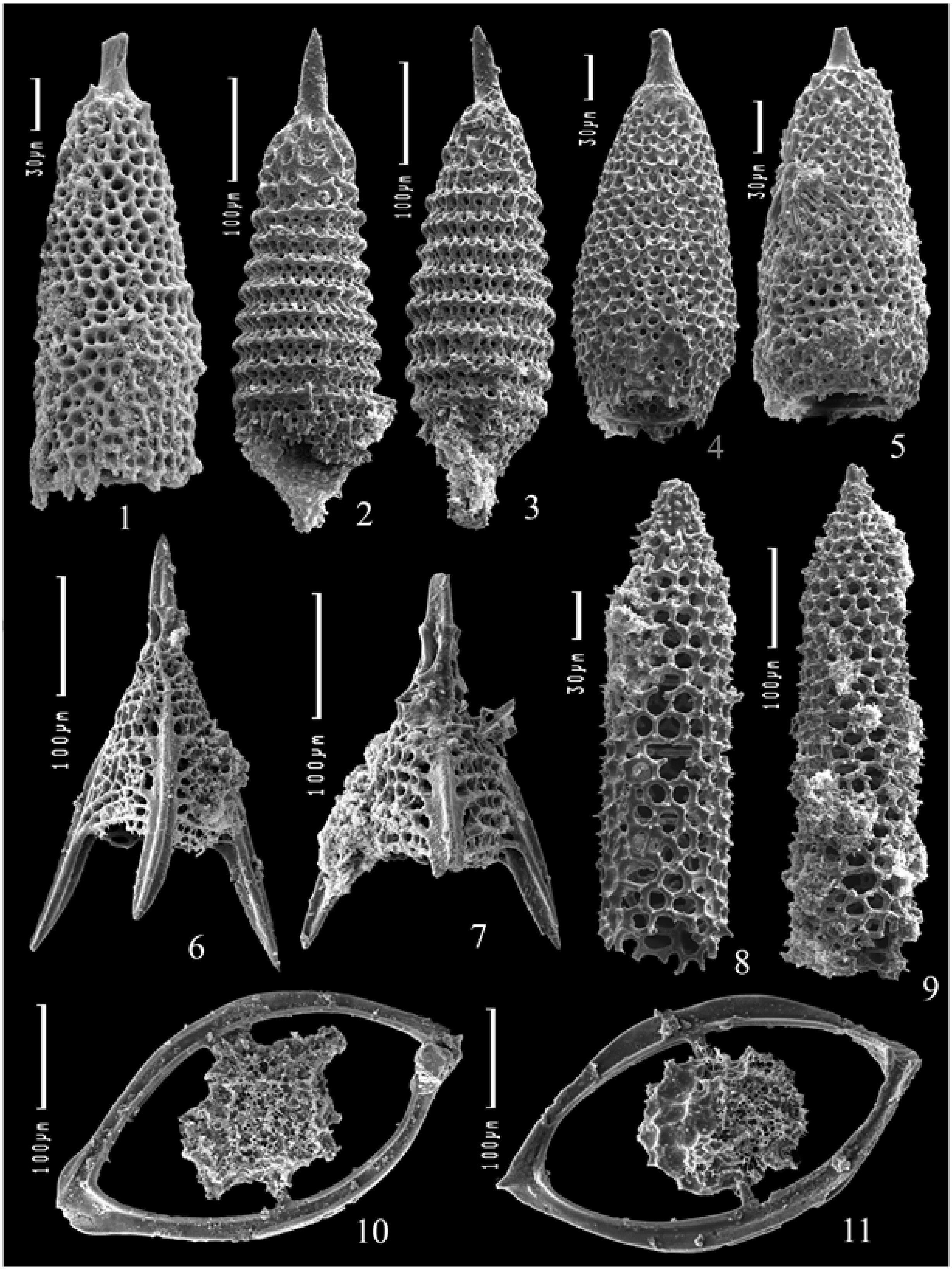


Рис. 1. Позднеюрские (ранневолжские) радиолярии Ямала

1 – глубина 3352,90 м, 2–11 – 3354,60 м. 1. *Parvicingula gorda* Hull. 2. *P. jonesi* Pessagno s.l. 3. *P. blowi* Pessagno. 4. *P. deadhorsensis* Pessagno, Blome et Hull. 5. *P.* cf. *gorda* Hull. 6. *Napora* aff. *cruda* Yang. 7. *N.* cf. *lomoalta* Hull. 8, 9. *Triversus* cf. *fastigatus* Hull. 10. *Acanthocircus* aff. *meyerhofforum* Hull. 11. *A.* cf. *meyerhofforum* Hull.

Вышележащая зона Parvicingula jonesi–P. excelsa (средний подъярус волжского яруса – средний титон) установлена в толще глинисто-кремнистых пород – радиоляритов. Радиоляриевая ассоциация представлена преимущественно насселляриями. По числу экземпляров в комплексе доминируют представители рода *Parvicingula* (более 75%). Отмечается особое разнообразие видов высококонических форм рода *Parvicingula*, среди которых *Parvicingula colemani* Pessagno, *P. corona* Hull, *P. excelsa* Pessagno et Blome, *P. santabarbarensis* Pessagno, *P. projecta* Kiessling и др. (Вишневская и др., 2020).

Зона Parvicingula rotunda–P. alata (верхний подъярус волжского яруса – верхний титон, возможно, включая низы берриаса) установлена в баженовской свите в толще карбонатно-кремнистых пород – радиоляритов. Радиоляриевая ассоциация представлена преимущественно насселляриями, но здесь на смену высококоническим формам приходят средне и даже низкоконические *Parvicingula alata* Kozlova et Vishnevskaya, *P. rotunda* Hull, *P. whalenae* Hull и др. (Вишневская и др., 2020).

Зона Parvicingula khabakovi – Williriedellum salymicum (берриас) и слои Williriedellum (берриас–валанжин) установлены в верхах карбонатного разреза баженовской свиты. В верхних слоях радиоляриевая ассоциация представлена преимущественно сфероидными насселляриями, среди которых доминирует род *Williriedellum*, продолжают встречаться единичные экземпляры *Parvicingula* (Вишневская и др., 2020). Возраст зон подтверждается находками аммонитов (Панченко и др., 2021).

В последние годы, появились новые данные по кальцисферам (Kietzmann, Scasso, 2020; Vennari, Pujana, 2017; Vishnevskaya, 2017). На территории России кальцисферовые известняки встречены в баженовской свите Западной Сибири у границы юры и мела и в берриасе – валанжине (Вишневская и др., 2020). Поскольку корреляция верхнеюрских–нижнемеловых тетических и тихоокеанских, в том числе бореальных радиоляритов весьма затруднена (Kiessling, 1999; Kietzmann, Scasso, 2020; Vishnevskaya, 2017), на помощь могут быть привлечены кальцисферовые известняки, которые получили название по имени кальцисфер – одноклеточных известковых микрофоссилий, имеющих преимущественно сферическую оболочку. В конце прошлого столетия была установлена их таксономическая принадлежность к известковым динофлагеллятам (Reháková, 2000). Известковые диноцисты мезозоя, благодаря высокой устойчивости к диагенетическим изменениям и широкому палеогеографическому распространению, являются хорошими биостратиграфическими маркерами для верхней юры – нижнего мела (Ivanova, Kietzmann, 2017; Kietzmann, Scasso, 2020), и бесценны для межрегиональных корреляций на большие расстояния (Вишневская, 2020а). По кальцисферам корреляция титона–берриаса Бореальной области Западной Сибири возможна с одновозрастными осадками Перитетиса, Аргентины и Антарктиды.

По известковым диноцистам в Западной Сибири прослежены верхнетитон-нижневаланжинские тетические зоны Stomiosphaerina proxima, Colomisphaera tenuis, C. fortis, C. conferta, Stomiosphaera wanneri (Вишневская, 2017, 2018; Vishnevskaya et al., 2019). Предложена корреляция кальцисферовых зон с радиоляриевыми и зон по аммонитам для Западно-Сибирского региона Азиатского сектора России, а также их соотношения с зональными подразделениями Австральной (Нотальной) области (Вишневская, 2020б).

Так, зона Stomiosphaerina proxima Антарктиды скоррелирована с Substeueroceras koeneni аммонитовой зоной Анд, а также самой верхней подзоной 4α и зоной 5 радиоляриевой шкалы Северной Америки, указывающих на возраст самый поздний титон и ранний берриас (Kiessling, 1999). В Западной Сибири к зоне Stomiosphaerina proxima могут быть отнесены низы зоны Parvicingula khabakovi–Williriedellum salymicum.

Известно, что граница юры–мела в Тетисе (Reháková, 2000) отмечена доминирование мелких форм *Calpionella alpina*. Уже начало распространения *C. alpina* указывает на берриасскую стадию. Единичная находка *Calpionella*? sp., в основании радиоляриевой зоны P. khabakovi – W. salymicum (скоррелированной с аммонитовой зоной Chetaites chetae и Ch. sibiricus баженовской свиты Западной Сибири (Панченко и др., 2021; Vishnevskaya, 2017), подтверждают берриасский возраст радиоляриевой зоны P. khabakovi–Williriedellum salymicum. На этот же факт указывают находки кальцисфер *Stomiosphaera ? alpina* Leisnerch в радиоляриевой зоне P. khabakovi–W. salymicum (берриас) и слоях с *Williriedellum* (берриас–валанжин).

Ниже зоны proxima в Западной Сибири выделяется зона совместного распространения Colomisphaera tenuis – C. fortis, которая в антарктических и западноевропейских схемах отвечает двум зонам tenuis и fortis, скоррелированным с подзоной 4α радиоляриевой шкалы Северной Америки и Антарктиды (возраст – средний–поздний титон (Kiessling, 1999).

Кроме того, предполагается, что титон-берриасские известковые диноцисты Colomisphaera tenuis производили цисту подобно современным Caracomia arctica, которые предпочитают относительно холодные и полярные воды (Kietzmann, Scasso, 2020). Таким образом, они могли обитать и в холодноводной Бореальной области.

Выше зоны proxima в Западной Сибири, как и в Тетисе, и в Нотальной области, выделяются зоны wanneri и conferta, скоррелированные с зоной 5 радиоляриевой шкалы Северной Америки, указывающие на берриасский возраст (Kiessling, 1999).

Самая верхняя кальцисферовая зона Западной Сибири vogleri (валанжин) хорошо сопоставляется с одноименной зоной Тетиса, а в Антарктиде этот интервал отсутствует.

Таким образом, космополитический характер мезозойских кальцисфер переходного интервала от юры к мелу доказывает свою значимость для межрегиональных корреляций. Практически все биособытия, которые определяют биозоны, изначально предложенные для Тетиса, были задокументированы как для Тетиса (Южного, Западного, северной окраины Гондваны, Карибской провинции), так и для бореальной области.

Следовательно, в отличие от биполярного или тихоокеанского и средиземноморского распространения юрско-раннемеловых радиолярий, глобальное распространение одного и того же типа позднеюрско-раннемеловых кальцисфер демонстрирует космополитный характер, позволяющий межрегиональную корреляцию на большие расстояния не только для Тетиса, но и Бореальной области.

Это глобальное распространение позднеюрско-раннемеловых кальцисфер демонстрирует возможность проводить прямые межрегиональные корреляции на большие расстояния не только для Тетиса, но и Бореальной области.

Выделенные биостратоны по микрофоссилиям прослежены по площади и дана их корреляция с ифразональной шкалой по макрофауне (Панченко и др., 2021).

ЛИТЕРАТУРА

Вишневская В.С. Корреляция верхнеюрских зональных схем бореальной и тетической областей по радиоляриям и известковым диноцистам // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Седьмое Всерос. совещ. Москва: ГИН РАН, 2017. С. 17–19.

Вишневская В.С. Юрско-меловые “кальцисфериды” России и методы их исследования // Экзолит-2018. Литогенез: стадийность, процессы и диагностика / Под ред. Ю.В. Ростовцевой. Москва: МАКС Пресс, 2018. С. 17–19.

Вишневская В. С. Биогеография позднеюрско-раннемеловых кальцисфер и межрегиональные стратиграфические корреляции // Материалы LXV сес. Палеонтол. об-ва при РАН. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2020а. С.35–37.

Вишневская В. С. Парагенез радиоляритов и кальцисферовых известняков (верхняя юра–нижний мел) // Фундаментальные проблемы изучения вулканогенно-осадочных, терригенных и карбонатных комплексов. Материалы Всерос. литологического совещ., посвященного памяти А.Г. Коссовской и И.В. Хворовой. М.: ГЕОС, 2020б. С. 17–22.

Вишневская В.С., Амон Э.О., Гатовский Ю.А. Радиоляриевая биостратиграфия баженовского горизонта (верхняя юра–нижний мел) Западной Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 6. С. 105–124. DOI: 10.31857/S0869592X20060101

Панченко И.В., Соболев И.Д., Рогов М.А., Латышев А.В. Вулканические туфы и туффиты в пограничных отложениях юры и мела (волжский–рязанский ярусы) Западной Сибири // Литология и полезные ископаемые. 2021. № 2. С. 144–183.

Ivanova D.K., Kietzmann D.A. Calcareous dinoflagellate cysts from the tithonian–valanginian Vaca Muerta Formation in the southern mendoza area of the Neuquen Basin, Argentina. // J. S. Am. Earth Sci. 2017. V. 77. P. 150–169.

Kietzmann D.A., Scasso R. A. Jurassic to Cretaceous (upper Kimmeridgian–?lower Berriasian) calcispheres from high palaeolatitudes on the Antarctic Peninsula: Local stratigraphic significance and correlations across Southern Gondwana margin and the Tethyan realm // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2020. 537. doi.org/10.1016/j.palaeo.2019.109419

Kiessling W. Late Jurassic Radiolarians from the Antarctic Peninsula // Micropaleontology. Spec. Issue. 1999. V. 45. No 1. P. 1–96.

Reháková D. Calcareous dinoflagellate and calpionellid bioevents versus sea-level fluctuations recorded in the west Carpathian (Late–Jurassic/Early Cretaceous) pelagic environments // Geol. Carpathica. 2000. V. 51. No 4. P. 229–243.

Vennari V.V., Pujana I. Finding of two new radiolarian associations calibrated with ammonoids in the Vaca Muerta Formation (Late Jurassic–Early Cretaceous), Neuquen Basin, Argentina // J. S. Am. Earth Sci. 2017. V. 75. P. 35–50.

Vishnevskaya V.S. The Jurassic–Cretaceous boundary in Boreal Russia: radiolarian and calcareous dinoflagellate potential biomarkers // Geol. Quarterly. 2017. V. 61. No 3. P. 641–654.

Vishnevskaya V.S., Ovechkina M.N., Ustinova M.A. Biostratigraphy and Paleogeography of the Bazhenovo Formation (Upper Jurassic and Lower Cretaceous) Based on Radiolarians, Nannoplankton and Calcareous Dinocysts // Paleontol. J. 2019. V. 53. No 9. P. 916–921.

Vishnevskaya V.S., Amon E.O., Gatovsky Yu.A. Radiolarian Biostratigraphy of the Bazhenovo Horizon (Upper Jurassic–Lower Cretaceous) of Western Siberia // Stratigr. Geol. Correl. 2020. V. 28. No 6. P. 665–683. DOI: 10.1134/S0869593820060106

УДК 551.763. 3

СОПОСТАВЛЕНИЕ КОМПЛЕКСОВ НАННОПЛАНКТОНА, ПЛАНКТОННЫХ ФОРАМИНИФЕР И МАКРОФАУНЫ В РАЗРЕЗАХ ВОСТОЧНОЙ ГРУЗИИ

Т.Т. Гавтадзе[1], Х.Э. Микадзе[2], З.М. Чхаидзе[1]

[1]Институт геологий им. Александре Джанелидзе, Тбилисского государственного университета им. И. Джавахишвили, Тбилиси, Грузия, tamaragavtadze@yahoo.com
[2]Национальный музей Грузии, Институт Палеобиологии, Тбилиси, Грузия, xatmikadze@yahoo.com

Изучение известкового наннопланктона и планктонных фораминифер из разрезов складчатой системы Южного Склона Большего Кавказа и восточной части Аджаро-Триалетской зоны (складчатая система Малого Кавказа) дало возможность разработать зональную схему по этим группам фоссилий, с помощью которой осуществляется достаточно надежная корреляция разнофациальных отложений верхнего мела изученной территории. В результате разработаны схемы зонального расчленения верхнего мела Грузии по известковому наннопланктону и планктонным фораминиферам, которые увязаны с данными по макрофауне.

Ключевые слова: Аджаро-Триалетская зона, Южный Кавказ, планктонные фораминиферы, Малый Кавказ.

CORRELATION OF THE ASSEMBLAGES OF NANNOPLANKTON, PLANKTONIC FORAMINIFERS, AND MACROFAUNA IN SECTIONS OF EASTERN GEORGIA

T.T. Gavtadze[1], K.E. Mikadze[2], Z.M. Chkhaidze[1]

[1]Alexandre Janelidze Institute of Geology of I. Javakhishvili Tbilisi State University, Tbilisi, Georgia, tamaragavtadze@yahoo.com
[2]Georgian National Museum, Institute of Paleobiology, Niagvris 4, Tbilisi 0108, Georgia, xatmikadze@yahoo.com

The study of calcareous nannoplankton and planktonic foraminifers in the sections of the folded system of the Southern Slope of the Greater Caucasus and the eastern part of the Adjara-Trialeti zone (fold system of the Lesser Caucasus) made it possible to develop the zonal scheme. With the help of the which completely reliable correlation of the different facies deposits of the Upper Cretaceous of the study area is carried out. Thus, the creation of a unified stratigraphic scale for the dissection of the Upper Cretaceous of Georgia was ensured.

Key words: Adjaro-Trialeti zone, Southern Caucasus, planktonic foraminifers, Lesser Caucasus.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-36

Верхнемеловые и смежные с ними отложения Южного Склона Большего Кавказа и складчатой системы Малого Кавказа крайне неравномерно охарактеризованы комплексами ископаемой фауны и флоры. В удаленных друг от друга местонахождениях комплексов ископаемых организмов, найденных на разных стратиграфических уровнях мощных серий отложений, обеспечивает лишь условное определение стратиграфического диапазона отдельных свит. В лучшем случае, здесь можно говорить о наличии фаунистического комплекса той или иной зоны, определение же точного объема каждой из этих зон не удается. Тем не менее, даже такие данные представляют собой ценный материал для исследователя, так как позволяют понять соотношение комплексов ископаемых органических остатков.

Нами были детально изучены известковый наннопланктон и планктонные фораминиферы из разрезов складчатой системы Южного Склона Большего Каквза и восточной части Аджаро-Триалетской зоны складчатой системы Малого Кавказа (рис. 1, 2). Выяснено соотношение как, между комплексами наннопланктона и микрофораминифер, так и с комплексами других групп ископаемых организмов. Исследования микрофораминифер и наннопланктона в основном осуществлялись из одних и тех же образцов. Полученные результаты позволили разработать схему зонального расчленения верхнего мела Грузии по фораминиферам (Robaszynski, Caron, 1995; Coccioni, Premoli, 2015; Kopaevich, 2019) и проследить подразделения стандартных наннопланктонных шкал Сиссинга и Перк-Нильсена (Sissingh, 1977; Perch-Nielsen, 1985). Исключением является интервал верхнего кампана и маастрихта восточной части Аджаро-Триалетской зоны складчатой системы Малого Кавказа, где последовательность комплексов наннофоссилий более сходна с последовательностью зон шкалы Доевена (Doeven, 1983).

I - Складчатая (складчато-покровная) система Большого Кавказа (Кавкасиони). I_1 -зона Главного хребта: I_1^1 - подзона центрального воздымания (кристаллического ядра), I_1^2 -подзона восточного погружения (веерообразно-складчатая); I_2 -Казбегско-Лагодехская зона (складчато-чешуйчатая); I_3 -Местийско-Тианетская зона (складчато-покровная); I_3^1 - Шовско-Пасанаурская подзона (складчато-чешуйчатая), I_3^2 - Жинвальско-Гомборская подзона (аллохтонная); $I4$ - Чхалтинско-Лайлинская зона (складчато-чешуйчатая), I_4^1 - Чхалтинская подзона (моноклинально-чешуйчатая). I_4^2 - Лайлинская подзона (чешуйчато-антиклинорная); I_5 - Гагрско-Джавская (складчатая) зона: I_5^1 - подзона складчатой порфиритовой юры, I_5^2 -Амзара-Мухурская подзона (краевых дислокаций); I_5^3 - Западно-Абхазская подзона погружения; I_5^4 -Рачинская подзона погружения; I_6 -Новороссийско-Туапсинская зона - (складчато-чешуйчатая).

II - Закавказская межгорная область. II_1 -Западная молассовая зона погружения (Рионская межгорная впадина). Блоки (цифры в кружках): 1-Гудаутский; 2-Самурзаканский; 3-Очамчирско-Кулевский; 4-Одишский; 5–Абашский; II_2 - Центральная зона воздымания: II_2^1 - Дзирульская подзона (выступ доюрского кристаллического основания), II_2^2 - Окрибско-Хреитская подзона (складчатого мезозойско-кайнозойского чехла). Блоки: 1–Асхский; 2-Окрибский; 3-Шаорский; 4-Хреитский; II_3 - Восточная молассовая зона погружения (Куринская межгорная впадина): II_3^1 - Картлийская молассовая подзона. Блоки: 1-Мухранско-Тирифонский; 2-Базалетский; II_3^2 -Гарекахетинская молассовая подзона (сорванных молассовых покровов); II_3^3 - Алазанская наложенная молассовая подзона.

Рис. 1. Тектоническое районирование Аджаро-Триалетской зоны.

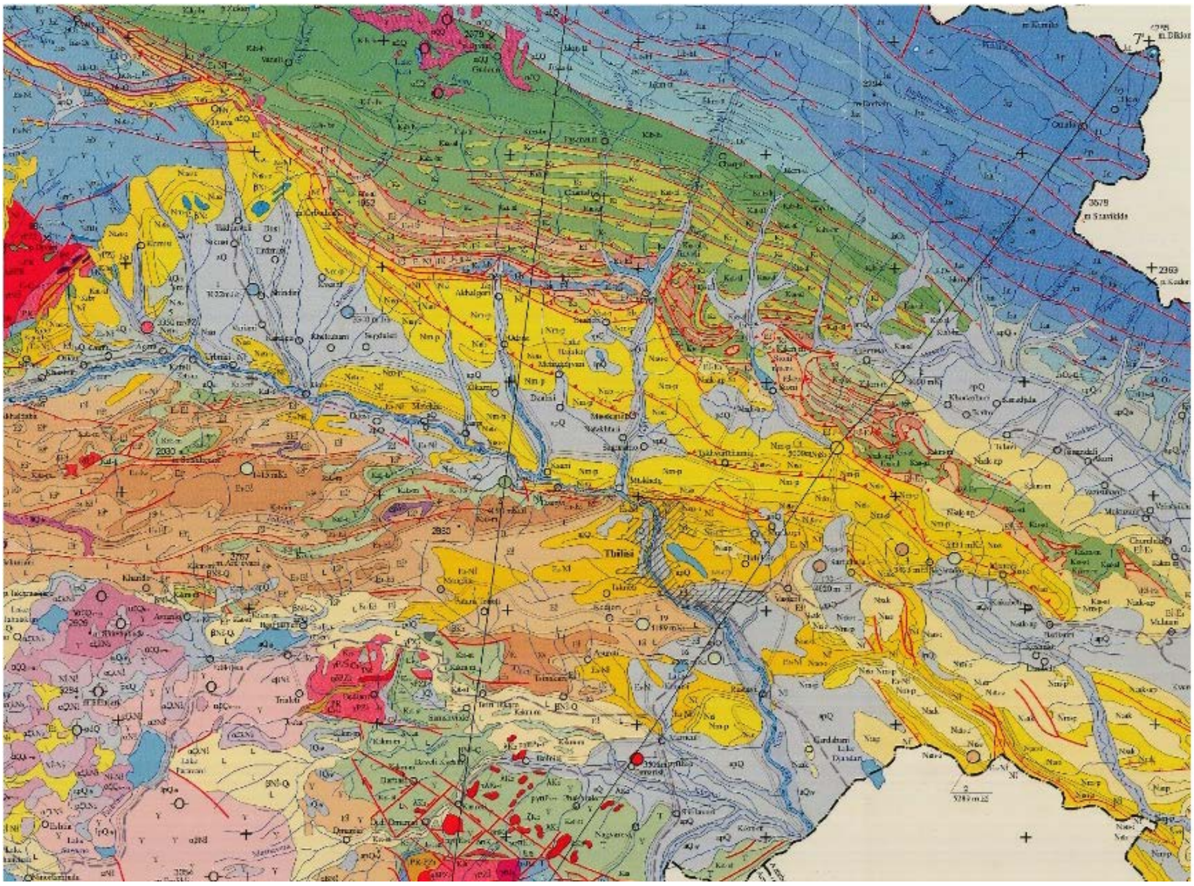


Рис. 2. Геологическая карта изученной территории.

Сопоставление комплексов планктонных фораминифер (ПФ) и наннопланктона (НП) показало, что их границы в отложениях верхнего мела Грузии в большинстве случаев не совпадают, что обусловлено, видимо, асинхронностью эволюционного развития планктонных фораминифер и наннопланктона.

В нижнем сеномане, в осадках укугмартской свиты Местиа-Тианетской зоны Южного Склона Большего Каквказа по НП установлена верхняя часть зоны Eiffellithus turriseiffelii (CC9), а по ПФ-зона Rotalipora appenninica. Однако, верхняя граница последней проходит внутри следующей НП-зоны Microrhabdulus decoratus (CC10), соответствующий верхнему сеноману. В низах укугмартской свиты были найдены нижнесеноманские иноцерамы – *Inoceramus crippsi*, *I.* cf. *cuneiformis* и белемниты *Neohibolites ultimus* (Гамбашидзе, 1979), что позволяет сопоставить с ними среднюю часть НП-зоны Eiffellithus turriseiffelii (CC9) и нижнюю часть ПФ-зоны Rotalipora appenninica. Верхнюю границу следующей ПФ-зоны Rotalipora cushmani, из-за крайне редкой встречаемости в верхних слоях средней части ананурской свиты, условно проводим по верхней границе НП зоны Microrhabdulus decoratus (CC10).

Верхняя часть ПФ-зоны Whiteinella archaeocretacea и зона Praeglobotruncana helvetica установлены в нижнем туроне и охватывают объем НП-зоны Quadrum gartnerii (CC11). Верхняя граница последней и ПФ-зоны Praeglobotruncana helvetica находятся в полном совпадении. Это первый уровень в верхнемеловом бассейне восточной Грузии, когда значительные изменения в комплексах обоих групп организмов произошли одновременно. В слоях верхнеананурской подсвиты отмечены раннетуронские виды *Inoceramus labiatus* и *Globotruncana inflata*, соответствующие НП-зоне Quadrum gartnerii (CC11) и верхней части ПФ-зоны Whiteinella archaeocretacea и зоне Praeglobotruncana helvetica.

Совподение верхних границ НП-зоны Quadrum gartnerii (CC11) и ПФ-зоны Praeglobotruncana helvetica, по всей вероятности, связана с трансгрессией позднего турона Грузии, совпадающий с эвстатической трансгрессией цикла UZA 3.1 (Haq et al., 1987). В Местиа-Тианетской зоне Южного Склона Большего Кавквза формирующаяся в это время маргалитисклдеская свита характеризуется довольно богатым комплексом как ПФ, так и наннофоссилий. В подошве НП-зоны Lucianorhabdus maleformis (CC12) и ПФ-зоны Marginotruncana pseudolinneiana – M. lapparenti происходит резкое обновление видового состава с превосходством тепло- и глубоководных форм. В объеме верхнетуронской НП-зоны Lucianorhabdus maleformis (CC12) и нижнеконьякской зоны Marthasterites furcatus (CC13) установлены три ПФ-зоны: Marginotruncana pseudolinneiana/M. lapparenti; Marginotruncana renzi и Marginotruncana sigali. Наблюдается синхронность верхних границ ПФ-зоны Marginotruncana sigali и НП-зоны Marthasterites furcatus (CC13). По-видимому, это обусловлено значительной сменой условий среды обитания на этом рубеже. В конце зоны CC13 количество наннофоссилий резко сокращается как в видовом, так и в количественном отношении. В разрезе маргалитисклдеской свиты Местиа-Тианетской зони Южного Склона Большего Кавквза появляются слои крупнозернистых песчаников, указывающие на обмеление моря. Период регресий, начавшийся в это время, совпадает с периодом эвстатической регрессии цикла UZA3.2. (Haq et al., 1987).

Осадконакопление пород эшмакисхевской свиты протекало в мелководном бассейне. Она начинается с НП-зоны Micula decussata (CC14) и закончивается с зоной Calculites ovalis (CC 19), что соответствует интервалу – верхний коняк–нижний кампан. По мелким фораминиферам в свите установлены ПФ-зоны Dicarinella concavata; Contusotruncana fornicata и Globotruncana arca. НП-зона Micula decussata (CC14) синхронна ПФ-зоне Dicarinella concavata и охватывает интервал верхный коняк–нижний сантон. На этом уровне определены *Inoceramus undulatoplicatus* (Гамбашидзе, 1979). В вышележащих слоях биостратиграфические подразделения, выделенные по фораминиферам соответствуют нескольким НП-зонам. ПФ-зона Contusotruncana fornicata соответствует НП-зонам Reinhardtites anthophorus (CC 15) и Lucianorhabdus cayeuxii (CC16), отвечающим среднему сантону и низам верхнего сантона. В позднесантонских породах была определена макрофауна *Belemnitella praecursor, Inoceramus lobatus* и *In. gamkrelidzei* (Гамбашидзе, 1979). ПФ-зона Globotruncana arca синхронна с НП-зонами Calculites obscures (CC17) и Broinsonia parca (CC18), соответствующих верхнему сантону и низам нижнего кампана. В отложениях нижнего кампана найдена макрофауна *Bolivinoides decorates*, *Inoceramus* ex gr. *balticus* (Гамбашидзе, 1979).

Соотношение биостратиграфических единиц планктонных фораминифер и наннофоссилий верхнего мела восточной части Аджаро-Триалетской зоны складчатой системы Малого Кавказа, до этого уровня, почти идентичны с таковыми Южного Склона Большего Кавквза.

Эшмакисхевская свита в разрезах Местия Тианетской зоны – Южного Склона Большего Кавказа выше сменяется свитой джорчи. Она охватывает НП-зоны: Ceratolithoides aculeus (CC20) Uniplanarius sissinghii (CC21), Uniplanarius trifidus (CC22), Tranolithus phacelosus (CC23), Reinhardtites levis (CC24) и нижнюю подзону зоны Arkhangelskiella cymbiformis (CC25a). ПФ в пределах этой свиты были обнаружены лишь на уровне НП-зон Ceratolithoides aculeus (CC20), Uniplanarius sissinghi (CC21) и Uniplanarius trifidus (CC22), принадлежащие комплексу с *Globotruncana ventricosa, Rugoglobigerina rugose* (средний и поздний кампан). В нижней части свиты установлены слои с *Bolivina incrassata* (Гамбашидзе, 1979), соответствующие, по-видимому, НП-зонам Ceratolithoides aculeus (CC20) и Uniplanarius sissinghi (CC21).

Верхняя часть верхнего мела Аджаро-Триалетской зоны складчатой системы Малого Кавказа представлена свитами цителкалаки и сасхори. В низах цителкалакской свиты установлены НП-зоны Сиссинга (Sissingh, 1977) Ceratolithoides aculeus (CC 20) и Uniplanarius sissinghii (CC 21), датированные средним кампаном. В соответствующих слоях установлена ПФ-зона Globotruncana ventricosa, верхняя граница которой проходит несколько ниже верхней границы НП-зоны Uniplanarius sissinghii (CC 21). Верхняя половина свиты соответствует нижней части зоны Uniplanarius trifidus по Доевену (Doeven, 1983). В этом интервале, по ПФ установлена зона Rugoglobigerina rugosa. Так как в отложениях первой половины маастрихта (и соответственно в низах сасхорской свиты) планктонные фораминиферы крайне редки, верхняя граница зоны Rugoglobigerina rugosa условно проведена на уровне границы кампана и маастрихта.

По НП сасхорская свита охватывает верхнюю часть зоны Uniplanarius trifidus и зон: Arkhangelskiella cymbiformis, Lithraphidites quadratus и Micula murus. По планктонным фораминиферам, в верхней части свиты сасхори, в пределах зон Lithraphidites quadratus и Micula murus выявлен комплекс зоны Globotruncana contusa.

Таким образом, изучение известкового наннопланктона и планктонных фораминифер из разрезов складчатой системы Южного Склона Большего Кавквза и восточной части Аджаро-Триалетской зоны (складчатая система Малого Кавказа) позволили разработать схемы зонального расчленения верхнего мела Грузии по наннопланктону и планктонным фораминиферам, которые обладают высокой стратиграфической разрешаемостью и опробованы во многих районах Мира. Это дает возможность осуществить вполне надежную корреляцию разнофациальных отложений верхнего мела изученной территории и тем самым, обеспечить создание единой стратиграфической шкалы расчленения верхнего мела Грузии.

ЛИТЕРАТУРА

Гамбашидзе Р.А. Стратиграфия верхнемеловых отложений Грузии и смежных с ней областей Азербайджана и Армении. Тбилиси: Мецниереба, 1979. 226 с.

Coccioni R., Premoli Silva I. Revised Upper Albian–Maastrichtian planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnetostratigraphy of the Classical Tethyan Gubbio section // Newsl. Stratigr. 2015. V. 48. No 1. P. 47–90.

Doeven P.H. Cretaceous nannofossil stratigraphy and paleoecology of the Canadian Atlantic Margin // Geol. Surv. Canada, Bull. 1983. V. 356. P. 1–70.

Haq B., Hardenbol J., Vail P. Chronology of Fluctuating Sea Levels Science the Triassic // Science. 1987. V. 235. P. 1156–1167.

Kopaevich L.F. Shell micropaleontology of the Late Cretaceous planktonic foraminifera and its value in modern taxonomy // Paleontol. J. 2019. V. 53. No 9. P. 32–36.

Perch-Nielsen K. Mesozoic calcareous Nannofossils // Plankton Stratigraphy. Cambridge: Cambridge University Press, 1985. P. 329–426.

Robaszynski F., Caron M. Foraminifères planctoniques du Crétacé // Commentaire de la zonation Europe–Mediterranée. Bull. Soc. Géol. France. 1995. V. 166. No 6. P. 681–692.

Sissingh W. Biostratigraphy of cretaceous calcareous Nannoplankton // Geologic Mijnbouw. 1977. 56. Den Haaq. P. 37–65.

УДК 561.5:551.763(571.6)

«ОШИБКА ГЕЕРА» И ИССЛЕДОВАНИЯ А.Н. КРИШТОФОВИЧА НА ВОСТОКЕ РОССИИ

А.Б. Герман[1], И.А. Стародубцева[2]

[1]Геологический институт РАН, Москва, alexeiherman@gmail.com
[2]Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского, Москва, iraidastar@mail.ru

В середине 19 века из-за недостатка российских палеоботаников большинство коллекций ископаемых растений из неморских отложений востока России обычно отсылали для изучения европейским специалистам. Известный швейцарский палеоботаник Освальд Геер, изучивший ископаемые растения из угленосных отложений Сахалина и Амурской области российского Дальнего Востока, посчитал из возраст третичным (миоценовым). Благодаря его исследованиям, долгое время преобладало мнение о том, что на востоке России нет меловых флор с древними покрытосеменными растениями. В начале 20 века А.Н. Криштофович изучил новые коллекции ископаемых растений из этих районов и доказал меловой возраст флороносных отложений. Он таким образом исправил «ошибку Геера» и показал, что в действительности на востоке России в мелу существовали ископаемые флоры с разнообразными покрытосеменными.

Ключевые слова: стратиграфия, возраст, ископаемые флоры, покрытосеменные, мел, миоцен, восток России.

«HEER'S MISTAKE» AND A.N. KRYSHTOFOVICH'S INVESTIGATIONS IN THE EAST RUSSIA

A.B. Herman[1], I.A. Starodubtseva[2]

[1]Geological Institute, RAS, Moscow, alexeiherman@gmail.com
[2]V.I. Vernadskii State Geological Museum, Moscow, iraidastar@mail.ru

In the mid-19th century, the majority of plant fossils from nonmarine deposits of East Russia were usually sent to European palaeobotanists due to a lack of Russian experts. A famous Swiss palaeobotanist Oswald Heer who studied plant fossils from coal-bearing deposits of Sakhalin Island and Amur Region of the Russian Far East suggested their Tertiary (Miocene) age. Due to his researches, an opinion that in East Russia there are no Cretaceous floras possessing early angiosperm plants has predominated for a long time. In early 20th century, Afrikan Kryshtofovich studied new fossil collections from these regions and proved the Cretaceous age of the plant-bearing beds. Thus he corrected the «Heer's mistake» and demonstrated that fossil floras with diverse angiosperms did exist in the Cretaceous of East Russia.

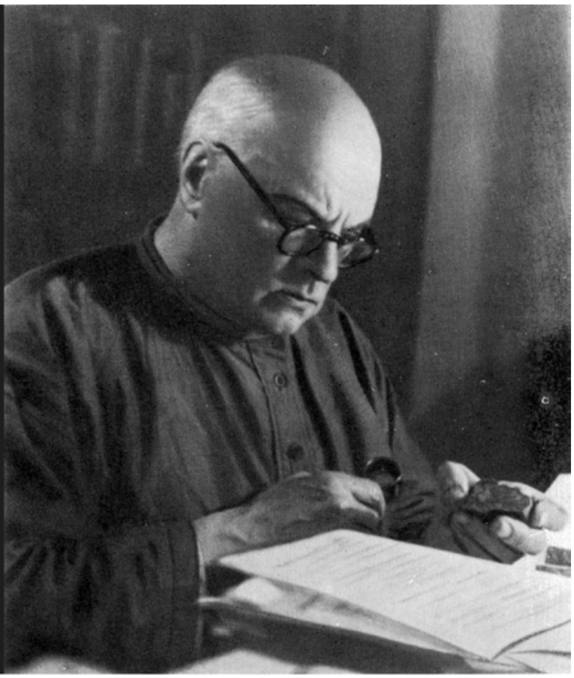
Key words: stratigraphy, age, fossil floras, angiosperms, Cretaceous, Miocene, East Russia.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-41

Более или менее планомерное изучение развитых в восточных регионах России континентальных и морских отложений и содержащихся в них палеонтологических остатков началось в середине 19 века. Из-за отсутствия квалифицированных российских палеоботаников коллекции ископаемых растений в это время посылали для исследования ведущим европейским специалистам. Собранные в середине 19 века экспедицией под руководством в Ф.Б. Шмидта из береговых обнажений возле пос. Мгачи (Мгач) на Сахалине растительные остатки были переданы для изучения известному швейцарскому палеоботанику, иностранному члену-корреспонденту Петербургской академии наук Освальду Гееру, который посчитал возраст изученного им флористического комплекса миоценовым (Heer, 1878a, 1878b). Первую коллекцию растительных остатков из цагаянских отложений, собранную в 1861 г. Ф.Б. Шмидтом на берегу р. Бурея, тоже изучил и описал О. Геер (Heer, 1878c), причем он определил возраст флоры также как миоценовый. Авторитет Геера был настолько велик, что долгие годы среди палеоботаников господствовало мнение, что на территории Российской империи, в особенности ее восточных и северо-восточных частях, меловых флор со значительным количеством и разнообразием покрытосеменных растений не было. Вероятно, именно под влиянием авторитета О. Геера его ученик российский палеоботаник И.Ф. Шмальгаузен, изучив ископаемую флору о-ва Новая Сибирь, собранную в 1886 г. арктической экспедицией А.А. Бунге и Э.В. Толля, посчитал ее третичной (миоценовой) (Schmalhausen, 1890).

Только в начале 20 века работами А.Н. Криштофовича были показаны ошибочность представлений Геера об «арктическом миоцене» и то, что на востоке Российской империи на самом деле широко развиты меловые флоры, богатые ископаемыми цветковыми растениями. В 1913 г. из Геолкома Криштофовичу была прислана коллекция растительных остатков, собранная А.Н. Винокуровым на правом берегу р. Кульденен-Темир (Кольден-Темир) на востоке Эмбенской области в Казахстане. Большую ее часть составляли характерные для мела покрытосеменные, прежде всего платанообразные. Изучив эту флору, Криштофович пришел к выводу о сходстве этих растений с таковыми из сеноманских перучских слоев Чехии и о том, что отложения, содержащие остатки этой флоры, имеют «несомненно сеноманский возраст» (Криштофович, 1914, с. 611).

Освальд Геер (1809-1883)



Африкан Николаевич Криштофович (1885-1953)

Так впервые было установлено присутствие позднемеловых покрытосеменных на территории Российской империи и положено начало их изучению. Позже, в 1917 г., Криштофович исправил «ошибку Геера» относительно возраста ископаемой флоры Сахалина, доказав, что в этом комплексе были смешаны разные по возрасту (меловые и миоценовые) растительные остатки, собранные из слоев, различных по своему стратиграфическому положению, и что на острове есть как кайнозойские, так и меловые флоры; позже среди флороносных отложений Сахалина были выделены меловые и третичные образования, разделявшиеся на несколько самостоятельных свит (Криштофович, 1937а).

Обнаружение Криштофовичем «ошибки Геера» в датировании флор Сахалина непосредственным образом сказалось на определении возраста ископаемых растений и такого удаленного от Сахалина района, как п-ов Аляска. Известный американский палеоботаник Артур Голлик, изучавший эти растения, писал об одном из них, *Nilssonia serotina* Heer (Hollick, 1930, p. 6): «Первоначально оно было описано Геером как третичное с острова Сахалин, и его открытие на Аляске вместе с несомненно меловой флорой вызывало в начале ее изучения определенную обеспокоенность. Однако в 1918 г. Криштофович опубликовал результаты своих исследований стратиграфических взаимоотношений флороносных слоев Сахалина и представил убедительные доказательства ошибки в выводах Геера о третичном возрасте *Nilssonia serotina*, включая и несомненно ее в Гиляцкой флоре, рассматриваемой как «среднемеловая»».

История с той же самой «ошибкой Геера» повторилась снова в отношении ископаемой флоры Цагаяна в Амурской области российского Дальнего Востока. Начав изучение этой богатой флоры в 1914 г., Криштофович пересмотрел ее возраст и датировал флороносные отложения Буреинского Цагаяна меловым возрастом. Как об этом писал сам Криштофович (1956, с. 42), «… самым замечательным событием было открытие меловой флоры с покрытосеменными растениями, ранее для нашей страны вовсе неизвестной. Если такие растения ранее и находились, то обычно их считали третичными (О. Геер), настолько был велик скептицизм в отношении присутствия верхнемеловых флор в России… Однако скептицизм относительно развития у нас меловых флор, основанный на выводах О. Геера, был разрушен только постепенно. Криштофович, работая в Цагаяне по р. Бурее в 1914 г., сначала держался традиционного взгляда… о третичном возрасте этой богатой флоры, и только работы советского периода разрушили эти неверные представления». Криштофович интерпретировал цагаянскую флору как заключительное звено в развитии меловых флор и относил ее к данию. Основываясь на публикации Шмальгаузена, сначала Криштофович (устно), а потом Т.Н. Байковская (1956) впервые предположили, что и ископаемая флора о. Новая Сибирь по возрасту тоже не миоценовая, а более древняя, позднемеловая. Таким образом, исправление Криштофовичем «ошибки Геера» и установление того, что на востоке России широко распространены меловые флоры с покрытосеменными растениями «…дало основной толчок для пересмотра наших представлений о стратиграфии угленосных меловых отложений Азии и исходных путях эволюции третичной флоры» (Криштофович, 1956, с. 67). Неудивительно поэтому, что Криштофович в своих исследованиях особое внимание уделял именно меловым флорам с покрытосеменными растениями из восточных и северных районов Азии. Так, помимо сахалинских и цагаянских, им были изучены и описаны содержащие остатки древних покрытосеменных флоры мелового возраста бассейнов рек Колыма и Анадырь, хребта Рарыткин, Пенжинской губы, Северной Камчатки и побережья Охотского моря (Криштофович, 1937б, 1938, 1958а, 1958б).

Исследование Криштофовичем мезозойских и кайнозойских флор востока и северо-востока Азии послужили краеугольным камнем для выдвижения им идеи о существовании в прошлом полихронных флор однообразного состава, широко распространявшихся на обширных территориях земного шара. Развивая эти идеи, Криштофович писал о необходимости выделять среди флор прошлого флоры полихронные и быстротечные и изучать их значение для эволюции растительности, выявлять климатические и фитогеографические зоны геологического прошлого, исследовать изменение мезозойской флоры под влиянием окружающей обстановки. Он не поддерживал мнение некоторых своих коллег о том, что «…развитие полихронных палеофитной, мезофитной и кайнофитной флор прерывалось климатическими депрессиями на земном шаре настолько повсеместно, что выяснение перехода одной флоры в другую оказывается почти невозможным…» (Криштофович, 1956, с. 91). Отмечая важную роль палеоботанических исследований для геологии, Криштофович в числе основных их задач считал «стратиграфическое расчленение на основе палеоботанических данных континентальных толщ, особенно в азиатской части Союза» (там же, с. 91).

Данная работа выполнена в рамках темы госзадания Геологического института РАН и поддержана грантом РФФИ № 19-05-00121.

ЛИТЕРАТУРА

Байковская Т.Н. Верхнемеловые флоры Северной Азии. М.–Л.: Изд-во АН СССР. 1956. С. 47–194 (Тр. Ботанич. ин-та АН СССР. Сер. 8. Палеоботаника. Вып. II).

Криштофович А.Н. Открытие остатков флоры покрытосеменных в меловых отложениях Уральской области // Изв. ИАН. 1914. Сер. 6. Т. 8. № 9. С. 603–612.

Криштофович А.Н. Меловая флора Сахалина: Мгач и Половинка // Тр. Дальневост. ф-ла АН СССР. Сер. геол. АН СССР: М.-Л. 1937а. Т. 2. 103 с.

Криштофович А.Н. О меловой флоре Охотского побережья и Северной Камчатки // Материалы по изучению Охотско-Колымского края. 1937б. Сер. 1. Вып. 5. С. 67–96.

Криштофович А.Н. Верхнемеловые растения бассейна р. Колымы // Гострест Дальстрой. Материалы по изучению Колымско-Индигирского края. 1938. Сер. 2. Геология и геоморфология. Вып. 15. С. 1–31.

Криштофович А.Н. История палеоботаники в СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 111 с.

Криштофович А.Н. Ископаемые флоры Пенжинской губы, оз. Тастах и хр. Рарыткин // Тр. Ботан. ин-та АН СССР. Сер. 8. Палеоботаника. 1958а. Вып. 3. С. 74–120.

Криштофович А.Н. Меловая флора бассейна р. Анадырь // Тр. Ботан. ин-та АН СССР. Сер. 8. Вып. 3. М., Л.: Изд-во АН СССР. 1958б. С. 7–68.

Heer O. Miocene Flora des Insel Sachalin // Flora fossilis arctica. Band 5. Heft 3. Acad. imper. sci. St.-Pétersbourg Mém. 1878a. V. 25. P. 1–61.

Heer O. Beiträge zur miocene Flora von Sachalin // Flora fossilis arctica. Band 5. Heft 4. Kgl. Svenska vetenskapsakad. handlingar. 1878b. V. 15. No 4. P. 1–11.

Heer O. Beiträge zur fossilen Flora Sibiriens und des Amurlandes // Flora fossilis arctica. Band 5. Heft 2. Acad. imper. sci. St.-Pétersbourg Mém. 1878c. V. 25. P. 1–58.

Hollick A. The Upper Cretaceous floras of Alaska // U.S. Geol. Surv. Prof. Paper. 1930. V. 159. P. 1–123.

Schmalhausen J. Tertiäre Pflanzen der Insel Neusibirien, mit einer Einleitung von Baron E. v. Toll // Acad. imper. sci. St.-Pétersbourg Mém. VII ser. 1890. V. XXXVII. No 5. Abt. II. P. 1–22.

УДК 551.762(571.56)

НАМЦЫРСКИЙ РАЗРЕЗ ВЕРХНЕЙ ЮРЫ–НИЖНЕГО МЕЛА ЛЕВОБЕРЕЖЬЯ Р. ЛЕНА – НОВЫЙ ТИП КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ В ВИЛЮЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЕ

В.С. Гриненко[1], В.В. Баранов[1], А.И. Киричкова[2]

[1]ФГБУН Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск,
grinenkovs52@mail.ru, baranowvalera@yandex.ru
[2]АО Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт,
Санкт-Петербург, kirichkovaanna@gmail.com

В Вилюйской синеклизе верхнеюрские и нижнемеловые отложения входят в состав лаптевского и китчанского подкомплексов верхоянского терригенного комплекса. Эти подкомплексы расчленяются на серии и свиты. Они тяготеют к западному обрамлению акватории Восточно-Сибирского палеобассейна. На границе лаптевского и китчанского подкомплексов впервые описан новый континентальный тип разреза пограничных слоев верхней юры – нижнего мела с названием «Намцырский». Здесь установлена несогласная граница между верхнеюрской бергеинской и нижнемеловой батылыхской свитами. Также в континентальном разрезе кровли верхнеюрской бергеинской свиты диагностированы покровы вулканогенно-осадочных пород – лава дацитов и покров литокристаллокластических туфов. Покров туфов маркирован папоротниками поздней юры, а возраст лимнических и континентальных образований, несогласно перекрывающих верхнеюрские туфы, доказан, по находке листовой флоры – как раннемеловой. Флора поздней юры и вулканогенно-осадочные породы характеризуют позднеюрский региональный событийный рубеж. Он позволяет установить как флористическое и магматическое события, так и датировать рубежи кимберлитового магматизма, развитого на юго-восточном фланге Вилюйской синеклизы, в рамках позднеюрской – раннемеловой тектоно-магматической активизации Северо-Востока Азии: новокиммерийская (поздняя юра, оксфорд–волга, 145 млн. лет) и верхоянская (ранний мел, ранний альб, 104 млн. лет) фазы.

Ключевые слова: Вилюйская синеклиза, поздняя юра, нижний мел.

NAMTSYRSKY SECTION OF THE UPPER JURASSIC–LOWER CRETACEOUS OF THE LEFT BANK OF THE LENA RIVER – A NEW TYPE OF CONTINENTAL SEDIMENTATION IN THE VILYUI SYNECLISE

V.S. Grinenko[1], V.V. Baranov[1], A.I. Kirichkova[2]

[1]Diamond and Precious Metal Geology Institute, SB RAS, Yakutsk, Russia,
grinenkovs52@mail.ru, baranowvalera@yandex.ru
[2]"JSC" all-Russian oil research and exploration Institute, St. Peterburg, kirichkovaanna@gmail.com

In the Vilyui syneclise, the Upper Jurassic and Lower Cretaceous deposits are part of the Laptev and Kitchansk subcomplexes of the Verkhoyansk terrigenous complex. These subcomplexes are subdivided into series and formations. They gravitate towards the western framing of the water area of the East Siberian paleobasin. A new continental type of section of the boundary layers of the Upper Jurassic–Lower Cretaceous with the name "Namtsyrsky" was described for the first time on the border of the Laptev and Kitchansky subcomplexes. There is an unconformable boundary between the Upper Jurassic Bergein and Lower Cretaceous Batylykh formations. Also, in the continental section of the roof of the Upper Jurassic Bergein Formation, covers of volcanogenic-sedimentary rocks – lava of dacites and a cover of lithocrystal-clastic tuffs – were diagnosed. The tuff cover is marked with Late Jurassic ferns, and the age of the limnic and continental formations unconformably overlapping the Upper Jurassic tuffs has been proven to be Early Cretaceous from a find of leaf flora. Late Jurassic flora and volcanogenic-sedimentary rocks characterize the Late Jurassic regional event boundary. It makes it possible to establish both floristic and magmatic events and to date the boundaries of kimberlite magmatism developed on the southeastern flank of the Vilyui syneclise within the framework of the Late Jurassic–Early Cretaceous tectonic-magmatic activation of Northeast Asia: Novo-Cimmerian (Late Jurassic, Oxfordian–Volgian, 145 Ma) and Verkhoyansk (Early Cretaceous, Early Albian, 104 Ma) phases.

Key words: Vilyui syneclise, Late Jurassic, Lower Cretaceous.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-45

Введение. В настоящее время на закрытых территориях востока Сибирской платформы различными ведомствами проводится комплекс геолого-геофизических и буровых работ, в т.ч., и полистная, в масштабе 1:1 000 000, картоиздательская деятельность. В основе общего регионального геологического изучения и освоения перспективных территорий зоны перехода “Сибирская платформа–Верхояно-Колымская складчатая область” лежит общая актуализация результатов геологических, тематических исследований и глубокого бурения в пределах листов Госгеолкарты-1000/3 РФ с комплексом доизучения геологических тел на площадях рудоносных провинций и субпровинций, а также в пределах рудных районов и узлов, что является крайне необходимым атрибутом стадии общих поисков. Выполненные исследования имеют определяющее значение для решения ключевых задач – возрастного расчленения и датирования местных подразделений, включающих как осадочные, так и вулканогенно-осадочные образования; выявление границы юры и мела и определение в пространстве ее характера; порайонная и межрайонная корреляции геологических тел; повышение достоверности палеогеографических реконструкций и усиления степени надежности минерагенического прогноза «зоны перехода» на стратегически значимые полезные ископаемые: алмазы, благородные металлы, концентрированные углеводороды, каустобиолиты и др.

Объект исследований и методика работ. Значительный объем в геологическом осадочном разрезе «зоны перехода» занимает верхоянский терригенный комплекс ($C_1v–K_1al_1$). По своей специфике формирования комплекс литологически однообразен, характеризуется монотонной цветовой гаммой грубообломочных пород и редкими фаунистическими остатками, в связи с чем, его диагностика, расчленение, а также обоснование возраста и корреляция геологических тел с местными географическими названиями в вертикальном пространстве естественного разреза вызывает у геологов особые трудности. Этот терригенный комплекс развит повсеместно в положительных и отрицательных геоструктурах платформы и в складчатом ее обрамлении (Будников и др, 1994; Кутыгин и др, 2003). Мезозойскую часть этого комплекса изучали многие исследователи, в т.ч.: В.А. Вахрамеев, Ю.М. Пущаровский, В.А. Самылина, А.И. Киричкова, Л.Ю. Буданцев, Б.Н. Шурыгин и др. По данным этих исследователей в Вилюйской синеклизе и Предверхоянском прогибе континентальный разрез юры представлен чечумской серией мощностью до 380 м (Шурыгин и др., 2001). Серия, посредством региональных сибирских (малышевский, васюганский, георгиевский и баженовский) горизонтов и позднеюрского, чечумского фитохронологического горизонта датируют нижневилюйскую (бат–келловей), марыкчанскую (оксфорд) и бергеинскую (киммеридж–волга) свиты. В Вилюйской синеклизе и Предверхоянском прогибе континентальная чечумская серия повсеместно перекрыта континентальной раннемеловой сангарской серией мощностью до 870 м с флорой батылыхского, эксеняхского, хатырыкского фитохронологических горизонтов и спорово-пыльцевым комплексом раннего мела. Обозначенные серии являются составными частями лаптевского и китчанского подкомплексов верхоянского терригенного комплекса (Гриненко, Князев, 2012; Гриненко, Девятов, 2017).

Объектом наших исследований в зоне перехода «Сибирская платформа – Верхояно-Колымская область» являлись континентальные разрезы лаптевского и китчанского подкомплексов верхоянского терригенного комплекса. Следует отметить, что существующие на начало 2000-х годов представления о расчленении и корреляции позднего триаса–юры Западной и Восточной Якутии до сих пор существенно не претерпели изменений. Практически остались в прежних возрастных рубежах порайонные корреляции для меловых образований востока Сибирской платформы и складчатого обрамления (Гриненко и др., 1995; Гриненко, 2007). В связи с чем, в открытой печати, включая и проект Региональной стратиграфической схемы юры Западной и Восточной Якутии (рассмотрена в 2002 г. на юрской секции МСК (ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург)), фигурируют пятнадцать основных стратиграфических районов, выделенных на основе опорных стратиграфических разрезов юры и мела Гриненко и др., 2011; Князев и др., 2002).

Из литературных источников следует, что граница юрской и меловой систем в Вилюйской синеклизе и Предверхоянском прогибе отвечает в опорных континентальных разрезах границе чечумской и сангарской серий. Обычно, на востоке Сибирской платформы и в ее складчатом обрамлении, континентальные разрезы этих стратиграфических интервалов представлены верхнеюрской бергеинской и нижнемеловой батылыхской свитами. Эти местные стратоны достаточно хорошо изучены литологически, как по керну скважин глубокого и картировочного бурения, так и по речным естественным обнажениям (Гриненко, 2010; Гриненко и др., 2015). Их континентальный генезис на обширной территории в междуречье Вилюя, Лены и Алдана до сих пор не вызывал у специалистов сомнений. Как известно, здесь распространены, как лагунные и лагунно-континентальные, так и континентальные (в т.ч., и угленосные) отложения поздней юры и раннего мела.

Намцырский разрез верхней юры–нижнего мела Вилюйской синеклизы. Урочище «Намцыр» расположено на левобережье Лены, в пределах первого сверху левого притока руч. Мархинка. Здесь установлено присутствие позднеюрской бергеинской и раннемеловой батылыхской свит. В ходе их изучения составлен разрез переходных слоев между юрой и мелом с названием «Намцырский». В разрезе кровли поздней юры, кроме таких терригенных континентальных пород как пески, песчаники, угли каменные, в слоях присутствует покров лавы дацитов (видимая мощность от 1,8–2,0 м), и залегающие выше них, также в виде покрова и, также несогласно, – туфы красные и красно-бурые литовитокристаллокластические (видимая мощность 1,5–2,0 м). Поэтому, граница верхней юры, при переходе к перекрывающим ее отложениям раннего мела, нами диагностируется как «стратиграфически несогласная». В коренном залегании установлены светло-серые, белесые мелко- и среднезернистые плитчатые песчаники (видимая мощность 3,0 м), перекрытые серыми, темно-серыми и черными лавами дацитов. Лава дацитов прослеживается в коренном залегании в виде покрова. Выше этого покрова, лавы дацитов несогласно залегают, также в виде покрова – туфы красно-бурые и бурые тонкоплитчатые. По кровле красно-бурых туфов нами проведена граница юры. Выше туфов распространен терригенный нижний мел. В подошве нижнего мела прослежен в коренном залегании пласт угля. Этот пласт угля в обнажении наблюдается более чем на 50–60 м. Угли черные каменные, их видимая мощность 0,5–0,7 м, залегают на красно-бурых туфах несогласно. На основании этого можно высказать предположение, что туфы формировались совместно с лавами в водной среде изолированного пресноводного бассейна и, поэтому, скорее всего, имеют аквагенный характер формирования. В красных и красновато-бурых туфах намцырского разреза произведены сборы листовой флоры, при этом, флористические остатки, оформленные в виде коллекционных образцов, помещены под № БИН 3197 в хранилище Ботанического института им. В.Л. Комарова РАН (г. Санкт-Петербург).

Комплекс растений по систематическому составу и соотношению таких представителей как разнообразные мелкоствольные хвощовые из рода *Equisetites*, постоянно присутствующего папоротника *Cladophlebis aldanensis* и чекановскиевых – рода *Czekanowskia* с редкими цикадовыми мало отличается от комплексов бергеинской свиты бассейнов рр. Вилюй и Алдан. Комплекс растений из бергеинской свиты бассейна р. Вилюй происходит из опорных и частных разрезов в обнажениях по притокам р. Вилюй – рр. Хонгор и Марха. Флористический комплекс из этих разрезов ранее был выделен

А.И. Киричковой как «мархинский», по систематическому составу он не отличается от такового бергеинской свиты бассейна р. Алдан и близок к комплексу растений изученного интервала в Северном Приверхоянье. Позднеюрский возраст комплекса флоры обосновывается не только флорогенетическими особенностями развития юрской и меловой палеофлоры Ленского бассейна в целом (Киричкова, Буданцев, 1967), но и наличием в стратиграфических коррелянтах бергеинской свиты представителей прибрежно-лагунной и морской фауны – в сытогинской свите бассейна р. Алдан (Средне-Алданский район) пресноводных двустворок и, в чонокской свите Северного Приверхоянья – фауны аммонитов.

Одновременно со сборами флоры в пепловых туфах поздней юры, авторами были выполнены сборы флористических остатков в песчаниках подошвы нижнего мела. Впервые коренной разрез подошвы нижнего мела в районе Большого Якутска охарактеризован совместно цикадовыми, беннетитовыми и хвойными. Выявлены: тип рода *Encephalartites* и остатки хвойных, тип рода *Sciadopitys*. В юрско-меловой флоре Якутии растения этих родов наиболее часто встречаются в батылыхской свите в бассейнах рр. Алдана и Вилюя (Гриненко и др., 2018).

Таким образом, диагностированный в «зоне перехода» уровень вулканической деятельности и уровень захоронения флоры (поздняя юра, волжский региоярус), является глобальным событийным рубежом на востоке Сибирской платформы (Афанасьев и др., 2020). Общая видимая мощность задокументированного разреза верхней юры и нижнего мела составляет 33,0 м.

Выводы. В заключении, в рамках установленного позднеюрского рубежа, следует отметить, что на севере, северо-востоке и востоке Сибирской платформы, в пределах Якутской кимберлитовой провинции, в ходе завершения на Северо-Востоке Азии новокиммерийской фазы тектоно-магматической активизации (145 млн. лет) и верхоянской фазы (104 млн. лет), синхронно проявил себя позднеюрский–раннемеловой алмазоносный кимберлитовый магматизм. Позднеюрское событие новокиммерийской фазы тектоно-магматической активизации впервые диагностировано в Вилюйской синеклизе. Эти события в разрезе континентального генезиса установлены как флористическое и, как магматическое, последнее маркировано в кровле бергеинской свиты вулканогенно-осадочными породами, в которых захоронены позднеюрские флористические остатки. Возраст континентальных песчаников, перекрывающих позднеюрские вулканиты, по сборам в них флоры, доказан как нижнемеловой (батылыхский горизонт). Событие, связанное с ранним мелом (хатырыкский горизонт) обозначено в Вилюйской синеклизе присутствием вулканогенно-осадочных пород, возраст которых, по определениям флоры, находящейся в литокристаллокластических туфах, диагностирован как раннеальбский.

Работа выполнена по государственному заданию ИГАБМ СО РАН и профинансирована Минобрнауки России.

ЛИТЕРАТУРА

Афанасьев В.П., Похиленко Н.П., Гриненко В.С. и др. О кимберлитовом магматизме юго-восточного фланга Вилюйской синеклизы // Докл. РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 490. № 2. С. 1–5.

Будников И.В., Гриненко В.С., Клец А.Г. Верхоянский складчатый пояс – ключевой регион для решения основных проблем стратиграфии верхнего палеозоя Сибири // Отечественная геология. 1994. № 8. С. 4–46.

Гриненко В.С., Камалетдинов В.А., Сластенов Ю.Л., Щербаков О.И. Геологическое строение Большого Якутска // Региональная геология Якутии. Якутск: Изд-во ЯГУ, 1995. С. 3–20.

Гриненко В.С. Меловые континентальные образования востока Сибирской платформы // Отечественная геология. 2007. № 1. С. 110–118.

Гриненко В.С. История формирования верхнетриасовых–юрских отложений Восточно-Сибирского осадочного бассейна (восток Сибирской платформы и складчатое обрамление). Автореф. дис. … канд. геол.–минер. наук. Иркутск, 2010. 19 с.

Гриненко В.С., Князев В.Г., Девятов В.П. и др. Новая региональная стратиграфическая схема верхнетриасовых–юрских отложений востока Сибирской платформы и складчатого обрамления // Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя бореальных районов: Материалы науч. сес. (18–22 апреля 2011 г.): в 2 т. / Под ред. Б.Н. Шурыгина, Н.К. Лебедевой, А.А. Горячевой. Т. 1. Мезозой. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2011. С. 65–70.

Гриненко В.С., Князев В.Г. Лаптевский подкомплекс (T_3r_2–J_3v) верхоянского терригенного комплекса // Наука и образование. 2012. № 4 (68). С. 13–18.

Гриненко В.С., Князев В.Г., Девятов В.П. и др. Мастахский разрез р. Тюнг – новый тип морской юры Вилюйской синеклизы // Наука и образование. 2015. № 4 (80). С. 7–13.

Гриненко В.С., Девятов В.П. Китчанский (K_1b–K_1al_1) подкомплекс – новое подразделение верхоянского терригенного комплекса (зона перехода «Сибирская платформа–Верхояно-Колымская складчатая область») // Наука и образование. 2017. № 1 (85). С. 33–40.

Гриненко В.С., Костин А.В., Киричкова А.И., Желонкина М.С. Новые данные о пограничных верхнеюрских–нижнемеловых образованиях на востоке Сибирской платформы // Вестник ВГУ. Сер.: Геол. 2018. № 2. С. 48–57.

Киричкова А.И., Буданцев Л.Ю. Новая находка нижнемеловой флоры с покрытосеменными в Якутии // Бот. журн. 1967. Т. 52. № 7. С. 937–943.

Князев В.Г., Гриненко В.С., Девятов В.П. и др. Региональная стратиграфическая схема юрских отложений Восточной Якутии // Отечественная геология. 2002. № 4. С. 73–80.

Кутыгин Р.В., Будников И.В., Бяков А.С. и др. Опорный разрез дулгалахского и хальпирского горизонтов (верхнетатарский подъярус) Западного Верхоянья // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 82–97.

Шурыгин Б.Н., Девятов В.П., Захаров В.А. и др. 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. Якутск: ЯФ изд-ва СО РАН, 2001. С. 112–129.

УДК 551.762(571.56)

НОВАЯ РЕГИОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЮРЫ ВИЛЮЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ И ПРЕДВЕРХОЯНСКОГО КРАЕВОГО ПРОГИБА

В.С. Гриненко[1], В.В. Баранов[1], А.И. Киричкова[2]

[1]ФГБУН Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск,
grinenkovs52@mail.ru; baranowvalera@yandex.ru
[2]АО Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт,
Санкт-Петербург, kirichkovaanna@gmail.com

Создана новая Региональная стратиграфическая схема континентальной юры Вилюйской синеклизы и прилегающей части Предверхоянского краевого прогиба. В ее основу положены региональные стратиграфические подразделения: укугутский (геттанг–бат) и чечумский (келловей–волга) фитогоризонты, включающие укугутские, сунтарские, якутские, марыкчанские и мархинские комплексы растений. Флористические региональные подразделения скоррелированы с общей стратиграфической шкалой, региональными зонами и слоями по аммонитам, двустворкам, фораминиферам, спорам и пыльце.

Ключевые слова: Вилюйская синеклиза, Предверхоянский краевой прогиб, континентальная юра, фитогоризонты, комплексы растений, новая региональная стратиграфическая схема.

NEW REGIONAL STRATIGRAPHIC SCHEME OF THE CONTINENTAL JURASSIC OF THE VILYUI SYNECLISE AND PREDVERKHOYANSK FOREDEEP

V.S. Grinenko[1], V.V. Baranov[1], A.I. Kirichkova[2]

[1]Diamond and Precious Metal Geology Institute, SB RAS, Yakutsk,
grinenkovs52@mail.ru, baranowvalera@yandex.ru
[2]“JSC” all-Russian oil research and exploration Institute, St. Peterburg, kirichkovaanna@gmail.com

A new regional stratigraphic scheme of the continental Jurassic of the Vilyui syneclise and the adjacent part of the Predverkhoyansk foredeep was created. It is based on the regional stratigraphic subdivisions of the Ukugut (Hettangian–Bathonian) and Chechum (Callovian–Volgian) phytohorizons, including the Ukugut, Suntar, Yakut, Marykchan and Markha complexes of plants. Floristic regional subdivisions are correlated with the general stratigraphic scale and regional zones and layers for ammonites, bivalves, foraminifers, spores and pollen.

Key words: Vilyui syneclise, Predverkhoyansk foredeep, continental Jurassic, phytohorizons, plant complexes, new regional stratigraphic scheme.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-50

Постановка проблемы и некоторые комментарии к ней. Анализ фактического материала континентальной и морской юры Восточно-Сибирского бореального мелководного осадочного бассейна, изучение ареалов распространения флористических комплексов и макрофауны, а также путей миграции последней из тетического бассейна в бореальный подтверждают находки аммоноидей – *Amaltheus margaritatus* на р. Байбыкан (бассейн р. Алдан) и *Pseudolioceras mac’lintocki*, на р. Кучу (бассейн р. Ундюлюнг) (Гриненко, Князев, 1992) и брахиопод (Гриненко, Баранов, 2018, 2020). Распространение флористических остатков и отдельные находки макрофауны показывают, что в геттанге–нижнем плинсбахе в Вилюйской синеклизе и прилегающей части Предверхоянского краевого прогиба синхронно, на отдельных площадях этих отрицательных геоструктур, существовали как континентальные, в т.ч. и угленосные, так и морские и прибрежно-морские условия седиментации. Эти свидетельства говорят о том, что изученная территория в это время развивалась в стационарных условиях единого мелководного бассейна. В верхнем плинсбахе и в нижнем аалене, соответственно, в зоне перехода «Сибирская платформа – Верхояно-Колымская складчатая область», существовали также морские и прибрежно-морские условия седиментации. Начиная с верхнего аалена и по волгу, а также в берриасе и валанжине, включительно (Гриненко, Девятов, 2017), синхронно, на данной территории протекали процессы как континентального, в т.ч. и угленосного, так и морского и прибрежно-морского седиментогенеза. Учитывая выше изложенное, можно отметить, что на сегодняшний день в некоторых региональных стратиграфических схемах юры востока Сибирской платформы (Захаров и др., 1997; Шурыгин и др., 2001; Князев и др., 2002; Гриненко и др., 2011) отсутствует комплексная биостратиграфическая шкала юрских континентальных отложений Вилюйской синеклизы и прилегающей части Предверхоянского краевого прогиба (Кирина, 1966; Кирина, Киричкова, 1977; Кирина и др., 1978; Киричкова, 1979; Киричкова, 1985). Наши исследования позволяют восполнить этот пробел и представить для широкого круга специалистов новые материалы (Гриненко, Баранов, 2018), ранее не вошедшие в региональную (унифицированную) схему юры Средней Сибири (Гриненко и др., 2018; Гриненко, Баранов, 2020; Гриненко и др., 2020) и в региональные схемы востока Сибирской платформы (Гриненко и др., 2018) и региональную стратиграфическую схему Западной и Восточной Якутии (Князев и др., 2002). Эти материалы по юрским континентальным образованиям в настоящее время сведены в комплексную биостратиграфическую шкалу юрских отложений Вилюйской синеклизы и прилегающей части Предверхоянского краевого прогиба.

Комплексная биостратиграфическая шкала юрских отложений Вилюйской синеклизы и прилегающей части Предверхоянского краевого прогиба. В новый проект Региональной стратиграфической схемы континентальной юры Вилюйской синеклизы и прилегающей части Предверхоянского краевого прогиба введены региональные стратиграфические подразделения укугутский (геттанг–бат) и чечумский (келловей–волга) фитогоризонты, включающие укугутские; сунтарские; якутские; марыкчанские и мархинские комплексы растений (Киричкова, 1979; Киричкова, 1985; Кирина, Киричкова, 1977; рис. 1). Флористические региональные подразделения скоррелированы с общей стратиграфической шкалой и региональными стратиграфическими подразделениями: зонами и слоями – по аммонитам, двустворкам, фораминиферам и спорам и пыльце.

Выводы. В результате создан проект Региональной стратиграфической схемы континентальной юры Вилюйской синеклизы и прилегающей части Предверхоянского краевого прогиба, в которой впервые выделены региональные стратиграфические подразделения: фитогоризонты и комплексы по макрофлоре. Выполненное исследование ориентировано на ревизию валидности местных стратиграфических подразделений (толщ, свит, серий), являющихся составными частями лаптевского подкомплекса верхоянского терригенного комплекса, на усовершенствование существующих региональных стратиграфических схем в пределах крупных отрицательных геоструктур востока Сибирской платформы и на уточнение их структурно-фациального районирования и палеогеографических реконструкций. Актуальность выполненных исследований определяется общим планом составления сводных и государственных разномасштабных карт, опережающего комплекса геолого-геофизических, поисковых, прогнозно-поисковых и буровых работ с оценкой ресурсного потенциала высоколиквидных видов полезных ископаемых по площадям бурения в Якутской алмазоносной, Лено-Анабарской нефтегазоносной провинциях и Северо-Азиатской рудоносной черносланцевой мегапровинции.

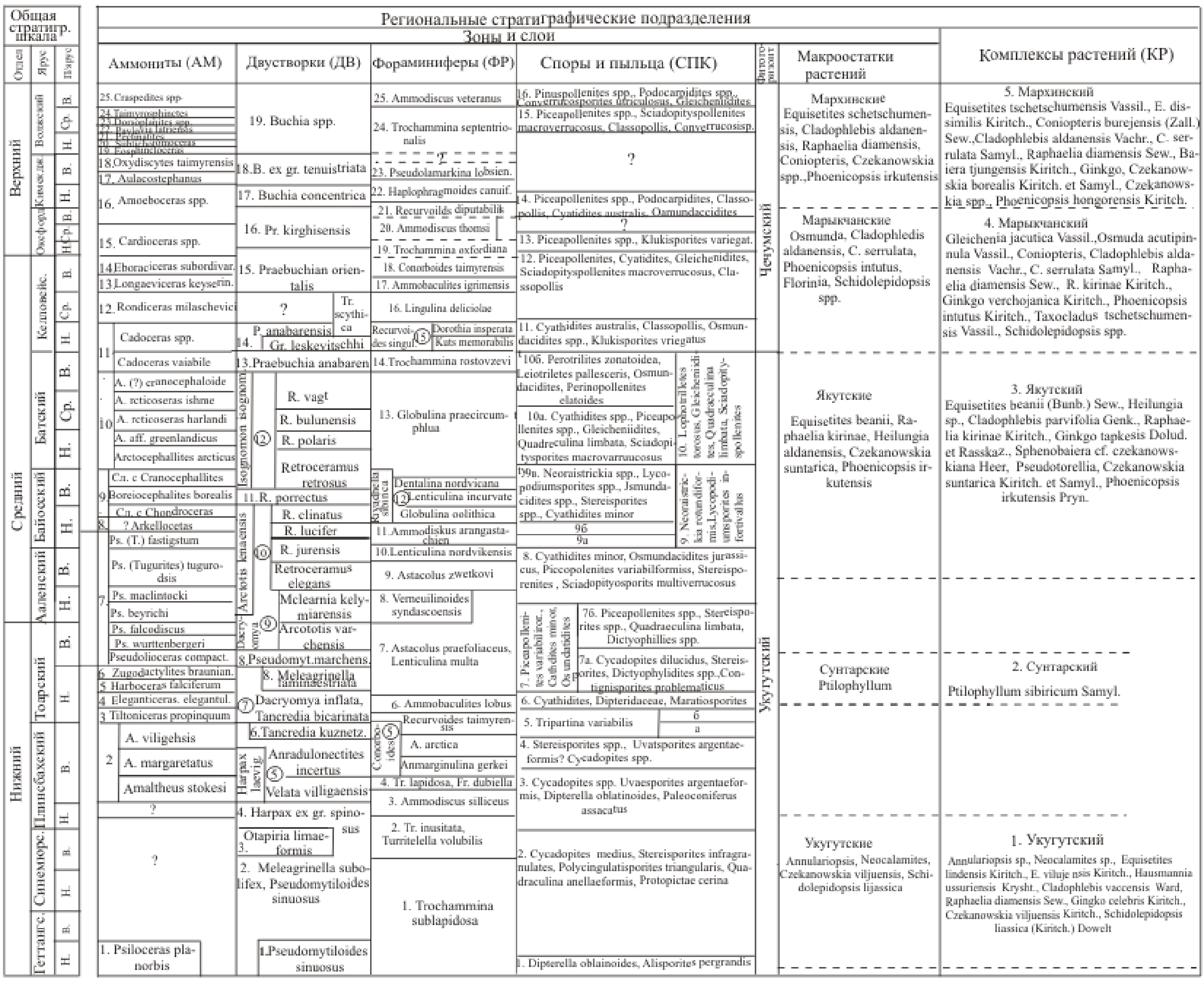


Рис. 1. Комплексная биостратиграфическая шкала юрских отложений Вилюйской синеклизы и прилегающей части Предверхоянского краевого прогиба.

ЛИТЕРАТУРА

Гриненко В.С., Князев В.Г. Первая находка нижнеааленского аммонита на западном склоне Верхоянского хребта // Стратиграфия, тектоника и полезные ископаемые Якутии (Сборник научных статей). Якутск: Изд-во ЯГУ, 1992. С. 74–78.

Гриненко В.С., Князев В.Г., Девятов В.П. и др. Новая региональная стратиграфическая схема верхнетриасовых–юрских отложений востока Сибирской платформы и складчатого обрамления // Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя бореальных районов: Материалы науч. сес. (18–22 апреля 2011 г.): в 2 т. / Под ред. Б.Н. Шурыгина, Н.К. Лебедевой, А.А. Горячевой. Т. 1. Мезозой. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2011. С. 65–70.

Гриненко В.С., Девятов В.П. Китчанский (K_1b–K_1al_1) подкомплекс – новое подразделение верхоянского терригенного комплекса (зона перехода «Сибирская платформа – Верхояно-Колымская складчатая область) // Наука и образованиею. 2017. № 1 (85). С. 33–40.

Гриненко В.С., Баранов В.В. Палеогеография и палеобиогеография ранней юры (геттанг–плинсбах) по брахиоподам // Отечественная геология. 2018. № 1. С. 82–86.

Гриненко В.С., Костин А.В., Киричкова А.И., Желонкина М.С. Новые данные о пограничных верхнеюрских – нижнемеловых образованиях на востоке Сибирской платформы // Вестник ВГУ. Сер. геол. 2018. № 2. С. 48–55.

Гриненко В.С., Баранов В.В., Киричкова А.И., Девятов В.П. Новый вулканогенно-осадочный тип разреза верхней юры–нижнего мела Вилюйской синеклизы // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы VIII Всерос. совещ. с международным участием. Онлайн-конференция, 7–10 сентября 2020 г. / В.А. Захаров (отв. ред.), М.А. Рогов, Е.В. Шепетова, А.П. Ипполитов (ред.). Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2020. С. 52–53.

Гриненко В.С., Баранов В.В. «Глобальная палеогеография и палеобиогеография средней юры по брахиоподам» // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. 2020. Т. 25. № 1. С. 32–42. DOI: 10.31242/2618-9712-2020-25-1-3

Захаров В.А., Богомолов Ю.И., Ильина В.И. и др. Бореальный зональный стандарт и биостратиграфия мезозоя Сибири // Геология и геофизика. 1997. Т. 3. № 5. С. 927–956.

Кирина Т.И. Стратиграфия нижнеюрских отложений западной части Вилюйской синеклизы // Геология и нефтегазоносность Западной Якутии. Л.: Недра, 1966. С. 18–71.

Кирина Т.И., Месежников М.С., Репин Ю.С. О новых местных подразделениях в юре Западной Якутии // Новые данные по стратиграфии и фауне юры и мела Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978. С. 70–85.

Кирина Т.И., Киричкова А.И. Новые данные о континентальных отложениях средней юры в Западной Якутии // Геология и геофизика. 1977. № 10. С. 34–37.

Киричкова А.И. Палеоботаническое обоснование стратиграфии и сопоставления юрских и нижнемеловых континентальных отложений Западной Якутии // Стратиграфия нижнемеловых отложений нефтегазоносных областей СССР. Л.: 1979 (Тр. ВНИГРИ). С. 123–148.

Киричкова А.И. Фитостратиграфия и флора юрских и нижнемеловых отложений Ленского бассейна. Л.: Недра, 1985. 222 с.

Князев В.Г., Гриненко В.С., Девятов В.П. и др. Региональная стратиграфическая схема юрских отложений Восточной Якутии // Отечественная геология. 2002. № 4. С. 73–80.

Шурыгин Б.Н., Девятов В.П., Захаров В.А. и др. 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. Якутск: ЯФ изд-ва СО РАН, 2001. С. 112–129.

УДК 550.384+551.7:56+551.763.3(470.4)

МАГНИТОСТРАТИГРАФИЯ ТУРОНА–САНТОНА НИЖНЕГО И СРЕДНЕГО ПОВОЛЖЬЯ

А.А. Гужикова, И.П. Рябов, В.А. Грищенко, В.А. Фомин,
А.Ю. Гужиков, Е.М. Первушов

Саратовский государственный университет, Саратов, blackhole3@yandex.ru

По результатам магнитостратиграфических исследований 12 опорных разрезов турона–сантона Волгоградского, Саратовского и Самарского Правобережья выявлены несколько крупных магнитозон обратной или аномальной полярности. Если намагниченность рассматриваемых отложений имеет первичную природу, то традиционные представления о монополярном режиме геомагнитного поля в турон–сантонский временной интервал могут быть пересмотрены. Магнито- и биостратиграфические данные согласуются между собой, если допустить клиноморфное строение турона–сантона Нижнего и Среднего Поволжья, что не противоречит представлениям о геологическом строении территории. Это обстоятельство, наряду с положительными результатами теста обращения и другими признаками древней природы намагниченности, свидетельствует в пользу гипотезы об аномальном режиме геомагнитного поля в туронском–сантонском веках.

Ключевые слова: палеомагнетизм, магнитостратиграфия, меловой суперхрон нормальной полярности, турон, коньяк, сантон.

MAGNETOSTRATIGRAPHY OF TURONIAN–SANTONIAN OF THE LOWER AND MIDDLE VOLGA REGION

A.A. Guzhikova, I.P. Ryabov, V.A. Grishchenko, V.A. Fomin,
A.Yu. Guzhikov, E.M. Pervushov

Saratov State University, Saratov, blackhole3@yandex.ru

Several large magnetic zones of reverse or anomalous polarity have been identified in the Turonian–Santonian of the Volgograd, Saratov and Samara regions according to the results of magnetostratigraphic studies of 12 key sections. If the magnetization of the deposits is of a primary genesis, then the traditional concepts of the monopolar regime of the Turonian–Santonian geomagnetic field can be revised. Magneto- and biostratigraphic data can be consistent with each other, if the Turonian–Santonian of the Lower and Middle Volga region has the clinomorphic structures, which does not contradict the available geological data. This matter of fact as well as the positive results of the inversion test and other signs of the primary magnetization testifies in favor of the hypothesis of the anomalous regime of the geomagnetic field in the Turonian–Santonian ages.

Key words: paleomagnetism, magnetostratigraphy, Cretaceous superchron of normal polarity, Turonian, Coniacian, Santonian.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-54

Туронскому, коньякскому и сантонскому векам соответствуют верхи мелового суперхрона (C34), характеризующегося в Шкале геомагнитной полярности (GPTS) исключительно прямой (N) полярностью (Gradstein et al., 2020). В то же время имеются данные о наличии магнитозон обратного знака (R) в туроне–сантоне разных регионов (Гнибиденко и др., 2014; Гужиков и др., 2003; Фомин, Еремин, 1993; Montgomery et al., 1998 и др.). Противоречивость сведений о режиме туронского–сантонского поля нашла отражение в Общей магнитостратиграфической шкале (ОМСШ) (Храмов, Шкатова, 2000), в которой для коньякского века отмечена эпоха обратной полярности (“Клюевская R-зона”) (рис.).

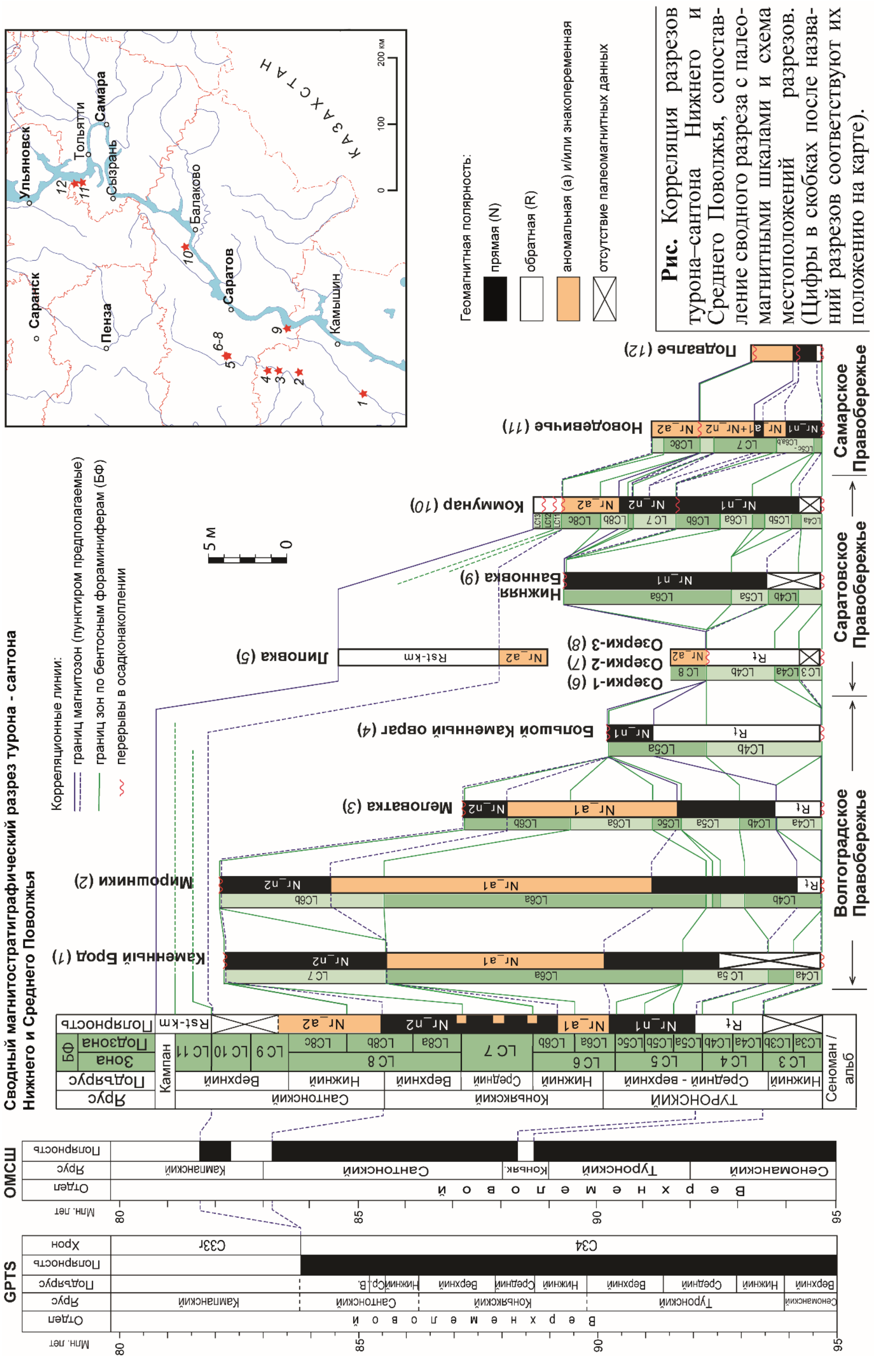


Рис. Корреляция разрезов турона–сантона Нижнего и Среднего Поволжья, сопоставление сводного разреза с палеомагнитными шкалами и схема местоположений разрезов. (Цифры в скобках после названий разрезов соответствуют их положению на карте).

В последние годы крупные магнитозоны обратной полярности были выявлены в туроне–сантоне Нижнего Поволжья: в разрезах Озерки-1, -2, -3, Липовка, расстояние между которыми достигает 13 км (Guzhikova et al., 2019; Walaszczyk et al., 2018), и разрезе Большой Каменный овраг (БКО) (Гужикова и др., 2020). В разрезе Каменный Брод нижнему коньяку соответствует магнитозона с аномальными направлениями намагниченности (Pervushov et al., 2019). В то же время в туроне–коньяке разреза Нижняя Банновка зарегистрирована только прямая полярность (Первушов и др., 2019; Guzhikova et al., 2019) (рис.).

К настоящему времени получены новые магнитостратиграфические данные по объектам Волгоградского, Саратовского и Самарского Правобережья, благодаря которым общее число изученных в палеомагнитном отношении разрезов турона–сантона Нижнего и Среднего Поволжья составило 12 (рис.).

Турон–коньяк во всех разрезах представлен преимущественно мергелями и известняками, сантон – опоками и кремнистыми глинами (исключение представляет разрез Коммунар, в котором сантон также представлен карбонатами). Изученные породы сходны в магнито-минералогическом отношении. Они магнитомягкие, что характерно для тонкодисперсного магнетита. Термомагнитный анализ не обнаруживает в них иных ферромагнитных фаз, кроме Fe_3O_4. Магнитные текстуры отложений близки к первичным осадочным.

Разрезы различаются по качеству палеомагнитных результатов. В большинстве образцов из 7 разрезов (Озерки-1, -2, -3, Липовка, БКО, Коммунар и Нижняя Банновка) выделены характеристические компоненты намагниченности (**ChRM**) приемлемого качества как прямой, так и обратной полярности. В разрезах Липовка, БКО и Коммунар выделены разнополярные компоненты, для которых тест обращения положительный.

В 5 разрезах (Каменный Брод, Мирошники, Меловатка, Новодевичье и Подвалье) выделены **ChRM**, соответствующие прямой полярности, и компоненты с аномальными направлениями (имеющими, например, склонения, типичные для одного знака полярности, а наклонение для другого). В некоторых случаях компонент естественной остаточной намагниченности ($\mathbf{J_n}$) выделить не удается, но при этом фиксируются смещения векторов $\mathbf{J_n}$ в процессе размагничивания по дугам больших кругов. Аномальные компоненты и смещения вдоль больших кругов, часто, обусловлены сложением векторов, один из которых соответствует древнему полю обратной полярности, а другой – современному полю. Поэтому интервалы разреза, в которых закономерно группировались аномальные направления намагниченности и/или наблюдались смещения $\mathbf{J_n}$ вдоль больших кругов, предположительно, интерпретировались нами как магнитозоны обратной (аномальной) полярности.

Наиболее надежные палеомагнитные данные получены по разрезам Озерки-1, -2, -3, Липовка и Коммунар. В них индексы достоверности, согласно критериям, принятым для оценки надежности магнитостратиграфических данных (Храмов, Шкатова, 2000), составляют 6–7 из 8 возможных. Данные по остальным разрезам удовлетворяют 4–5 критериям, что, формально, также позволяет их использовать в магнитостратиграфических целях.

Детальное расчленение исследуемых разрезов базируется преимущественно на анализе бентосных фораминифер (БФ). При сопоставлении био- и магнитостратиграфических материалов следует иметь ввиду возможную диахронность границ микрофаунистических зон (что, в частности, определяется зависимостью составов комплексов БФ от фациальных обстановок), а также разную степень палеонтологической изученности разрезов.

С учетом перечисленных факторов, результаты магнито- и биостратиграфического сопоставления туронских–коньякских отложений в разрезах Каменный Брод, Мирошники, Меловатка, БКО и Озерки-1, -2, -3 (рис.) выглядят непротиворечиво. Согласовать их с данными по разрезам Нижняя Банновка, Коммунар, Новодевичье и Подвалье можно, исходя из клиноморфного строения турона–коньяка, которое свойственно территории Нижнего и Среднего Поволжья (коньяк и особенно начало сантона – это время тектонической активизации, в результате которой формировались структурные элементы Саратовских и Доно-Медведицких дислокаций). Сантон во всех разрезах, где он был изучен (Липовка, Коммунар, Новодевичье) характеризуется преимущественно обратной полярностью (рис.).

По результатам комплексной корреляции построен вариант сводного палеомагнитного разреза турона–сантона Среднего – Нижнего Поволжья (рис.), в котором присутствуют, по крайней мере, две зоны обратной полярности: в среднем туроне и верхнем сантоне – нижнем кампане. Верхнему турону, коньяку и нижнему сантону свойственна, в целом, знакопеременная и/или аномальная полярность. Можно предположить, что сантонская–кампанская R-зона соответствует низам магнитного хрона C33r, а туронская R-зона – “Клюевской R-зоне” ОМСШ (коньякский возраст Клюевской зоны в ОМСШ базируется на данных полувековой давности по разрезам верхнего мела Северо-Востока России и Средней Азии, которые не исключают их одновозрастности с туронскими отложениями Русской плиты) (рис.).

Считаем, что полученные нами данные являются аргументами в пользу знакопеременного или аномального характера туронского–сантонского поля. Под аномальным характером, в данном случае, понимаем недипольное состояние поля в течение длительного (порядка нескольких миллионов лет) времени (с конца турона до начала сантона). С этим предположением согласуются результаты определений палеонапряженности по эффузивам Закавказья, согласно которым, интенсивность коньякского–сантонского геомагнитного поля уменьшалась в 5–10 раз, по сравнению с ее современной величиной (Солодовников, 2001). Альтернативные гипотезы о природе намагниченности в исследуемых отложениях, обусловленные вертикальной миграцией углеводородов или воздействием гляциальных и флювиогляциальных процессов, не исключаются из рассмотрения, но, им пока не найдено убедительных подтверждений.

Представления о монополярной структуре турона–сантона, закрепленные в GPTS, базируются, главным образом, на магнитостратиграфических данных по разрезам, расположенным в Северном Средиземноморье, немногочисленным колонкам керна глубоководного бурения и результатах интерпретации линейных магнитных аномалий. Между тем, все эти сведения не безупречны (Гужиков и др., 2007). В то же время турон–сантон многих регионов имеет сложную палеомагнитную зональность. В последнее время появились палеомагнитные данные хорошего качества по турону–сантону Горного Крыма, фиксирующие нормальную полярность. Однако при этом палеомагнитные направления в верхах турона, коньяке и низах сантона имеют аномально большой разброс, а в низах турона и верхах сантона концентрация палеомагнитных векторов высока и соответствует фишеровскому распределению (Гужиков, Федулеев, 2019). На наш взгляд, данные по Крыму укладываются в рамки гипотезы об аномальном (недипольном) характере поля. Тем не менее, для доказательства знакопеременного или аномального характера туронского–сантонского поля необходимо получение новых магнитостратиграфических данных по другим регионам.

Работы выполнены в рамках проекта РНФ № 20-77-00028. Исследования бентосных фораминифер, частично, проведены в рамках проекта РФФИ № 20-35-90077\20.

ЛИТЕРАТУРА

Гнибиденко З.Н., Лебедева Н.К., Шурыгин Б.Н. Региональный магнитостратиграфический разрез верхнемеловых отложений юга Западной Сибири (Омская впадина) // ДАН. 2014. Т. 458. № 1. С. 83–87.

Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю., Фомин В.А. Магнитостратиграфическая шкала меловой системы: современное состояние, проблемы построения и перспективы развития // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии / Под ред. Е.М. Первушова. Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 2007. С. 69–86.

Гужиков А.Ю., Молостовский Э.А., Назаров Х. и др. Магнитостратиграфические данные по верхнему мелу Туаркыра (Туркменистан) и их значение для общей палеомагнитной шкалы // Физика Земли. 2003. № 9. С. 31–44.

Гужиков А.Ю., Федулеев Д.В. Палеомагнетизм коньякских–сантонских отложений ЮЗ Крыма // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. Москва-Борок, 25–29 сентября 2019 г. Ярославль: Филигрань, 2019. С. 103–108.

Гужикова А.А., Первушов Е.М., Рябов И.П., Фомин В.А. Магнитозона обратной полярности в туроне–коньяке северного окончания Доно-Медведицких дислокаций // Изв. Сарат. ун-та. Нов. сер. Сер. Науки о Земле. 2020. Т. 20. Вып. 4. С. 262–277.

Первушов Е.М., Сельцер В.Б., Калякин Е.А. и др. Туронские—коньякские отложения юго-западной части Ульяновско-Саратовского прогиба // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 2019. № 5. С. 10–27.

Солодовников Г.М. Определение напряженности магнитного поля Земли в сантон – коньяке верхнего мела, полученные на эффузивном разрезе Азербайджана // Физика Земли. 2001. № 7. С. 78–84.

Фомин В.А., Еремин В.Н. Магнитостратиграфия верхнемеловых отложений южных районов СССР // Вопросы стратиграфии палеозоя, мезозоя и кайнозоя / Под ред. Г.В.Кулевой и В.Г.Очева. Саратов: Изд-во СГУ. 1993. С. 134–142.

Храмов А.Н., Шкатова В.К. Общая магнитостратиграфическая шкала полярности фанерозоя. Дополнения к стратиграфическому кодексу России. СПб.: ВСЕГЕИ. 2000. С. 34–45.

Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.B., Ogg G.M. Geologic Time Scale 2020. V. 2. Amsterdam, Oxford, Cambridge: Elsevier, 2020. 1357 p.

Guzhikova A.A., Guzhikov A.Y., Pervushov E.M. et al. Existence of the Reversal Polarity Zones in Turonian–Coniacian from the Lower Volga (Russia): New Data // Recent Advances in Rock Magnetism, Environmental Magnetism and Paleomagnetism / D. Nurgaliev, V. Shcherbakov, A. Kosterov, S. Spassov (Eds). Springer Geophysics. Cham: Springer, 2019. P. 353–369.

Montgomery P., Hailwood E.A., Gale A.S., Burnett J.A. The magnetostratigraphy of Coniacian–Late Campanian chalk sequences in southern England // Earth Planet. Sci. Lett. 1998. V. 156. P. 209–224.

Pervushov E.M., Ryabov I.P., Guzhikov A.Yu. et al. Turonian–Coniacian Deposits of the Kamennyi Brod-1 Section (Southern Ulyanovsk–Saratov Trough) // Stratigr. Geol. Correl. 2019. V. 27. No 7. pp. 804–839.

Walaszczyk I., Pervushov E., Seltser V., Dubicka Z. A sponge horizon at the Coniacian–Santonian boundary of the Saratov Cretaceous; integrated stratigraphy and palaeogeograhic significance // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Материалы IX Всерос. совещ., Белгород, 17–21 сентября 2018 г. Белгород: ПОЛИТЕРРА, 2018. С. 77–80.

УДК 594:551.762.2

МЕЖРЕГИОНАЛЬНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ БАЙОСА СИБИРИ И СЕВЕРО-ТИХООКЕАНСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ: КЛЮЧЕВЫЕ МАРКЕРЫ ПО ГОЛОВОНОГИМ И ДВУСТВОРЧАТЫМ МОЛЛЮСКАМ

О.С. Дзюба[1,2], Б.Н. Шурыгин[1,2], В.В. Митта[3], О.С. Урман[1], Е.С. Шамонин[1,2]

[1]Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск,
dzyubaos@ipgg.sbras.ru, shuryginbn@ipgg.sbras.ru, urmanos@ipgg.sbras.ru, shamonines@ipgg.sbras.ru
[2]Новосибирский государственный университет, Новосибирск
[3]Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва, mitta@paleo.ru

Обобщены новейшие результаты исследований головоногих и двустворчатых моллюсков байоса Сибири, Дальнего Востока России и южной Аляски. Уделено внимание некоторым аспектам биогеографии байосской фауны моллюсков. Полученные данные использованы для корректировки схем межрегиональной корреляции среднеюрских отложений исследуемых территорий.

Ключевые слова: моллюски, средняя юра, биостратиграфические маркеры, Северная Евразия, Северная Америка.

INTERREGIONAL CORRELATION OF THE BAJOCIAN OF SIBERIA AND THE NORTH PACIFIC COAST: KEY MARKERS BASED ON CEPHALOPODS AND BIVALVES

O.S. Dzyuba[1,2], B.N. Shurygin[1,2], V.V. Mitta[3], O.S. Urman[1], E.S. Shamonin[1,2]

[1]Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, Novosibirsk,
dzyubaos@ipgg.sbras.ru, shuryginbn@ipgg.sbras.ru, urmanos@ipgg.sbras.ru, shamonines@ipgg.sbras.ru
[2]Novosibirsk State University, Novosibirsk
[3]Borissiak Paleontological Institute, RAS, Moscow, mitta@paleo.ru

The newest results of studies of Bajocian cephalopods and bivalves of Siberia, the Russian Far East and southern Alaska are summarized. Special attention is paid to some aspects of the biogeography of the Bajocian mollusk fauna. The data obtained are used to correct the schemes of interregional correlation of the Middle Jurassic deposits of the studied territories.

Key words: molluscks, Middle Jurassic, biostratigraphic markers, Northern Eurasia, North America.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-59

За последние годы существенно пополнена палеонтолого-стратиграфическая характеристика морских среднеюрских отложений севера Сибири и Северо-Тихоокеанского побережья. При этом в результате исследования головоногих и двустворчатых моллюсков средней юры Буреинского прогиба Дальнего Востока России и южной Аляски особенно много новых данных опубликовано по байосу (Dzyuba et al., 2019; Дзюба и др., 2020; Шурыгин и др., 2020). Данное обстоятельство позволяет по-новому взглянуть на возможности корреляции байоса Сибири, Дальнего Востока России и южной Аляски по макрофоссилиям.

Аммониты. Не считая океанических филлоцератид, чье появление на морских окраинах слишком зависело от наличия благоприятной палеогеографической обстановки, чтобы данную группу можно было использовать в качестве надежного биостратиграфического инструмента, общими для Сибири, Дальнего Востока России и южной Аляски таксонами аммонитов в байосе были арктико-северопацифический подрод *Pseudolioceras* (*Tugurites*), представленный видом *P.* (*T.*) *fastigatum* (Hildoceratidae), и бореальный род *Arkelloceras* (Stephanoceratidae). Однако находки *P.* (*T.*) *fastigatum* не повсеместны, а *Arkelloceras* за пределами Арктической Канады и Дальнего Востока России так и вовсе крайне редки. В частности, в недавно изученных разрезах байоса северо-западной части залива Кука и гор Талкитна (южная Аляска) ни *P.* (*T.*) *fastigatum*, ни *Arkelloceras* не обнаружены (Dzyuba et al., 2019; Шурыгин и др., 2020), как, впрочем, и на р. Солони Буреинского прогиба (Сей и др., 2004; Дзюба и др., 2020). Заметим, что и присутствие зоны Arkelloceras tozeri в зональной шкале средней юры Сибири обосновано лишь находками *Arkelloceras*(?) в осыпи на побережье Анабарской губы (Шурыгин и др., 2000). Внимание заслуживает и почти космополитный род *Chondroceras* (Sphaeroceratidae), представители которого активно используются в качестве маркеров межрегиональных корреляций в пределах хронозон Propinquans–Niortense. Вследствие сведения родов *Defonticeras* и *Saxitoniceras* в синонимику рода *Chondroceras* в Третизе (Howarth, 2017), установленные в байосе Северной Америки виды *marshalli*, *defontii*, *allani* и *oblatum* попадают в род *Chondroceras*, хотя существует мнение и об их принадлежности к роду *Sphaeroceras*, в составе которого *Chondroceras* распознается в качестве подрода (Poulton et al., 1992; и др.). В рассматриваемых регионах представители данной группы аммонитов наиболее характерны для южной Аляски, включая местонахождения Fossil Point (залив Кука) и Снайг (горы Талкитна), по которым недавно были получены новые данные по белемнитам и двустворкам (Dzyuba et al., 2019; Шурыгин и др., 2020). На Дальнем Востоке России признание получила лишь находка “*Chondroceras* (*Defonticeras*) sp. indet.” в Верхнем Приамурье (Сей и др., 2004). Слои с *Chondroceras marshalli*, помещенные в зональную шкалу средней юры Сибири, установлены на северо-востоке России (Меледина и др., 2011). В качестве полезного для корреляции байоса тихоокеанских разрезов маркера следует отметить *Strigoceras* (*Liroxyites*) *kellumi* (Strigoceratidae). Вид характерен для зоны Megasphaeroceras rotundum южной Аляски (Poulton et al., 1992; и др.) и со знаком cf. установлен на р. Солони (Сей и др., 2004), где, по уточненным нами данным, найден непосредственно ниже слоев с *Umaltites era*.

Белемниты в байосе рассматриваемых территорий довольно редки, и лишь на отдельных уровнях найдены скопления ростров. Среди байосских белемнитов не обнаружено ни одного общего для всех трех регионов рода. Особенно выразительно выделяются на этом фоне комплексы белемнитов южной Аляски, которые к настоящему времени установлены в интервале региональных аммонитовых зон Parabigotites crassicostatus – “Cranocephalites” costidensus байоса (Dzyuba et al., 2019; Шурыгин и др., 2020). Определенные отсюда роды и виды белемнитов являются либо тетическими по своему происхождению, либо эндемиками северо-восточной Пацифики (южная Аляска, западная Канада). При этом подавляющее большинство белемнитов относится к космополитному семейству Megateuthididae. В самом древнем комплексе установлен также представитель пантетического семейства Belemnopseidae – предположительно, род Hibolithes. Из нижней части зоны “Cranocephalites” costidensus происходит фрагмент ростра немегатеутидидного облика, определение систематической принадлежности которого крайне затруднено даже на уровне семейства (Hastitidae?). Своеобразие комплексов белемнитов байоса южной Аляски объясняется смещенным к югу положением террейна «Peninsular» от его современной позиции, вплоть до низких широт Северного полушария (Dzyuba et al., 2019).

Megateuthididae – единственное семейство белемнитов, которое является общим для байоса Сибири, Дальнего Востока России и южной Аляски. При этом только род *Paramegateuthis* представлен одновременно в двух регионах. Так, из шести видов этого рода, известных в байосе на севере Сибири, к настоящему времени на Дальнем Востоке установлено три (с разной степенью определенности): по нескольким экземплярам – *P. ovata* (нижний байос) на р. Уркан Верхнего Приамурья (Dzyuba, de Lagausie, 2018); по единичным экземплярам – *P. “timanensis” ?= P. parabajosicus* (слои с

Retroceramus kystatymensis) и *P. pressa* (слои с *Umaltites era*) на р. Солони Буреинского прогиба (Дзюба и др., 2020). Следует отметить, что на севере Сибири виды *P. ovata* и *P. parabajosicus* в основном известны из аммонитовой зоны Boreiocephalites borealis (только *P. parabajosicus* упоминался также из подстилающих отложений), а вид *P. pressa* характерен для переходных от нижнего к верхнему байосу слоев.

Ввиду малочисленности (до полного отсутствия) общих родов и видов белемнитов в байосе сравниваемых территорий разработка региональных биостратиграфических шкал по белемнитам для Дальнего Востока России и южной Аляски не входила в задачи настоящих исследований. Однако с учетом накопившихся данных по белемнитам и целесообразности привлечения в качестве индексов таксонов регионального значения интерес к такого рода работам, безусловно, назревает.

Двустворки. Как и ожидалось, максимально полезную информацию по межрегиональной корреляции байосских отложений Сибири, Дальнего Востока России и южной Аляски удалось получить по двустворчатым моллюскам, и прежде всего, представителям рода Retroceramus. Последовательность сибирских ретроцерамовых зон R. jurensis (верхняя часть) – R. lucifer – R. clinatus – R. porrectus – R. retrorsus – R. polaris, хотя и с пропусками, фиксируется во всех рассматриваемых тихоокеанских регионах (рис. 1).

Верхняя (нижнебайосская) часть зоны R. jurensis на Дальнем Востоке распознается в Торомском и Буреинском прогибах (рр. Бурея, Умальта), Верхнем Приамурье и Южном Приморье (Сей и др., 2004). На южной Аляске, как и в целом в Северной Америке, *R. jurensis* не установлен.

Зональный вид *R. lucifer*, безусловно, является наиболее широко распространенным маркером, увязывающим бореальную аммонитовую зону Arkelloceras tozeri (наиболее вероятно, только ее верхнюю часть) с низами региональной зоны Stephanoceras kirschneri южной Аляски. Отметим, что недавно в верхней части зоны R. lucifer впервые в дальневосточном разрезе Солони обнаружены представители тетического рода двустворок *Myophorella* (Дзюба и др., 2020).

Распознавание зоны R. clinatus в тихоокеанских разрезах до сих пор проблематично. Так, ранее к слоям с *R. clinatus* на р. Солони был отнесен интервал, содержащий *R. porrectus* (Сей и др., 2004) – вид-индекс стратиграфически более высоких слоев (Шурыгин, 2005). К настоящему времени слои с *R. clinatus* на Дальнем Востоке по находкам вида-индекса (Сей и др., 2004) возможно обособить только в Западном Приохотье (побережье Тугурского залива). На южной Аляске, как и в целом в Северной Америке, *R. clinatus* не установлен.

Рис. 1. Схема межрегиональной корреляции байоса Сибири, Дальнего Востока России и южной Аляски. Серым цветом в колонке подъярусов обозначен интервал, в котором продолжаются поиски решений по положению границы нижнего и верхнего подъярусов байосского яруса в бореальной шкале.

Сибирской зоне R. porrectus на Дальнем Востоке суммарно соответствуют слои с *R. porrectus* и слои с *R. kystatymensis*, а на южной Аляске – суммарно слои с *R. porrectus* и *R. tongusensis* и слои с *R. tongusensis* и *R. electus* (рис. 1). В Сибири весь этот набор видов ретроцерам характерен для зоны R. porrectus (Шурыгин, 2005; Урман и др., 2020). Примечательно, что в слоях с *R. porrectus* на р. Солони довольно многочисленны *Arctica humiliculminata*, тогда как в слоях с *R. kystatymensis* – *Modiolus czekanowskii* (Дзюба и др., 2020). Такой набор двустворчатых моллюсков в северосибирских разрезах характерен для зоны R. porrectus. Часто в слоях с *R. kystatymensis* встречаются *Camptonectes aurites, Mclearnia* ex gr. *broenlundi, Pleuromya uniformis, Homomya obscondita, Meleagrinella* ex gr. ovalis, изредка – *Grammatodon*, тригонииды. В целом, сценарий обогащения комплексов двустворок вверх по разрезу байоса весьма сходен с таковым в Сибири, но значительно раньше, чем в сибирских разрезах, здесь появляются *Grammatodon* и тригонииды. В слоях с *R. tongusensis* и *R. electus* местонахождения Снайг южной Аляски, помимо ретроцерамов, установлены *Entolium* ex gr. *demissum* и *Mclearnia* ex gr. *broenlundi*, известные из зоны R. porrectus на севере Азии, а также *Homomya aleutica, Pinna aleutica* и *Myophorella dawsoni*, известные в совместном нахождении с *R. porrectus* в Fitz Creek Siltstone в местонахождении Fossil Point южной Аляски (Шурыгин и др., 2020). Полученные данные позволяют увязать бореальную аммонитовую зону Boreiocephalites borealis с интервалом, охватывающем на южной Аляске подзону Zemistephanus richardsoni зоны Stephanoceras kirschneri, зоны Sphaeroceras oblatum и Megasphaeroceras rotundum, а также самые низы зоны “Cranocephalites” costidensus.

Сибирская зона R. retrorsus устанавливается в тихоокеанских разрезах, очевидно, не в полном объеме ввиду малочисленности находок (рис. 1). Так, по новым данным на р. Солони Дальнего Востока уровень с *R. retrorsus* приурочен к основанию аммонитовых слоев с *Umaltites era*. В местонахождении Снайг на южной Аляске представляется возможным обособление нижней части слоев с *R. retrorsus*, подошва которых приходится на среднюю часть региональной аммонитовой зоны “Cranocephalites” costidensus (Шурыгин и др., 2020). Из перекрывающих слоев двустворки на южной Аляске не изучены.

Уровень с *R. polaris* на Дальнем Востоке выделяется нами на месте ранее установленного уровня с *R. polaris, R. moskalensis, R.* ex gr. *subclinatus* (Сей и др., 2004) вследствие ревизии этих определений, сделанных по находкам на р. Солони.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 19-05-00130), а также является вкладом в проект ФНИ № 0331-2019-0004.

ЛИТЕРАТУРА

Дзюба О.С., Урман О.С., Шурыгин Б.Н. и др. Новые данные по палеонтологии и стратиграфии средней юры Буреинского осадочного бассейна (Дальний Восток России) // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы VIII Всерос. совещ. с международным участием. Онлайн-конференция, 7–10 сентября 2020 г. / В.А. Захаров (отв. ред.). Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2020. С. 59–62.

Меледина С.В., Никитенко Б.Л., Шурыгин Б.Н. и др. Современная комплексная зональная шкала юры Сибири и бореальный стандарт // Новости палеонтологии и стратиграфии. Вып. 16–17. Прил. к журналу “Геология и геофизика”. 2011. Т. 52. С. 17–40.

Сей И.И., Окунева Т.М., Зонова Т.Д. и др. Атлас мезозойской морской фауны Дальнего Востока России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. 234 с.

Урман О.С., Шурыгин Б.Н., Дзюба О.С. Новые представления о датировке ретроцерамовых зон байоса–бата п-ова Юрюнг-Тумус (север Сибири) // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы VIII Всерос. совещ. с международным участием. Онлайн-конференция, 7–10 сентября 2020 г. / В.А. Захаров (отв. ред.). Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2020. С. 231–234.

Шурыгин Б.Н. Биогеография, фации и стратиграфия нижней и средней юры Сибири по двустворчатым моллюскам. Новосибирск: Акад. изд-во «Гео», 2005. 154 с.

Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Девятов В.П. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. 480 с.

Шурыгин Б.Н., Дзюба О.С., Шраер С.Д., Шраер Д.Дж. Моллюски средней юры проблематичного местонахождения фоссилий в районе Боулдер-Крик гор Талкитна (южная Аляска) // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы VIII Всерос. совещ. с международным участием. Онлайн-конференция, 7–10 сентября 2020 г. / В.А. Захаров (отв. ред.). Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2020. С. 251–254.

Dzyuba O.S., de Lagausie B. New belemnites (Megateuthididae, Cylindroteuthididae) from the Bajocian and Bathonian of the Yuryung-Tumus Peninsula, northern Siberia, Russia and their palaeobiogeographic implications // PalZ. 2018. V. 92. P. 87–105.

Dzyuba O.S., Schraer C.D., Hults C.P. et al. Early Bajocian belemnites of Southcentral Alaska: new data and new perspectives on mid-Middle Jurassic Megateuthididae and Belemnopseidae biogeography // J. Syst. Palaeontol. 2019. V. 17. No 11. P. 911–935.

Howarth M.K. Part L, Revised, Volume 3B, Chapter 6: Systematic Descriptions of the Stephanoceratoidea and Spiroceratoidea // Treatise Online. 2017. No 84. P. 1–101.

Poulton T.P., Detterman R.L., Hall R.L. et al. Western Canada and United States // G.E.G. Westermann (ed.) The Jurassic of the Circum-Pacific. Cambridge: Cambridge University Press, 1992. P. 29–92.

УДК 564.581+551.763.12(571.5)

СИСТЕМАТИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ГРУППИРОВКИ БЕЛЕМНИТОВ НИЖНЕГО ВАЛАНЖИНА АНАБАРСКОГО РАЙОНА (СЕВЕР СИБИРИ)

В.Д. Ефременко[1,2]

[1]*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, EfremenkoVD@ipgg.sbras.ru*
[2]*Новосибирский государственный университет, Новосибирск*

В данной работе представлены результаты сравнения систематического состава белемнитов нижнего валанжина Анабарского района Восточной Сибири для трех местонахождений: п-ова Нордвик, р. Анабар и восточного берега Анабарской губы. Также изучена динамика таксономического разнообразия белемнитов в связи с изменениями условий среды их обитания.

Ключевые слова: белемниты, биоразнообразие, нижний мел, Восточная Сибирь.

TAXONOMIC COMPOSITION AND PALEOECOLOGICAL GROUPS OF BELEMNITES IN THE LOWER VALANGINIAN OF ANABAR REGION (NORTHERN SIBERIA)

V.D. Efremenko[1,2]

[1]*Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, Novosibirsk, EfremenkoVD@ipgg.sbras.ru*
[2]*Novosibirsk State University, Novosibirsk*

This paper presents the results of a comparison of the taxonomic composition of belemnites in the Lower Valanginian of the Anabar region of Eastern Siberia for three sites: the Nordvik Peninsula, the Anabar River and the eastern shore of the Anabar Bay. The dynamics of taxonomic diversity of belemnites is also studied in connection with changes in the conditions of their habitat.

Key words: belemnites, biodiversity, Lower Cretaceous, East Siberia.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-64

Введение. Анабарский район расположен на севере Восточной Сибири. Он объединяет разнофациальные разрезы юры и мела бассейна р. Анабар, побережья Анабарской губы, Анабарского залива и бухты Нордвик моря Лаптевых. При этом среди всех подразделений нижнего мела только в нижнем валанжине белемниты встречаются во всех ключевых разрезах Анабарского района (Никитенко и др., 2013). Рязанский ярус обнажается на п-ове Нордвик, где он довольно хорошо охарактеризован находками белемнитов (Захаров и др., 1983; Дзюба, 2012; Ефременко, 2020). Фрагментарно присутствует этот ярус и в береговых обнажениях на р. Анабар, однако здесь он почти полностью лишен остатков головоногих (Опорный…, 1981). В верхнем валанжине белемниты найдены лишь на п-ове Нордвик, если возраст зоны Homolsomites bojarkensis принимать как поздневаланжинский (Барабошкин и др., 2006). Таким образом, лишь нижневаланжинские отложения представляют интерес с точки зрения сравнительного анализа таксономического состава комплексов нижнемеловых белемнитов данного района. Подъярус представлен в полном объеме – всеми аммонитовыми зонами, выделенными на территории севера Восточной Сибири (Богомолов, 1989).

Данные по белемнитам нижнего валанжина в настоящем исследовании получены по разрезам, вскрывающимся на п-ове Нордвик (обн. 33, 35), восточном берегу Анабарской губы (обн. 1А) и по р. Анабар (обн. 1, 3, 5, 8) (рис. 1). Эти разрезы формировались в разных частях морского бассейна, как в обстановках умеренных глубин (п-ов Нордвик), так и в мелководных (бассейн р. Анабар), что позволяет изучить зависимость состава белемнитовых комплексов от обстановок осадконакопления.

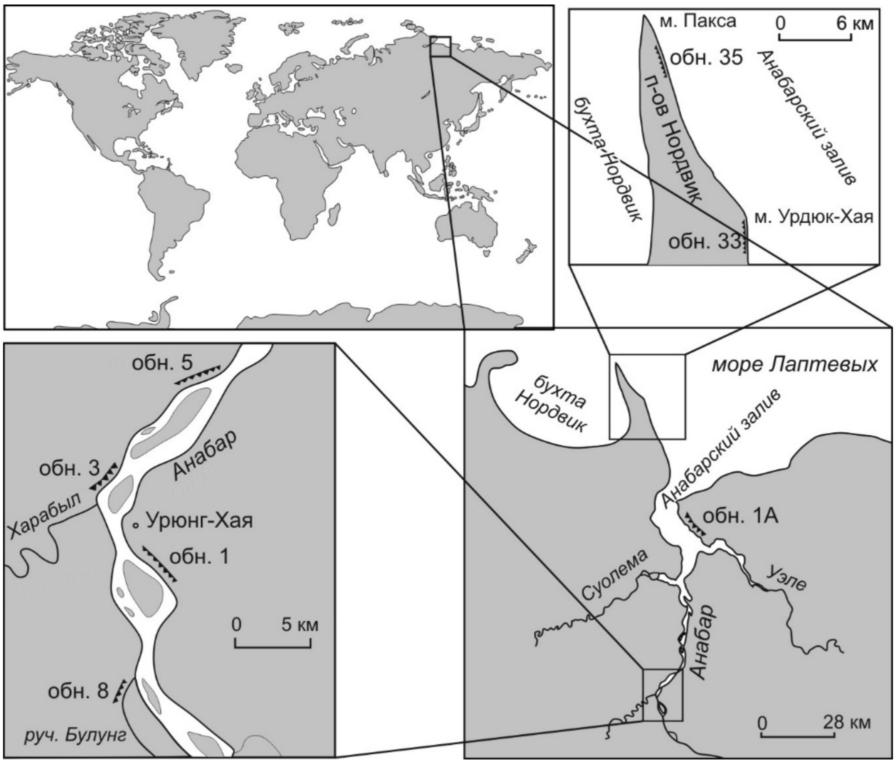


Рис. 1. Схема расположения обнажений нижнего валанжина Анабарского района.

Материал. В изученной коллекции белемнитов насчитывается 13 ростров с п-ова Нордвик (сборы В.А. Захарова 1967, 1971 гг., Ю.И. Богомолова и Ю.И. Плотникова 1982 г., О.В. Шенфиля 1989 г., А.С. Алифирова 2009 г.); 146 ростров с р. Анабар, 5 целых и 8 неполных ростров с восточного берега Анабарской губы (сборы О.В. Шенфиля 1988 г.). Также в исследование включены данные из предыдущих работ (Сакс, Нальняева, 1964, 1966; Богомолов и др., 1983; Захаров и др., 1983).

Сравнительный анализ таксономического состава. Белемниты представлены единственным семейством Cylindroteuthididae. Их таксономический состав отличается относительной стабильностью. В частности, родовой и видовой состав очень близок во всех трех местонахождениях, хотя преобладание тех или иных видов в конкретный временной интервал может отличаться вследствие воздействия разных палеообстановок.

Виды *Acroteuthis arctica, A. anabarensis, Arctoteuthis harabylensis, A. repentina, Boreioteuthis hauthali, Liobelus acrei, Pachyteuthis subrectangulata* встречены во всех изученных разрезах нижнего валанжина. При этом все упомянутые виды, за исключением *A. repentina* и *P. subrectangulata*, присутствующие также и в рязанском ярусе, появляются непосредственно с подошвы валанжина (рис. 2). Виды *Acroteuthis bojarkae, A. explanatoides, A.* aff. *explanatoides, Pachyteuthis acuta* встречаются как на п-ове Нордвик, так и на р. Анабар. Недавно впервые на севере Восточной Сибири в зоне Neotollia klimovskiensis п-ова Нордвик был установлен суббореальный северо-западноевропейский вид *Acroteuthis subquadrata* (Ефременко, 2020). Ныне впервые определены арктические виды *Pachyteuthis crassovalis* в зоне Siberites ramulicosta и *Boreioteuthis johnseni* в зоне Euryptychites astieriptychus (р. Анабар).

Примечательно, что виды, имеющие широкое географическое распространение и высокую встречаемость, также характеризуются довольно длительными интервалами существования и примерно одновременным появлением в разрезе, что усложняет их использование для целей биостратиграфии. Можно выделить лишь несколько таксонов, имеющих возможное значение для биостратиграфии нижнего валанжина Анабарского района, а именно: нуждающихся в собственных видовых названиях *Acroteuthis*

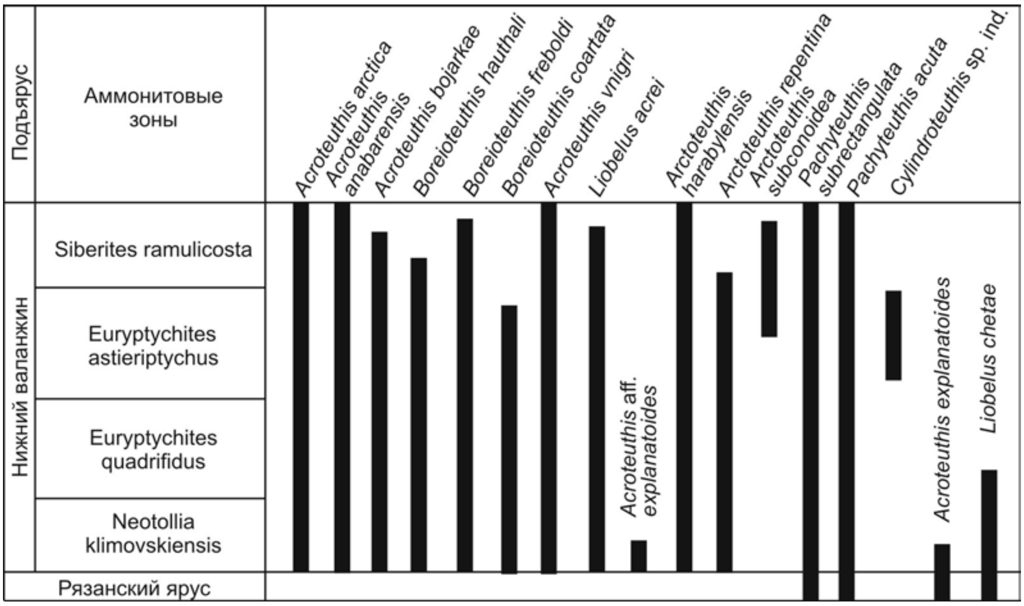


Рис. 2. Диапазон распространения часто встречающихся таксонов белемнитов в нижнем валанжине на севере Восточной Сибири.

aff. *explanatoides* (маркирует на п-ове Нордвик и р. Анабар низы валанжина) и *Cylindroteuthis* sp. (приурочен на р. Анабар к средней части нижнего валанжина), а также *Arctoteuthis subconoidea*, появляющийся в верхах нижнего валанжина на р. Анабар, но, к сожалению, не установленный на п-ове Нордвик и восточном берегу Анабарской губы. Вид *A. harabylensis*, предложенный как зональный О.В. Шенфилем (1992), встречен в большом количестве у подошвы валанжина, хотя ранее его первое появление соответствовало зоне Euryptychites quadrifidus.

Палеоэкологический анализ местонахождений. В целях анализа влияния палеообстановок на динамику таксономического разнообразия (ТР) белемнитов были построены графики биоразнообразия (рис. 3). Из тафономических характеристик для исследований была доступна лишь информация о степени сохранности ростров (хорошая или плохая в зависимости от окатанности и диагенетических преобразований) и отчасти о сортировке их по размеру. Большое количество ростров, собранных на р. Анабар, позволило выделить преобладающие палеоэкологические группы (ПГ) белемнитов (по Zakharov et al., 2014) для отдельных пачек, тогда как на п-ове Нордвик – для объединенных пачек, а на Анабарской губе – лишь в целом для всего разреза.

В условиях регрессии моря на территории п-ова Нордвик в раннем валанжине преобладали белемниты ПГ II и I, соответствующие видам, обитавшим в придонных слоях воды и нектобентосным организмам, соответственно. Белемниты ПГ III, принадлежавшие к группе активных пловцов, наиболее характерны для рязанского времени и отмечены также в фазу HomoIsomites bojarkensis (Ефременко, 2020). На новом материале установлено появление представителей рода *Cylindroteuthis* (ПГ III) в зоне Euryptychites astieriptychus нижнего валанжина на р. Анабар.

Еще более заметно соответствие ПГ палеообстановкам при анализе белемнитов Анабара. В отличие от разреза нижнего валанжина, вскрывающегося на п-ове Нордвик, вверх по разрезу на р. Анабар не наблюдается явных признаков тенденции к обмелению. На протяжении почти всего интервала отмечается чередование обстановок внешней и внутренней частей верхней сублиторали. При этом в разрезе преобладают отложения внешней части верхней сублиторали. На р. Анабар отмечается одно кратковременное трансгрессивное событие – переход к обстановке внутренней части средней сублиторали, приуроченный к пачке 8 (Никитенко и др., 2013).

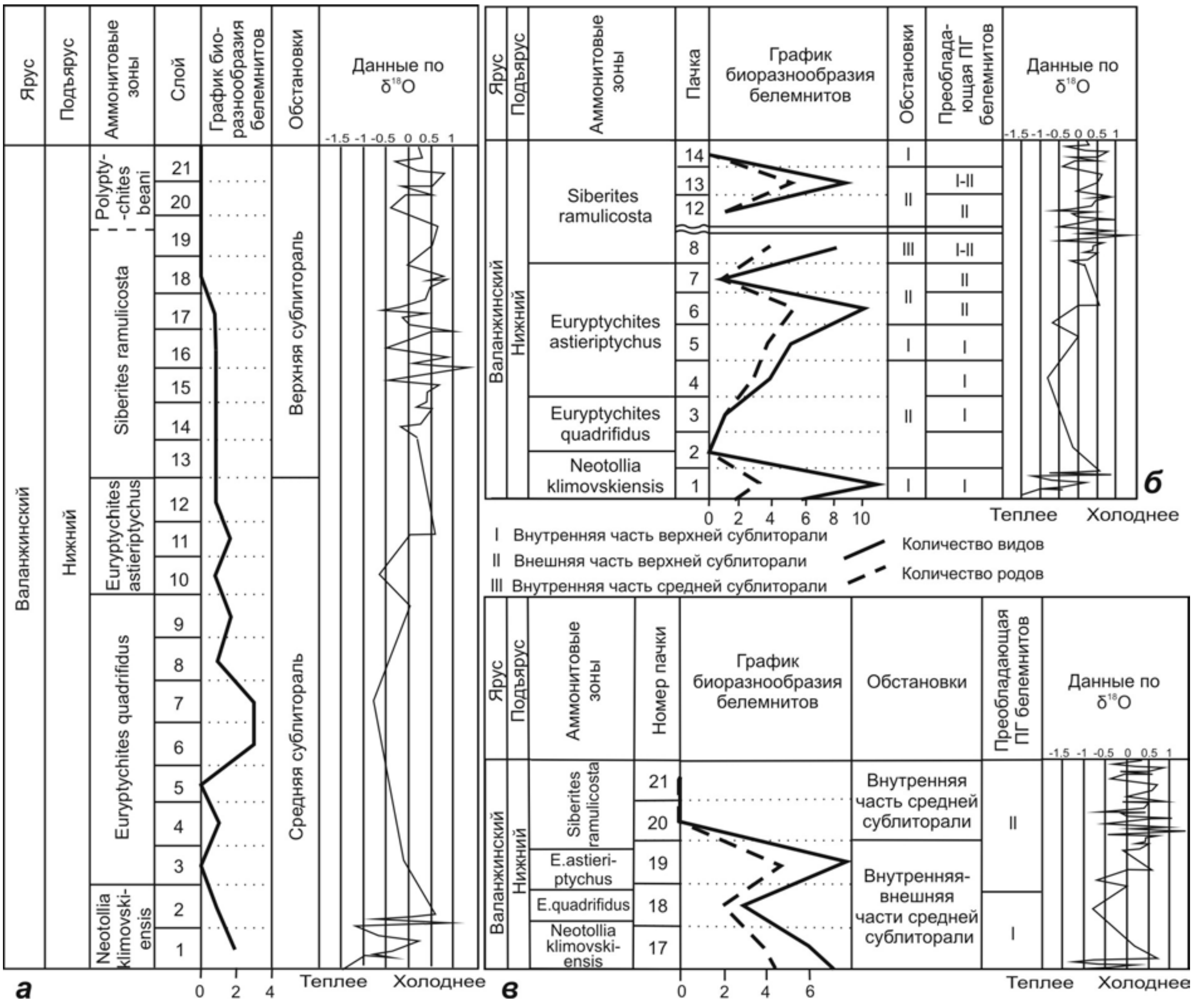


Рис. 3. Графики биоразнообразия ранневаланжинских белемнитов Анабарского района: *а* – восточный берег Анабарской губы, *б* – р. Анабар, *в* – п-ов Нордвик.

Биостратиграфия и обстановки осадконакопления приведены по (Захаров, Юдовный, 1974; Богомолов, 1989; Никитенко и др., 2013). Привлечены данные по изотопам кислорода, полученные для северо-запада Западной Сибири (Price, Mutterlose, 2004).

Как видно из рис. 3, в районе р. Анабар преобладали более мелководные обстановки по сравнению с другими изученными участками Анабарского района, и соответственно доминируют белемниты ПГ I. Преобладание в комплексах белемнитов представителей ПГ II наблюдается выше и ниже слоя, соответствующего трансгрессивному событию (пачка 8), что позволяет связать с этим событием увеличение численности белемнитов ПГ II и повышение ТР белемнитов непосредственно в этой пачке. Как и в районе п-ова Нордвик, на фазы потепления климата приходятся интервалы повышенного ТР белемнитов. При этом можно отметить, что пики ТР в разрезах нижнего валанжина на р. Анабар и п-ове Нордвик приходятся на одно и тоже время (зоны Neotollia klimovskiensis и Euryptychites astieriptychus). Исключение представляет зона Siberites ramulicosta, в которой только на р. Анабар фиксируется пик ТР. Причины отсутствия белемнитов в этом интервале на п-ове Нордвик пока не ясны.

На основе использования критериев определения палеообстановок, описанных в литературе для Хатангской впадины (Захаров, Юдовный, 1974), в разрезе нижнего валанжина восточного берега Анабарской губы установлено два типа обстановок – обстановки средней сублиторали и верхней сублиторали. Во всем разрезе преобладают представители ПГ I с подчиненным положением представителей ПГ II. Как и в других разрезах, здесь наблюдается повышенное ТР белемнитов в низах валанжина, но также и в середине зоны Euryptychites quadrifidus, которая отвечает времени спада ТР на п-ове Нордвик и р. Анабар. Далее наблюдается постепенное снижение ТР, вплоть до полного исчезновения белемнитов в разрезе.

В целом можно отметить, что белемниты ПГ II, скорее, предпочитали обстановки средней сублиторали, а белемниты ПГ I – верхней сублиторали. Наблюдается связь эпизодов климатических потеплений и повышенного ТР у белемнитов, хотя, очевидно, что климат не был единственным фактором, приводившем к росту ТР белемнитов раннего валанжина в Анабарском районе (в частности, в районе р. Анабар).

Работа выполнена при поддержке по проекту ФНИ 0331-2019-0004 и является вкладом в проект IGCP 679.

ЛИТЕРАТУРА

Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю., Ямпольская О.Б. Новые данные по стратиграфии пограничных отложений валанжина и готерива р. Ятрия (Приполярный Урал) // Палеонтология, биостратиграфия и палеогеография бореального мезозоя: Материалы науч. сес. Новосибирск: Академическое изд-во “Гео”, 2006. С. 64–66.

Богомолов Ю.И. Политихиты (аммониты) и биостратиграфия бореального валанжина. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1989. 200 с.

Богомолов Ю.И., Захаров В.А., Плотников Ю.И. Разрез валанжина на восточном берегу Анабарской губы (север Сибири) // Палеобиогеография и биостратиграфия юры и мела Сибири. М.: Наука, 1983. С. 99–113.

Дзюба О.С. Белемниты и биостратиграфия пограничных юрско-меловых отложений севера Восточной Сибири (новые данные по п-ову Нордвик) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. Т. 20. № 1. С. 62–82.

Ефременко В.Д. Новые данные по нижнемеловым белемнитам п-ова Нордвик (север Сибири) // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Материалы Десятого Всерос. совещ., г. Магадан, 20–25 сентября 2020 г. / Под ред. Е.Ю. Барабошкина, А.Ю. Гужикова. Магадан: ОАО «МАОБТИ», 2020. С. 96–99.

Захаров В.А., Нальняева Т.И., Шульгина Н.И. Новые данные по биостратиграфии верхнеюрских и нижнемеловых отложений на п-ове Пакса, Анабарский залив // Палеобиогеография и биостратиграфия юры и мела Сибири. М.: Наука, 1983. С. 56–99.

Захаров В.А., Юдовный Е.Г. Условия осадконакопления и существования фауны в раннемеловом море Хатангской впадины // Палеобиогеография севера Евразии в мезозое. Новосибирск: Наука, 1974. С. 127–174.

Никитенко Б.Л., Шурыгин Б.Н., Князев В.Г. и др. Стратиграфия юры и мела Анабарского района (Арктическая Сибирь, побережье моря Лаптевых) и бореальный зональный стандарт // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1047–1082.

Опорный разрез неокома севера Сибирской платформы (Енисей-Хатангский прогиб, Анабаро-Хатангская седловина). Геологическое описание. Т. 2 / Под ред. А.В. Гольберта. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1981. 134 с.

Сакс В.Н., Нальняева Т.И. Верхнеюрские и нижнемеловые белемниты севера СССР. Роды *Cylindroteuthis* и *Lagonibelus*. М.-Л.: Наука, 1964. 166 с.

Сакс В.Н., Нальняева Т.И. Верхнеюрские и нижнемеловые белемниты севера СССР. Роды *Pachyteuthis* и *Acroteuthis*. М.: Наука, 1966. 216 с.

Шенфиль О.В. Белемниты и стратиграфия неокомских отложений севера Средней Сибири // Геологическая история Арктики в мезозое и кайнозое. СПб.: ВНИИ Океангеология, 1992. С. 65–70.

Price G.D., Mutterlose J. Isotopic signals from the late Jurassic–early Cretaceous (Volgian–Valanginian) subarctic belemnites, Yatria River, Western Siberia // J. Geol. Soc. London. 2004. V. 161. P. 959–968.

Zakharov V.A., Rogov M.A., Dzyuba O.S. et al. Palaeoenvironments and palaeoceanography changes across the Jurassic/Cretaceous boundary in the Arctic realm: case study of the Nordvik section (north Siberia, Russia) // Polar Res. 2014. V. 33: 19714.

УДК 551(762+763):(98)

БОРЕАЛЬНАЯ ПАЛЕОНТОЛОГИЯ И БИОСТРАТИГРАФИЯ ЮРЫ И МЕЛА РОССИИ ЗА ПОСЛЕДНИЕ 40 ЛЕТ: ЕСТЬ ЛИ ЧЕМ ГОРДИТЬСЯ?

В.А. Захаров, М.А. Рогов

Геологический институт РАН, Москва, mzarctic@gmail.com, russianjurassic@gmail.com

Кратко рассмотрены основные направления развития и достижения палеонтологии и биостратиграфии юры и мела бореальных районов России за последние 40 лет. Главные направления исследований минувших десятилетий связаны в первую очередь с разработкой комплексных стандартных шкал, их детализацией (по головоногим моллюскам – до уровня биогоризонтов), а также междисциплинарным изучением ключевых разрезов по разным группам макро- и микрофоссилий. Важное значение приобрело привлечение для решения стратиграфических и палеогеографических задач непалеонтологических методов – в первую очередь геохимического и палеомагнитного.

Ключевые слова: юра, мел, стратиграфия, Панбореальная надобласть.

BOREAL JURASSIC–CRETACEOUS PALAEONTOLOGY AND BIOSTRATIGRAPHY OF RUSSIA FOR THE LAST 40 YEARS: IS THERE ANYTHING TO PROUD OF?

V.A. Zakharov, M.A. Rogov

Geological Institute, RAS, Moscow, mzarctic@gmail.com, russianjurassic@gmail.com

The main trends of development and achievements of Jurassic–Cretaceous palaeontology and biostratigraphy of Boreal regions of Russia over the past 40 years are briefly reviewed. The main research areas of the past decades are primarily related to the development of integrate standard scales, their detalization (up to biohorizons while studying cephalopods), as well as complex studies of key sections for different groups of macro- and microfossils. The use of non–paleontological methods, primarily geochemical and paleomagnetic ones, has become important for solving stratigraphic and palaeogeographic problems.

Keywords: Jurassic, Cretaceous, stratigraphy, Panboreal Superrealm.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-70

> *«Настоящее зло в старости*
> *– это не слабость тела,*
> *а безразличие души…»*
> *Андрэ Моруа*

40 лет, прошедшие после кончины Владимира Николаевича Сакса, к сожалению, не явились продолжением предшествующего «золотого века» российской науки. Последнее же 30-летие стало вообще разрушительным для академической науки в целом и геологии, в частности. Нет, конечно, наука не исчезла, но она ушла с передовых позиций, которые занимала в период 40–70х годов прошлого века. В те годы ученые составляли элиту страны. Работа в науке была престижной и при наличии степеней и званий хорошо оплачиваемой. Всесоюзный министр и заведующий кафедрой в вузе или лабораторией в академическом институте имели одинаковую зарплату. Нынче разница составляет более десяти раз. В 90-е годы финансирование Академии наук настолько резко сократилось, что молодое поколение начало покидать институты. Надо признать, что положение дел с кадрами в Сибирском отделении РАН и новосибирском Академгородке, в частности, не было столь разрушительным, как в центральных институтах Москвы и Ленинграда. Тем не менее, немало молодежи покинуло Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН. К сожалению, среди них были и

молодые кандидаты наук по специальности палеонтология и стратиграфия. Месячного оклада в институте еле хватало на содержание семьи из троих человек даже у докторов наук. После распада СССР резко сократилось финансирование экспедиционных работ. И все же, геологическое изучение отдельных районов северной Евразии продолжалось и в 90-е годы прошлого столетия и «нулевые» текущего, хотя, внимание к разрезам юры и мела, расположенным в труднодоступных районах Азии, существенно ослабло. Не следует забывать, что вследствие ухода из академических институтов молодежи остановилось изучение отдельных групп фоссилий и одновременно некоторых стратиграфических интервалов. Например, в справочнике ВПО (Всесоюзное…, 1984) было указано более 80 специалистов по кишечнополостным. К началу XXI века из них остались единицы. Каждый из читателей назовет иные таксоны и приведет другие цифры. Люди старшего поколения с сожалением вспомнят разрезы юрских и меловых отложений, не посещавшиеся специалистами в течение последних 30 лет. В геологии – науке описательной – необходима преемственность кадров. Надо ли напоминать, что российские стратиграфы, начиная с 90-х годов и до сего времени, не играют существенной роли в Международных рабочих группах и подкомиссиях по системам. Этот факт является следствием непонимания властями роли науки на современном этапе развития человечества. Власть вспоминает науку в моменты самосохранения: потребность в ядерном оружии, межконтинентальных ракетах или спасении при глобальной пандемии. Однако целью нашего сообщения является информация о результатах работ палеонтологов и стратиграфов на протяжении последних 40 лет после ухода из жизни В.Н. Сакса.

Палеобиогеография, палеогеография и палеогеодинамика

В.Н. Сакс по образованию был геологом – выпускником Ленинградского горного института. Юрскими и меловыми осадочными породами на севере Сибири он с группой седиментологов и палеонтологов института геологии Арктики (НИИГА) начал основательно заниматься в конце 50-х годов. Позднее главным объектом его исследований стали белемниты, хотя и ранее В.Н. проявлял интерес к голоценовым моллюскам.

В настоящем разделе результаты работы палеонтологов школы В.Н. Сакса рассматриваются с позиций их роли в решении геологических задач. Тем не менее, девиз «Нет геологии без палеонтологии» не только не ограничивает биостратиграфический метод рамками определения геологического возраста пород, но и принимает равноправное участие в реконструкции многих факторов наземной и морской среды геологического прошлого. Анализируя палеоэкосистемы, палеонтолог эффективно участвует в реконструкции климата конкретного интервала геологического времени (Меледина и др., 2005; Захаров и др., 2006; Рогов и др., 2019; van de Shootbrugge et al., 2020). Расшифровка ареалов таксонов позволила внести вклад в геодинамические реконструкции, включая оценку перемещающихся во времени террейнов северо-восточной Азии (Захаров и др., 1996). Палеогеографические реконструкции на основе палеобиогеографических построений помогли восстановить геологическую историю арктического океана в мезозое (Захаров и др., 2002; Меледина и др., 2005). По результатам биогеографического анализа моллюсков экотон был установлен в интервале кимеридж–валанжин на территории Западной и Восточной Европы (Захаров, Рогов, 2003). Долгое время (около 25 млн. лет) он находился в интервале 45–55º с.ш. (современные координаты). Этот факт следует иметь ввиду в последующих геодинамических интерпретациях. Палеоэкологические расшифровки условий обитания биоценозов позволили совместно с седиментологами воссоздать условия формирования высокоуглеродистых позднеюрских и раннемеловых толщ морского генезиса – баженовского горизонта Западной Сибири (Брадучан и др., 1986). Другим важным результатом такого рода сотрудничества является построение палеобатиметрического профиля на основе реконструированных фаций, последовательность которых на склоне седиментационного бассейна определяется с помощью катены донных биоценозов (Захаров, Шурыгин, 1985). В сочетании с иными индикаторами палеобатиметрии были построены эвстатические кривые для юры и мела Восточно-Европейской и Сибирской платформ (Sahagian et al., 1996).

Палеонтология

К началу 80-х годов в бореальных районах СССР были детально изучены и монографически описаны группы юрских и меловых фоссилий, наиболее значимые для биостратиграфии, – в первую очередь, моллюски (аммониты, белемниты, двустворки), брахиоподы, фораминиферы и палиноморфы, хотя степень их изученности существенно различалась для разных интервалов шкалы и районов Арктики. В частности, окаменелости верхнего мела и моллюски юры–мела Западной Сибири оставались недостаточно исследованными. Уже в 80–90-х годах был достигнут существенный прогресс в изучении этих интервалов. Были получены новые данные по верхнему мелу Западной и Северной Сибири (Захаров и др., 1986, 1989, 2003; Хоментовский и др., 1999; Zakharov et al., 2002; Лебедева, 2008; Лебедева и др., 2013), а также детально изучены моллюски, микрофауна и стратиграфия средней юры–нижнего мела Западной Сибири (Брадучан и др., 1986; Вячкилева и др., 1990; Меледина и др., 2014; Рогов, 2016; Alifirov et al., 2016). Появились статьи и монографии по гастроподам (Бейзель, 1983; Гужов, Захаров, 2015), радиоляриям (Брагин, 2009, 2011; Vishnevskaya, Kozlova, 2012; Vishnevskaya 2017), а в последние годы – по морским рептилиям (Zverkov, Efimov, 2019; Zverkov et al., 2020 и др.), а также крупные обобщения по двустворчатым моллюскам (Захаров, 1981; Санин и др., 1984; Шурыгин, 2005), белемнитам (Дзюба, 2004), аммонитам (Месежников, 1984; Шульгина, 1985; Богомолов, 1989; Меледина, 1994; Киселев, 2001; Митта, 1993, 2000; Гуляев, 2001; Kiselev, Rogov, 2018), палиноморфам (Пещевицкая, 2010) и фораминиферам (Никитенко, 2009).

Биостратиграфия

При жизни В.Н. Сакса палеонтологические и стратиграфические исследования шли рука об руку. Последовательность публикаций была преимущественно такой: прежде всего публиковались завершенные результаты монографического изучения фоссилий, а следом – синтезы по стратиграфии и палеогеографии. Такая последовательность вполне естественна, поскольку решение геологических задач основывалось на палеонтологическом материале. И все же описанный подход не был догмой. Результаты полевых работ на разрезах мезозоя от крайнего северо-востока СССР (тихоокеанского побережья) до Тимано-Печорского региона оперативно публиковались в сборниках статей, выходивших из печати ежегодно, иногда дважды в течение года. Эта традиция была продолжена и после ухода из жизни В.Н. Сакса. Прежде чем оценить достижения новых поколений палеонтологов и стратиграфов следует заметить, что за прошедшие 40 лет несколько изменилась география центров исследований бореальных отложений. Так, некоторые ранее влиятельные ленинградские коллективы, прежде всего, ВСЕГЕИ, НИИГА (ВНИИОкеангеологии) и, отчасти, ВНИГРИ, существенно утратили свои позиции. Постепенно возросла роль исследователей из московских и ярославских научных учреждений. Прежде всего, необходимо отметить рост числа специалистов по аммонитам юрской системы, ранее доминировавших в новосибирском научном центре. Здесь уместно упомянуть, что наиболее заметным результатом биостратиграфических работ в средине 90-х годов была публикация бореального стандарта шкал трех систем мезозоя (Захаров и др., 1997). Во второй версии с участием палеонтологов из центральной России рассматривалась лишь юрская (Захаров и др., 2005) и меловая (Барабошкин, 2004) системы, а позднее уточнялась только юрская часть шкалы (Шурыгин и др., 2011; Никитенко и др., 2013). Бореальный зональный стандарт вначале охватывал триас, юру и мел для территории Северной Евразии и Северной Америки.

Его основу составляла совокупность параллельных зональных шкал по разным группам ископаемых. Наиболее обеспеченной всеми группами оказалась юрская система, включившая шкалы по аммонитам, белемнитам, двустворкам, фораминиферам, остракодам и палиноморфам. Практика показывает, что предложенный нами стандарт в строгом смысле таковым не является. Он непрерывно видоизменяется и совершенствуется по мере поступления иных материалов и приходом в палеонтологию нового поколения специалистов. Впрочем, это справедливо и в отношении других «стандартных» шкал, разрабатываемых для разных стратиграфических интервалов и разных районов мира (например, для средиземноморского аммонитового стандарта нижнего мела, см. Reboulet et al., 2018).

В 90-х годах большой группой геологов из разных геологических учреждений Сибири был подготовлен и опубликован синтез по юрской системе Западной Сибири. В этом издании изложены результаты многолетних комплексных исследований по литологии, геохимии, минералогии, геофизике, стратиграфии всех юрских горизонтов с обоснованием их границ и стратиграфических объемов (Шурыгин и др., 2000). Следует отметить, что подобное издание планировалось и по меловой системе Западной Сибири. К тому времени наименее изученным был верхний отдел. Начатые в 80-х годах полевые работы (басс. рр. Енисея и Агапы) не были завершены из-за распада группы специалистов. Однако и полученные результаты заслуживают упоминания. Была упорядочена ярусная шкала верхнего мела с вариантом зональных шкал, основанных на последовательности иноцерамов, диноцист и палинокомплексов, и рассмотрена динамика биотических и абиотических событий (Захаров и др., 2003; Zakharov et al., 2002).

Одной из явных тенденций развития бореальной стратиграфии юры и мела последнего времени, ярко проявившейся начиная с последних годов XX века, является резкое повышение детальности исследований и, соответственно, дробности создаваемых биостратиграфических шкал. Наиболее сильно это отмечается в работах специалистов по головоногим моллюскам – аммонитам и белемнитам. Благодаря усилиям этих исследователей к настоящему времени созданы сверхдетальные (на уровне биогоризонтов) инфразональные шкалы для байос-волжского интервала (Митта, Стародубцева, 1998; Гуляев, 1999; Митта, 2000; Киселев, 2001; Rogov, 2010; Rogov, Zakharov, 2009; Рогов, 2016; Kiselev, Rogov, 2018; Ипполитов, 2018 а,б), что резко повысило надежность внутрибореальной и бореально-тетической корреляции, а также позволило существенно уточнить датировку геологических событий. Была повышена (хотя и в меньшей степени) детальность расчленения и нижнеюрского интервала (Князев и др., 2003; Репин, 2016).

Пожалуй, самым заметными событиями в начале XXI века явились прямые доказательства положения волжского яруса в юрской системе и сопровождающий их вклад в проблему границы юра–мел в морских отложениях бореального типа, а также существенное уточнение сопоставления «бореального бата» со стандартной шкалой Западной Европы, хотя и в том и в другом случае остается еще немало нерешенных вопросов. Признанный специалистами результат по уточнению бореально-тетической корреляции пограничного интервала юры и мела был получен благодаря исследованиям, проведенным на разрезе пограничных юрско-меловых слоев на п-ове Нордвик (мыс Урдюк-Хая) в 2003 году группой российских и чешских специалистов по магнитостратиграфии и биостратиграфии (Хоша и др., 2007) и затем подтвержден другими исследователями (Брагин и др., 2013; Schnabl et al., 2015). Последующие за этой публикацией био- и геохимические результаты укрепили позиции указанного разреза как лучшего по всем показателям кандидата на GSSP рязанского яруса в Панбореальной биогеографической надобласти (Žák et al., 2011; Dzyuba et al., 2013; Zakharov et al., 2014), хотя редкость находок аммонитов в верхневолжском интервале данного разреза пока не позволяет наметить здесь часть зональных границ. Не менее важны полученные в минувшие 20 лет результаты по уточнению бореально-тетической корреляции «бореального бата», что привело к изменению традиционной для Сибири корреляции почти на ярус (Митта, Сельцер, 2002; Митта и др., 2011; Меледина, 2014; Dzyuba, de Lagausie, 2018). Эти работы также стимулировали детальное изучение разрезов с экотонным типом фауны в Саратовском Поволжье (Митта и др., 2004, 2011; Mitta et al., 2014; Дзюба и др., 2017; Shurupova, Tesakova, 2017; Ипполитов, 2018 а,б; Гуляев, 2019) и разрезов в бассейне р. Печора (Mitta et al., 2015; Захаров и др., 2020), что привело к открытию ранее неизвестных фаун и установлению новых таксонов.

Комплексные исследования, проведенные совместно биостратиграфами и геохимиками, позволили также уточнить бореально-тетическую корреляцию валанжина и готерива (Gröcke et al., 2003; Nunn et al., 2010), а также выявить в Сибири следы раннетоарского изотопного экскурса (Suan et al., 2011; van de Schootbrugge et al., 2020).

Полагаем, что вряд ли кто-то будет сильно возражать, что в начале текущего века роль МСК России существенно ослабла в деле организации национальных и, тем более, международных стратиграфических исследований. Учитывая продолжающееся обновление глобальной МСШ, вряд ли было оправдано ослабление внимания МСК к российской Общей (национальной) стратиграфической шкале (ОСШ). Описанная ситуация послужила основанием для руководства Геологического института РАН организовать и провести Всероссийскую конференцию «Общая стратиграфическая шкала России: состояние и перспективы обустройства» (ГИН, май 2013). Состоявшийся Всероссийский форум, как представляется, оказался актуальным и позволил специалистам разных учреждений изложить свои представления по проблеме обустройства ярусов ОСШ России и несколько оживил межрегиональные связи.

В конце нашего обзора обратим внимание на некоторые результаты, опубликованные в прошедшем (пандемийном) году. Первый результат касается основанной на бухиазонах высокоразрешающей стратиграфии пограничных юрско-меловых слоев в Северной Калифорнии (США). Некоторые из бухиазон сопровождаются находками аммонитов. Предложенная нами шкала, основанная на прослеженной на двух параллельных разрезах последовательности бухиазон, будет служить в качестве стандарта для разграничения систем на Североамериканском континенте. Северокалифорнийские бухиазоны легко прослеживаются в разрезах в пределах Панбореальной биогеографической надобласти (Zakharov, Rogov, 2020). Второй результат связан с изучением раннеюрских морских рептилий Сибири, чьи остатки были собраны еще в 60-е годы известным исследователем бореальной юры Т.И. Кириной (ВНИГРИ). Эти материалы были переданы в ЗИН РАН и более полувека ждали своего часа. Хотя находки «костей ящеров» неоднократно упоминались, но лишь сейчас стало ясно, что на севере Восточной Сибири в ранней юре обитали многочисленные и разнообразные ихтио- и плезиозавры, принадлежащие космополитным родам, хорошо известным из одновозрастных отложений Европы, таким как Temnodontosaurus, Stenopterygius, Microcleidus, ромалеозавриды и плезиозавриды (Zverkov et al., 2020). Эти рептилии обитали в приполярных широтах и размножались здесь, поскольку в изученной коллекции присутствуют кости как взрослых, так и совсем молодых особей.

Выводы

Поводом для этого обзора является символическая дата: 110 лет со дня рождения основателя лаборатории мезозоя и кайнозоя в Институте геологии и геофизики Сибирского отделения Академии наук СССР Владимира Николаевича Сакса. Под его руководством изучались отложения Северо-Восточной Евразии, в основном, бореального типа. Для поколения родившихся в конце 30-х и начале 40-х годов он был не только руководителем, но и учителем. К сожалению, от этого поколения мало кто остался в живых – время унесло большинство их. Владимира Николаевича нет с нами, поэтому нам самим приходится давать оценку того, что сделано за 40 лет после кончины В.Н. Понятно естественное желание тех, кто хотел бы высоко оценить наши результаты и сказать: нам есть чем гордиться! Да, сделано немало. Мы активно участвовали в Международных совещаниях по всему миру – от Японии и Китая до США и Канады. Большинство имеет публикации в международных журналах. Некоторые активно ведут переписку с коллегами в глобальных масштабах и высказывают свое мнение на заседаниях в международных рабочих группах и подкомиссиях. Все так. Но если быть честными, то можем ли мы назвать такие публикации, которые не просто цитируются, а стали идейными в конкретных направлениях исследований? Именно с этих позиций мы решили дать оценку упомянутым выше результатам. Очевидно, что нет способов оценить любой результат. Выбор наиболее перспективного возможен только со временем. Приходится прибегнуть к формальному способу – наукометрическому. Мы выбрали цитирование. Возможно, что преимущества получат наиболее ранние публикации. Наш выбор не может являться приговором. Повторимся: реальную оценку результату даст время. Вполне ожидаемо, что наиболее цитируемыми работами оказались те, которые посвящены морским отложениям бореальных районов России со следами глобальных событий (эвстатические, изотопные экскурсы, крупные вымирания и др.) или обобщения стратиграфических данных по длительным стратиграфическим интервалам и крупным регионам (в первую очередь это исследования, посвященные совершенствованию Бореального зонального стандарта). Наименее востребованы публикации, посвященные изучению каких-либо частных вопросов – описанию того или иного таксона, изучению отдельных разрезов и скважин. Востребованность отдельных палеонтологических и биостратиграфических работ – монографий и крупных обобщений – может быть связана и с количеством активно работающих специалистов по некоторым группам окаменелостей.

ЛИТЕРАТУРА

Барабошкин Е.Ю. Нижнемеловой аммонитовый зональный стандарт Бореального пояса // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2004. Т. 79. Вып. 5. С. 44–68.

Бейзель А.Л. Позднеюрские и раннемеловые гастроподы севера Средней Сибири (систематический состав, палеоэкология, стратиграфическое и палеогеографическое значение) // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1983. Вып. 484. 94 с.

Богомолов Ю.И. Полиптихиты (аммониты) и биостратиграфия бореального валанжина // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1989. Вып. 696. С. 1–200.

Брагин В.Ю., Дзюба О.С., Казанский А.Ю., Шурыгин Б.Н. Новые данные по магнитостратиграфии пограничного юрско-мелового интервала п-ова Нордвик (север Восточной Сибири) // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 3. С. 438–455.

Брагин Н.Ю. Echinocampidae – новое семейство позднеюрско-раннемеловых радиолярий Арктической Сибири // Палеонтол. журн. 2009. № 4. С. 6–17.

Брагин Н.Ю. Радиолярии волжского и берриасского ярусов севера Средней Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2011. Т. 19. № 2. С. 55–69.

Брадучан Ю.В., Гурари Ф.Г., Захаров В.А. и др. Баженовский горизонт Западной Сибири (стратиграфия, палеогеография, экосистема, нефтегазоносность). Новосибирск: Наука, 1986. 216 с.

Всесоюзное палеонтологическое общество. Справочник. Л.: Наука, 1984. 260 с.

Вячкилева Н.П., Климова И.Г., Турбина А.С. и др. Атлас моллюсков и фораминифер морских отложений верхней юры и неокома Западно-Сибирской нефтегазоносной области. Том I. Стратиграфический очерк. Моллюски. М.: Недра, 1990. 286 с.

Гужов А.В., Захаров В.А. Колпачковидные гастроподы из верхнеюрских и нижнемеловых отложений севера Восточной Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 5. С. 72–91.

Гуляев Д.Б. Инфразональная аммонитовая шкала верхнего бата–нижнего келловея Центральной России // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 1. С. 68–96.

Гуляев Д.Б. Аммониты и инфразональная стратиграфия зоны Besnosovi нижнего бата Русской плиты // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27. № 1. С. 103–125.

Гуляев Д.Б. Макроцефалитины и говерицератины (Ammonoidea) зоны elatmae и стратиграфия нижнего келловея центральных районов Русской платформы // Проблемы стратиграфии и палеонтологии мезозоя: научн. чтения, посвященные М.С. Месежникову. СПб: ВНИГРИ, 1999. С.63–85.

Дзюба О.С. Белемниты (Cylinrdoteuthidae) и биостратиграфия средней и верхней юры Сибири. Новосибирск: Гео, 2004. 203 с.

Дзюба О.С., Гужиков А.Ю., Маникин А.Г. и др. Магнито- и углеродно-изотопная стратиграфия нижнего–среднего бата разреза Сокурский тракт (Центральная Россия): значение для глобальной корреляции // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. №2. С. 250–272.

Захаров В.А. Бухииды и биостратиграфия бореальной верхней юры и неокома // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1981. Вып. 458. 271 с.

Захаров В.А., Рогов М.А. Бореально-тетические миграции моллюсков на юрско-меловом рубеже и положение биогеографического экотона в северном полушарии // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 11. №. 2. 2003. С. 54–74.

Захаров В.А., Шурыгин Б.Н. Метод реконструкции рельефа дна и глубин морских палеобассейнов на основе анализа катен бентоса // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1985. Вып. 628. С. 97–107.

Захаров В.А., Занин Ю.Н., Зверев К.В. и др. Стратиграфия верхнемеловых отложений Северной Сибири. Усть-Енисейская впадина. Новосибирск. Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1986. 82 с.

Захаров В.А., Бейзель А.Л., Зверев К.В. и др. Стратиграфия верхнемеловых отложений Северной Сибири (разрез по р. Янгоде). Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1989. 70 с.

Захаров В.А., Курушин Н.И., Похиалайнен В.П. Биогеографические критерии геодинамики террейнов Северо-Восточной Азии в мезозое // Геология и геофизика. 1996. № 11. С. 3–25.

Захаров В.А., Богомолов Ю.И., Ильина В.И. и др. Бореальный зональный стандарт и биостратиграфия мезозоя Сибири // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 5. С. 927–956.

Захаров В.А., Шурыгин Б.Н., Курушин Н.И. и др. Мезозойский океан в Арктике: палеонтологические свидетельства // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 2. С. 155–181.

Захаров В.А., Лебедева Н.К., Маринов В.А. Биотические и абиотические события в позднем мелу Арктической биогеографической области // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 11. С. 1093–1103.

Захаров В.А., Шурыгин Б.Н., Меледина С.В. и др. Бореальный зональный стандарт юры: обсуждение новой версии // Материалы первого Всероссийского совещания «Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии» / Под ред. В.А. Захарова, М.А. Рогова, О.С. Дзюба. М.: ГИН РАН, 2005. С. 89–96.

Захаров В.А., Шурыгин Б.Н., Ильина В.И., Никитенко Б.Л. Плинсбах-тоарская биотическая перестройка на севере Сибири и в Арктике // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 4. С. 61–80.

Захаров В.А., Ипполитов А.П., Зверьков Н.Г. и др. Ретроцерамы и унионизиды из байоса и нижнего бата (средняя юра) севера Европейской России (басс. р. Ижмы, Тимано-Печорская плита) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. №4. С. 73–95.

Ипполитов А.П. Белемниты и биостратиграфия нижнего бата центра и юга Восточно-Европейской платформы. Часть 1. Megateuthididae // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018а. Т.26. № 2. С. 59–86.

Ипполитов А.П. Белемниты и биостратиграфия нижнего бата центра и юга Восточно-Европейской платформы. Часть 2. Cylindroteuthididae и Belemnoteuthididae // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018б. Т. 26. № 4. С. 58–85.

Киселев Д.Н. Зоны, подзоны и биогоризонты среднего келловея Центральной России // Спец. вып. трудов ЕГФ ЯГПУ. 2001. № 1. 38 с.

Князев В.Г., Девятов В.П., Кутыгин Р.В. и др. Зональный стандарт тоарского яруса Северо-Востока Азии. Якутск: ЯФ изд-ва СО РАН, 2003. 103 с.

Лебедева Н.К. Биофациальный анализ верхнемеловых отложений Усть-Енисейского района по палиноморфам // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 2. С. 81–97.

Лебедева Н.К., Александрова Г.Н., Шурыгин Б.Н. и др. Палеонтологическая и магнитостратиграфическая характеристика верхнемеловых отложений, вскрытых скважиной 8 Русско-Полянского района (юг Западной Сибири) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013. Т. 21. № 1. С.43–73.

Меледина С.В. Бореальная средняя юра России // Тр. ИГиГ СО РАН. 1994. Вып. 819. 184 с.

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.

Меледина С.В., Шурыгин Б.Н., Дзюба О.С. Палеобиогеография и зональная стратиграфия нижней и средней юры Сибири на основе стадийности в развитии моллюсков // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 3. С. 239–255.

Меледина С.В., Алифиров А.С., Алейников А.Н. Зональная стратиграфия и биогеография оксфорда Западной Сибири по аммонитам // Геология и геофизика. 2014. № 10. С. 1205–1218.

Месежников М.С. Кимериджский и волжский ярусы севера СССР. Л.: Наука, 1984. 224 с.

Митта В.В. Аммониты и зональная стратиграфия средневолжских отложений центральной России. Киев: Геопрогноз, 1993. 132 с.

Митта В.В. Аммониты и биостратиграфия нижнего келловея Русской платформы // Бюлл. КФ ВНИГНИ. 2000. № 3. 144 с.

Митта В.В., Сельцер В.Б. Первые находки Arctocephalitinae (Ammonoidea) в юре юго-востока Русской платформы и корреляция бореального батского яруса со стандартной шкалой // Тр. НИИ Геологии СГУ. 2002. Нов. сер. Т. X. С. 12–39.

Митта В.В., Стародубцева И.А. Полевые работы 1998 г. и биостратиграфия нижнего келловея Русской платформы // VM-Novitates. Новости из Геологического музея им. В.И. Вернадского РАН. 1998. № 2. 20 с.

Митта В.В., Барсков И.С., Грюндель Й. и др. Верхний байос и нижний бат в окрестностях Саратова // VM-Novitates. 2004. № 12. 39 с.

Митта В.В., Захаров В.А., Барсков И.С. и др. Верхний байос и нижний бат окрестностей Саратова: малакологическая характеристика и биостратиграфия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2011. Т. 19. № 5. С. 32–45.

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

Никитенко Б.Л., Шурыгин Б.Н., Князев В.Г. и др. Стратиграфия юры и мела Анабарского района (Арктическая Сибирь, побережье моря Лаптевых) и бореальный зональный стандарт // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1047–1082.

Пещевицкая Е.Б. Диноцисты и палиностратиграфия нижнего мела севера Сибири. Новосибирск: Гео, 2010. 230 с.

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

Рогов М.А. Новая зональная и инфразональная шкалы кимериджского яруса Западной Сибири по кардиоцератидам (аммониты) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 5. С. 67–90.

Рогов М.А., Зверьков Н.Г., Захаров В.А. и др. Морские рептилии и климат юры и мела Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27. № 4. С. 13–39.

Санин В.Я., Захаров В.А., Шурыгин Б.Н. Позднеюрские и раннемеловые Arcacea (Bivalvia) Севера СССР. Новосибирск: Наука, 1984. 125 с.

Хоша В., Прунер П., Захаров В.А. и др. Бореально-тетическая корреляция пограничного юрско-мелового интервала по магнито- и биостратиграфическим данным // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 15. № 3. 2007. С. 63–75.

Хоментовский О.В., Захаров В.А., Лебедева Н.К., Воробьева О.И. Граница сантона и кампана на севере Сибири // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 4. С. 512–529.

Шульгина Н.И. Бореальные бассейны на рубеже юры и мела // Тр. ВНИИОкеангеология. 1985. Т. 193. 161 с.

Шурыгин Б.Н. Биогеография, фации и стратиграфия нижней и средней юры Сибири по двустворчатым моллюскам. Новосибирск: Гео, 2005. 154 с.

Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Девятов В.П. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. Новосибирск: Гео, 2000. 480 с.

Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Меледина С.В. и др. Комплексные зональные шкалы юры Сибири и их значение для циркумарктических корреляций // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 8. С. 1051–1074.

Alifirov A.S., Beisel A.L., Meledina S.V. The Callovian and Late Jurassic ammonite-based chronostratigraphy of West Siberia: important findings, biostratigraphic review, and basin correlation West Siberia–South England // Swiss J. Palaeontol. 2016. V. 135. No 1. P. 11–21.

Dzyuba O.S., de Lagausie B. New belemnites (Megateuthididae, Cylindroteuthididae) from the Bajocian and Bathonian of the Yuryung-Tumus Peninsula, northern Siberia, Russia and their palaeobiogeographic implications // PalZ. 2018. V. 92. No 1. P. 87–105.

Dzyuba O.S., Izokh O.P., Shurygin B.N. Carbon isotope excursions in Boreal Jurassic–Cretaceous boundary sections and their correlation potential // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2013. V. 381–382. P. 33–46.

Gröcke D.R., Price G.D., Ruffel A.H. et al. Isotopic evidence for Late Jurassic – Early Cretaceous climate change // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2003. V. 202. No 1–2. P. 97–118.

Kiselev D.N., Rogov M.A. Detailed biostratigraphy of the Middle Callovian–lowest Oxfordian in the Mikhaylov reference section (Ryazan region, European part of Russia) by ammonites // Volumina Jurassica. 2018. V. XVI. P. 73–186.

Mitta V., Kostyleva V., Dzyuba O. et al. Biostratigraphy and sedimentary settings of the Upper Bajocian–Lower Bathonian in the vicinity of Saratov (Central Russia) // N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 2014. V. 271. No 1. P. 95–121.

Mitta V., Glinskikh L., Kostyleva V. et al. 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. No 3. P. 307–335.

Nunn E.V., Price G.D., Gröcke D.R. et al. The Valanginian positive carbon isotope event in Arctic Russia: Evidence from terrestrial and marine isotope records and implications for global carbon cycling // Cretaceous Res. 2010. V. 31. P. 577–592.

Reboulet S., Szives O., Aguirre-Urreta B. et al. Report on the 6th International Meeting of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Working Group, the Kilian Group (Vienna, Austria, 20th August 2017) // Cretaceous Res. 2018. V. 91. P. 100–110.

Rogov M.A. A precise ammonite biostratigraphy through the Kimmeridgian–Volgian boundary beds in the Gorodischi section (Middle Volga area, Russia), and the base of the Volgian Stage in its type area // Volumina Jurassica. 2010. V. VIII. P. 103–130.

Rogov M., Zakharov V. Ammonite- and bivalve-based biostratigraphy and Panboreal correlation of the Volgian Stage // Sci. China Ser. D, Earth Sci. 2009. V. 52. No 12. P. 1890–1909.

Sahagian D., Pinous O.V., Olferiev A.G., Zakharov V.A. Eustatic curve for the Middle Jurassic – Cretaceous based on Russian Platform and Siberian stratigraphy: zonal rezolution // AAPG Bull. 1996. V. 80. P. 1433–1458.

Schnabl P., Pruner P., Wimbledon W.A. A review of magnetostratigraphic results from the Tithonian–Berriasian of Nordvik (Siberia) and possible biostratigraphic constraints // Geol. Carpathica. 2015. V. 66. P. 489–498.

Schootbrugge B. van de, Houben A.J.P., Ercan F.E.Z. et al. Enhanced Arctic-Tethys connectivity ended the toarcian oceanic anoxic event in NW Europe // Geol. Mag. 2020. V. 157. P. 1593–1611.

Shurupova Y.A., Tesakova E.M. Detailed biostratigraphic scales as based on the palaeobiogenetical approach (an example of the Upper Bajocian–Lower Bathonian ostracod scale of the Russian Platform) // Volumina Jurassica. 2017. V. XV. No 1. P. 121–138.

Suan G., Nikitenko B.L., Rogov M.A., et al. Polar record of Early Jurassic massive carbon injection // Earth Planet. Sci. Lett. 2011. V. 312. P. 102–113.

Vishnevskaya V.S. The Jurassic–Cretaceous boundary in Boreal Russia: radiolarian and calcareous dinoflagellate potential biomarkers // Geol. Quart. 2017. V. 61. P. 641–654.

Vishnevskaya V.S., Kozlova G.E. Volgian and Santonian–Campanian Radiolarian Events of the Russian Arctic and Pacific Rim // Acta Palaeontol. Pol. 2012. V. 57. P. 773–790.

Zakharov V.A., Rogov M.A. High-resolution stratigraphy of the Jurassic–Cretaceous boundary beds in Paskenta area (California) // Cretaceous Res. 2020. V. 110. Art. 104422.

Zakharov V.A., Lebedeva N.K., Khomentovsky O.V. Upper Cretaceous Inoceramid and Dinoflagellate cysts biostratigraphy of the Northern Siberia // Tethyan/Boreal Cretaceous correlation. Mediterranean and Boreal Cretaceous paleobiogeographic areas in Central and Eastern Europe / Jozef Michalik (ed.). Bratislava: VEDA, 2002. P. 137–172.

Zakharov V.A., Rogov M.A., Dzyuba O.S. et al. Paleoenvironments and paleoceanography changes across the Jurassic/Cretaceous boundary in the Arctic Realm: case study of the Nordvik section (North Siberia, Russia) // Polar Res. 2014. V. 33. Art. 19714.

Žák K., Košťák M., Man O. et al. Comparison of carbonate C and O stable isotope records across the Jurassic/Cretaceous boundary in the Tethyan and Boreal Realms // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2011. V. 299. P. 83–96.

Zverkov N.G., Efimov V.M. Revision of *Undorosaurus*, a mysterious Late Jurassic ichthyosaur of the Boreal Realm // J. Syst. Palaeontol. 2019. V. 17. P. 963–993.

Zverkov N.G., Grigoriev D.V., Danilov I.G. Early Jurassic palaeopolar marine reptiles of Siberia // Geol. Mag. 2020. DOI 10.1017/S0016756820001351

УДК 568.15:551.762 (571.1/.5+98)

ЮРСКИЕ ИХТИОЗАВРЫ СИБИРИ И АРКТИКИ

Н.Г. Зверьков[1,2]

[1]*Палеонтологический институт РАН, Москва*
[2]*Геологический институт РАН, Москва, zverkovnik@mail.ru*

Остатки ихтиозавров встречены практически во всех ярусах юрской системы, представленных в Сибири и Арктике, начиная с геттангского и заканчивая волжским, и за исключением синемюрского и келловейского ярусов. Сведения о таксономическом составе юрских ихтиозавров Сибири и Арктики были получены лишь за последнее десятилетие, причем, главным образом в последние несколько лет. Диагностируемые находки ихтиозавров в Сибири редки и, в настоящее время, известны только из тоарского яруса нижней юры, в котором сосредоточено большинство находок остатков ихтиозавров в регионе, в то время как в Арктике находки ихтиозавров известны главным образом из волжского яруса и пограничного юрско-мелового интервала. В тоарских отложениях бассейна р. Вилюй Восточной Сибири установлено присутствие представителей родов *Temnodontosaurus* и *Stenopterygius*, типичных для тоара Западной Европы. Позднеюрские ихтиозавры известны из Гренландии, Шпицбергена, Земли Франца-Иосифа и Канадского Арктического архипелага. Арктические ихтиозавры представлены почти исключительно космополитным родом *Arthropterygius*, который также известен из позднеюрских отложений Поволжья и Патагонии. Единственная находка представителя рода *Undorosaurus*, типичного для волжского яруса Поволжья, на Шпицбергене демонстрирует, что представители других позднеюрских родов ихтиозавров также присутствовали в Арктике.

Ключевые слова: ихтиозавры, Сибирь, Арктика, юрский период, таксономический состав.

JURASSIC ICHTHYOSAURS OF SIBERIA AND THE ARCTIC

N.G. Zverkov[1,2]

[1]*Borissiak Paleontological Institute, RAS, Moscow*
[2]*Geological Institute, RAS, Moscow, zverkovnik@mail.ru*

Ichthyosaur remains are known from almost all stages of the Jurassic System represented in Siberia and the Arctic, from the Hettangian to the Volgian by the exclusion of the Sinemurian and the Callovian stages. Information on the taxonomic composition of Jurassic ichthyosaurs in Siberia and the Arctic was obtained only in the last decade, and mainly in the last few years. Diagnostic ichthyosaur finds in Siberia are rare and, at present, are known only from the Toarcian Stage of the Lower Jurassic, in which most of the finds of ichthyosaur remains in the region are concentrated; whereas in the Arctic the finds of ichthyosaurs are concentrated mainly in the Volgian stage and the Jurassic–Cretaceous transitional interval. Two genera typical of the Toarcian of Western Europe, *Temnodontosaurus* and *Stenopterygius*, were identified in the Toarcian of the Vilyuy River basin, Eastern Siberia. Late Jurassic ichthyosaurs are known from Greenland, Svalbard, Franz Josef Land, and the Canadian Arctic Archipelago. Arctic ichthyosaurs are represented almost exclusively by the cosmopolitan genus *Arthropterygius*, which is also known from the Late Jurassic of the Volga region and Patagonia. The only find of a representative of the genus *Undorosaurus*, typical of the Volgian Stage of the Volga region, in Svalbard demonstrates that representatives of other Late Jurassic ichthyosaur genera were also present in the Arctic.

Key words: Ichthyosaurs, Jurassic Period, Arctic, Siberia, taxonomic composition.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-80

Ихтиозавры были одной из самых успешных групп мезозойских морских рептилий: появившись в начале триаса они быстро распространились по морям всей планеты и продолжали играть важную роль в морских экосистемах мезозоя вплоть до своего вымирания в середине мела (McGowan, Motani, 2003; Fischer et al., 2016). Юрский период стал временем расцвета ихтиозавров группы Neoichthyosauria, которые, в отличие от своих предков, были хорошо адаптированны к жизни вдали от берега и, по всей видимости, были способны совершать заплывы на значительные расстояния и, возможно, могли совершать миграции (Zverkov et al., 2020). Однако знания о юрских ихтиозаврах долгое время были ограничены территорией Европы, откуда происходит большинство находок и где активнее всего идет изучение группы (McGowan, Motani, 2003). Несмотря на то, что о присутствии остатков морских рептилий, включая ихтиозавров, в юрских отложениях Сибири и Арктики известно по меньшей мере с начала прошлого века (например, Jakowlew, 1903; Rosenkrantz, 1934; Tozer, Thorsteinsson, 1964; Кирина, 1966), только благодаря исследованиям последних лет удалось получить данные об их таксономическом составе, разнообразии и распространении в регионе. Данная работа представляет собой краткий обзор современного состояния изученности юрских ихтиозавров Сибири и Арктики.

Первым упоминанием достоверных находок остатков ихтиозавров в юрских отложениях Сибири, по-видимому, следует считать работу Кириной (1966). Сведения о находках ихтиозавров России были обобщены Несовым и др. (1988), хотя и приведены в форме списка без описаний отдельных находок. Из Сибири этими авторами были упомянуты находки экспедиций Т.А. Кириной главным образом из тоара, но также из байоса и бата бассейна р. Вилюй. Рогов и др. (2019), дополнили эти сведения по упоминаниям в геологической литературе и личным сообщениям геологов, работавших в Сибири. Они сообщили о находках остатков ихтиозавров из геттанга и из плинсбаха–тоара различных регионов Восточной Сибири, а также описали и изобразили позвонки из кимериджских и волжских отложений р. Левая Боярка и из волжских отложений р. Дябака-Тари (Рогов и др., 2019).

Описание остатков ихтиозавров, собранных экспедицией Т.И. Кириной из нижней юры бассейна р. Вилюй, было опубликовано в прошлом году (Zverkov et al., 2020). Большинство находок представлены изолированными позвонками и фрагментами ребер и некоторых других костей, не поддающихся более точному определению, чем Neoichthyosauria indet. Однако среди всех находок две удалось определить до рода. Одна из них представлена фрагментом ростра гигантского ихтиозавра, которую с уверенностью отнести к роду *Temnodontosaurus*, другая определимая до рода находка представляет собой неполный скелет маленького ихтиозавра рода *Stenopterygius*. Обе эти находки демонстрируют общность раннеюрских герпетофаун Западной Европы и Восточной Сибири (Zverkov et al., 2020).

В средней юре Сибири находки ихтиозавров известны из аалена, байоса и бата, однако до сих пор нет ни одной находки из келловея (Рогов и др., 2019). Все среднеюрские находки ихтиозавров либо недоступны (известны по упоминаниям в литературе без указаний места хранения), либо слишком фрагментарные для каких-либо определений – они лишь демонстрируют факт присутствия ихтиозавров в средней юре Сибири. Аналогичная ситуация на данный момент и с позднеюрскими ихтиозаврами, которые известны лишь по фрагментарным находкам позвонков из кимериджского и волжского ярусов (Рогов и др., 2019). В связи с вышеизложенным, в настоящее время можно говорить лишь о факте присутствия ихтиозавров в средне- и позднеюрских отложениях Сибири, и любые новые находки из отложений этого возраста представляют большой интерес для установления таксономического состава средне- и позднеюрских ихтиозавров региона.

В Арктике ихтиозавры известны почти исключительно из позднеюрских отложений. Находка древнейшего из известных на данный момент ихтиозавра в Арктике упомянута Розенкранцем из тоара г. Натхорст-Фьельд на востоке Гренландии и определена как *Ichthyosaurus* sp. (Rosenkrantz, 1934), хотя достоверные находки представителей данного рода из тоара неизвестны (McGowan, Motani, 2003). Изолированные позвонки и фрагменты ребер ихтиозавров были описаны из верхнего оксфорда г. Кингофьельд

Гренландии (Delsett, Alsen,). Фрагментарные остатки ихтиозавра также известны из кимериджа Земли Милна у восточного побережья Гренландии (Marzola et al., 2018) и с о. Аннейа на северо-западном побережье Норвегии (Ørvig, 1953; Norborg, Wulff-Pedersen, 1997).

Неполный скелет ихтиозавра из верхней юры о. Мелвилл Канадского Арктического Архипелага был описан Расселлом в 1994 г как новый вид *Ophthalmosaurus chrisorum* (Russell, 1994), для которого в 2010 г. Максвелл предложила новый род *Arthropterygius* (Maxwell, 2010). Изначально считалось, что данная находка происходит из оксфордско-кимериджского интервала разреза, однако позднее удалось установить, что наиболее вероятен ее волжский возраст (Zverkov, Prilepskaya, 2019). Две других находки костей позднеюрских ихтиозавров с островов Канадского Арктического Архипелага считаются неопределимыми представителями семейства Ophthalmosauridae (Maxwell, 2010).

Наиболее многочисленные находки ихтиозавров в Арктике известны из волжских отложений Шпицбергена (Angst et al., 2010; Druckenmiller et al., 2012; Roberts et al., 2014; Delsett et al., 2016, 2017, 2018, 2019). Находки включают как небольшие ассоциации костей, так и практически полные скелеты (Delsett et al., 2016). На основе этих материалов норвежскими исследователями было выделено четыре новых монотипных рода, и выдвинуто предположение об эндемизме позднеюрских ихтиозавров Шпицбергена (Druckenmiller et al., 2012; Roberts et al., 2014; Delsett et al., 2018, 2019). Ревизии последних лет позволили предложить другую интерпретацию. *Cryopterygius kristiansenae* – первый позднеюрский ихтиозавр со Шпицбергена, известный по единственному, но полному скелету (Druckenmiller et al., 2012) – практически неотличим от *Undorosaurus gorodischensis* из Поволжья, в связи с чем их было предложено считать синонимами (Zverkov, Efimov, 2019). Пока что это единственная находка ундорозавра в Арктике. Большинство родов позднеюрских ихтиозавров Шпицбергена было предложено рассматривать в качестве младших субъективных синонимов рода *Arthropterygius* с сохранением их типовых видов как отдельных видов этого рода – *A. lundi* и *A. hoybergeti* (Zverkov, Prilepskaya, 2019). Представители этих видов выявлены также и в средневолжских отложениях Поволжья (Zverkov, Prilepskaya, 2019). Некоторые из экземпляров со Шпицбергена, ранее отнесенные к видам *Palvennia hoybergeti* и *Keilhauia nui*, были отнесены к типовому виду рода *Arthropterygius, A. chrisorum*; более того, скелеты представителей данного вида были обнаружены также и в верхнеюрских и раннемеловых (берриасских) отложениях островов архипелага Земля Франца-Иосифа (Zverkov, Prilepskaya, 2019). Представитель рода *Arthropterygius* известен также из титона Патагонии (Campos et al., 2020), таким образом, *Arthropterygius* был по-видимому одним из самых широко распространенных родов позднеюрских ихтиозавров.

Присутствие ихтиозавров в юрских отложениях Сибири и Арктики интересно с точки зрения расположения этих территорий на высоких широтах не только в настоящее время, но и в мезозое (Рогов и др., 2019; Zverkov et al., 2020). Долгое время в работах, касающихся высокоширотных климатов мезозоя, находки костей морских рептилий интерпретировали как показатель тепловодных условий (Гольберт, Полякова, 1966; Гольберт, 1979, 1987; Палеоклиматы…, 1977; Hallam, 1985). Однако гипотезы о высоком уровне метаболизма у эволюционно продвинутых юрских и меловых ихтиозавров были высказаны еще в конце прошлого века на основании строения их костей (Buffrénil, Mazin, 1990). Эти предположения получили поддержку в более поздних работах по гистологии костей ихтиозавров (Houssaye, 2013; Houssaye et al., 2014), а также по данным анализа содержания стабильного изотопа кислорода δ^{18}O в их зубах (Bernard et al., 2010). Изучение мягких тканей ихтиозавров позволяет говорить о наличии у них хорошо развитого слоя подкожного жира (Lindgren et al., 2018), что также может быть интерпретировано как адаптация к жизни в холодноводной среде.

Анализ распространения находок морских рептилий в юрских и меловых отложениях Сибири на фоне различных палеоклиматических индикаторов не выявил прямой связи между колебаниями климата и распространением морских рептилий (Рогов и др., 2019). Палеогеографические реконструкции с использованием онлайн-калькулятора палеоширот (paleolatitude.org) локализуют положение раннеюрских фаун морских рептилий Сибири в палеополярной области, севернее 80-й северной параллели (Рогов и др., 2019; Zverkov et al., 2020). Эти расчеты, если они верны, подразумевают, что морские рептилии обитали в области с резко меняющимися в течение года условиями полярного дня и полярной ночи. Представляется маловероятным, что эти животные оставались на высоких палеоширотах в полярную ночь, поэтому, было выдвинуто предположение, что они могли совершать сезонные миграции (Zverkov et al., 2020). Довольно частая встречаемость остатков ихтиозавров и плезиозавров (включая нередкие находки остатков ювенильных особей) в юрских отложениях Сибири и Арктики наряду с отсутствием находок морских крокодиломорфов в регионе, учитывая их широкое распространение на низких палеоширотах этого временного интервала (Martin et al., 2014), является дополнительным аргументом в пользу того, что плезиозавры и неоихтиозавры были способны жить и, возможно, размножаться в полярных условиях, в отличие от крокодиломорфов (Zverkov et al., 2020). По-видимому, только находки морских черепах и крокодиломорфов (Thalattosuchia) можно в какой-то степени рассматривать в качестве индикаторов теплого климата.

Работа выполнена при поддержке РНФ 21-17-00245.

ЛИТЕРАТУРА

Гольберт А.В. К термической характеристике мезозойских и кайнозойских климатов Северной Азии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 11. С. 141–148.

Гольберт А.В. Основы региональной палеоклиматологии. М.: Недра, 1987. 222 с.

Гольберт А.В., Полякова И.Д. К методике региональных палеоклиматических реконструкций // Геология и геофизика. 1966. № 4. С. 26–34.

Кирина Т.И. Стратиграфия нижнеюрских отложений западной части Вилюйской синеклизы // Труды ВНИгРИ. 1966. Вып. 249. С. 18–71.

Несов Л.А., Иванов А.О., Хозацкий Л.И. О находках остатков ихтиозавров в СССР и проблеме смены фаун в середине мела // Вестник ЛГУ. Сер. 7. 1988. Вып. 1(7). С. 15–25.

Палеоклиматы Сибири в меловом и палеогеновом периодах. М.: Недра, 1977. 107 с.

Рогов М.А., Зверьков Н.Г., Захаров В.А., Архангельский М.С. Морские рептилии и климат юры и мела Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27. № 4. С. 13–39.

Angst D., Buffetaut E., Tabouelle J., Tong H. An ichthyosaur skull from the Late Jurassic of Svalbard // Bull. Soc. Géol. France. 2010. V. 181. No 5. P. 453–458.

Bernard A., Lécuyer C., Vincent P. et al. Regulation of body temperature by some Mesozoic marine reptiles // Science. 2010. V. 328. No 5984. P. 1379–1382.

Buffrénil V. de, Mazin J.-M. Bone histology of the ichthyosaurs: comparative data and functional interpretation // Paleobiology. 1990. V. 16. P. 435–447.

Campos L., Fernández M.S., Herrera Y. A new ichthyosaur from the Late Jurassic of north-west Patagonia (Argentina) and its significance for the evolution of the narial complex of the ophthalmosaurids // Zool. J. Linn. Soc. 2020. V. 188. P. 180–201.

Delsett L.L., Alsen, P. New marine reptile fossils from the Oxfordian (Late Jurassic) of Greenland // Geol. Mag. 2020. V. 157. No 10. P. 1612–1621.

Delsett L.L., Novis L.K., Roberts A.J. et al. The Slottsmøya marine reptile Lagerstätte: depositional environments, taphonomy and diagenesis // Geol. Soc. London, Spec. Publ. 2016. V. 434. P. 165–188.

Delsett L.L., Roberts A.J., Druckenmiller P.S., Hurum J.H. A new ophthalmosaurid (Ichthyosauria) from Svalbard, Norway, and evolution of the ichthyopterygian pelvic girdle // PLoS ONE. 2017. V. 12, No 1. P. e0169971.

Delsett L.L., Druckenmiller P.S., Roberts A.J., Hurum J.H. A new specimen of *Palvennia hoybergeti*: implications for cranial and pectoral girdle anatomy in ophthalmosaurid ichthyosaurs // PeerJ. 2018. No 6: e5776.

Delsett L.L., Roberts A.J., Druckenmiller P.S., Hurum J.H. 2019. Osteology and phylogeny of Late Jurassic ichthyosaurs from the Slottsmøya Member Lagerstätte (Spitsbergen, Svalbard) // Acta Palaeontol. Pol. 2019. V. 64. P. 717–743.

Druckenmiller P.S., Hurum J., Knutsen E.M., Nakrem H.A. Two new ophthalmosaurids (Reptilia: Ichthyosauria) from the Agardhfjellet Formation (Upper Jurassic: Volgian/Tithonian), Svalbard, Norway // Nor. J. Geol. 2012. V. 92. P. 311–339.

Fischer V., Bardet N., Benson R.B.J. et al. Extinction of fish-shaped marine reptiles associated with reduced evolutionary rates and global environmental volatility // Nat. Commun. 2016. V. 7. https://doi.org/10.1038/ncomms10825.

Hallam A. A review of Mesozoic climates // J. Geol. Soc. 1985. V. 142. P. 433–445.

Houssaye A. Bone histology of aquatic reptiles: what does it tell us about secondary adaptation to an aquatic life // Biol. J. Linn. Soc. 2013. V. 108. P. 3–21.

Houssaye A., Scheyer T.M., Kolb C. et al. A new look at ichthyosaur long bone microanatomy and histology: implications for their adaptation to an aquatic life // PLoS ONE. 2014. V. 9. No 4. https://doi.org/10.1371/journal.pone.0095637.

Jakowlew N. Ueber plesiosaurierreste aus der Wolgastufe an der Lena in Siberien // Зап. Мин. о-ва. Сер. 2. 1903. Т. 41. С. 13–16.

Lindgren J., Sjövall P., Thiel V. et al. Soft-tissue evidence for homeothermy and crypsis in a Jurassic ichthyosaur // Nature. 2018. V. 564. P. 359–365.

Martin J.E., Amiot R., Lécuyer C., Benton M.J. Sea surface temperature contributes to marine crocodylomorph evolution // Nat. Commun. 2014. V. 5: e4658.

Maxwell E.E. Generic reassignment of an ichthyosaur from the Queen Elizabeth Islands, Northwest Territories, Canada // J. Vertebr. Paleontol. 2010. V. 2. P. 403–415.

Marzola M., Mateus O., Milàn J., Clemmensen L.B. A review of Palaeozoic and Mesozoic tetrapods from Greenland // Bull. Geol. Soc. Denmark. 2018. V. 66. P. 21–46.

McGowan C., Motani R. Handbook of Paleoherpetology, Ichthyopterygia. München: Verlag Dr. Friedrich Pfeil, 2003. 175 p.

Norborg A.K., Wulff-Pedersen E. Andøyas mesozoiske bergarter og fossiler // Naturen. 1997. No 1. P. 40–45.

Ørvig T. On the Mesozoic field of Andøya. I. Notes on the Ichthyosaurian remains collected in 1952, with the remarks on the age of the vertebrate bearing beds // Acta Borealia, A. Scientia. 1953. No 4. P. 1–32.

Roberts A.J., Druckenmiller P.S., Sætre G.P., Hurum J.H. A new upper Jurassic ophthalmosaurid ichthyosaur from the Slottsmoya Member, Agardhfjellet Formation of Central Spitsbergen // PLoS One. 2014. V. 9. P. e103152.

Rosenkrantz A. The Lower Jurassic rocks of East Greenland. Part 1 // Medd. Grønl. 1934. V. 110. No 1. P. 4–122.

Russell D.A. Jurassic marine reptiles from Cape Grassy, Melville Island, Arctic Canada // The Geology of Melville Island, Arctic Canada / R.L. Christie, N.J. McMillan (Eds.). Ottawa, 1994. P. 195–201 (Geol. Surv. Canada, Bull. 450).

Tozer E.T., Thorsteinsson R. // Geol. Surv. Canada, Mem. 1964. V. 332. 242 p.

Zverkov N.G., Efimov V.M. Revision of *Undorosaurus*, a mysterious Late Jurassic ichthyosaur of the Boreal Realm // J. Syst. Palaeontol. 2019. V. 17. P. 963–993.

Zverkov N.G., Prilepskaya N.E. A prevalence of *Arthropterygius* (Ichthyosauria: Ophthalmosauridae) in the Late Jurassic–earliest Cretaceous of the Boreal Realm // PeerJ. 2019. No 7. P. e6799.

Zverkov N. G., Grigoriev D. V., Danilov I. G. Early Jurassic palaeopolar marine reptiles of Siberia // Geol. Mag. 2020. https://doi.org/10.1017/S0016756820001351.

УДК 551.8:551.762.22 (571.1)

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В МАЛЫШЕВСКОЕ ВРЕМЯ (СРЕДНЯЯ ЮРА)

В.А. Казаненков

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, KazanenkovVA@ipgg.sbras.ru

Впервые построены и описаны региональные палеогеографические карты для этапов накопления продуктивных горизонтов Ю$_4$, Ю$_3$ и верхней части горизонта Ю$_2$ (верхний байос – бат). Реализованный подход позволил получить представления об эволюции палеоландшафтов и сделать выводы об особенностях формирования верхнетюменской подсвиты и малышевской свиты в разных частях Западно-Сибирского осадочного бассейна. Построение палеогеографических карт основывалось на результатах фациальной интерпретации материалов геофизических исследований скважин, выполненной для отдельных частей малышевского горизонта с учетом материалов описания керна, а также палеонтологических, седиментологических, геохимических и других данных.

Ключевые слова: Западная Сибирь, палеогеография, средняя юра, верхнетюменская подсвита, малышевская свита, продуктивные горизонты Ю$_2$–Ю$_4$.

PALEOGEOGRAPHY OF THE WEST SIBERIAN BASIN IN MALYSHEVKA TIME (MIDDLE JURASSIC)

V.A. Kazanenkov

Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, Novosibirsk, KazanenkovVA@ipgg.sbras.ru

Regional paleogeographic maps of the Upper Bajocian – Bathonian Yu$_4$, Yu$_3$ and upper part of the Yu$_2$ reservoir units were constructed and described for the first time ever. The implemented approach made it possible to gain insights into the evolution of paleolandscapes and to draw conclusions about the deposition features of the Upper Tyumen Subformation and Malyshevka Formation in the different parts of the West Siberian sedimentary basin. The paleogeographic mapping was based on the electrofacies analysis performed for individual parts of the Malyshevka stratigraphic horizon. Additionally, the construction of paleogeographic maps was carried out considering the core description materials, paleontological, sedimentological, geochemical data and other.

Keywords: West Siberia, paleogeography, Middle Jurassic, Upper Tyumen Subformation, Malyshevka Formation, Yu$_2$–Yu$_4$ reservoir units.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-86

Объектом исследований является малышевский горизонт, который в арктических районах Западно-Сибирского осадочного бассейна представлен одноименной свитой, а в северных, центральных и южных районах – верхнетюменской подсвитой. В его составе выделяются нефтегазоносные горизонты Ю$_2$–Ю$_4$ проницаемого комплекса батского регионального резервуара.

Изучение палеогеографии юрского периода Западной Сибири было начато в середине 50-х гг. прошлого века и шло в тесной связи с литолого-стратиграфическими исследованиями. По мере накопления новых палеонтологических, литологических и других материалов региональные стратиграфические схемы юры постоянно уточнялись и детализировались. Результатом данной детализации в палеогеографических исследованиях являлось сужение временных интервалов. По опубликованным работам периода 50-х – 80-х гг., для изучаемого разреза, большая часть которого сложена отложениями батского яруса, прослеживается следующая последовательность. Изначально палеогеографические карты и схемы составлялись для ранней и средней эпох юры совместно. Позднее среднеюрские отложения были выделены в отдельный объект. В последующем реконструкции выполнялись для временного интервала, объединяющего байосский и батский века, или отдельно для батского века. Исследования выполнялись большими коллективами специалистов под руководством Н.Н. Ростовцева, В.П. Казаринова, С.Г. Саркисяна, А.Э. Конторовича, А.П. Виноградова, А.В. Гольберта, И.И. Нестерова, В.А. Захарова, Ф.Г. Гурари.

Большинство исследователей полагало, что на территории Западной Сибири формирование отложений в батском веке происходило в континентальных обстановках, в условиях гумидного, теплого климата. При этом предполагалось, что в северных районах в разрезе этих отложений (особенно в верхней части) могут быть встречены «морские» прослои, свидетельствующие о кратковременных ингрессиях моря в пределы низменной аккумулятивной равнины.

Для территории Енисей-Хатангского регионального прогиба (ЕХРП) палеогеографические реконструкции по эпохам и отдельным векам юры в 50-е – 70-е гг. выполнялись под руководством и при участии В.Н. Сакса. На палеогеографических картах и схемах батского века в пределах ЕХРП показан пролив, соединяющий моря Арктического бассейна.

Изучение палеогеографии Западной Сибири юрского периода заметно активизировалось за последние 15 лет, о чем свидетельствует большое количество публикаций, в которых рассмотрены, как Западно-Сибирский осадочный бассейн в целом, так и отдельные крупные регионы. В этих публикациях диаметрально противоположными на условия формирования верхнетюменской подсвиты являются позиции, изложенные в работах (Курчиков, Бородкин, 2015) и (Гурари и др., 2005). В первой работе авторы считают, что осадки верхнетюменской подсвиты накапливались в континентальных условиях, тогда как во второй работе на большей части этой территории показано распространение морского бассейна. Согласно третьей точке зрения, формирование подсвиты в северных районах предполагается в обстановках дельтовой равнины, а в центральных и южных районах в обстановках озерно-аллювиальной равнины, временами заливавшейся морем (Мясникова и др., 2012).

Дискуссионность в вопросе условий формирования верхнетюменской подсвиты предопределила задачу построения палеогеографических схем на отдельные интервалы малышевского времени.

Построение палеогеографических схем базировалось на результатах фациальной интерпретации материалов стандартного и радиоактивного каротажа, а также на изучении описания керна скважин, вскрывших малышевский горизонт на территории Западной Сибири и ЕХРП. Количество скважин с проинтерпретированными материалами ГИС составило порядка 4000, а с материалами описания керна – 250. Из наиболее полных описаний использовалась информация о литологическом составе и текстурах пород, наличии или отсутствии в них включений сидерита и пирита, следов биотурбации, крупноразмерных фрагментов растений и остатков корней, прослоев и пластов углей. По находкам макрофауны, микрофауны и микрофитопланктона в каждом продуктивном горизонте батского резервуара определялись слои морских, прибрежно-морских (солоноватоводных) фаций.

В пределах Западно-Сибирского осадочного бассейна режим осадконакопления на протяжении всего малышевского времени был крайне неустойчивым. Особенно отчетливо это проявилось на территории распространения верхнетюменской подсвиты.

К началу малышевского времени Западная Сибирь представляла собой равнину со сглаженным рельефом, образовавшуюся в результате регрессии моря леонтьевского времени. Вследствие понижения общего базиса эрозии и, вероятно, в какой-то степени оживления тектонических процессов в областях сноса, в начале малышевского времени значительно увеличилось количество поступавшего в седиментационный бассейн песчаного материала. Песок транспортировался речными потоками на большие расстояния, формируя линейно вытянутые тела пород-коллекторов горизонта $Ю_4$. На большей части территории осадочного бассейна была развита аллювиально-озерно-болотная равнина, занимавшая пониженные участки палеорельефа в приосевой зоне (рис. 1А). На западе, востоке, юге и юго-востоке она сменялась озерно-аллювиальными равнинами. Мелководный морской бассейн раннемалышевского времени существовал только на крайнем севере территории Западной Сибири. Его связь с Арктическим бассейном осуществлялась на юго-востоке через Хатангский пролив, а на северо-западе через Южно-Новоземельский пролив. Море неширокой полосой окаймляли ландшафты лагунного побережья, прибрежных и дельтовых равнин. Во время формирования преимущественно глинистой по составу пачки, залегающей между горизонтами $Ю_4$ и $Ю_3$, произошла первая ингрессия моря, которая, согласно известным в настоящее время находкам макро- и микрофауны, достигла южных районов бассейна.

Во время накопления горизонта $Ю_3$ на большей части территории осадочного бассейна существовал преимущественно континентальный режим. Значительная часть территории северных, центральных и южных районов осадочного бассейна в это время была занята аккумулятивной озерно-аллювиальной равниной (рис. 1Б). Подмечено, что в направлении внешней границы бассейна количество песчаного материала в разрезах постепенно увеличивается, а содержание углистого материала уменьшается. Однако палеоландшафты в этот этап формирования отложений в северных, центральных и южных районах седиментационного бассейна были неустойчивыми. Так, в пределы аллювиально-озерно-болотной равнины неоднократно с севера проникало море, которое кратковременно заливало пониженные участки палеорельефа в центральной части и на юго-западе бассейна. Свидетельством этому являются находки остатков различных групп морской биоты, незакономерно распределенные по всему разрезу горизонта $Ю_3$.

Горизонт $Ю_2$ формировался в условиях постепенной трансгрессии моря, которая по смене обстановок осадконакопления в позднемалышевское время, реконструированных по керну скважин, отчетливо фиксируется в разрезах верхней части верхнетюменской подсвиты в центральных и южных районах Западно-Сибирского осадочного бассейна (Конторович и др., 2010). Нижняя часть горизонта повсеместно представлена континентальными отложениями аллювиально-озерно-болотной и озерно-аллювиальной равнин. По мере трансгрессии морского бассейна на юг эти отложения сменялись дельтовыми и прибрежно-континентальными, которые в дальнейшем перекрывались прибрежно-морскими. На заключительном этапе формирования горизонта $Ю_2$ накопление осадков шло в мелководно-морских условиях. В конце малышевского времени море достигло территорий Красноленинского и Шаимского палеоподнятий на юго-западе и Демьянского палеоподнятия на юге, о чем свидетельствуют многочисленные находки морской фауны. При этом на востоке, юго-востоке, юге и западе бассейна сохранились континентальные обстановки осадконакопления (рис. 1В).

Практическим результатом, полученным на данном (региональном) этапе исследований, являются рекомендации к ориентированному поиску тел-коллекторов различной геометрии (формы) и качества, песчано-алевритовые отложения которых формировались в различных условиях осадконакопления.

Так, в аллювиальном комплексе (горизонт Ю4) песчаные тела имеют вытянутую, в разной степени извилистую форму. Тела коллекторов, образовавшихся в дельтовом комплексе, распространены в виде линз, имеющих в плане достаточно сложную форму. Такие тела в сочетании с телами руслового генезиса характерны для горизонта Ю3. Песчаные отложения прибрежно-континентального и прибрежно-морского комплексов

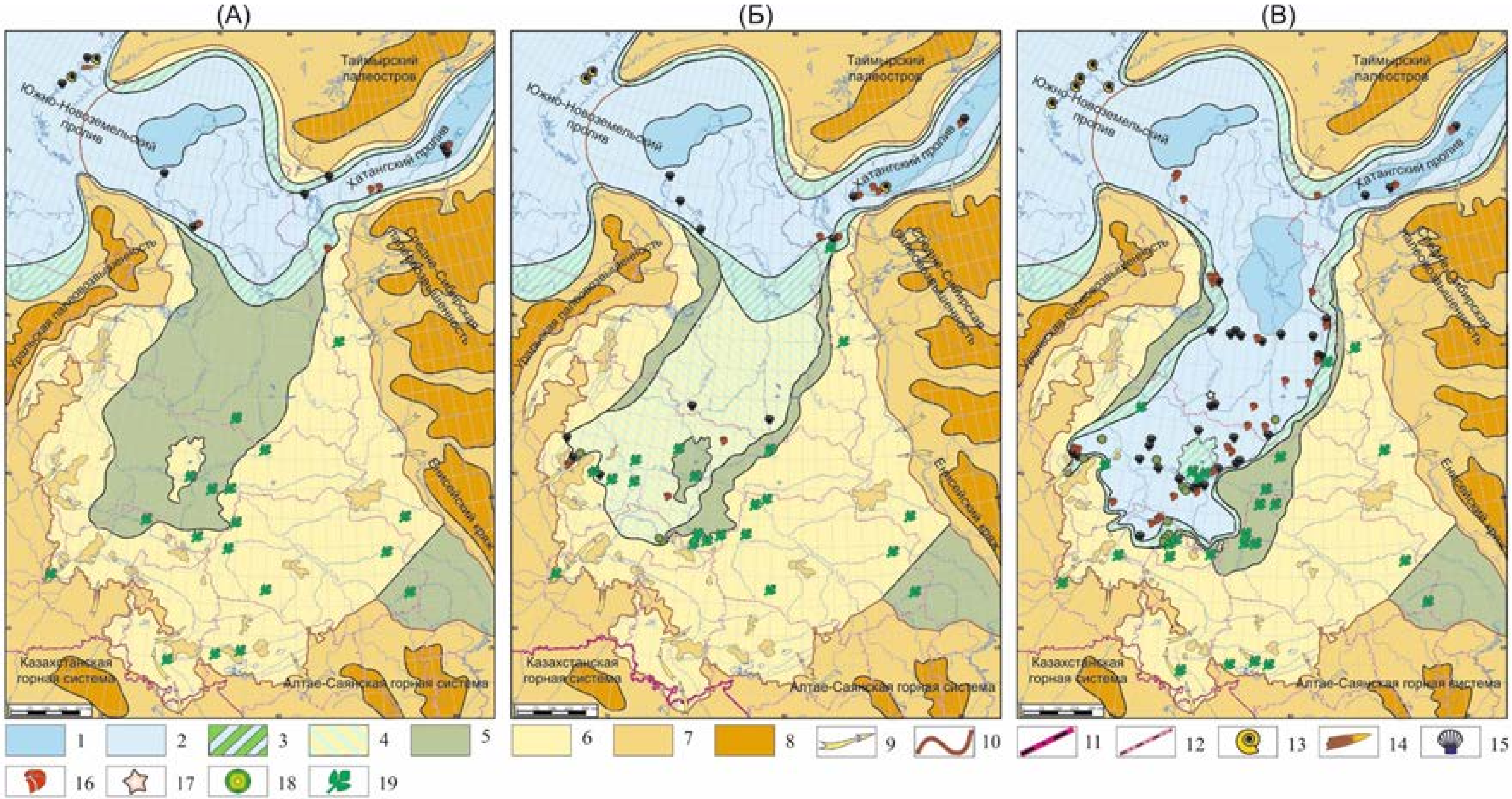


Рис. 1. Палеогеографические схемы Западной Сибири на время накопления горизонтов Ю$_4$ (А), Ю$_3$ (Б) и верхов верхней части горизонта Ю$_2$ (В)

Палеогеографические области: Области морского осадконакопления: *Море мелкое*: 1 - глубина моря 50-100 м, 2 - глубина моря менее 50 м; Области переходного осадконакопления: 3 - дельтовые и прибрежные равнины, лагунное побережье; 4 - равнина, кратковременно заливавшаяся морем; Области континентального осадконакопления: 5 - равнина аккумулятивная аллювиально-озерно-болотная; 6 - равнина аккумулятивная озерно-аллювиальная; Области размыва: 7 - равнина возвышенная (денудационная суша), 8 - горы низкие; **Прочие условные обозначения**: 9 - главные направления сноса обломочного материала, Границы: 10 - распространения малышевского горизонта, 11 - Государственная граница, 12- административные границы; Органические остатки: 13 - аммониты, 14 - белемниты, 15 - двустворки, 16 - фораминиферы, 17 - морские звезды, 18 - микрофитопланктон, 19 - крупные остатки растений образуют тела, распространение которых в плане контролировалось палеорельефом, а также количеством обломочного материала и направлениями его поступления с суши. Коллектора, представленные этими отложениями, являются основными резервуарами нефти и газа в горизонте Ю2.

В последующем представляется важным выполнить палеогеографические реконструкции на временные отрезки малышевского времени в более крупном масштабе (1:200 000, 1:500 000) в отдельных районах Западной Сибири, для чего необходимо провести детальные седиментологические исследования с построением серии опорных разрезов, отражающих ключевые особенности формирования коллекторов батского резервуара. Примером таких исследований являются палеогеографические реконструкции, выполненные в ИНГГ СО РАН для территории Широтного Приобья (Конторович и др., 2010). Эффективность использованного подхода в определении фациального типа отложений и прогноза распространения пород-коллекторов в верхнетюменской подсвите подтверждается в последнее десятилетие фактами открытия новых залежей на Айском, Атайском, Западно-Икилорском, Малоключевом, Северо-Покачевском, Северо-Покамасовском и других месторождениях в пределах зон с высокой вероятностью развития улучшенных коллекторов в горизонте Ю2.

Автор выражает глубокую благодарность чл.-корр. РАН Б.Н. Шурыгину, д.г.-м.н. Б.Л. Никитенко и к.г.-м.н. А.А. Горячевой за оказанную помощь в ревизии использованных палеонтологических материалов, а также к.г.-м.н. Л.Г. Вакуленко за предоставленные материалы с описанием керна по скважинам южных районов ЯНАО.

Работа выполнена в рамках проекта ФНИ 0331-2019-0019 «Геология, условия формирования и закономерности размещения залежей углеводородов с трудноизвлекаемыми запасами в Западно-Сибирском мегабассейне».

ЛИТЕРАТУРА

Гурари Ф.Г., Девятов В.П., Демин В.И. и др. Геологическое строение и нефтегазоносность нижней–средней юры Западно-Сибирской провинции. Новосибирск: Наука, 2005. 156 с.

Конторович А.Э., Вакуленко Л.Г., Казаненков В.А. и др. Седиментогенез коллекторов среднего–верхнего бата и их нефтеносность в Широтном Приобье // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 2. С. 187–200.

Курчиков, А.Р., Бородкин В.Н. Характеристика геологического строения и нефтегазоносности юрского нефтегазоносного комплекса Западной Сибири. Новосибирск: Издательство СО РАН, 2015. 140 с.

Мясникова Г.П., Мухер А.Г., Девятов В.П. Условия седиментации стратиграфических горизонтов юры. Палеогеографические карты // Материалы XV науч.-практич. конференции «Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала ХМАО – Югры». Ханты-Мансийск: ИздатНаукаСервис, 2012. Т. 1. С. 77–94.

УДК: 012.561

К ИСТОРИИ РОССИЙСКОЙ ПАЛЕОБОТАНИКИ: А.И. ТУРУТАНОВА-КЕТОВА И ЕЕ НАСЛЕДИЕ

(к 125-ой годовщине со дня рождения)

А.И. Киричкова, Н.П. Гомолицкий, Н.В. Носова[1]

[1]Ботанический институт им. В. Л. Комарова РАН, Санкт-Петербург, nnosova@binran.ru

Антонина Ивановна Турутанова-Кетова (1896–1973), известный палеоботаник и стратиграф континентальных отложений триаса и юры Средней Азии, Казахстана, Урала и юга Сибири. Она первой в стране начала изучать остатки ископаемых растений из мезозойских отложений угленосных бассейнов Советского Союза, закладывая основы стратиграфии континентальных толщ с надежным палеоботаническим обоснованием.

Ключевые слова: А.И. Турутанова-Кетова, палеоботаника, мезозой.

ON THE HISTORY OF THE RUSSIAN PALAEOBOTANY: A.I. TURUTANOVA-KETOVA AND HER HERITAGE

(on the 125th birth anniversary)

A.I. Kiritchkova, N.P. Gomolitzky, N.V. Nosova[1]

[1]Komarov Botanical Institute, RAS, St. Petersburg, nnosova@binran.ru

Antonina Ivanovna Turutanova-Ketova (1896–1973), a famous specialist in palaeobotany and stratigraphy of the Triassic and Jurassic of Central Asia, Kazakhstan, the Urals, and southern Siberia. She was the first who began to study the remains of fossil plants from the Mesozoic coal basins of the Soviet Union, creating the basis for the stratigraphy of continental deposits based on the palaeobotany data.

Key words: A.I. Turutanova-Ketova, palaeobotany, Mesozoic.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-91

А.И. Турутанова-Кетова, 1896–1973 гг.

В нашей стране изучение мезозойских флор в широком масштабе началось в довоенное время. Это было вызвано необходимостью детального изучения остатков растений, обильных в континентальных отложениях, особенно в угленосных. По инициативе А.Н. Криштофовича была создана группа палеоботаников, в которую вошли А.И. Турутанова-Кетова и В.Д. Принада, специалисты по мезозойским флорам различных районов Советского Союза, М.И. Брик – по юрским флорам Средней Азии, и М.Ф. Нейбург – по палеозойским флорам юга Западной Сибири.

Антонина Ивановна Турутанова-Кетова родилась 12 июня в 1896 году в Самарканде. Закончив в 1913 году в Самарканде гимназию, Антонина Ивановна поступила на Высшие Сибирские геологические курсы в Томске, которые закончила в 1918 году, получив специальность палеонтолога с хорошей ботанической подготовкой. В 1918–1919 гг. она училась на Педагогических курсах. В 1919–1921 гг. Антонина Ивановна была ассистентом кафедры палеонтологии в Томском университете, одновременно работая в Черемховской геологической партии при Сибирском геологическом комитете Томска. В 1921 году она уехала в Ташкент, где в 1921–1923 гг. была ассистентом кафедры геологии и палеонтологии Средне-Азиатского университета. В 1923 году Антонина Ивановна переехала в Ленинград и стала научным сотрудником Геологического комитета, впоследствии ВСЕГЕИ, а с 1925 по 1934 год – сотрудником только что организованного Геологического института АН СССР (Ленинград). С 1934 года, когда Геологический институт переехал в Москву, и почти до конца 1955 года она являлась сотрудником кафедры палеонтологии Ленинградского государственного университета, где прошла все служебные стадии – от ассистента до заведующей кафедрой. С июля 1941 года по июль 1943 года Антонина Ивановна была в эвакуации в г. Томске, продолжая работать по договору с Палеонтологическим институтом АН СССР. В 1943 году она приехала в Москву, где по 1945 год работала старшим научным сотрудником в Геологическом институте АН СССР. В 1955 году Антонина Ивановна перешла в отдел палеоботаники Ботанического института АН СССР, где работала до середины 1962 года.

Палеоботаническая деятельность Антонины Ивановны началась с ее поездки с Черемховской геологической партией в Иркутский угленосный бассейн, где она собрала большую коллекцию образцов с остатками ископаемых растений. Работая с М.К. Коровиным, известным знатоком геологии континентальных толщ Иркутского бассейна, Антонина Ивановна успешно справилась с обработкой коллекции ископаемых растений. Результаты этих исследований с описаниями папоротников были опубликованы уже в 1920 году (Турутанова-Кетова, 1920). Это была первая публикация Антонины Ивановны в научной литературе, отличающаяся, как отмечал Криштофович, тщательностью проработки, что оставляло особенно приятное впечатление (из рукописного отзыва Криштофовича, 1937 г.).

После Иркутского бассейна полем деятельности Антонины Ивановны стали континентальные отложения мезозоя Средней Азии и Казахстана (Турутанова-Кетова, 1929, 1930, 1931, 1936а, б). Работая в учреждениях геологического профиля, она долгое время почти ежегодно выезжала с геологами на полевые работы. Одними из крупных регионов, где в 1920-е годы начались стратиграфические и палеонтологические исследования юрских континентальных отложений, были Южная Фергана и юго-восточная часть хребта Каратау. Здесь впервые была собраны значительные коллекции остатков ископаемых растений, ставшие основой для дальнейших стратиграфических и флористических построений. Основные представления Антонины Ивановны о юрской флоре Каратау и ее значимости для датировки стратонов континентальных толщ впервые были опубликованы в 1930 и 1936 годах (Турутанова-Кетова, 1930, 1936б).

В 1937 г. Антонине Ивановне по совокупности печатных работ была присвоена ученая степень кандидата геолого-минералогических наук. Этому способствовал отзыв

А.Н. Криштофовича, который написал следующее: «все работы Антонины Ивановны отличаются серьезностью подхода, тщательностью обработки, прекрасным изображением описываемого материала, без чего работа палеонтолога теряет свою ценность» (из рукописного отзыва Криштофовича, 1937 г.).

В 40-х годах Антонина Ивановна была уже известным палеоботаником среди специалистов, занимающихся континентальными отложениями мезозоя особенно южных окраин СССР. С 1928 и до 1950 года она изучала образцы с остатками растений, собранные ею и геологами из нижнемезозойских отложений Иссык-Кульской впадины (Турутанова-Кетова, 1931, 1936а, 1950). Необходимость этих исследований была связана с поисками и разведкой угольных месторождений на территории Киргизии. Имея в своем распоряжении огромный фактический материал с макроостатками растений, Антонина Ивановна впервые выделила в угленосной толще Иссык-Кульской впадины четыре комплекса растений, сукцессионно сменяющихся по разрезу, и впервые обосновала возрастной интервал каждой из выделяемых геологами свит – от позднего триаса до ранней юры включительно. Полученные ею результаты были неоднократно использованы последующими специалистами по стратиграфии и флорам мезозоя Средней Азии и остаются актуальными и по сей день.

Антонина Ивановна изучала также мезозойскую флору Западного Казахстана (Турутанова-Кетова, 1939, 1944). Принимая построения В.В. Мокринского (1939, 1952) по стратиграфии мезозойских отложений Мангышлака, она выделила два комплекса растений – нижний и верхний. Она отмечала, что в составе мангышлакской флоры присутствуют представители как рэт-лейасовых, так и среднеюрских флор, поэтому возраст манглышлакской палеофлоры в целом ею был определен как позднелейасовый–байосский (Турутанова-Кетова, 1939: с. 295).

Начавшиеся Криштофовичем и Принадой фитостратиграфические исследования континентальных отложений триаса и юры Восточного Урала были успешно продолжены Антониной Ивановной. В конце 50-х годов были проведены геологоразведочные исследования угленосных отложений раннего мезозоя восточного склона Среднего Урала. В этот период уральскими геологами была собрана значительная коллекция остатков ископаемых растений из естественных разрезов и многих скважин в пределах буланаш-елкинской и анохинской депрессий. Коллекции были переданы Антонине Ивановне. В результате изучения большей части переданных ей образцов впервые был уточнен систематический состав тафофлоры в целом и определен ее позднетриасово-юрский возраст; были выделены сменяющиеся по разрезу комплексы растений и впервые обоснована корреляция разнофациальных свит буланаш-елкинской и анохинской депрессий (Турутанова-Кетова, 1958). Заключения Антонины Ивановны о возрасте и последовательности стратонов, предварительные представления о развитии тафофлор во времени послужили в дальнейшем надежной основой для последующих стратиграфических и флористических исследований триасово-юрских отложений не только Восточного Урала, но и Западной Сибири (Киричкова, 2011).

Выполняя огромный объем работ по определению растительных остатков, Антонина Ивановна большое внимание уделяла систематике древних растений. Владея тремя иностранными языками – немецким, английским и французским, она прекрасно знала иностранную литературу по мезозойским флорам, особенно Европы. До сих пор вызывают большой интерес описания остатков своеобразных листьев папоротника рода *Stachypteris* из юрских отложений Туркестана (Турутанова-Кетова, 1929), цикадофитов из юрских отложений хр. Каратау (Турутанова-Кетова, 1936б), триасовых хвощей и папоротников Башкирии (Турутанова-Кетова, 1962) и др. Остаются актуальными работы Антонины Ивановны, посвященные систематике триасовых и юрских семян голосеменных Средней Азии и Южного Казахстана (Турутанова-Кетова, 1950), и беннеттитовым из мезозойских отложений Советского Союза (Турутанова-Кетова, 1963).

Антонина Ивановна является автором/соавтором около 25 работ (статей или глав в книгах) по палеоботанике и стратиграфии. Она также принимала активное участие в сборе и обобщении материалов по заданию Геологического института АН СССР для крупной сводки «Угольные месторождения зарубежных стран» (1945–1946 гг.), а именно, она написала разделы об угольных месторождениях Индии, Индокитая, Бирмы и Филиппинских островов.

Антонину Ивановну знало и почитало геологическое сообщество всей страны. К ней обращались за советом многие уже известные палеоботаники, такие как: В.П. Владимирович, И.Н. Сребродольская (ВСЕГЕИ), Г.М. Ковальчук, Е.М. Маркович, И.Д. Фадеева (Лаб. геол. угля АН СССР), Э.Н. Орловская (Ин-т геол. наук КазССР) и др. Преданными учениками Антонины Ивановны были один из авторов данной статьи (Н.П. Гомолицкий) и А.Т. Буракова.

Н.П. Гомолицкий во время учебы на геологическом факультете Ташкентского Университета увлекся палеонтологией. Студенческую практику он проходил в Ангрене (Узбекистан), где собрал большую коллекцию растений из юрских отложений бассейна. Коллекция стала основой его дипломной работы «Юрская флора Ангрена». Кандидатскую диссертацию «Юрская флора Яккабагских гор» он писал под руководством Антонины Ивановна и защитил в 1965 году. Позже, работая в Институте Ботаники АН УзбССР и изучая юрские флоры Ферганы, Гиссарского хребта, Ангрена и др. (Гомолицкий, 1962, 1964, 1965; Гомолицкий и др., 1981), он не прерывал связи с Антониной Ивановной, часто обращался к ней за советами, с большой благодарностью принимая ее ответы.

Много внимания Антонина Ивановна уделяла А.Т. Бураковой, изучавшей юрскую флору северо-запада Туркмении (урочище Туаркыр). Совместно с геологами ВСЕГЕИ Бураковой послойно были собраны остатки растений из среднеюрских отложений многих местонахождений региона. Обработанная ею под руководством Антонины Ивановны коллекция растений послужила основой для датировки свит (Баранова и др., 1963). Флористическая часть работы Бураковой была представлена в виде кандидатской диссертации, руководителем которой была Антонина Ивановна.

Не стало А.И. Турутановой-Кетовой 28 мая 1973 года. Она похоронена на Шуваловском кладбище Санкт-Петербурга рядом с мужем Х.Ф. Кетовым.

ЛИТЕРАТУРА

Баранова З.Е., Буракова А.Т., Бекасов Н.Б. Стратиграфия, литология и флора юрских отложений Туаркыра. М.: Гостоптехиздат. 1963. 232 с.

*Гомолицкий Н.П. Podocarpophyllu*m – новый род хвойных из юрских угленосных отложений Ангрена в Средней Азии // Бот. журн. 1962. Т. 47. № 7. С. 1029–1032.

Гомолицкий Н.П. Новые юрские хвойные из юго-западных отрогов Гиссарского хребта // Бот. журн. 1964. Т. 49. № 10. С. 1430–1437.

Гомолицкий Н.П. Новые среднеюрские папоротники и гинкговые из Гиссарского хребта // Палеонтол. журн. 1965. № 1. С.

Гомолицкий Н.П., Худайбердыев Р.Х. Юнусов У.К. Материалы к юрской флоре Ангрена // Палеоботаника Узбекистана. 1981. Т. III. С. 3–69.

Киричкова А.И. Фитостратиграфия опорных разрезов и проблема корреляции триаса Западной Сибири // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2011. Т. 6. № 3. http://www.ngtp.ru/rub/2/35_2011.pdf

Принада В.Д., Турутанова-Кетова А.И. Триасовые хвощи и папоротники Башкирии // Палеонтол. журн. 1962. № 3. С. 111–122.

Турутанова-Кетова А.И. Ископаемые растения Иркутского угленосного бассейна. Юрские папоротники // Изв. Сиб. Геол. ком-та. Томск. 1920. Т. 1. Вып. 5. 23 с.

Турутанова-Кетова А.И. Первая находка папоротника *Stachypteris* в юрских отложениях Туркестана // Изв. АН СССР, отд. физ.- мат. Наук. 1929. С. 139–149.

Турутанова-Кетова А.И. Юрская флора хребта Каратау // Тр. Геол. музея АН СССР. 1930. № 6. С. 131–172.

Турутанова-Кетова А.И. Материалы к познанию юрской флоры бассейна озера Иссык-Куль в Киргизской ССР // Тр. Геол. музея АН СССР. 1931. № 8. С. 311–356.

Турутанова-Кетова А.И. Материалы к вопросу о стратиграфии Чак-Пакского каменноугольного района в Южном Казахстане // Тр. Геол. ин-та АН СССР. 1936 а. Т. V. С. 138–156.

Турутанова-Кетова А.И. Otozamites turkestanica Tur. и *Pseudocycas dubios* sp. nov. из юрских отложений хр. Каратау (Казахстан) // Тр. Геол. ин-та АН СССР. 1936 б. Т. V. С. 177–196.

Турутанова-Кетова А.И. Материалы к вопросу о стратиграфии и возрасте угольного месторождения Мангыс-Тау Казахской ССР. Ч. 1 // Уч. Зап. ЛГУ, сер. геол.-почв. наук. 1939. № 34. С. 285–384.

Турутанова-Кетова А.И. Материалы к вопросу о стратиграфии и возрасте угольного месторождения Мангыс-Тау Казахской ССР. Ч. 2 // Уч. Зап. ЛГУ, сер. геол.-почв. наук. 1944. № 70. С. 67–91.

Турутанова-Кетова А.И. Некоторые юрские семена и цветки голосеменных из Средней Азии и Южного Казахстана // Проблемы Палеонтологии. 1950. Т. 6. С. 273–347.

Турутанова-Кетова А.И. Флористическая характеристика некоторых нижнемезозойских продуктивных толщ восточного склона Среднего Урала // Бот. журн. 1958. Т. 43. № 5. С. 665–677.

Турутанова-Кетова А.И. Williamsoniacea Советского Союза // Палеоботаника. Вып. IV. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 7–55.

УДК 551.761.3(571.56+71+234.32)

ЗОНАЛЬНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ КАРНИЙСКОГО ЯРУСА СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ, КАНАДЫ И АЛЬП

А.Г. Константинов

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, KonstantinovAG@ipgg.sbras.ru

Рассмотрена проблема бореально-тетической корреляции карнийских отложений, обусловленная географической дифференциацией фауны морских беспозвоночных в позднетриасовую эпоху. На основе данных, полученных в последнее время по таксономическому составу и распространению бореальных карнийских аммоноидней, проведена корреляция наиболее полно и детально разработанных аммоноидных зональных шкал карнийского яруса бореальных и тетических регионов: Северо-Востока России, Арктической Канады, Британской Колумбии и Альп. Намечены перспективы дальнейшего совершенствования бореально-тетической корреляции карнийских отложений.

Ключевые слова: карнийский ярус, зоны, корреляция, Северо-Восток России, Канада, Альпы.

ZONAL CORRELATION OF THE CARNIAN STAGE IN NORTHEASTERN RUSSIA, CANADA AND ALPS

A.G. Konstantinov

Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, Novosibirsk, KonstantinovAG@ipgg.sbras.ru

The problem of the boreal–tethyan correlation of the Carnian deposits, caused by the geographical differentiation of the fauna of marine invertebrates in the Late Triassic, is considered. Based on the data obtained recently on the taxonomic composition and distribution of boreal Carnian ammonoids, a correlation was carried out of the most fully and detailed ammonoid zonal scales of the Carnian Stage of the boreal and tethyan regions: northeastern Russia, Arctic Canada, British Columbia and the Alps. Prospects for further improvement of the boreal–tethyan correlation of the Carnian deposits are outlined.

Key words: Carnian Stage, zones, correlation, northeastern Russia, Canada, Alps.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-96

Бореально-тетическая корреляция верхнетриасовых и, в частности, карнийских отложений – одна из актуальных проблем стратиграфии триасовой системы. Географическая дифференциация фауны морских беспозвоночных, усилившаяся в конце среднего и в позднем триасе (Дагис и др., 1979), обусловила принципиальные различия таксономического состава одновозрастных сообществ аммоноидей, обитавших в морских бассейнах низких и высоких палеоширот, что привело к созданию автономных зональных шкал по аммоноидеям для тетических и бореальных регионов.

В настоящее время наиболее полно и детально разработаны аммоноидные зональные шкалы Восточных Альп (Krystyn, 1973; 1978; 1980; Общая шкала..., 1984; Шевырев, 1990), Северной Америки (Silberling, 1956; 1959; Tozer, 1967; 1994) и Северо-Востока России (Archipov et al., 1971; Бычков, 1973; Бычков и др., 1976; Дагис и др., 1979; Общая шкала..., 1984; Константинов, Соболев, 1999а; 1999б; Константинов, 2019б). Альпийская зональная шкала, являющаяся биозональным стандартом карнийского яруса, и зональная шкала Северной Америки основаны на последовательности в разрезах комплексов тетических аммоноидей, зональная шкала Северо-Востока России базируется на эволюции бореальных аммоноидей.

Первоначально схема биостратиграфического расчленения карнийского яруса Северо-Востока России на зоны была предложена в 70-ых годах прошлого века

Ю.В. Архиповым, Ю.М. Бычковым, А.С. Дагисом и И.В. Полуботко (Archipov et al., 1971; Бычков, 1973; Дагис и др., 1974; 1979). Она включала снизу вверх зоны Protrachyceras omkutchanicum, Protrachyceras seimkanense, Neosirenites pentastichus и Sirenites yakutensis, прослеженные в разрезах Восточной Якутии, Омолонского массива и Северного Приохотья. Недостаточная степень изученности на тот момент времени бореальных карнийских аммоноидей, ошибочная интерпретация родовой принадлежности Trachyceratidae и Sirenitidae, двух наиболее важных и ведущих групп аммоноидей для биостратиграфии карнийского яруса Бореальной области, приводили к неоднозначности и значительной условности бореально-тетических корреляций карнийских отложений (Дагис и др., 1979; Общая шкала, 1984; Дагис, 1986; Шевырев, 1990). В последние два десятилетия автором (Константинов, Соболев, 1999а; 1999б; Константинов, 2018б; 2019б) на основе анализа стратиграфического распространения аммоноидей в опорных разрезах карния Северного Приохотья, Омолонского массива, бассейна р. Адычи, хр. Хараулах, низовий р. Лены и о-ва Котельный была существенно усовершенствована и детализирована зональная шкала карнийского яруса Северо-Востока России. В нижнем карнии она включает пять биостратонов в ранге зон и слоев с аммоноидеями: зону Boreotrachyceras omkutchanicum, слои с *Seimkanites aculeatus*, зоны Yanosirenites buralkitensis, Neoprotrachyceras seimkanense и Yakutosirenites armiger, в верхнем карнии – четыре зоны: Yakutosirenites pentastichus, Orientosirenites yakutensis, Orientosirenites bytschkovi и Kedonosirenites kedonensis. Ревизия и монографическое описание карнийских трахицератид и сиренитид Северо-Востока России позволили уточнить их состав, географическое и стратиграфическое распространение (Константинов, 2012; 2014; 2018а; 2018б; 2019а; 2019б). Кроме того, была пересмотрена родовая принадлежность некоторых групп аммоноидей и были впервые обнаружены таксоны, позволяющие провести прямые бореально-тетические корреляции отдельных зон нижнего карния Северо-Востока России и достигнуть существенного прогресса в корреляционных построениях.

В нижней части зоны omkutchanicum были впервые в Бореальной области обнаружены представители рода *Trachyceras*, которые близки к представителям этого рода из нижней зоны карнийского яруса *Trachyceras aon* Альп (Константинов, 2012). Поэтому зона omkutchanicum Северо-Востока России сопоставляется напрямую с зоной aon и со средней частью зоны Trachyceras desatoyense (Константинов, 2008; 2014) (рис. 1), содержащей вид-индекс. Синхронность нижних границ этих подразделений подтверждается первым появлением на этом уровне рода *Trachyceras*, являющимся традиционным биомаркером нижней границы карнийского яруса, синхронность верхних границ – появлением в вышележащих отложениях Альп и Северо-Востока России наутилид *Proclydonautilus goniatites* (Hauer) (Константинов, Соболев, 1999б).

Зона armiger по наличию аммоноидей *Sirenites* s. str. (*S. senticosus* (Dittmar), *S. ovinus* Tozer), обнаруженных в разрезах карния о-ва Котельный, хр. Хараулах и Северного Приохотья, и по единичным находкам *Striatosirenites* (*S*. cf. *dromas* (Dittmar)) (Константинов, 2014; 2018б) коррелируются непосредственно с верхней зоной нижнего карния стандартной альпийской шкалы Austrotrachyceras austriacum и ее эквивалентами в Северной Америке – зонами Austrotrachyceras obesum и Sirenites nanseni Британской Колумбии, зоной nanseni Арктической Канады.

Бореально-тетическая корреляция верхнего карния осуществляется как с помощью разрезов Арктической Канады, в комплексах аммоноидей которых наряду с бореальными сиренитидами и арпадитидами на отдельных стратиграфических уровнях (слои с *Jovites borealis*) установлены тетические группы –Tropitidae (*Paratropites, Jovites, Arctotropites*) и Badiototidae (*Orthoceltites*), так и с использованием данных, полученных в последние годы, по составу верхнекарнийских аммоноидей из отдельных разрезов

<table>
<tr><th>Ярус</th><th>Подъярус</th><th colspan="2">Альпы
(Krystyn, 1973; 1978; 1980; Шевырев, 1990)</th><th colspan="2">Британская Колумбия
(Tozer, 1994)</th><th>Арктическая Канада
(Tozer, 1961; 1994)</th><th>Северо-Восток России
(Константинов, Соболев, 1999б; Константинов, 2019б)</th></tr>
<tr><td rowspan="12">Карнийский</td><td rowspan="6">Верхний</td><td rowspan="3">Ana-tropites</td><td>Gonionotites cf. italicus</td><td colspan="2" rowspan="2">Klamathites macrolobatus</td><td rowspan="2"></td><td rowspan="2">Kedonosirenites kedonensis</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Discotropites plinii</td></tr>
<tr><td rowspan="3">Tropites welleri</td><td rowspan="2">Hoplotropites auctus</td><td rowspan="2">Слои с <i>Jovites borealis</i></td><td>Orientosirenites bytschkovi</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Tropites subbulla-tus</td><td>Tropites subbullatus</td><td>Orientosirenites yakutensis</td></tr>
<tr><td>Projuvavites crasseplicatus</td><td>Projuvavites brockensis</td><td>Слои с <i>Arctosirenites canadensis</i></td><td rowspan="2">Yakutosirenites pentastichus</td></tr>
<tr><td colspan="2">Tropites dilleri</td><td colspan="2">Tropites dilleri</td><td></td></tr>
<tr><td rowspan="6">Нижний</td><td colspan="2" rowspan="2">Austrotrachyceras austriacum</td><td colspan="2">Sirenites nanseni</td><td>Sirenites nanseni</td><td rowspan="2">Yakutosirenites armiger</td></tr>
<tr><td colspan="2">Austrotrachyceras obesum</td><td rowspan="4"></td></tr>
<tr><td colspan="2" rowspan="3">Trachyceras aonoides</td><td rowspan="4">Trachyceras desatoyense (средняя и верхняя части)</td><td rowspan="3">Trachyceras aonoides</td><td>Okhototrachyceras seimkanense</td></tr>
<tr><td>Yanosirenites buralkitensis</td></tr>
<tr><td>Слои с <i>Seimkanites aculeatus</i></td></tr>
<tr><td colspan="2">Trachyceras aon</td><td>Trachyceras desatoyense</td><td>Слои с <i>Arctophyllites taimyrensis</i> и <i>Zittelihalobia zitteli</i> (верхняя часть)</td><td>Boreotrachyceras omkutchanicum</td></tr>
</table>

Рис. 1. Сопоставление биостратиграфических схем расчленения карнийского яруса Северо-Востока России, Канады и Альп.

Северо-Востока России. Так, в зоне pentastichus на о-ве Котельный (Новосибирские острова) были установлены аммоноидеи *Proarcestes winnemae* Smith и *Arctosirenites canadensis* Tozer (Брагин и др., 2012), характерные соответственно для зоны Tropites dilleri Калифорнии (Smith, 1927; Silberling, 1956; Silberling, Tozer, 1968) и слоев с *Arctosirenites canadensis* Арктической Канады (Tozer, 1961; 1994). Это дает возможность сопоставить зону pentastichus Северо-Востока России со стандартной зоной dilleri, со слоями с *Arctosirenites canadensis* Арктической Канады и с нижней подзоной зоны Tropites welleri Британской Колумбии, в комплекс аммоноидей которой также входит род *Arctosirenites*. Нижняя подзона зоны welleri по наличию *Projuvavites* примерно отвечает нижней подзоне зоны Tropites subbullatus. Вышележащие зоны yakutensis и bytschkovi Северо-Востока России на основании общего рода аммоноидей *Orientosirenites* могут соответствовать по объему слоям с *Jovites borealis* Арктической Канады (Константинов, 2019б) и коррелятивной им по (Tozer, 1994) верхней подзоне зоны welleri. Последняя, учитывая обилие *Hoplotropites* и *Jovites*, вероятно, эквивалентна верхней подзоне зоны subbullatus и нижней части подзоны Discotropites plinii зоны Anatropites альпийской шкалы.

Корреляция остальных зон карнийского яруса Северо-Востока России, охарактеризованных эндемичными формами, осуществляется условно по их стратиграфическому положению. Слои с *Seimkanites aculeatus*, зоны buralkitensis и seimkanense, вероятно, являются эквивалентом зоны Trachyceras aonoides Альп и верхней части зоны desatoyense Британской Колумбии, в которой известны находки вида *Trachyceras aonoides* (Mojsisovics). Зона kedonensis по своему положению в разрезе выше коррелятивов зоны welleri и ниже нижненорийских слоев с *Pterosirenites*, относящихся на Северо-Востоке России к зоне Omolonosirenites kinasovi (Константинов, Соболев, 1999б), и их эквиваленту в Британской Колумбии – зоне Stikinoceras kerri (Tozer, 1994), может быть сопоставлена с верхами карнийского яруса Британской Колумбии и Альп –зоной Klamathites macrolobatus и с бóльшей верхней частью зоны Anatropites.

Основные нерешенные вопросы и проблемы бореально-тетической корреляции карнийских отложений связаны с неопределенностью проведения границы нижнего и верхнего карнийского подъярусов в Бореальной области, а также в целом с условным, предположительным характером сопоставлений на уровне зон для верхнего карния. Положение границы нижнего и верхнего карния на Северо-Востоке России, совмещенное с основанием зоны pentastichus, имеет условный характер, так как в этом регионе среди бореальных аммоноидей не обнаружены представители Tropitidae, по появлению которых проводится граница подъярусов в Тетической области. К этому следует добавить также и то, что корреляционные построения для верхнего карния основаны на данных по распространению аммоноидей в разрезах Арктической Канады, выделение слоев с аммоноидеями в которых базируется на предположительном отнесении видов к одному биостратону, исходя, как правило, не из их совместного обнаружения в комплексе, а из соотношения положения в разрезах единичных, зачастую изолированных, находок аммоноидей (Tozer, 1961).

Дальнейший прогресс в бореально-тетической корреляции карнийских отложений зависит от совершенствования схемы биостратиграфического расчленения карнийского яруса Арктической Канады, в комплексах аммоноидей которых установлены тетические таксоны, а также от поступления новых материалов по аммоноидеям из наиболее полных разрезов карнийского яруса Северо-Востока России, известных в Восточной Якутии, Северном Приохотье и верховьях р. Колымы. Определенную пользу в этом отношении принесет также ревизия таксономического состава и распространения в карнийских отложениях Северо-Востока России и других регионах мира пелагических двустворчатых моллюсков –галобиид.

Работа выполнена при поддержке ФНИ № 0331-2019-0004.

ЛИТЕРАТУРА

Брагин Н.Ю., Константинов А.Г., Соболев Е.С. Стратиграфия и палеобиогеография верхнетриасовых отложений острова Котельный (Новосибирские острова) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. Т. 20. № 6. С. 54–80.

Бычков Ю.М. Новые позднетриасовые трахицератиды Северо-Востока СССР // Колыма. 1973. № 10. С. 35–38.

Бычков Ю.М., Дагис А.С., Ефимова А.Ф., Полуботко И.В. Атлас триасовой фауны и флоры Северо-Востока СССР. М.: Недра, 1976. 267 с.

Дагис А.С. Проблемы биостратиграфии триаса Сибири и Дальнего Востока // Биостратиграфия мезозоя Сибири и Дальнего Востока / Под ред. А.Л. Яншина, А.С. Дагиса. Новосибирск: Наука. Сибирское отд-ние, 1986. С. 9–16.

Дагис А.С., Бычков Ю.М., Архипов Ю.В. Биостратиграфия триаса Северо-Восточной Азии // Биостратиграфия бореального мезозоя / Под ред. В.Н. Сакса. Новосибирск: Наука. Сибирское отд-ние, 1974. С. 6–24.

Дагис А.С., Архипов Ю.В., Бычков Ю.М. Стратиграфия триасовой системы Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1979. 244 с.

Константинов А.Г. Дискуссионные вопросы стратиграфии бореального триаса: граница среднего и верхнего отделов // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 1. С. 85–94.

Константинов А.Г. Ревизия раннекарнийских Trachyceratidae (Ammonoidea) северо-восточной Азии // Палеонтол. журн. 2012. № 5. С. 11–17.

Константинов А.Г. Зональная корреляция и границы нижнего карнийского подъяруса на северо-востоке Азии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 2. С. 77–89.

Константинов А.Г. Orientosirenites – новый род Sirenitidae (Ammonoidea) из верхнего карния Бореальной области // Палеонтол. журн. 2018а. № 1. С. 18–24.

Константинов А.Г. Аммоноидная зона Yakutosirenites armiger Северо-Востока Азии – реперный уровень бореально-тетической корреляции нижнего карния // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018б. Т. 26. № 4. С. 43–57.

Константинов А.Г. Аммоноидеи рода Yakutosirenites из карнийского яруса Северо-Востока Азии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019а. Т. 27. № 2. С. 107−122.

Константинов А.Г. Новая аммоноидная зона верхнего карнийского подъяруса Северо-Востока России // Тихоокеан. геология. 2019б. Т. 38. № 4. С. 34–46.

Константинов А.Г., Соболев Е.С. Схема биостратиграфии карния и нижнего нория северо-востока России. Статья 1. Описание разрезов и стратиграфическое распространение цефалопод // Тихоокеан. геология. 1999а. Т. 18. № 1. С. 3–17.

Константинов А.Г., Соболев Е.С. Схема биостратиграфии карния и нижнего нория северо-востока России. Статья 2. Новые зональные шкалы и корреляция // Тихоокеан. геология. 1999б. Т. 18. № 4. С. 48–60.

Общая шкала триасовой системы СССР. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1984. 120 с., 4 прил.

Шевырев А.А. Аммоноидеи и хроностратиграфия триаса. М.: Наука, 1990. 179 с.

Arkhipov Y.V., Bytschkov Y.M., Polubotko I.V. A new zonal scheme for Triassic deposits from Northeast U.S.S.R. // Bull. Can. Petrol. Geol. 1971. V. 19. No 2. P. 313–314. (Abstr. Paper Intern. Permian-Triassic Conf.).

Krystyn L. Zur Ammoniten- und Conodonten-Stratigraphie der Hallstätter Obertrias (Salzkammergut, Österreich) // Verh. Geol. Bundesanst. H. 1. Wien, 1973. S. 113–153.

Krystyn L. Eine neue Zonengliederung im alpin-mediterranen Unterkarn // Schriftenr. Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss. 1978. Bd. 4. S. 37–75.

Krystyn L. Stratigraphy of the Hallstätt region // Abh. Geol. Bundesanst. 1980. Bd. 35. S. 69–98.

Silberling N.J. “Trachyceras zone” in the Upper Triassic of the Western United States // J. Paleontol. 1956. V. 30. No 5. P. 1147–1153.

Silberling N.J., Tozer E.T. Biostratigraphic classification of the marine Triassic in North America // Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 1968. V. 110. P. 1–63.

Smith J.P. Upper Triassic marine invertebrate faunas of North America // U.S. Geol. Surv. Prof. Paper. 1927. V. 141. P. 1–135.

Tozer E.T. Triassic stratigraphy and faunas, Queen Elisabeth Islands, Arctic Archipelago // Geol. Surv. Canada, Mem. 1961. V. 316. P. 1–116.

Tozer E.T. A standard for Triassic time // Geol. Surv. Canada, Bull. 1967. V. 156. P. 1–103.

Tozer E.T. Canadian Triassic Ammonoid faunas // Geol. Surv. Canada, Bull. 1994. V. 467. P. 1–663.

УДК 564.7

СВЕРЛЯЩИЕ МШАНКИ И ДРУГИЕ СЛЕДЫ БИОЭРОЗИИ В ПОЗДНЕМЕЛОВЫХ БЕЛЕМНИТАХ ИЗ СРЕДНЕГО ПОВОЛЖЬЯ И ЗАПАДНОГО КАЗАХСТАНА

А.В. Коромыслова[1], Е.Ю. Барабошкин[2,3]

[1]Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва, koromyslova.anna@mail.ru
[2]Геологический факультет, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, ejbaraboshkin@mail.ru
[3]Геологический институт РАН, Москва

Изучены следы биоэрозии на рострах белемнитов из верхнего мела Среднего Поволжья и Западного Казахстана. Большая часть сверлений принадлежит ихнородам *Entobia* и *Dendrina.* Сверлящие мшанки рода *Voigtella* (отряд Ctenostomata) и следы ихнородов *Calcideletrix* и *Rogerella* встречаются реже. Кроме того, найдены инкрустирующие мшанки и фораминиферы *Bullopora*. Мшанки заселяли ростры одними из первых или после *Dendrina* ispp. Новые данные подтверждают сходство комплекса мшанок для позднего мела плато Актолагай и Среднего Поволжья.

Ключевые слова: Ctenostomata, сверлящие мшанки, следы биоэрозии, белемниты, поздний мел, палеоэкология, палеогеография.

BORING BRYOZOANS AND OTHER BIOEROSION TRACE FOSSILS IN THE LATE CRETACEOUS BELEMNITES FROM MIDDLE VOLGA REGION AND WESTERN KAZAKHSTAN

A.V. Koromyslova[1], E.Yu. Baraboshkin[2,3]

[1]Borissiak Paleontological Institute, RAS, Moscow, koromyslova.anna@mail.ru
[2]Geological faculty, Lomonosov Moscow State University, Moscow, ejbaraboshkin@mail.ru
[3]Geological Institute, RAS, Moscow

Bioerosion trace fossils preserved on Late Cretaceous belemnite rostra from the Middle Volga region and Western Kazakhstan have been studied. Most of the borings belong to the ichnogenera *Entobia* and *Dendrina*. Boring bryozoans of the genus *Voigtella* (order Ctenostomata) and traces made by ichnogenera *Calcideletrix* and *Rogerella* are less abundant. In addition, encrusting bryozoans and foraminifera *Bullopora* were found. Bryozoans were among the first to colonize rostra or after *Dendrina* ispp. New data confirm the similarity of the bryozoan assemblages from the Late Cretaceous of the Middle Volga region and the Aktolagay Plateau.

Key words: Ctenostomata, boring bryozoans, bioerosion trace fossils, belemnites, Late Cretaceous, paleoecology, paleogeography.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-101

Среднее Поволжье. Изучены 14 ростров белемнитов со следами биоэрозии из верхнего мела Саратовской (карьеры Большевик и Коммунар вблизи г. Вольск, а также окрестностей г. Хвалынск и г. Шиханы) и Воронежской (окрестности г. Богучары) областей (рис. 1). Белемниты были собраны в середине XX века Д.П. Найдиным (Геологический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова (МГУ)) и хранятся в Музее Землеведения МГУ (МЗ МГУ). Большинство изученных ростров содержит следы биоэрозии, принадлежащие *Entobia* ispp. и *Dendrina* ispp. Ихнород Entobia Broon, 1837 является продуктом биоэрозии кремнистых клионидных губок (Bromley, D'Alessandro, 1984), тогда как ихнород Dendrina Quenstedt, 1849 – микрогубкок или «голых» фораминифер (Wisshak, 2017). Сверления *Entobia* ispp. представлены крупными шаровидными камерами с одной или двумя апертурами, а также имеют длинные разветвленные каналы, иногда дихотомически раздвоенные на концах вблизи поверхности ростра (рис. 1.1–1.3).

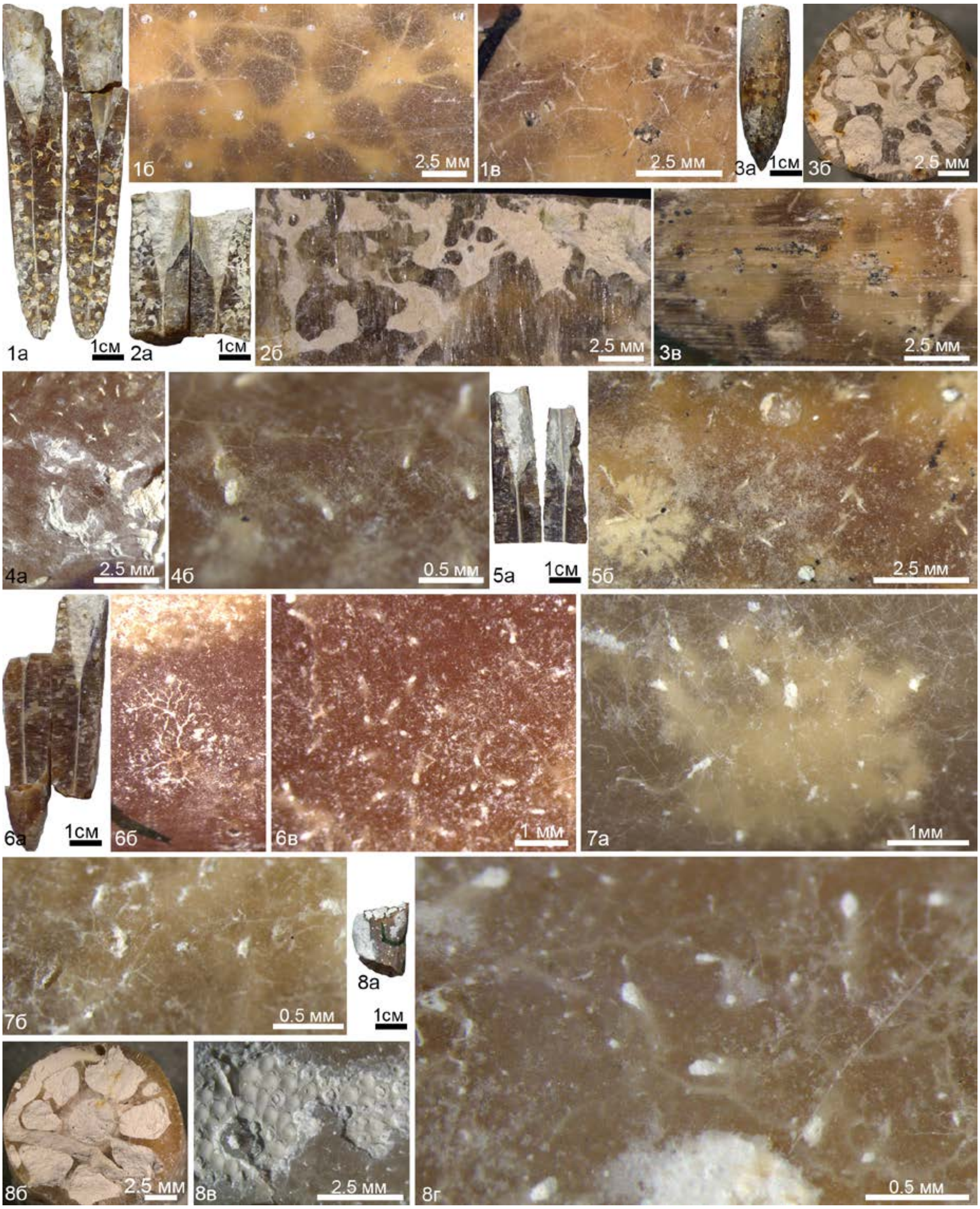


Рис. 1. Следы биоэрозии на белемнитах из Среднего Поволжья: 1–3 – *Entobia* isp.: 1 – экз. МЗ МГУ, № 142/1, *Belemnitella* sp. (K_2st–m, окрестности г. Богучары); 2 – экз. МЗ МГУ, № 142/2, *Belemnitella* sp. ind. (K_2cp$_2$–m, к-р Большевик); 3 – экз. МЗ МГУ, № 142/3, Belemnitellidae Pavlow, 1914 (K_2st–m, к-р Большевик); 4–6 – ?*Voigtella* cf. *prima* (Voigt, 1962): 4 – экз. МЗ МГУ, № 142/4, *Belemnitella* sp. ex gr. *Belemnitella praecursor* Stolley, 1897 (K_2st$_2$–cp$_1$, к-р Коммунар); 5 – экз. МЗ МГУ, № 142/5, *Belemnella* sp. ind. (K_2st–m, к-р Большевик); 6 – экз. МЗ МГУ, № 142/6, ?*Belemnitella* sp. (K_2st–m, г. Хвалынск); 7 – ?Ctenostomata, экз. МЗ МГУ, № 142/7, *Belemnella licharewi* Jeletzky, 1941 (K_2cp$_2$, г. Вольск); 8 – *Voigtella* sp. 1, экз. МЗ МГУ, № 142/8, Belemnitellidae (K_2st–m, г. Шиханы).

Следы сверлений ктеностомных мшанок (отряд Ctenostomata) принадлежат видам *?Voigtella* cf. *prima* (Voigt, 1962) (рис. 1.4–1.6) и *Voigtella* sp. 1 (рис. 1.8). Первый вид встречен на рострах *Belemnitella* sp. ex gr. *Belemnitella praecursor* (K_2st_2–cp_2) и *Belemnella* sp. ind. (K_2st–m) из карьеров Коммунар и Большевик соответственно (г. Вольск), и *?Belemnitella* sp. (K_2st–m) из окрестностей г. Хвалынск. Кроме мшанок, все три ростра имеют другие следы биоэрозии. На ростре из карьера Коммунар присутствие губок неясно. Наряду с ктеностомными мшанками на нем встречены две инкрустирующие хейлостомные мшанки – *Herpetopora* cf. *anglica* Lang, 1914 и *Tyloporella* sp. (Коромыслова, Барабошкин, в печати). Причем первый вид перекрывает сверления *?V.* cf. *prima* (рис. 1.4а). На ростре из карьера Большевик сверления *Entobia* isp. немногочисленны (рис. 1.5а). Также здесь присутствуют сверления *Dendrina* ispp., которые повреждены мшанками и губками (рис. 1.5б). Мшанки *?V.* cf. *prima* присутствуют как на участках ростра, свободных от губок, так и вместе с ними. Предположительно мшанки поселились на этом ростре после *Dendrina* ispp., но до появления губок. Белемнит из окрестностей г. Хвалынск, кроме *?V.* cf. *prima* (рис. 1.6в), имеет многочисленные сверления *Calcideletrix* isp. и *Entobia* isp. (рис. 1.6а, б). Однако последовательность поселений для этого ростра неясна. Вид *Voigtella* sp. обнаружен на обломке ростра (Belemnitellidae, K_2st–m) из окрестностей г. Шиханы (рис. 1.8). Кроме сверлящих мшанок ростр имеет многочисленные сверления *Entobia* isp., а также инкрустирующую мшанку *Cheethamia* cf. *aktolagayensis* Koromyslova, Baraboshkin et Martha, 2018. Колония *C.* cf. *aktolagayensis* располагается поверх сверлений Voigtella sp. и повреждена сверлениями *Entobia* isp. (рис. 1.8в). Очевидно, ктеностомата жили на этом ростре до появления инкрустирующей мшанки и губок. На ростре *Belemnella licharewi* (K_2cp_2) из окрестностей г. Вольск обнаружены сверления плохой сохранности, возможно, оставленные мшанками (рис. 1.7). Помимо них, на ростре присутствуют инкрустирующие мшанки (Коромыслова, Барабошкин, в печати) и сверления *Entobia* isp. и *Dendrina* ispp. (рис. 1.7а).

Типовой вид рода *Voigtella* Pohowsky, 1987, *V. regalis* Pohowsky, 1987, был описан на ростре белемнита из верхнего маастрихта Среднего Поволжья (г. Сенгилей, Ульяновская область) (Pohowsky, 1987). Особенностью *V. regalis* является особый характер почкования столонов и расположение зооидов вдоль них. Вид *?Voigtella prima* рассматривался Фогтом (1962) в составе рода *Spathipora* Fischer, 1866, а позже – в составе рода *Terebripora* d’Orbigny, 1847 (Voigt, Soule, 1973; Вискова, 1992). Затем Поховски (Pohowsky, 1987) перевел этот вид в состав рода *Voigtella*, но условно, так как у голотипа этого вида, установленного Фогтом (1962) на ростре из нижнего маастрихта г. Вольск, столон не наблюдался. Однако один экземпляр из верхнего маастрихта Закаспия, описанный Фогтом (1962: табл. 11, рис. 7), отнесен Поховски к *V. regalis*. У мшанок, определенных нами как *?V.* cf. *prima*, столон также не обнаружен. Столоны *Voigtella* обычно лежат вблизи поверхности субстрата, поэтому легко стираются. У изученных нами сверлений *Voigtella* sp. 1 столон и характер расположения зооидов просматриваются плохо. Однако у некоторых зооидов в дистальной части наблюдается «ножка», с помощью которой они крепились к столону (рис. 1.8г). Вид *Voigtella* sp. отличается от *?V.* cf. *prima* более мелкими зооидами.

Западный Казахстан. В 2013 г. было проведено комплексное изучение кампан-маастрихтских отложений плато Актолагай (юго-запад Актюбинской области, правобережье среднего течения р. Эмбы, Западный Казахстан) (Барабошкин и др., 2019). Разрез представлен мелководными пелагическими карбонатами, опесчаненными в верхней части, и содержащими большое количество ростров белемнитов. Большинство ростров несет следы сверлений и инкрустаций мшанок, червей и устриц, свидетельствующих о длительной экспозиции на дне.

На всех изученных рострах с плато Актолагай (рис. 2.1–2.4), а также на ростре с р. Эмба (рис. 2.5, сборы Д.П. Найдина) были обнаружены следы сверлений губок *Entobia* ispp. На белемните *Belemnella licharewi* (K_2cp_2) найдены сверления мшанок ?*Voigtella* cf. *prima* (рис. 2.1б, в) и *Voigtella* sp. 2 (рис. 2.1г). На этом ростре также присутствуют сверления *Dendrina* isp., *Rogerella* isp. [сверления принадлежат усоногим (Pugaczewska, 1965)] и червей. Другой белемнит *B. licharewi* имеет многочисленные сверления *Voigtella* sp. 2 (рис. 2.2б), кроме которых присутствуют сверления *Rogerella* isp. и *Dendrina* isp., а также инкрустирующие односерийные раковины фораминифер *Bullopora* sp. (рис. 2.2в) (Pugaczewska, 1965). На белемните *B. langei* (K_2cp_2) (рис. 2.3) обнаружены сверления мшанок *V.* cf. *regalis*, поврежденные *Entobia* isp., а также присутствуют сверления червей и *Rogerella* isp. Можно предположить, что выявленные следы биоэрозии, а также фораминиферы на изученных рострах появились уже после ктеностомат. Сверления *Voigtella* sp. 2 отличаются от *?V.* cf. *prima* и *V.* cf. *regalis* более мелкими зоодами. Вид *Voigtella* sp. 2, подобно *Voigtella* sp. 1, имеет густую сеть из столонов и зооидов, однако сохранность сверлений не позволяет сопоставить их между собой.

Выводы. В верхнемеловых отложениях Среднего Поволжья и Западного Казахстана установлены следы сверлений, принадлежащие, вероятно, к единственному роду мшанок *Voigtella*. Анализ последовательности поселений на изученных рострах белемнитов позволяет предположить, что обычно мшанки поселялись на рострах первыми или после *Dendrina* ispp., поскольку последние часто разрушены сверлениями мшанок. Помимо ктеностомат на рострах белемнитов обоих регионов присутствуют инкрустирующие мшанки, поселявшиеся на рострах одновременно с ктеностоматами или позже них. Губки *Entobia* ispp., а также другие сверлящие и обрастающие организмы поселялись позже ктеностомат. Ранее из нижнего маастрихта Среднего Поволжья и плато Актолагай были известны три общих вида – *Voigtella regalis, Cheethamia aktolagayensis* и *Rhagasostoma* cf. *saltans* (Brydone, 1930) (Pohowsky, 1987; Koromyslova et al., 2018; Коромыслова, 2020; Koromyslova, Seltser, 2020). Данное исследование подтверждает сходство комплексов мшанок позднего мела этих регионов.

Работа выполнена в рамках темы госзадания АААА-А16-116033010096-8 (МГУ) и при поддержке Sepkoski Grant 2017.

ЛИТЕРАТУРА

Барабошкин Е.Ю., Беньямовский В.Н., Гужиков А.Ю. и др. Комплексное изучение пограничного интервала кампана/маастрихта в Поволжье (Россия) и на плато Актолагай (Западный Казахстан) Русской плиты // Проблемы геологии и расширение минерально-сырьевой базы стран Евразии: Материалы междунар. науч. конф. / Под ред. Г.Ж. Жолтаева. Алматы: ТОО ИГН, 2019. С. 69–79.

Вискова Л.А. Морские постпалеозойские мшанки. М.: Наука, 1992. 187 с. (Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. Т. 250).

Коромыслова А.В. Новые данные о мшанках нижнего маастрихта плато Актолагай (Западный Казахстан) // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Материалы X Всерос. совещ. / Под ред. Е.Ю. Барабошкина, А.Ю. Гужикова. Магадан: ОАО «МАОБТИ», 2020. С. 120–121.

Коромыслова А.В., Барабошкин Е.Ю. Мшанки, инкрустирующие ростры белемнитов, из позднего мела Среднего Поволжья и Крыма // Палеонтол. журн. (*в печати*).

Фогт Э. Верхнемеловые мшанки европейской части СССР и некоторых сопредельных областей. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1962. 125 с.

Bromley R.G., D’Alessandro A. The ichnogenus Entobia from the Miocene, Pliocene and Pleistocene of southern Italy // Riv. Ital. Paleontol. Stratigr. 1984. V. 90. P. 227–296.

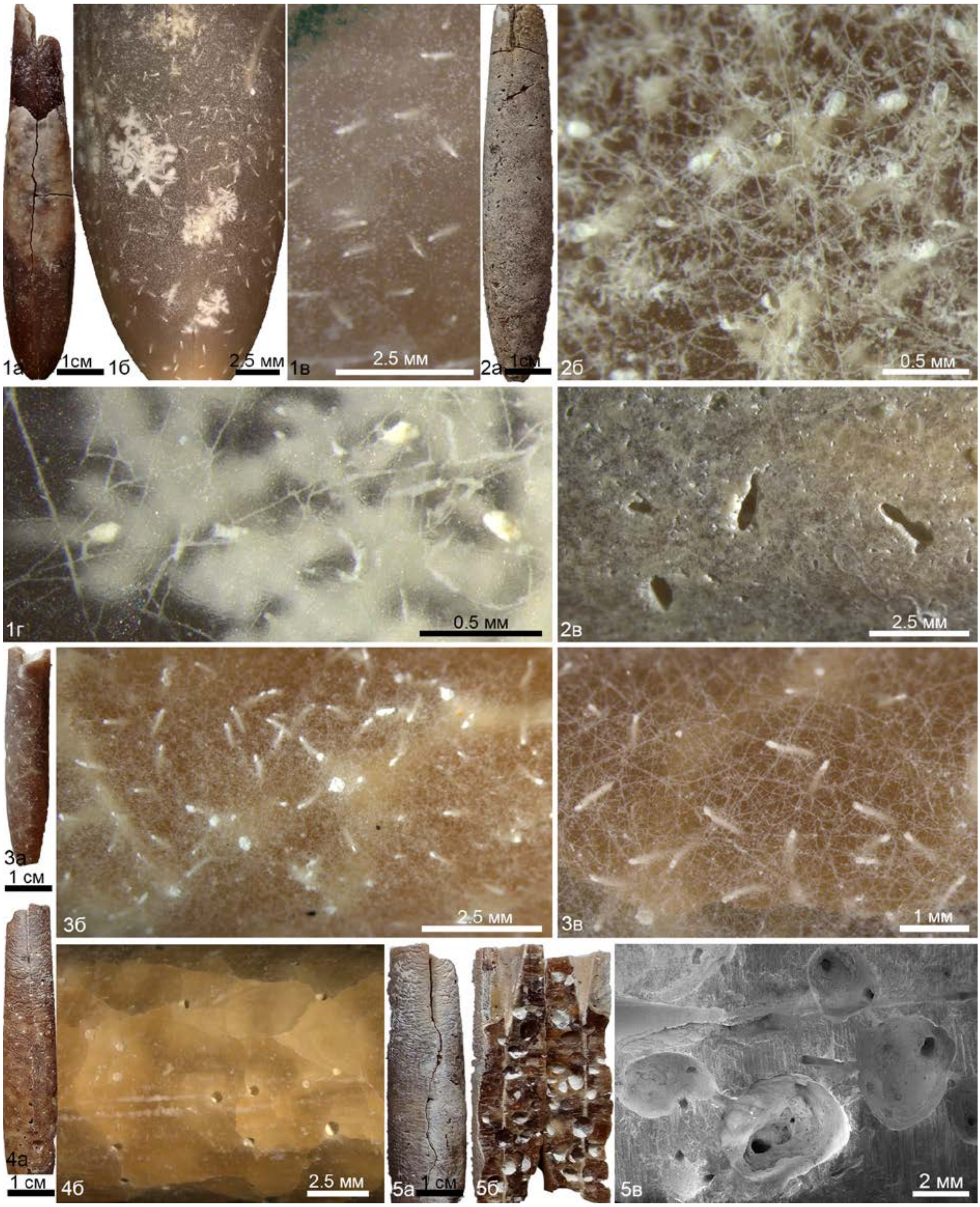


Рис. 2. Следы биоэрозии на белемнитах с плато Актолагай (1–4) и р. Эмба (5): 1 – экз. МЗ МГУ, № 142/9, *Belemnella licharewi* Jeletzky, 1941 (K_2cp_2): 1б, 1в – ?*Voigtella* cf. *prima*, 1г – *Voigtella* sp. 2; 2 – *Voigtella* sp. 2, экз. МЗ МГУ, № 142/10, *B. licharewi* (K_2cp_2); 3 – *Voigtella* cf. *regalis* Pohowsky, 1987, экз. МЗ МГУ, № 142/11, *Belemnitella langei* Jeletzky, 1948 (K_2cp_2); 4, 5 – *Entobia* cf. *cretacea* Portlock, 1843: 4 – экз. МЗ МГУ, № 142/12, Belemnitellidae Pavlow, 1914 (K_2st–m); 5 – экз. МЗ МГУ, № 142/13, *Belemnitella* sp. ind. (K_2st–m).

Koromyslova A.V., Seltser V.B. Early Maastrichtian cheilostome bryozoans from the middle Volga River region // PalZ. 2020. V. 94. P. 697–714.

Koromyslova A.V., Baraboshkin E.Y., Martha S.O. Late Campanian to late Maastrichtian bryozoans encrusting on belemnite rostra from the Aktolagay Plateau in western Kazakhstan // Geobios. 2018. V. 51. P. 307–333.

Pohowsky R.A. The boring ctenostomate Bryozoa: Taxonomy and paleobiology based on cavities in calcareous substrata // Bull. Am. Paleontol. 1978. V. 73. No 301. P. 1–192.

Pugaczewska H. Les organismes sédentaires sur les rostres des bélemnites du Crétacé supérieur // Acta Palaeontol. Pol. 1965. V. 10. P. 73–95.

Voigt E., Soule J.D. Cretaceous burrowing bryozoans // J. Paleontol. 1973. V. 47. No 1. P. 21–33.

Wisshak M., Titschack J., Kahl W.-A., Girod P. Classical and new bioerosion trace fossils in Cretaceous belemnite guards characterised via micro-CT // Foss. Rec. 2017. V. 20. P. 173–199.

УДК 551.807:551.763

ПАЛЕОЗООГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ КАМПАН-МААСТРИХТСКИХ БАССЕЙНОВ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПРОВИНЦИИ (НА ОСНОВАНИИ ИЗУЧЕНИЯ ФОРАМИНИФЕР)

Т.Г. Ксенева

Томский государственный университет, Томск, podobina@ggf.tsu.ru

В кампане–маастрихте из-за изменения направления трансгрессии (с северного на южное) резко изменился состав таксонов фораминифер Западно-Сибирской провинции. В комплексах этого времени особенно южнее широтного течения р. Оби преобладают известковые секреционные фораминиферы. На основании изменения систематического состава структуры комплексов установлены отдельные районы (до 7) провинции. В этот временной этап Западно-Сибирская провинция совместно с Восточно-Европейской провинцией входят в состав Бореально-Атлантической области Бореального пояса.

Ключевые слова: палеозоогеография, кампан, маастрихт, фораминиферы, Западная Сибирь.

PALEOZOOGEOGRAPHIC ZONATION OF CAMPANIAN–MAASTRICHTIAN BASINS OF WEST SIBERIAN PROVINCE (ON THE BASE OF FORAMINIFERAL STUDY)

T.G. Kseneva

Tomsk State University, Tomsk, podobina@ggf.tsu.ru

In the Campanian–Maastrichtian, the taxonomic composition of foraminiferal communities in West Siberian province changed considerably. Calcareous secreted and agglutinated foraminifers were predominated. Within the province, separate districts (up to 7) have been established based on the systematic composition and structure of foraminiferal communities. At this time, the West Siberian province, together with the East European province, are part of the Boreal-Atlantic realm of the Boreal belt.

Key words: Paleozoogeography, Campanian, Maastrichtian, Foraminifera, West Siberian province.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-107

Начало кампанского времени совпадает с регрессией моря, выразившейся в значительном увеличении алевритового и песчаного материала к верхним слоям славгородской свиты. Это обусловлено оживлением положительных тектонических движений, приведших к подъему в позднесенонское время большей части провинции. Одновременно установилась связь с южными морями через Тургайский пролив, что привело к повышению температуры бассейна, расцвету секреционно-известковых фораминифер, остракод и кокколитофорид. Они особенно обильны и разнообразны в западном и центральном районах провинции, в относительно глубоководных фациях. Кроме того, здесь велико влияние южных тепловодных бассейнов с обильной микрофауной. Из-за положительных тектонических движений значительная часть кампанских отложений в пределах Западной Сибири из разреза выпадает и поэтому проследить латеральное и вертикальное изменение всех кампанских комплексов не представляется возможным. Прослеживается раннекампанский комплекс фораминифер с *Bathysiphon vitta*, *Recurvoides magnificus* в верхних слоях славгородской свиты. Этот комплекс весьма разнообразен по своей родовой и видовой характеристике (Ксенева, 1999; Подобина, 2019). С кампана и по маастрихт обе эти провинции входят в состав Бореально-Атлантической области Бореального пояса. Позднекампанский комплекс из нижних

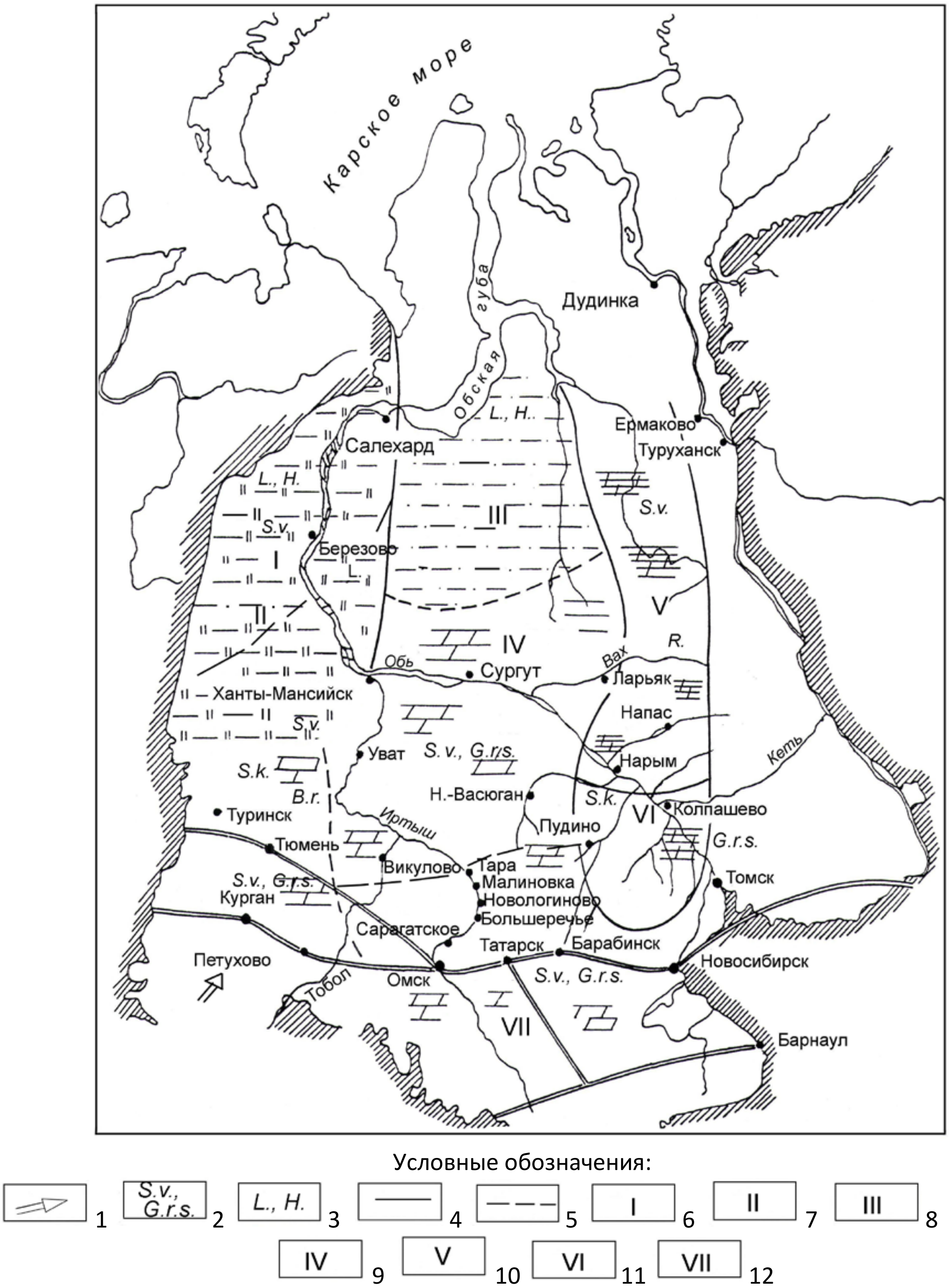


Рис. 1. Схема палеозоогеографического районирования Западно-Сибирской провинции в раннемаастрихтское время.

1 – предполагаемый путь миграции фораминифер; 2 – комплексы фораминифер; 3 – преобладающие в комплексах таксоны фораминифер; 4 – установленные границы районов; 5 – предполагаемые границы районов; 6 – западный район; 7 – северо-западный район; 8 – северный район; 9 – центральный район; 10 – восточный район; 11 – юго-восточный район; 12 – южный район.

слоев ганькинской свиты четкой отделяется от выше- и нижележащих присутствием вида *Spiroplectammina optata* Kisselman и своей общей структурой.

В маастрихтском веке продолжается развитие южной трансгрессии через Тургайский пролив. В терригенно-карбонатных породах ганькинской свиты распространены известковые секреционные фораминиферы за исключением северо-западного и большей части северного районов.

В северо-западном районе известны только агглютинированные, кварцево-кремнистые раковины. Комплексы фораминифер маастрихта отличаются различным распространением и таксономическим разнообразием. В западном, центральном районах в более глубоководных фациях фораминиферы наиболее обильны и разнообразны. На востоке и южном районе в более мелководных фациях они заметно обеднены как количественно, так и по составу таксонов. В северном районе фораминиферы маастрихта менее разнообразны и единичны (Маринов, 2020). Среди таксонов каждого комплекса установлены как локальные, так и широко распространенные виды. Соотношение последних при учете их количественного содержания и структуры комплекса послужило основой для выделения палеозоогеографических районов (западного, северо-западного, северного, центрального, восточного, юго-восточного и южного) (Подобина, 1984). Бентосные фораминиферы взаимосвязаны с фациями, поэтому границы районов в основном с ними совпадают. Палеобиогеографические районы выделены для отдельных подъярусов кампана–маастрихта на основе известных палеогеографических схем (Гольберт и др., 1968).

Для примера приводится схема (рис. 1) палеозоогеографического районирования раннемаастрихтского бассейна Западно-Сибирской провинции.

ЛИТЕРАТУРА

Гольберт А.В., Маркова Л.Г., Полякова И.Д. и др. Палеоландшафты Западной Сибири в юре, мелу и палеогене. М.: Наука, 1968. 152 с.

Ксенева Т.Г. Фораминиферы кампана–маастрихта Западной Сибири, их значение для стратиграфии и палеоэкологии. Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Новосибирск, 1999. 25 с.

Маринов В.А. Палеобиогеографическое районирование маастрихта Западной Сибири по фораминиферам // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Материалы Десятого Всерос. совещ., г. Магадан, 20–25 сентября 2020 г. Магадан: ОАО «МАОБТИ», 2020. С. 149–153.

Подобина В.М. Палеозоогеографическое районирование позднемеловых бассейнов Западной Сибири и других акваторий северного полушария по данным изучения фораминифер // Деп. в ВИНИТИ 30.05.84, № 3414–84. М.: ВИНИТИ, 1984. С. 1–100.

УДК 551.761.1(571.51)

ОТОЦЕРАСОВЫЕ СЛОИ В БАССЕЙНЕ РЕКИ СЕТОРЫМ И ПРОБЛЕМА ГРАНИЦЫ ПЕРМИ И ТРИАСА В ЮЖНОМ ВЕРХОЯНЬЕ

Р.В. Кутыгин

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, rkutygin@mail.ru

Приведены новые результаты изучения эталонного разреза отоцерасовых слоев Южного Верхоянья, расположенного в бассейне р. Сеторым. Подтверждена справедливость их деления на зоны concavum и boreale. Предполагается, что граница этих зон располагается возле границы перми и триаса в современном понимании.

Ключевые слова: *Otoceras,* биостратиграфия, зона concavum, зона boreale, некучанская свита, Южное Верхоянье.

OTOCERAS BEDS IN THE SETORYM RIVER BASIN AND THE PROBLEM OF THE PERMIAN–TRIASSIC BOUNDARY IN THE SOUTHERN VERKHOYANIE

R.V. Kutygin

Diamond and Precious Metals Geology Institute, SB RAS, Yakutsk, rkutygin@mail.ru

New results of studying the key section of the Otoceras beds in the Southern Verkhoyanie region are presented. This section is located in the Setorym river basin. The validity of the *Otoceras* beds subdivision into *Concavum* and *Boreale* zones has been confirmed. It is assumed that the boundary between these zones is located near the Permian–Triassic boundary in the modern sense.

Key words: *Otoceras*, biostratigraphy, *Concavum* Zone, *Boreale* Zone, Nekuchan Formation, Southern Verkhoyanie.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-110

На протяжении 20-го века мало кто сомневался в принадлежности отоцерасовых слоев к базальному триасу, а появление в разрезе представителей короткоживущего рода *Otoceras* рассматривалось в качестве неоспоримого индикатора границы перми и триаса. Присутствие отоцерасов на северо-востоке Азии было установлено Ю.Н. Поповым (1956) благодаря находкам, сделанным одновременно (1955 г.) В.И. Коневцевым и С.В. Домохотовым в верховьях р. Сунтар (басс. р. Индигирки). В 1957 г. О.П. Разгонов собрал коллекцию отоцерасов в основании некучанской свиты в левобережье р. Сеторым и уже к 1960 г. геологами был открыт ряд новых местонахождений, основная часть которых концентрировалась в верховьях р. Восточной Хандыги. Тогда же был сделан вывод о том, что отоцерасы встречаются только в нижней пачке аргиллитов некучанской свиты, которая залегает на толще среднезернистых песчаников имтачанской свиты перми (Домохотов, 1960).

По С.В. Домохотову (1960) "нижний горизонт" некучанской свиты, сложенный преимущественно аргиллитами и в настоящее время рассматриваемый в качестве нижненекучанской подсвиты, относился к "зоне Otoceras", которая в верховьях р. Восточной Хандыги делилась на три части – подзона Otoceras boreale, подзона (?) с Episageceras aff. dalailamae и подзона Glyptophiceras pascoei.

В августе 1970 г. проходило рабочее совещание постоянных комиссий МСК СССР по перми и триасу с проведением полевой экскурсии в верховьях р. Хандыги, в результате которой было установлено, что "в составе индского яруса района отчетливо выделяются два литологических подразделения: нижнее – алевролито-аргиллитовое и верхнее – песчаниковое. Нижняя, алевролито-аргиллитовая, часть индского яруса подразделяется на две зоны – Otoceras boreale и Glyptophiceras extremum, граница между ними проводится по маркирующему 1,5-метровому пласту песчаников (по его кровле – примечание Р.К.)" (Постановление..., 1973, с. 26). Здесь следует отметить, что "алевролито-аргиллитовое" и "песчаниковое" подразделения в настоящее время рассматриваются как нижняя и верхняя подсвиты некучанской свиты, соответственно.

На рубеже 60-ых и 70-ых годов прошлого века целенаправленные поиски аммоноидей в отоцерасовых слоях левобережья р. Сеторым проводил Ю.Д. Захаров, собравший здесь 150 раковин, отнесенных к виду *Otoceras boreale* Spath (Zakharov, 2002). Согласно первым опубликованным данным (Захаров, 1971), отоцерасы были обнаружены в нижней 20-метровой пачке некучанской свиты, причем наибольшее скопление цератитов было зафиксировано в нижней трети этой пачки. При этом отмечалось, что "ни в одном из просмотренных ориктоценозов, содержащих *Otoceras*, раковины *Glyptophiceras* не были найдены" (Захаров, 1971, с. 55), что подтверждало вывод С.В. Домохотова (1960) о том, что отоцерасы и глиптофицерасы (=томпофицерасы) в Южном Верхоянье стратиграфически дискретны. Однако в последующих работах Ю.Д. Захаров существенно изменил представления о вертикальном взаимоотношении отоцерасов и томпофицерасов в некучанской свите Южного Верхоянья. Вначале в послойном описании разреза нижненекучанской подсвиты левобережья р. Сеторым на уровне 5.4 м выше подошвы отоцерасовых слоев с многочисленными *O. boreale* был указан один экземпляр *Glyptophiceras*? sp. (Захаров, 1978, с. 32). А позже палеонтологическая характеристика этого уровня существенно дополнилась: вместе с обильными *O. boreale* были указаны единичные *Tompophiceras pascoei* (Spath), *Aldanoceras* sp., а также конодонты *Hindeodus typicalis* (Sweet) и *Clarkina changxingensis* (Wang and Wang) (Zakharov, 2002). В итоге для отоцерасовых слоев р. Сеторым была предложена сложная биостратиграфическая схема (Захаров и др., 2014), согласно которой в нижней части выделялась зона Otoceras concavum (6.3 м) терминальной перми, перекрывающаяся мощной зоной Tompophiceras pascoei (43.85 м), которая захватывала значительную часть отоцерасовых слоев. Параллельно с этими зонами выделялись слои с аммоноидеями, обладающие сложным хроностратиграфическим взаимоотношением друг с другом.

Первая попытка биостратиграфического разделения отоцерасовых слоев в Южном Верхоянье была предпринята Ю.В. Архиповым (1974), который разделил зону Otoceras на слои с *Otoceras* sp. (близки *O. concavum* Tozer), слои с *Otoceras indigirense* и слои с *Otoceras* ex gr. *boreale* – *Episageceras dalailamae*. Тогда впервые в Верхоянье был установлен базальный биостратон отоцерасовых слоев, являющийся аналогом зоны Otoceras concavum Арктической Канады.

Для решения проблемы биостратиграфического деления отоцерасовых слоев в Южном Верхоянье ключевыми стали исследования А.С. Дагиса с коллегами (1986). По их данным**,** отоцерасовые слои на р. Сеторым имеют мощность 51.3 м, включая полутораметровую пачку песчаников, отделяющую эти слои от томпофицерасовых. Как и у предшественников, отоцерасовые слои содержат сдвоенный песчанистый прослой (0.8 м), разделяющий их на две аргиллитовые пачки (нижнюю и верхнюю). Ниже этого песчаника встречены многочисленные представители вида *Otoceras boreale* Spath, а в основании нижней аргиллитовой пачки были обнаружены *Otoceras concavum* Tozer, что позволило разделить отоцерасовые слои на две зоны – concavum и boreale, граница между которыми проводилась внутри нижней пачкой аргиллитов. Однако, сравнительно с данными предшественников и с последующими результатами изучения разреза, выполненного А.С. Бяковым с коллегами (Захаров и др., 2014; Бяков и др., 2016), мощности двух аргиллитовых пачек отоцерасовых слоев у А.С. Дагиса и др. (1986) оказались завышены более чем в полтора раза. По причине несбивки мощностей нижней аргиллитовой пачки, возникла путаница в фиксации границы зон concavum и boreale в конкретных разрезах. Вторая сложность касалась разночтения стратиграфического взаимоотношения видов *O. concavum* и *O. boreale* в разрезах басс. р. Сеторым, которые по А.С. Дагису и С.П. Ермаковой (Dagys, Ermakova, 1996) являются дискретными и даже разделены "немым" интервалом разреза, а по Ю.Д. Захарову (Захаров и др., 2014) – встречаются совместно с основания отоцерасовых слоев.

На протяжении четырех полевых сезонов (2016–2018, 2020 гг.) нами был послойно изучен ряд разрезов нижненекучанской подсвиты басс. р. Сеторым с целенаправленными поисками аммоноидей. Вместе со мной в поисках аммоноидей в разные годы участвовали Д. Бонд, И.В. Брынько, И.В. Будников, С.С. Бурнатный, А.С. Бяков, И.Л. Ведерников, В.В. Давыдов, Ю.Д. Захаров, А.Н. Килясов, А.Р. Кутыгин, В.И. Макошин, А.Н. Наумов, А.М. Попов, Е.С. Соболев, за что выражаю им искреннюю благодарность. Основная часть созданной коллекции аммоноидей происходит из разрезов по руч. Суол, причем большинство находок приходится на обнажение в правобережье руч. Левый Суол в районе его слияния с руч. Правый Суол (обн. LS). Вверх по руч. Правый Суол от его устья располагается цепь обнажений отоцерасовых слоев, в каждом из которых были также обнаружены аммоноидеи (обн. PS1, PS2, PS3, PS4). Все перечисленные обнажения характеризуются единым строением разреза и очень близкими значениями мощностей слоев, что позволяет их рассматривать в качестве единого разреза Суол. Незначительные отличия в мощностях наблюдается на нижнем правом притоке руч. Суол (руч. нижний, обн. NS). За пределами руч. Суол в басс. р. Сеторым был изучен ряд разрезов отоцерасовых слоев, содержащих аммоноидей, по ручьям Уступный, Шагали, Долгочан, Николкин Ключ, Инессин. Всего в отоцерасовых слоях басс. р. Сеторым было обнаружено более 100 экз. поддающихся диагностике цератитов, причем все они относятся исключительно к роду Otoceras; представители других родов аммоноидей в отоцерасовых слоях басс. р. Сеторым нами обнаружены не были.

Поскольку наиболее полные и всеобъемлющие материалы были получены в обнажении Левый Суол, дальнейшее внимание следует уделить его рассмотрению. В этом обнажении вскрывается нижненекучанская посвита в полном объеме с контактами с подстилающей имтачанской свитой и перекрывающей верхненекучанской подсвитой. В строении нижненекучанской подсвиты преобладают алевритистые аргиллиты с обильными конкрециями. Двухметровый слой крупнозернистых пудинговых песчаников (по Дагису и др., 1986, с. 24 – слой 5) делит подсвиту на отоцерасовые (31 м) и томпофицерасовые (43 м) слои. Отоцерасовые слои, в свою очередь, метровым слоем аналогичных пуддинговых песчаников делятся на две алевроаргиллитовые пачки – нижнюю (11 м) и верхнюю (20 м), каждая из которых венчается обозначенными выше слоями пуддинговых песчаников, мощностью 1 и 2 м, соответственно. Ранее А.С. Бяковым с коллегами (2016) в основании некучанской свиты по руч. Суол выделялся своеобразный слой песчаников мощностью 40 см, содержащий многочисленные линзовидные включения аргиллитов. Поскольку у меня нет никаких данных о принадлежности этого слоя к отоцерасовым слоям, все приводимые ниже привязки аммоноидей будут указываться по отношению к отчетливой границе указанных песчаников с вышележащими аргиллитами (граница пачек 2 и 3 по Ядренкину и др., 2020, рис. 2).

Всего в отоцерасовых слоях обн. LS нами обнаружено 67 экз. диагностируемых аммоноидей с точной послойной привязкой; их подавляющее большинство приходится на нижнюю алевроаргиллитовую пачку (64 экз.). Собранные аммоноидеи отчетливо разбиваются на три комплекса, которые различаются по таксономическому составу и разобщаются по положению в разрезе.

Нижний комплекс аммоноидей (11 экз.), встреченный в интервале 1–3 м от подошвы отоцерасовых слоев, характеризуется видами *Otoceras concavum* Tozer, *O.* aff. *concavum* Tozer, *O. gracile* Tozer, *O.* cf. *gracile* Tozer и *O.* sp. Этот комплекс уверенно относится к зоне Otoceras concavum.

В интервале разреза между 3 и 5.5 от подошвы отоцерасовых слоев в обнажении LS, как и во всех остальных изученных разрезах басс. р. Сеторым, никаких остатков аммоноидей не обнаружено. Этот не охарактеризованный цератитами интервал приходится на уровень "второго эпизода вымирания фауны в конце перми" (Бяков и др., 2018).

Средний, наиболее богатый, комплекс аммоноидей (53 экз.) приходится на интервал 5.5–9.8 м от подошвы отоцерасовых слоев. Он почти исключительно представлен видом *Otoceras boreale* Spath (50 экз.) и относится к одноименной зоне. В выборке также присутствуют три узких уплощенных раковины, определенные как *Otoceras* aff. *boreale* Spath.

В верхней (20-метровой) алевроаргиллитовая пачке беспозвоночные встречаются крайне редко. За четыре года исследований в ней мы обнаружили только три экземпляра, предварительно определенные как *Otoceras* sp. 1. Они отличаются от *O. boreale* покатыми умбональными стенками и, возможно, представляют собой особый (терминальный) этап морфогенетического развития бореальных отоцерасов. Если это предположение дальнейшими исследованиями подтвердится, то в верхней части отоцерасовых слоев возможно выделение отоцерасового биостратона, обособленного от зоны boreale.

Приведенные результаты согласуются с биостратиграфическими построениями А.С. Дагиса (Дагис и др., 1986), разделившего отоцерасовые слои басс. р. Сеторым на зоны concavum и boreale. Предложенное Ю.Д. Захаровым с коллегами (2014) выделение внутри отоцерасовых слоев зоны Tompophiceras pascoei, а также слоев с *Aldanites* sp. и слоев с *Tompophiceras morpheos*, нашими данными не подтверждается.

Непростой в Южном Верхоянье остается проблема проведения границы перми и триаса. Ранее зона concavum большинством специалистов рассматривалась в качестве базального биостратона индского яруса Бореальной области, что позволяло уверенно проводить пермско-триасовую границу в подошве некучанской свиты. К этой границе приурочено полное обновление биоты, вероятно, связанное с резкой сменой режима осадконакопления и началом обширной трансгрессии. Однако принятие глобального стратотипа нижней границы индского яруса в разрезе, расположенном в северной окраине провинции Чжэцзян Южного Китая, недалеко от города Мейшань (Yin et al., 2001), потребовало переосмысления взглядов на использование аммоноидной фауны для разграничения пермской и триасовой систем. Выделение в разрезе Мейшань отоцерасовых слоев не представляется возможным. Несмотря на противоречивость данных о стратиграфическом взаимоотношении отоцерасов с конодонтами вида *Hindeodus parvus* (Kozur et Pjatakova), являющегося маркером пермско-триасовой границы, существуют вполне убедительные основания считать, что уровень первого появления *H. parvus* расположен внутри отоцерасовых слоев (Algeo et al., 2012). Принятие глобального стратотипа пермско-триасовой границы в разрезе Мейшань серьезно усложнило ее фиксацию в районах распространения отоцерасовых слоев, несмотря на очень узкий стратиграфически диапазон, великолепную литологическую обособленность и отличную латеральную прослеживаемость последних.

В настоящее время важным аргументом определения положения границы перми и триаса в Южном Верхоянье стали хемостратиграфические данные по изотопии $\delta^{13}C_{org}$ в отоцерасовых слоях руч. Суол (Захаров и др., 2014; Бяков и др., 2016). В 5 м выше подошвы некучанской свиты (включающей базальный 40-сантиметровый песчаник) установлен крупный углеродизотопный минимум, сопоставляемый с отрицательными экскурсами значений $\delta^{13}C_{carb}$ и $\delta^{13}C_{org}$, выявленными возле границы перми и триаса разреза Мейшань и прослеженными в других регионах (см. Захаров и др., 2014, рис. 3). Если предположение о синхронности рассмотренных углеродизотопных минимумов верно, то граница перми и триаса (в современном понимании) в Южном Верхоянье располагается возле границы зон concavum и boreale или даже совмещается с ней.

Изучение аммоноидей выполнено при финансовой поддержке РНФ (проект № 19-17-00178), полевые работы проводились по госзаданию ИГАБМ СО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

Архипов Ю.В. Стратиграфия триасовых отложений Восточной Якутии. Якутск: Книжное издательство, 1974. 312 с.

Бяков А.С., Захаров Ю.Д., Хорачек М. и др. Новые данные о строении и возрасте терминальной перми Южного Верхоянья (Северо-Восток Азии) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 2. С. 353–367.

Бяков А.С., Кутыгин Р.В., Горячев Н.А. и др. Открытие позднечансинского комплекса двустворчатых моллюсков и два эпизода вымирания фауны в конце перми на Северо-Востоке Азии // ДАН. 2018. Т. 480. № 1. С. 121–124.

Дагис А.С., Дагис А.А., Казаков А.М. и др. Биостратиграфия нижнего инда Восточного Верхоянья // Биостратиграфия мезозоя Сибири и Дальнего Востока / Под. ред. А.Л. Яншина, А.С. Дагиса. Новосибирск: Наука, 1986. С. 21–31.

Домохотов С.В. Индский ярус и зона отоцерас Восточного Верхоянья // Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. 1960. Вып. 1. С. 111–120.

Захаров Ю.Д. *Otoceras* Бореальной провинции // Палеонтол. журн. 1971. № 3. С. 50–59.

Захаров Ю.Д. Раннетриасовые аммоноидеи Востока СССР. М.: Наука, 1978. 224 с.

Захаров Ю.Д., Бяков А.С., Хорачек М. Глобальная корреляция базальных слоев триаса в свете первых изотопно-углеродных свидетельств по границе перми и триаса на Северо-Востоке Азии // Тихоокеан. геология. 2014. Т. 33. № 1. С. 3–19.

Попов Ю.Н. Otoceras из нижнего триаса Восточного Верхоянья // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. 1956. Вып. 10. С. 152–155.

Постановление Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. 1973. Вып. 13. 65 с.

Ядренкин А.В., Бяков А.С., Кутыгин Р.В., Копылова А.В. Новые находки и стратиграфическое распределение фораминифер в пограничных пермско-триасовых отложениях Южного Верхоянья // Тихоокеан. геология. 2020. Т. 39. № 5. С. 69–82.

Algeo T., Henderson C.M., Ellwood B. et al. Evidence for a diachronous Late Permian marine crisis from the Canadian Arctic region // Geol. Soc. Am. Bull. 2012. V. 124. No 9–10. P. 1424–1448.

Dagys A., Ermakova S. Induan (Triassic) Ammonoids from North-Eastern Asia // Revue de Paléobiologie. 1996. V. 15. No 2. P. 401–447.

Yin H., Zhang K., Tong J. The Global Stratotype Section and Point (GSSP) of the Permian–Triassic boundary // Episodes. 2001. V. 24. No 2. P. 102–114.

Zakharov Yu.D. Ammonoid succession of Setorym River (Verkhoyansk Area) and problem of Permian–Triassic Boundary in Boreal Realm // Journal of China University of Geosciences. 2002. V. 13. No 2. P. 107–123.

УДК 551.86

ОСОБЕННОСТИ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ АБАЛАКСКОЙ СВИТЫ И ВОГУЛКИНСКОЙ ТОЛЩИ (J_2c–J_3km) НА ТЕРРИТОРИИ КРАСНОЛЕНИНСКОГО СВОДА В ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

М.Р. Латыпова[1], О.В. Хотылев[1], Н.С. Балушкина[1], В.В. Чуркина[1], А.Г. Калмыков[1], Г.А. Калмыков[1], Е.В. Карпова[1], Е.А. Краснова[1,2], А.В. Гусев[1]

[1]Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, margarita.r.latypova@gmail.com
[2]Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского, Москва, e.krasnova@oilmsu.ru

В период активного формирования абалакской свиты (с позднебатского до ранневолжского времени) на территории Красноленинского свода (Казым-Кондинский структурно-фациальный район) в Западной Сибири важную роль в распределении осадков играл рельеф морского дна. Вокруг древних островов, сложенных кристаллическими породами доюрского фундамента, происходило активное формирование песчаных и грубообломочных осадков вогулкинской толщи, которые являются продуктивными отложениями на территории Каменной вершины Красноленинского свода. Притоки нефти также были получены из карбонатных пород абалакской свиты, которые формировались вдали от островов. В верхней части разреза эти отложения представлены глинисто-глауконитовыми толщами с бактериально-водорослевыми и осадочными карбонатами. Обмеление моря в конце позднего оксфорда на фоне общей юрской трансгрессии, вероятно, повлекло за собой частичное осушение карбонатных построек, и, как следствие, их частичную эрозию, которая привела к формированию кавернозности и следов субаэральной экспозиции в этих породах. Отложения верхней части вогулкинской толщи также могли быть частично размыты в результате этого события.

Ключевые слова: Западная Сибирь, абалакская свита, вогулкинская толща, позднебатское время, ранневолжское время, условия формирования.

FEATURES OF DEPOSITIONAL ENVIRONMENTS OF THE ABALAK FORMATION AND VOGULKA BODY (J_2c–J_3km) ON THE TERRITORY OF THE KRASNOLENINSKY ARCH IN WESTERN SIBERIA

M.R. Latypova[1], O.V. Khotylev[2], N.S. Balushkina[3], V.V. Churkina[4], A.G. Kalmykov[5], G.A. Kalmykov[6], E.V. Karpova[7], E.A. Krasnova[8], A.V. Gusev[9]

[1]Lomonosov Moscow State University, Moscow, margarita.r.latypova@gmail.com
[2]Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, RAS, Moscow, e.krasnova@oilmsu.ru

The paleorelief of the sea floor was playing an important role during the active section accumulation of the Abalak Formation (Late Bathonian to Early Volgian) on the territory of the Krasnoleninsky arch (Kazym-Kondinsky structural-facies region) in Western Siberia. At the same time, there was an active sedimentation of sandstones and gravelites of the Vogulka Body around the ancient islands, composed of crystalline rocks of the Pre-Jurassic basement. These clastic rocks are oil productive deposits. Oil inflows were obtained from the carbonate rocks of the Abalak Formation, which were formed far from the islands. In the upper part of the section, these deposits are represented by clay-glauconite strata with bacterial-algal and sedimentary carbonates. Probably, the shallowing of the sea at the end of the Late Oxfordian led to a partial drainage of the carbonate buildings against the background of the general Jurassic transgression. Thus, partial erosion occurred in the carbonates, which led to the formation of cavernosity and traces of subaerial exposure in these rocks. As a result of this event, the deposits of the upper part of the Vogulka Body may also have been partially eroded.

Key words: Western Siberia, Abalak Formation, Vogulka Body, Late Bathonian, Early Volgian, depositional environments.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-115

В настоящее время в связи с истощением традиционных запасов углеводородов все большую актуальность приобретает выявление в разрезах и изучение закономерностей распространения маломощных прослоев с повышенными коллекторскими свойствами внутри малоперспективных глинистых толщ. Одним из примеров таких отложений являются породы абалакской свиты и вогулкинской толщи (J_2c–J_3km), которые распространены в пределах Казым-Кондинского структурно-фациального района в Западной Сибири, перекрывают породы доюрского фундамента и тюменской свиты и являются подстилающими отложениями тутлеймской толщи. Разрез абалакской свиты сложен в нижней части глинистыми породами с многочисленными пиритовыми стяжениями, а в верхней части – глинистыми и глауконитово-глинистыми породами с карбонатными конкрециями и прослоями. Формирование разреза, как правило, происходило в мелководных и спокойных морских обстановках (Важенина, 2009). Структурные и генетические особенности карбонатных пород абалакской свиты были описаны во многих работах (Юдович, Кетрис, 2011; Зубков, 2015; Потапова и др., 2018, 2019). На основании разрезов абалакской свиты также были построены многочисленные стратиграфические схемы по аммонитам, двустворкам и фораминиферам (Решение..., 1991; Лебедев, 1987), что позволяет относить эти отложения к эталонному объекту, по которому разрабатывается зональная биостратиграфия келловея и верхней юры для всей Западной Сибири (Глинских и др., 1999). Однако, абалакская свита, даже в пределах исследуемого Казым-Кондинского структурно-фациального района, распространена не повсеместно и имеет возрастной аналог, вогулкинскую толщу, сложенную песчаниками, гравелитами (1 и 2 пачки) и органогенно-обломочными известняками (3 пачки) (рис. 1). Таким образом, целью данной работы является реконструкция обстановок осадконакопления абалакской свиты и вогулкинской толщи на территории Красноленинского свода.

В пределах Красноленинского свода в средне-позднеюрское время существовали острова, сложенные кристаллическими породами доюрского фундамента. Вблизи от этих островов происходило осадконакопление вогулкинской толщи, которая часто характеризуется высокими коллекторскими свойствами и может являться нефтепродуктивной. В относительном удалении формировались одновозрастные глинистые и глауконито-глинистые отложения абалакской свиты с прослоями осадочных известняков, часто с ходами илоедов и бактериально-водорослевыми постройками. Эти два типа разрезов часто присутствуют в пределах одного месторождения и являются разнофациальными возрастными аналогами (рис. 2).

Массивные средне-крупнозернистые песчаники вогулкинской толщи часто содержат примесь среднесортированного грубопесчано-гравийного материала, который, как правило, состоит из полуокатанных литокластов метаморфических пород с редкими кристаллокластами кварца и единичным раковинным детритом (рис. 3). Эти литокласты метаморфических пород, вероятно, были аккумулированы в результате сноса обломочного материала с выступов доюрского фундамента и часто скреплены между собой вторично преобразованным глинистым хлорит-содержащим цементом (5%). В результате высокого литостатического давления, повсеместно во всех шлифах появилась цементация вдавливания, а поры (5–7%) часто выполнены кальцитом и кварцем (рис. 3).

Кремнисто-глинисто-глауконитовые породы абалакской свиты в шлифах часто представлены массивными крупно-среднепесчанистыми глауконититами с сидеритизированным и известковистым кремнево-глинистым матриксом (15–20%). Эти породы, как правило, представляют меньший интерес в качестве коллекторов с точки зрения нефтегазовой геологии, в отличии от карбонатных пород абалакской свиты, которые накапливались, преимущественно в верхней части разреза. В период формирования пород верхней подсвиты абалакской свиты, вероятно, имела место частная регрессия на фоне продолжительной позднеюрской трансгрессии. Бактериально-водорослевые карбонаты со следами субаэральной экспозиции, ризоидами и вторичным карстом являются прямым доказательством эксгумации осадка (Потапова и др., 2018, 2019), которая произошла в результате падения уровня моря.

Отсутствие сноса обломочного материала с суши и спокойные обстановки были благоприятны для роста бактериальных карбонатов. Наиболее мощные толщи известняков, мощностью до 2 м, формировались на мелководье в водных толщах, богатых кислородом и солнечным светом. Регрессия, следы которой были обнаружены в карбонатных породах абалакской свиты, вероятно, также должна была повлиять на формирование разреза вогулкинской толщи. В верхней части разреза часто присутствуют следы размыва и резкого изменения состава и размерности песчаных и гравийных обломков. Песчаники и органогенно-обломочные известняки третьей пачки вогулкинской толщи, в пределах изучаемой площади, вероятно, были частично размыты и разнесены подводными потоками на большие расстояния в период нестабильных обстановок осадконакопления, вызванных эвстатическими колебаниями уровня моря, которые были ранее отмечены на смежных территориях (Захаров и др. 1998). Таким образом, на основании литологического описания керна и петрографических шлифов, в рамках данной работы были реконструированы обстановки осадконакопления абалакской свиты и вогулкинской толщи. Полученные выводы позволяют улучшить прогноз зон распространения пород - коллекторов в пределах Красноленинского свода в Западной Сибири.

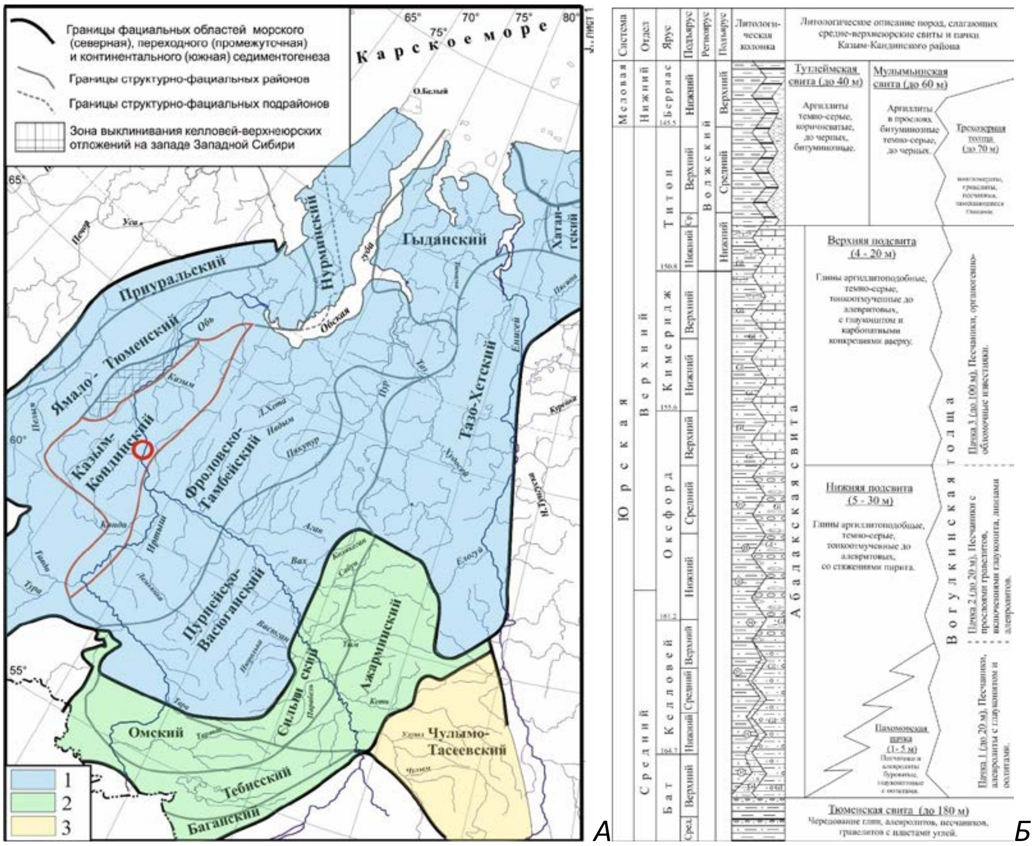


Рис. 1. А – Схема структурно-фациального районирования келловея и верхней юры Западной Сибири (Решение…, 2004).

1 – северная фациальная область морского осадконакопления, 2 – центральная промежуточная фациальная область, 3 – южная фациальная область континентального седиментогенеза); Б – Схематический сводный разрез для средне-позднеюрских пород на территории Казым-Кондинского структурно-фациального района (составлен на основании Решение…, 2004).

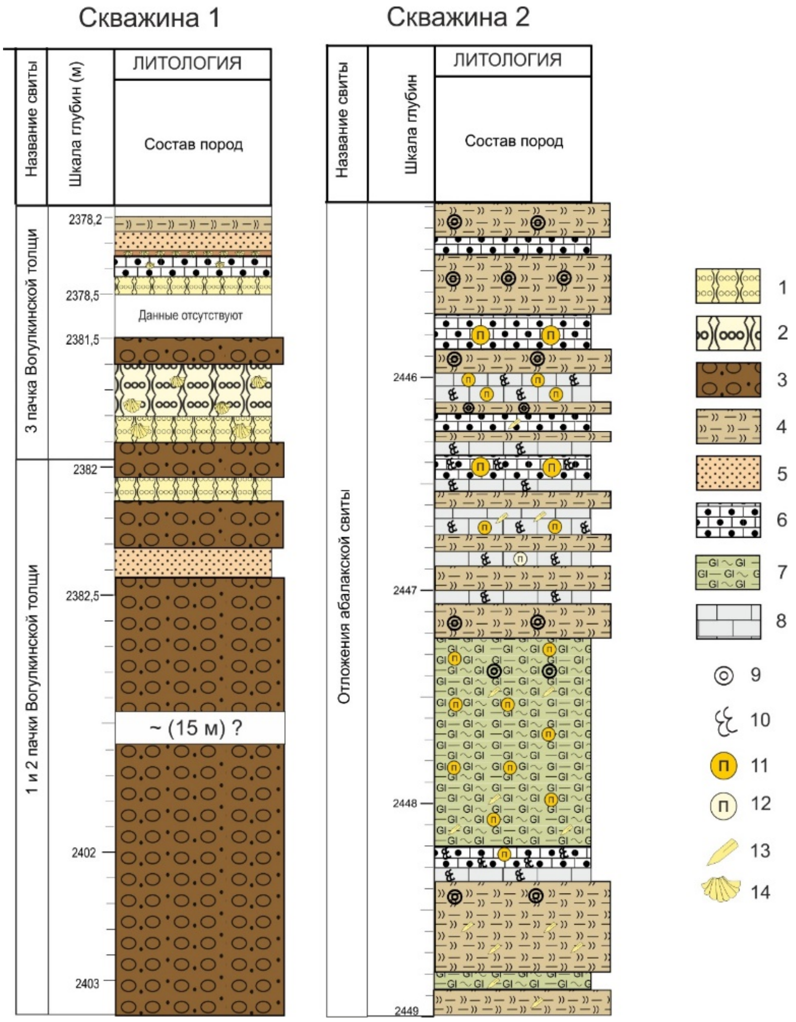


Рис. 2. Сводные литологические колонки для двух типов разреза: скв. 1 – склоновый разрез, сложенный песчаниками и гравелитами вогулкинской толщи, скв. 2 – типичный разрез, сложенный глинистыми, карбонатными и глауконитово-глинистыми породами абалакской свиты.

1 – среднезернистые песчаники с карбонатным цементом, 2 – крупнозернистые песчаники с карбонатным цементом, 3 – галечники и гравелиты, 4 – кремнисто-глинистые породы, 5 – песчаники, 6 – карбонатные постройки бактериально-водорослевого генезиса, 7 – кремнисто-глинисто-глауконитовые породы, 8 – массивные карбонатные породы, 9 – карбонатные конкреции, 10 – биотурбации, 11 – пиритовые стяжения, 12 – пиритизированные карбонатные конкреции, 13 – белемниты, 14 – раковины двустворок.

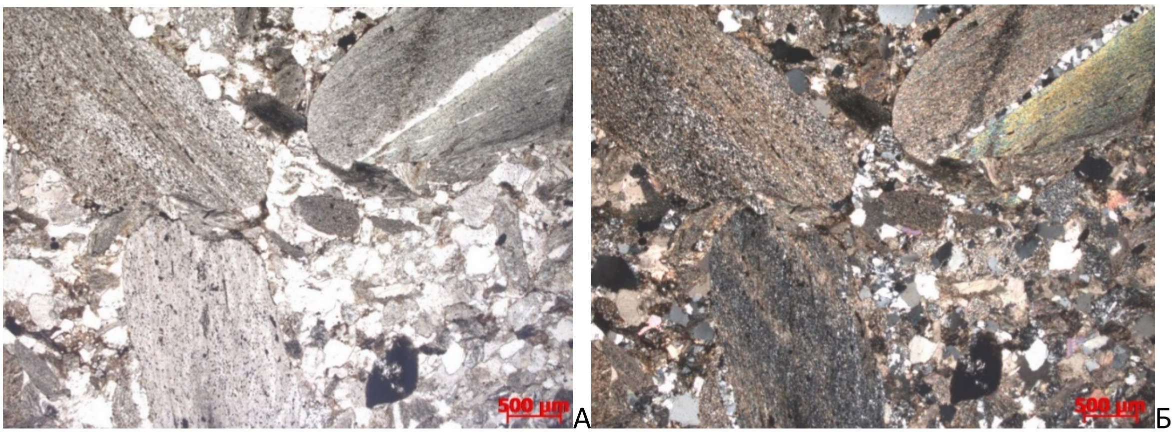


Рис. 3. Песчаник средне-крупнозернистый с примесью грубопесчано-гравийного материала; непористый. А – николи //; Б – николи Х. Увеличение 25х.

ЛИТЕРАТУРА

Важенина О.А. Особенности палеогеографии и карбонатонакопления в баженовской и абалакской свитах Широтного Приобья (Западная Сибирь) // Вестник ТГУ. 2009. № 327. С. 218–223.

Глинских Л.А., Никитенко Б.Л., Шурыгин Б.Н. Юра Западной Сибири – Абалакская свита (палеонтологическая характеристика, лито- и биостратиграфия) // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 7. С. 1059–1078.

Захаров В.А., Шурыгин Б.Н., Левчук М.А. и др. Эвстатические сигналы в юрских и нижнемеловых (неокомских) отложениях Западно-Сибирского осадочного бассейна // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 11. С. 1492–1504.

Зубков М.Ю. Минеральный и изотопный составы карбонатных пород и присутствующих в них трещин верхнеюрских отложений Западной Сибири // Горные ведомости. 2015. № 10. С. 40–58.

Лебедев А.И. Слои с бухиями верхней юры и неокома Широтного Приобья // Биостратиграфия мезозоя Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1987. С. 65–69.

Потапова А.С., Вилесов А.П., Чертина К.Н. и др. Признаки субаэральной экспозиции на границе абалакской и тутлеймской (баженовской) свит // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2018. № 11. С. 13–19.

Потапова А.С., Вилесов А.П., Бумагина В.А. и др. Концептуальная седиментологическая модель формирования карбонатных пород на границе абалакской и баженовской свит (Красноленинский НГР). Литология осадочных комплексов Евразии и шельфовых областей // Материалы IX Всерос. литологического совещ., Казань, 30 сент. – 3 окт. 2019 г. Казань: Изд-во Казанского ун-та, 2019. С. 367–368.

Решение 5-го межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины. Тюмень: ЗапСибНИИГНИ, 1991. 54 с.

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

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимические индикаторы литогенеза (Литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 2011. 742 с.

УДК 561.551.761

КОМПЛЕКСНЫЕ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ О. КОТЕЛЬНЫЙ

Н.К. Лебедева[1,2], А.А. Горячева[1,2], Е.Б. Пещевицкая[1],
Б.Л. Никитенко[1,2], А.В. Ядренкин[1]

[1]*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, LebedevaNK@ipgg.sbras.ru*
[2]*Новосибирский государственный университет, Новосибирск*

Представлены результаты палинологических исследований триасовых отложений о. Котельный. Предложена новая шкала по палиноморфам, состоящая из семи биостратонов, выделенных в ранге слоев, увязанных со шкалами по макро- и микрофауне. Впервые в триасовых отложениях России определены цисты динофлагеллат.

Ключевые слова: палинология, палиноморфы, цисты динофлагеллат, триас, о. Котельный.

COMPREHENSIVE PALYNOLOGICAL STUDIES OF TRIASSIC DEPOSITS FROM THE KOTELNY ISLAND

N.K. Lebedeva[1,2,] A.A. Goryacheva[1,2], E.B. Peshchevitskaya[1],
B.L. Nikitenko[1,2], A.V. Yadrenkin[1]

[1]*Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, Novosibirsk, LebedevaNK@ipgg.sbras.ru*
[2]*Novosibirsk state university, Novosibirsk*

The paper is devoted to the Triassic palynology of the Kotelny Island. We propose new scale on the palynomorphs constituting of seven local biozones, which are calibrated with scales on macro- and microfauna. Dinoflagellate cysts are identified from the Triassic deposits of Russia for the first time.

Key words: palynology, palynomorphs, dinoflagellate cysts, Triassic, Kotelny Island.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-120

Первые палинологические данные из триасовых отложений о. Котельный были получены В.Д. Короткевич (Короткевич, Преображенская, 1982). Ею были выделены четыре спорово-пыльцевых комплекса: из ладинских отложений, нижнего подъяруса карнийского яруса, верхов норийского яруса и, предположительно, рэтского яруса. Присутствие морских палиноморф в них не указывалось.

Нами при палинологических исследованиях триасовых отложений о. Котельный изучались не только споры и пыльца, но и весь комплекс палиноморф, включающий микрофитопланктон. По результатам проведенных работ предложена новая шкала по палиноморфам, состоящая из семи биостратонов, выделенных в ранге локальных зон, увязанных со шкалами по макро- и микрофауне. Впервые в триасовых отложениях России определены цисты динофлагеллат.

Слои с *Aratrisporites* spp.–*Veryhahium* spp.–*Solisphaeridium* spp. Типовой разрез расположен на р. Тихой (бассейн р. Балыктах), р. Шейна, чекановская и низы станционной свит (Никитенко, 2013). В палинокомплексе (ПК) доминирует микрофитопланктон (70–98%), споры составляют 1–15%, пыльца голосеменных – 1–20%. В составе морских палиноморф доминируют акритархи родов *Micrhystridium*, *Veryhachium*, *Solisphaeridium* и празинофиты *Leiosphaeridia*. В небольшом количестве присутствуют *Ovoidites* spp., *Schizosporis* spp., *Tasmanites* spp.

Среди спор преобладают *Aratrisporites* (*A. robustus, A. flexibilis*). Определены: *Leiotriletes* spp., *Lycopodiumsporites* spp., *Leschikisporites* sp., *Nevesisporites limatulus, Nevesisporites* sp., *Neoraistrickia* sp., *Lundbladispora brevicula, Marattisporites scabratus, Punctatisporites fungosus, Punctatisporites* sp., Gleicheniaceae, *Cyathidites concavus, Cyathidites* sp., *Zonaletes testrictus, Granisporites papillatus, Dictyophyllidites* sp., *Osmundacidites* sp., *Anaplanisporites* sp., *Verrucosisporites* sp., *Calamaspora tener, Camptotriletes* sp., *Duplexisporites* sp., *Stenozonotriletes* sp., *Discisporites psilatus*.

Пыльца голосеменных представлена *Ginkgocycadophytus* sp., *Cycadopites* sp., *Vitreisporites pallidus, Classopollis* sp., *Gnetaceapollenites* sp., *Alisporites* sp., *Luckisporites* sp., *Pinuspollenites* sp., *Taeniaesporites hexagonalis, Taeniaesporites* spp., *Protohaploxypinus* sp., *Striatopollenites* sp.

Присутствие спор *Aratrisporites*, *Retusotriletes* spp., *Nevesisporites limatulus, Tigrisporites ketovae, Punctatispora leighensis*, а также стриатной и хордовой пыльцы, мешковой пыльцы древнего облика с плохо выраженными мешками характерно для ПК нижнего триаса Западной Сибири (Казаков и др., 2002), Тунгусской синеклизы (Круговых, 2001), острова Шпицберген (Фефилова, 2001). Обилие спор *Aratrisporites*, присутствие микрофитопланктона и появление пыльцы *Alisporites* установлено в раннеоленекских ПК Баренцевоморского района (Фефилова, 2003).

Таким образом, возраст выделенного нами ПК можно определить как оленекский.

Слои с *Veryhachium ?irregulare–Dictyophyllidites mortonii–Gynkgocycadophytus* spp. Типовой разрез расположен на р. Прямой на о. Котельном, верхняя часть станционной свиты. В составе комплекса преобладает микрофитопланктон (40–86%). Споры составляют 15–25%, пыльца голосеменных – 15–20%. Доминируют празинофиты и акритархи. Определены: *Veryhachium ?irregulare, V. downiei, V. europium, V. formosum, V. brevitrispinum, Veryhachium* spp., *Leiofusa* spp., *Micrhystridium deflandrei, M. fragile, M. minutispinum, M. lymensis* var. *lymensis, Micrhystridium* spp., *Solisphaeridium* spp., *S. brevispinosum, Pterospermella* spp., *Tasmanites* spp., *Cymatiosphaera* spp., *Crassosphaera* spp., *Schizosporis* spp. Встречены единичные диноцисты Dinophyceae cf. *Dapkodinium* sp., Dinophyceae cf. *Valvaeodinium* sp., *Beaumontella* aff. *langii*.

В споровой части присутствуют *Dictyophyllidites mortonii, Dictyophyllidites* spp., *Leiotriletes* spp., *Cyathidites coniopteroides, Cyathidites* sp., *Acanthotriletes* spp., *Lycopodiumsporites* spp., *Toroisporites* sp., *Marattisporites scabratus, Nevesisporites* sp., *Camptotriletes* sp., Gleicheniaceae, *Neoraistrickia* sp., *Polycingulatisporites* sp., ?*Aratrisporites* sp., *Carnisporites mesozoicus, Punctatisporites* sp., *Anapiculatisporites* sp., *Raistrickia* sp., *Duplexisporites gyratus, Duplexisporites* sp., *Verrucosisporites* sp., *Densoisporites* sp.

Среди пыльцы голосеменных доминирует *Ginkgocycadophytus* spp. Присутствуют *Alisporites* spp., *Eucommiidites* spp., *Cycadopites* spp., *Classopollis* sp., *Podocarpidites* sp., *Vitreisporites pallidus, Cordaitina* sp., *Striatopinites* sp., *Taeniaesporites substriatus, Taeniaesporites* sp., *Protohaploxypinus* sp., *Gnetaceaepollenites* sp.

Совместное присутствие в ПК значительного количества трехлучевых спор с гладкой экзиной, нестриатной и стриатной мешковой пыльцы, спор, унаследованных из нижнего триаса характерно для верхней части среднего триаса Западной Сибири (Казаков и др., 2002), Баренцевоморского района (Фефилова, 2003), острова Шпицберген (Фефилова, 2001). Комплекс с обилием гладких трехлучевых спор и *Ginkgocycadophytus* spp. был ранее определен на о. Котельный в разрезе на р. Прямая из глинистых отложений ладинского яруса (Короткевич, Преображенская, 1982). Таким образом, возраст выделенного ПК определяется как ладинский.

Слои с *Cyathidites* spp.–*Duplexisporites gyratus*–*Marattisporites scabratus*. Типовой разрез расположен на р. Прямой, верхняя часть станционной свиты. В комплексе преобладает микрофитопланктон (44%): *Micrhystridium* spp. и *Tasmanites* spp. Споры составляют 20% и представлены: *Dictyophyllidites* sp., *Cyathidites* spp., *Calamaspora* sp., *Osmundacidites* spp., *Toroisporites* sp., Gleicheniaceae, *Duplexisporites gyratus, Duplexisporites* sp., *Marattisporites scabratus, Verrucosisporites* sp. и др. пыльца голосемянных (36%) представлена: *Ginkgocycadophytus* spp., *Cycadopites* spp., *Classopollis* sp., *Podocarpidites* sp., *Vitreisporites pallidus* и др.

Плохая сохранность палиноморф не позволила определить многие таксоны до вида, но по общему составу спор и пыльцы можно предположить среднетриасовый возраст вмещающих пород. По положению в разрезе слои соотносятся с верхами ладина.

Слои с *Leiotriletes* spp.–*Ginkgocycadophytus* spp.–*Cordaitina abutiloida*. Типовой разрез расположен на р. Тихой, шейнинская и нижняя часть драгоценной свит. В комплексе доминирует микрофитопланктон: *Micrhystridium* spp., *Leiosphaeridia* spp., *Cymatiosphaera* sp.

Споры представлены *Leiotriletes* sp., *Marattisporites scabratus, Marattisporites* sp., *Toroisporites* sp., *Cyathidites* sp., *Dictyophyllidites* sp., Gleicheniaceae, *Lophotriletes* sp., *Granulatisporietes* sp., *Nevesisporites fossulatus, Duplexisporites giratus, Duplexisporites* sp., *Nevesisporites* sp., *Polycingulatisporites dejerseyi, Polycingulatisporites* sp., *Osmundacidites* spp., *Lycopodiumsporites* spp., *Todisporites* sp., *Stereisporites* sp., *Raistrickia* sp.

Среди пыльцы голосеменных преобладают *Ginkgocycadophytus* sp., *Cycadopites* sp., *Striatopinites* sp., *Alisporites* sp.; присутствуют: *Cordaitina abutiloida, Cordaitina* sp., *Taeniaesporites substriatus, Taeniaesporites* sp., *Sulcatisporites* sp., *Vitreisporites pallidus, Striatopinites* sp., *Podocarpidites* sp.

Аналогичный комплекс был выделен в обнажении по р. Прямая из отложений нижнего подъяруса карнийского яруса, датированных аммоноидеями и пелиципоидами (Короткевич, Преображенская, 1982).

Слои с *Leiotriletes* spp.–*Marattisporites scabratus*–*Cycadopites* spp. Типовой разрез расположен на р. Тихой, верхняя часть драгоценной свиты. В комплексе доминирует микрофитопланктон: акритархи *Micrhystridium* spp., *Polygonium* spp., *Leiofusa* spp., празинофиты – *Leiosphaeridia* spp., *Cymatiosphaera* sp., *Tasmanites* sp. Споры представлены: *Leiotriletes* sp., *Marattisporites scabratus, Lophotriletes* sp., *Dictyophyllidites* spp., *Concavisporites* sp., *Cyathidites* sp., *Polycingulatisporites* sp., *Carnisporites* spp., Gleicheniaceae, *Toroisporites* sp., *Lycopodiumsporites* spp., *Nigrisporites* sp., *Monolites* sp., *Stereisporites* sp., *Leiotriletes crassitinicus, Densoisporites* sp., *Granulatisporites* sp.

В составе пыльцы голосеменных преобладают *Ginkgocycadophytus* sp., *Cycadopites* sp., реже *Podocarpidites* sp., *Vitreisporites pallidus*. Присутствуют: *Alisporites* sp., *Sulcatisporites* sp., *Gnetaceaepollenites* sp., *Platysaccus* sp.

Установленный ПК сопоставляется с норийско-рэтским комплексом из разреза Земли Франца-Иосифа (Фефилова, 2005). Общими чертами являются доминирование в споровой части гладких треугольных форм *Dictyophyllidites, Leiotriletes, Concavisporites*, присутствие значительного количества микрофитопланктона.

Слои с *Duplexisporites* sp.–*Cyathidites* sp.–*Rhaetogonyaulax wigginsii*. Типовой разрез расположен на р. Тихой на о. Котельном, средняя часть казаркинской свиты. В комплексе преобладают наземные палиноморфы. Споры представлены *Duplexisporites* sp., *Remysporites psilopterus, Marattisporites scabratus, Cyathidites* sp., *Osmundacidites* sp., *Dictyophyllidites* sp., *Polycingulatisporites? densatus, Triquitrites prorates* Balme, *Toroisporites vulgaris, Aratrisporites* sp.

В составе пыльцы голосеменных определены *Ginkgocycadophytus* sp., *Vitreisporites pallidus, Taeniaesporites? pellucidus, Gnetaceaepollenites* sp., *Cycadopites* sp. Микрофитопланктон представлен диноцистами *Rhaetogonyaulax wigginsii*, акритархами *Veryhachium* sp., *Polygonium* sp., празинофитами *Tasmanites* sp., *Leiosphaeridia* sp.

Состав спор и пыльцы в комплексе бедный и невыразительный, что не позволяет провести полноценное сопоставление с другими комплексами верхнего триаса. Следует отметить, что первое появление диноцист *Rhaetogonyaulax wigginsii* приходится на верхи карнийского яруса Австралии (Stover, Helby, 1987; Riding et al., 2010), а стратиграфический диапазон их распространения карний–рэт (Mangerud et al., 2019).

Слои с *Heibergella* spp.–*Dictyophyllidites mortonii*–*Piceites* spp. Типовой разрез расположен на р. Тихой на о. Котельном, нижняя часть луговой свиты. Споры составляют 41–43%, пыльца голосеменных – 33–35%, микрофитопланктон – 20–24%. Среди спор доминируют *Dictyophyllidites* spp. и *Leiotriletes* spp. Определены *Osmundacidites* spp., *Acanthotriletes* spp., *Dictyophyllidites mortonii, Biretisporites* spp., *Cyathidites* spp., *Polycingulatisporites ?densatus, P. dejerseyi, Polycingulatisporites* sp., *Aratrisporites* sp., *Duplexisporites gyratus, Duplexisporites* sp., *Densoisporites* sp., *Stereisporites microannulata, Stereisporites* sp., Gleicheniaceae, *Nevesisporites fossulatus, Nevesisporites* sp., *Pilasporites* sp., *Toroisporites vulgaris, Toroisporis* sp., *Marattisporites* sp., *Zebrasporites* sp., *Remysporites* sp., *Verrucosisporites* sp., *Camptotriletes cerebreformis*.

В составе пыльцы голосеменных доминирует *Ginkgocycadophytus* spp. Присутствуют *Cordaitina* sp., *Piceites* spp., *Protoconiferus* spp., *Vitreisporites pallidus, Cycadopites percarinatus, C. medius, Platysaccus papilionis, Chasmatosporites* spp., *Alisporites* spp., *Pseudowalchia biangulina, Piceapollenites* sp., *Pinuspollenites* spp., *Podocarpidites* sp., *Taeniaesporites* sp., *Striatopinites* sp., *Quadraequlina* spp.

В составе микрофитопланктона в небольшом количестве присутствуют празинофиты *Tasmanites* spp., *Leiosphaeridia* spp., *Cymatyosphaera* sp., зигнемовые водоросли *Ovoidites* spp., *Schizosporis* spp., акритархи *Micrhystridium* aff. *deflandrei, Leiofusa jurassica, Veryhachium formosum, Veryhachium* sp. Диноцисты: *Heibergella* spp., *Valvaeodinium* aff. *stipulatum, Valvaeodinium* spp., *Hebecysta balmei, Rhaetogonyaulax wigginsii, R. arctica, Rhaetogonyaulax* spp., Dinophyceae cf. *Mancodinium* sp., *Sahulidinium* aff. *ottii*, *Sahulidinium* spp., ?*Sverdrupiella* sp.

По составу спор и пыльцы ПК сходен с ПК для средней и верхней частей верхнего триаса Западной Сибири (Казаков и др., 2002), Баренцевоморского района (Фефилова, 2003), острова Шпицберген (Фефилова, 2001). Аналогичный комплекс был ранее определен на о. Котельный в разрезах по рр. Прямая, Тихая, Туор-Юрях из глинистых отложений норийского яруса (Короткевич, Преображенская, 1982).

Значительное количество и разнообразие диноцист рода *Heibergella* характерно для норийского яруса Арктической Канады (Bujak, Fisher, 1976) и Австралии (Helby et al., 1987; Stovet, Helby, 1987). Присутствие *Rhaetogonyaulax* spp. и *R. arctica* характерно для норийского яруса Аляски (Mangerud et al., 2019). Первое появление диноцист родов *Hebecysta* и *Sverdrupiella* отмечается в нории, а *Rhaetogonyaulax wigginsii*, в свою очередь, является формой, характерной для карний-норийского времени. В целом совместное присутствие *Heibergella* spp., *Valvaeodinium* aff. *stipulatum, Valvaeodinium* spp., *Hebecysta balmei, Rhaetogonyaulax wigginsii, R. arctica, Rhaetogonyaulax* spp., ?*Sverdrupiella* sp. характерно для среднего–верхнего нория Арктической Канады, Ирана и Австралии (Mangerud et al., 2019). Таким образом, возраст выделенного ПК определяется как средний–поздний норий.

Работа подготовлена при поддержке гранта РФФИ № 20-05-00076, а также является вкладом в проект ФНИ № 0331-2019-0004.

ЛИТЕРАТУРА

Казаков А.М., Константинов А.Г., Курушин Н.И. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Триасовая система. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2002. 322 с.

Короткевич В.Д., Преображенская Э.Н. Палинокомплексы из фаунистически охарактеризованных отложений триаса и нижней юры острова Котельный (Новосибирские острова) // Микрофоссилии полярных областей и их стратиграфическое значение. Л.: ПГО «СЕВМОРГЕОЛОГИЯ» Министерства геологии СССР, 1982. С. 55–63.

Круговых В.В. Атлас спор и пыльцы пермо-триасовых вулканогенных образований Тунгусской синеклизы. Красноярск: Изд-во ФГУГП «Красноярскгеолсъемка», 2001. 232 с.

Никитенко Б.Л., Девятов В.П., Соболев Е.С. и др. Стратиграфия мезозоя восточного обрамления моря Лаптевых (архипелаг Новосибирские о-ва, о. Котельный) // Общая стратиграфическая шкала России: состояние и проблемы обустройства: Всерос. Совещ. (Москва, 23–25 мая 2013 г.): Сб. статей. Москва, 2013. С. 281–282.

Фефилова Л.А. Миоспоры из триасовых отложений центральной части о. Западный Шпицберген (Сассен-фьорд, южное побережье) // Биостратиграфия мезозоя и кайнозоя некоторых регионов Арктики и Мирового океана. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2001. С. 5–20.

Фефилова Л.А. распределение миоспор в триасовых отложениях Баренцева моря и его островного обрамления (архипелаг Земля Франца-Иосифа, Новая Земля, остров Колгуев) // Материалы по биостратиграфии, фауне и флоре фанерозоя полярных областей. Тр. НИИГА – ВНИИОкеангеология. Т. 199. С.-Петербург, 2003. С 83–93.

Фефилова Л.А. Палинокомплексы верхнего триаса Земли Франца-Иосифа // XI Всерос. палинологическая конференция "Палинология: теория и практика", 27 сентября – 1 октября 2005 г.: Материалы конференции. Москва: ПИН РАН, 2005. С. 266–267.

Bujak J.P., Fisher M.J. Dinoflagellate cysts from the Upper Triassic of Arctic Canada // Micropaleontology. 1976. V. 22. P. 44–70.

Helby R., Morgan R., Partridge A.D. A palynological zonation of the Australian Mesozoic // Mem. Assoc. Australas. Palaeontol. 1987. V. 4. 1–94 pp.

Mangerud G., Paterson N.W., Riding J.B. The temporal and spatial distribution of Triassic dinoflagellate cysts // Rev. Palaeobot. Palynol. 2019. V. 261. P. 53–66.

Riding J.B., Mantle D.J., Backhouse J. A review of the chronostratigraphical ages of Middle Triassic to Late Jurassic dinoflagellate cyst biozones of the North West Shelf of Australia // Rev. Palaeobot. Palynol. 2010. V. 162. P. 543–575.

Stover L.E., Helby R.J. Some Australian microplankton index species // Mem. Assoc. Australas. Palaeontol. 1987. V. 4. P. 101–134.

УДК 551.763.12 (571.1)

СТРОЕНИЕ АЧИМОВСКОЙ ТОЛЩИ АРКТИЧЕСКИХ РАЙОНОВ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

**В.А. Маринов[1], А.В. Храмцова[1], А.Е. Игольников[2,3], О.С. Урман[2],
Е.А. Потапова[1], Г.Л. Розбаева[1]**

[1]*ООО «Тюменский нефтяной научный центр», Тюмень, vamarinov@tnnc.rosneft.ru*
[2]*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, igolnikovae@ipgg.sbras.ru*
[3]*Новосибирский государственный университет, Новосибирск*

Представлены результаты седиментологических и стратиграфических исследований нижнемеловых отложений арктической периферии Западной Сибири. Уточнено распространение, строение, характеристика и возраст ачимовской толщи. Установлено, что толща формировалась в короткие временные интервалы, в условиях аномально высоких скоростей седиментации, в относительно глубоководном бассейне с нестабильными абиотическими параметрами.

Ключевые слова: Западная Сибирь, ачимовская толща, стратиграфия, фации.

ACHIMOVKA BODY STRUCTURE IN THE ARCTIC AREAS OF WESTERN SIBERIA

**V.A. Marinov[1], A.V. Khramtsova[1], A.E. Igolnikov[2,3], O.S. Urman[2],
E.A. Potapova[1], G.L. Rozbaeva[1]**

[1]*Tyumen Petroleum Research Center LLC, Tyumen, vamarinov@tnnc.rosneft.ru*
[2]*Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, Novosibirsk, igolnikovae@ipgg.sbras.ru*
[3]*Novosibirsk State University, Novosibirsk*

The results of sedimentological and stratigraphic studies of the Lower Cretaceous deposits of the north of the Western Siberia are presented. The distribution, structure, characteristics, and age of the Achimovka Body are specified. It has been established that the strata was formed in short time intervals, under conditions of abnormally high sedimentation rates, in a relatively deep-water basin with unstable abiotic parameters.

Key words: Western Siberia, Achimovka Body, stratigraphy, facies.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-125

В 1959 г. Фабиан Григорьевич Гурари выделил в нижнемеловых отложениях Обь-Иртышского междуречья толщу с характерными структурно-текстурными признаками, которую назвал ачимовской. Ачимовская толща имеет широкое распространение в пределах Западной Сибири, от Омска до Гыданского полуострова, в виде линз часто значительной толщины, развитых локально (Бородкин, Курчиков, 2015). В состав толщи в настоящее время включают все песчано-алевритовые пласты в нижней части морского неокома. Ее стратиграфическое положение рассматривается в объеме берриаса–валанжина (Извеков, 2015) или берриаса–баррема (Казаненков и др., 2014; Ершов и др., 2018). Однако не во всех из них присутствуют литофации ачимовского типа. Толща отличается от остальных песчано-алевритовых пластов по ряду генетических признаков. В породах отсутствуют типичные признаки мелководья, признаки влияния штормовых и приливно-отливных процессов. Для пород ачимовской толщи характерны массивная, флюидальная и градационная слоистость, пластические деформации, весьма редко встречаются биотурбационные текстуры (Храмцова и др., 2020). В подошве песчаных слоев обильно развиты подошвенные знаки нагрузки, течений и пламенные текстуры. Особенностью толщи является также редкость находок в ней любых органических остатков. Большинство исследователей предполагает относительно глубоководный генезис ачимовских пород (Вакуленко и др., 2020; Храмцова и др., 2020). В арктических районах толща сохраняет все свои основные диагностические признаки. Специфика арктического типа ачимовской толщи выражается в увеличении толщин по сравнению с типовыми разрезами и неоднородности ее состава. Строение толщи сложное, песчано-алевритовые пласты разделены глинистыми перемычками значительной толщины. В отличие от районов Обь-Иртышского междуречья и Широтного Приобъя в арктических районах отмечено высокое содержание глинистой составляющей в породах (Скоробогатов, Строганов, 2006). Представления о возрасте, составе и строении неокомских отложений Заполярья, содержащих ачимовские пласты, существенно различаются, что связано в первую очередь, с их недостаточной изученностью.

Для уточнения условий формирования ачимовской толщи и ее стратиграфического положения был изучен керн из 16 скважин северных районов Западной Сибири. Это Яковлевская, Пайяхская, Восточно-Мессояхская, Западно-Мессояхская, Пендомаяхская, Хикиглинская, Лодочная группы скважин и скважина Новоогненная.

Подтвержден локальный характер распространения отложений ачимовского типа (рис. 1). Они установлены только в Восточно-Мессояхской, Пайяхской и Яковлевской группах скважин. Выполнены стратиграфические и лито- биофациальные исследования ачимовской толщи.

Благодаря большому объему кернового материала, особенно в скважинах Пайяхской и Восточно-Мессояхской площадей, удалось собрать достаточное количество макро- и микрофоссилий и обосновать выделение зональных подразделений в разрезе неокома (рис. 2). Находки аммонитов и стратиграфически важных форм двустворчатых моллюсков позволили уточнить возрастные датировки ачимовских пластов, выше и нижерасположенных отложений. Доказано присутствие верхневолжских отложений, зональных подразделений берриасского яруса, двух нижних зон валанжина. Ачимовские отложения формировались в короткие временные интервалы, меньше разрешающей способности биостратирафического метода (примерно 1 млн. лет). Их образование приурочено к двум зональным моментам: Hectoroceras kochi первой половины берриаса (отложения встречены только в Пайяхской группе скважин) и Neotollia klimovskiensis начала валанжина. Возможно, в Яковлевских скважинах отложения ачимовского типа накапливались также в зональный момент Euryptuchites quadrifidus раннего

Рис. 1. Местоположение изученных разрезов неокома в Арктических районах Западной Сибири.

валанжина, но проверить это предположение не позволяет отсутствие керна. Детализация стратиграфии нижнемеловых отложений, включающих ачимовские, позволила установить темпы их формирования. Методика вычисления скорости накопления осадков взята из работы В.А. Маринова и др., 2006. Темпы седиментации ачимовской толщи в Заполярье, как и в более южных районах, аномально высокие. Их значения выше на порядок, чем подстилающих отложений и в несколько раз, чем перекрывающих (рис. 3).

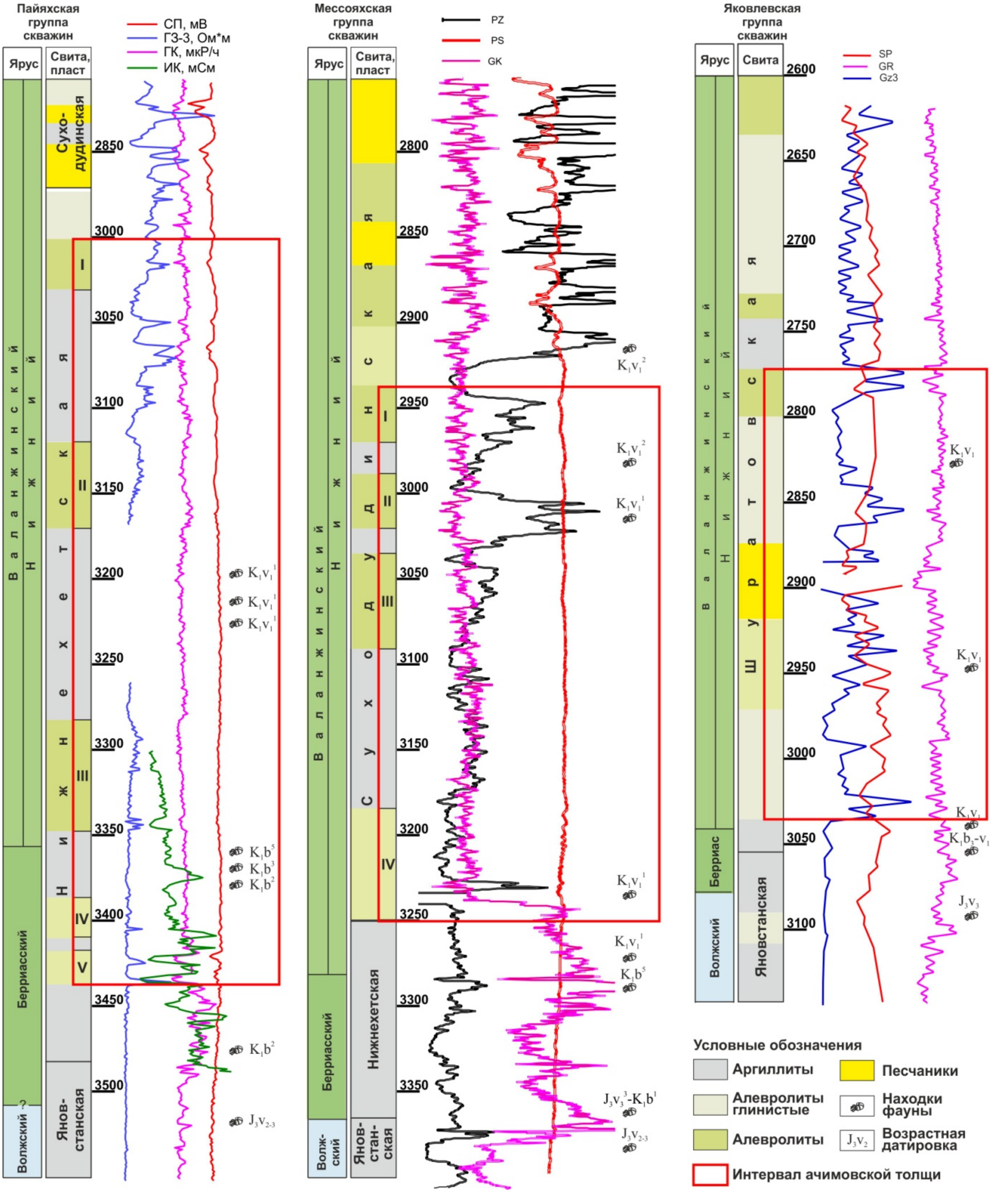


Рис. 2. Положение ачимовской толщи в Восточно-Мессояхской, Пайяхской и Яковлевской группах скважин и уровни находок индикаторных групп фауны.

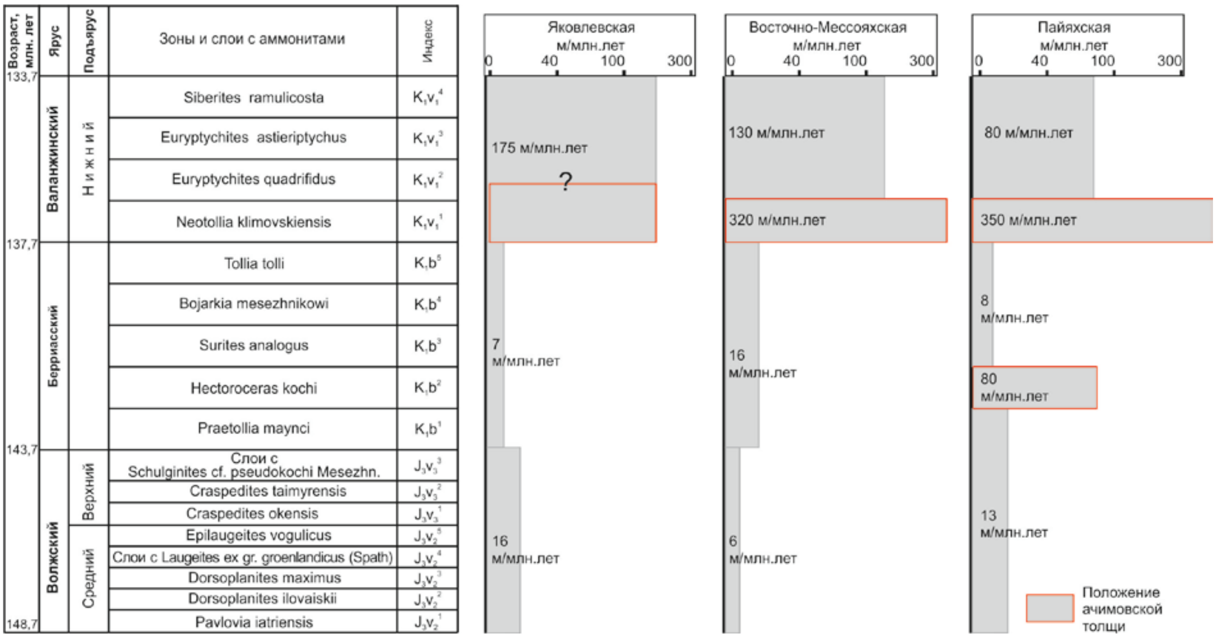


Рис. 3. Динамика темпов формирования волжских, берриасских и валанжинских отложений в районах распространения ачимовской толщи.

Органических остатков в ачимовской толще мало (табл. 1), они присутствуют только в глинистых перемычках между песчано-алевролитовыми пластами. Встречаемость всех групп органических остатков оценивается по пятибалльной шкале как очень редкая. Их таксономическая принадлежность указывает на то, что осадконакопление происходило в бассейне с нестабильными абиотическими параметрами (постоянным или периодическим дефицитом кислорода, колебаниями солености вод) и спокойной гидродинамикой. Значительная доля фоссилий принадлежит раковинам аммонитов, которые относятся к стеногалинной фауне. Это должно свидетельствовать об условиях достаточно глубоководного морского бассейна со стабильной соленостью воды. Однако практически все аммониты встречены в виде фрагментов раковин, чаще всего неопределимых. Возможно, раковины аммонитов попали в бассейн в результате посмертного разноса. Большая часть захороненных в прижизненном состоянии раковин принадлежат важной в стратиграфическом отношении группе двустворок, иноцерамидам. Эти двустворки обитали в широком диапазоне абиотических факторов (газового режима, типа грунтов, глубин и температуры вод), однако не переносили значительных колебаний солености и активной гидродинамики (Захаров, Турбина, 1974).

Табл. 1

Количество находок различных групп органических остатков
в ачимовской толще

Состав органических остатков	Количество находок
Аммониты	25
Иноцерамиды (двустворки)	34
Buchia (двустворки)	24
Белемниты	1
Фораминиферы	15

Микрофауна ачимовской толщи отличается по структуре и составу от относительно разнообразных комплексов фораминифер из подстилающих и перекрывающих ее глинистых пачек. Собственно ачимовские отложения содержат экологически пластичные формы фораминифер рода Trochammina (единичные раковины). Представители этого рода обитают в самых разнообразных обстановках, кроме зон активной гидродинамики. Моновидовые ассоциации трохамины образуют в экстремальных условиях, при сильном опреснении и дефиците кислорода (Белоусова, 1981; Reolid et al., 2014).

Исследования А.Е. Игольникова и О.С. Урман выполнены в рамках проектов ФНИ 0331-2019-0004 и IGCP 679.

ЛИТЕРАТУРА

Белоусова Н.А. Условия обитания готеривских трохамин Западной Сибири // Экология Юрской и меловой фауны Западно-Сибирской равнины. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1981. С. 65–81.

Бородкин В.Н., Курчиков А.Р. К вопросу уточнения западной и восточной границ ачимовского клиноформного комплекса Западной Сибири // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 9. С. 1630–1642.

Вакуленко Л.Г., Ершов С.В., Николенко О.Д. и др. Био-Литофациальные модели берриас-аптских отложений западной части Гыданского полуострова (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 7. С. 930–942.

Ершов С.В., Бардачевский В.Н., Шестакова Н.И. Особенности строения и корреляция продуктивных пластов берриас-нижнеаптских отложений Гыданского полуострова (Российская Арктика) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 11. С. 1870—1882.

Казаненков В.А., Ершов С.В., Рыжкова С.В. и др. Геологическое строение и нефтегазоносность резервуаров юры и мела в Карско-Ямальском районе и прогноз распределения в них углеводородов // Геология нефти и газа. 2014. № 1. С. 27–49.

Извеков И.Б. Критерии и перспективы поиска и разведки залежей углеводородов в юрских и меловых отложениях в зоне сочленения Ямальской, Надым-Пурской и Гыданской областей Западно-Сибирской мегапровинции // Вести газовой науки (научно-технический сборник). 2015. Т. 24. № 4. С. 149–159.

Маринов В.А., Меледина С.В., Дзюба О.С. и др. Биофациальный анализ верхнеюрских и нижнемеловых отложений центральных районов Западной Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 4. С. 63–74.

Скоробогатов В.А., Строганов Л.В. Гыдан: геологическое строение, ресурсы углеводородов, будущее. М.: Недра, 2006. 263 с.

Храмцова А.В., Пахомов С.И., Натчук Н.Ю. и др. Фациальные модели ачимовской толщи Восточно-Уренгойского лицензионного участка как основа для оптимизации систем разведки и разработки // Георесурсы. 2020. №22(3). С. 68–76. DOI: http://doi.org/10.18599.grs.2020.3.68–76.

Reolid M., Nikitenko B.L., Glinskikh L.A. Trochammina as opportunist foraminifera in the Lower Jurassic from north Siberia // Polar Res. 2014. V. 33: 19714. http://dx.doi.org/10.3402/polar.v33.21653.

УДК УДК 551.763. 3

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О ПЛАНКТОННЫХ ФОРАМИНИФЕРАХ ИЗ СЕНОМАН-КОНЬЯСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ ГРУЗИИ

Х.Э. Микадзе[1], Н. Ванишвили[1], М.Т. Онофришвили[2], Н.Р. Лапачишвили[3], Н.Д. Икошвили[4]

[1]Национальный музей Грузии, Институт Палеобиологии, Тбилиси, Грузия,
xatmikadze@yahoo.com, nvanishvili@yahoo.com
[2]Национальное агенство Природы, mzeqa.om@mail.ru
[3]Тбилисский Государственный Университет, Тбилиси, Грузия, nucalapachi@gmail.com
[4]Грузинский Технический Университет, Тбилиси, Грузия, nanaikoshvili5@yahoo.com

Исследуемый регион расположен в пределах предгорья Большого Кавказа и находится между рек Цхенисцкали и реки Риони. Впервые изучая эту территорию по верхнемеловым планктонным фораминиферам (ПФ), можно сделать некоторые предварительные выводы о геологическом возрасте изученных толщ: в гумистаской свите выделяется сеноманский комплекс с *Thalmanninella deecckei* и *Rotalipora cushmani*; в квезанской свите – сеноман-нижнетуронский комплекс с *Whiteinella archaeocretacea* и *Helvetoglobotruncana helvetica*; в гумуришской свите – среднетуронский–коньякский комплекс с *Marginotruncana pseudolinneiana/M. sigali, Dicarinella concavata*.

Ключевые слова: Кавказ, Цхенисцкали, Риони, Рача-Лечхуми, Ладжанури, фораминиферы.

FIRST DATA ON PLANKTONIC FORAMINIFERS FROM THE CENOMANIAN–CONIACIAN SEDIMENTS OF WESTERN GEORGIA

K.E. Mikadze[1], N. Vanishvili[1], M.T. Onophrishvili[2], N.R. Lapachishvili[3], N.D. Ikoshvili[4]

[1]Georgian National Museum, Institute of Paleobiology, Tbilisi, Georgia, xatmikadze@yahoo.com
[2]The National Agency of Mines (NAM), mzeqa.om@mail.ru
[3]Ivane Javakhishvili Tbilisi State University, Tbilisi, Georgia, nucalapachi@gmail.com
[4]Georgia Technical University, Tbilisi, Georgia, nanaikoshvili5@yahoo.com

The study area is located within the foothills of the Greater Caucasus and is located between the Tsenistskali River and the Rioni River. Studying this area for the first time on Upper Cretaceous PF, some preliminary conclusions can be made: in the Gumista Formation, complexes with *Thalmanninella deecckei* and *Rotalipora cushmani* and dated to the Cenomanian; in the Kvezani Formation – *Whiteinella archaeocretacea* and *Helvetoglobotruncana helvetica* are distinguished (age of the Kvezani Formation is Cenomanian–Lower Turonian); and in the Gumurishi Formation – *Marginotruncana pseudolinneiana/M. sigali, Dicarinella concavata*, which can be dated to the Middle Turonian–Coniacian.

Key words: Caucasus, Tsenistskali, Rioni, Racha-Lechkhumi, Ladzhanuri, foraminifers.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-130

Исследуемый регион расположен в пределах предгорья Большого Кавказа и находится между рек Джоноула (правый приток реки Цхенисцкали) и реки Лухумисцкали (правый приток реки Риони). Южная крайняя граница Рача-Лечхумской синклиналей проходит по широте хребта Накерала, а северная – через с.с. Цеси-Чребало (вдоль хребта Саелио). Западное продолжение которого прослеживается по широте села Лаилаши. Для региона характерны в основном два различных типа рельефа: северная часть выделяется средне и высокогорной полосой, образованной из порфиритовой серии и известкового субстрата Рача-Лечхумской синклиналей, а южная часть – полосой низменности, которая представляет собой песчанисто-глинистые отложения (рис. 1, 2).

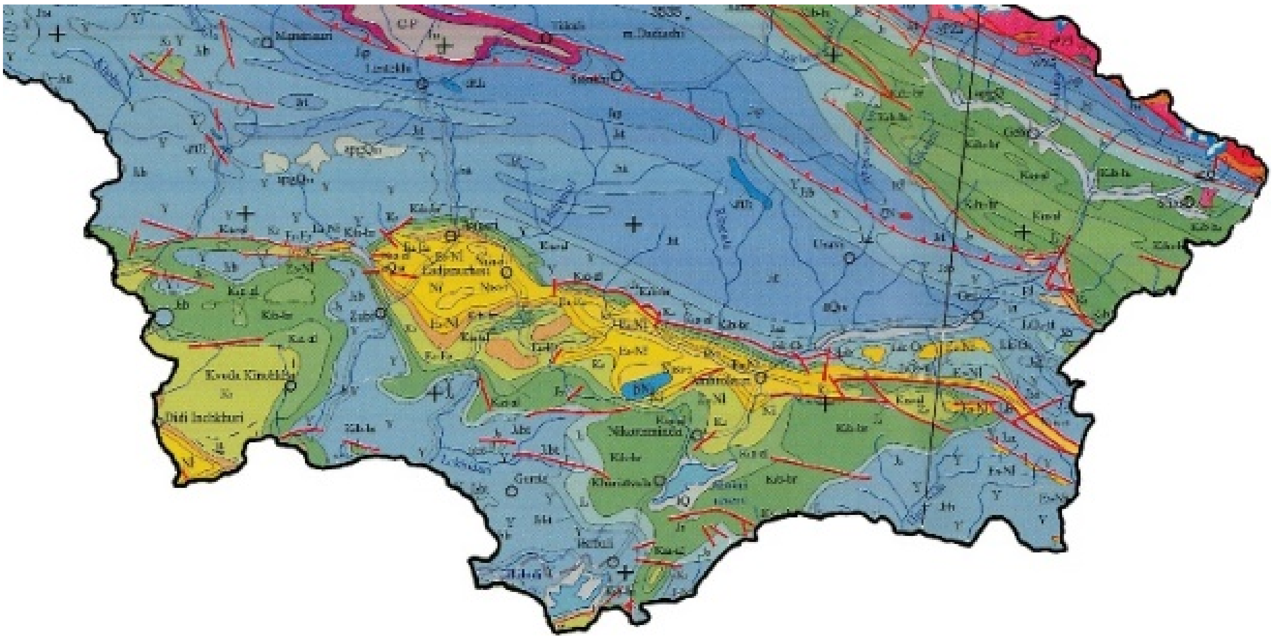


Рис. 1. Геологическая карта изучаемого района.

I - Складчатая (складчато-покровная) система Большого Кавказа (Кавкасиони). I_1 -зона Главного хребта: I_1^1 - подзона центрального воздымания (кристаллического ядра), I_1^2 -подзона восточного погружения (веерообразно-складчатая); I_2 -Казбегско-Лагодехская зона (складчато-чешуйчатая); I_3 -Местийско-Тианетская зона (складчато-покровная); I_3^1 - Шовско-Пасанаурская подзона (складчато-чешуйчатая), I_3^2 - Жинвальско-Гомборская подзона (аллохтонная); I_4 - Чхалтинско-Лайлинская зона (складчато-чешуйчатая), I_4^1 - Чхалтинская подзона (моноклинально-чешуйчатая). I_4^2 - Лайлинская подзона (чешуйчато-антиклинорная); I_5 - Гагрско-Джавская (складчатая) зона: I_5^1 - подзона складчатой порфиритовой юры, I_5^2 -Амзара-Мухурская подзона (красвых дислокаций); I_5^3 - Западно-Абхазская подзона погружения; I_5^4 -Рачинская подзона погружения; I_6 -Новороссийско-Туапсинская зона - (складчато-чешуйчатая).

II - Закавказская межгорная область. II_1 -Западная молассовая зона погружения (Рионская межгорная впадина). Блоки (цифры в кружках): 1-Гудаутский; 2-Самурзаканский; 3-Очамчирско-Кулевский; 4-Одишский; 5–Абашский; II_2 - Центральная зона воздымания: II_2^1 - Дзирульская подзона (выступ доюрского кристаллического основания), II_2^2 - Окрибско-Хреитская подзона (складчатого мезозойско-кайнозойского чехла). Блоки: 1–Асхский; 2-Окрибский; 3-Шаорский; 4-Хреитский; II_3 - Восточная молассовая зона погружения (Куринская межгорная впадина): II_3^1 - Картлийская молассовая подзона. Блоки: 1-Мухранско-Тирифонский; 2-Базалетский; II_3^2 -Гарекахетинская молассовая подзона (сорванных молассовых покровов); II_3^3 - Алазанская наложенная молассовая подзона.

Рис. 2. Тектоническое районирование Грузии.

Гидрогеографическая сеть охватывает правые притоки бассейнов рр. Цхенисцкали и Риони (Ладжанури, Аскисцкали, Рицеула и частично Лухумисцкали).

Первые данные о геологии Рача-Лечхуми с 60-ых годов XIX века, приведены в работах Г. Абих (1858) и Б. Мефферт (1931а,б; 1934). Впервые полные разрезы верхнемеловых отложений были изучены А. Сорокиным и С. Симоновичем (1887). Где авторами были выделены глауконитовые песчаники, известняки, мергели и глины сеноманского возраста, а в северной части Рача-Лечхумской синклиналей сеноманские отложения перекрываются турон-сенонскими отложениями. В 1940 году вышла монография А. Джанелидзе, посвященная Рача-Лечхумской геологии. В изучении этого региона также принимали участие и другие геологи (Цагарели, 1954, Ренгартен, 1965; Гамкрелидзе, 1966 и др.). Также геологическое изучение было изложено во многих геолого-сьемочных работах. По Е. Гамкрелидзе (2000) изучаемая территория тектонически относится к Черноморско-Центральнозакавказскому террейну первого порядка. Территория Рача-Лечхуми находится между юго-восточной частью Гагра-Джавского и северо-центральной части Дзирульского субтеррейнов.

Верхнемеловые отложения Рача-Лечхуми обнажены от села Сакопалиано до реки Ладжанури, около сел Лаилаши и Табори. На разрезах левого притока реки Аскисцкали, непрерывной полосой продолжается распространение верхнего мела от села Хванчкара до села Квацхути. Эти отложения охарактеризованы руководящими макрофаунистическими формамими и на основе этих данных выделены стратиграфические подразделения. Детальные биостратиграфические исследования по планктонным фораминиферам приводятся впервые.

РАЗРЕЗ ПО РЕКЕ МУРИС КЛДЕ–КАРИ. Выше г. Цагери, в известняках северного крыла Лечхумской синклинали, р. Цхенисцкали «пропилила» узкое ущелье, известное под названием Мурского ущелья (или Мурис клдекари). Выделенная здесь гумуришская свита представлена (Гамбашидзе, 1979):

Слой 1. Тонко- и среднеслоистые, светло-серые, пелитоморфные известняки. У самой подошвы найдена *Inoceramus* cf. *cuvieri*, в конце слоя встречаются *Inoceramus apicalis, In. lamarcki* (Гамбашидзе, 1979). Из ПФ определены *Marginotruncana pseudolinneiana, M. marginata, M. sigali, Dicarinella imbricata, Whiteinella archaeocretacea, Planoheterohelix reussi, Muricohedbergella delrioensis,* редко встречается *Dicarinella hagni*. Из бентосных форм можно отметить присутствие *Stensioina* spp., *Gavelinella* sp., *Gyroidinoides* spp., *Eponides* sp. Видимая мощность слоя 20 м.

Слой 2. Среднеслоистые, кремнистые, красные известняки. Они насыщены обломками иноцерам: *Inoceramus* cf. *koeneni, In.* cf. *kleini*, в конце слоя найдены *Inoceramus schloenbachi, In. wandereri* (Гамбашидзе, 1979). В этом слое зафиксированы первое появление *Marginotruncana coronata, M. renzi, Planoheterohelix globulosa*, в некоторых образцах отмечено присутствие *Dicarinella primitiva*. Продолжают встречаться *Marginotruncana pseudolinneiana, M. marginata, M. sigali, Planoheterohelix reussi, P. globulosa, Whiteinella archaeocretacea, Dicarinella imbricata*. В подошве слоя встречается *Dicarinella hagni*. В конце слоя появляется *Marginotruncana tarfayaensis*. Бентосные формы практически отсутствуют. Мощность слоя 20 м.

Слой 3. Среднеслоистые, белые, пелитоморфные известняки с линзами и стяжениями красных и редко серых кремней. В них определены *Inoceramus involutus, In. inconstans* (Гамбашидзе, 1979). В них отмечается появление первых представителей *Dicarinella concavata, Marginotruncana schneegansi, M. angusticarinata*, а в конце слоя появляется *Marginotruncana sinuosa*. Продолжают встречаться *Marginotruncana pseudolinneiana, M. marginata, M. sigali, M. tarfayaensis, Dicarinella imbricate, D. primitiva, Planoheterohelix reussi, P. globulosa*. Мощность слоя 15 м.

Слой 4. Светло-серые среднеслоистые, пелитоморфные известняки. Найден отпечаток иноцерама *Inoceramus involutus* (Гамбашидзе, 1979). Здесь определены формы, которые зафиксированы и в предыдущем слое. Род *Marginotruncana* достигает пика своего развития и представлен большим количеством видов: *M. coronata, M. pseudolinneiana, M. marginata, M. sigali, M. tarfayaensis, M. schneegansi, M. sinuosa*, а также присутствуют *Planoheterohelix reussi, P. globulosa, Muricoedbergella delrioensis*. Мощность слоя 15 м.

РАЗРЕЗ ОКОЛО СЕЛА ТАБОРИ (правый берег реки Ладжанури). В восточном направлении полные разрезы верхнемеловых отложений прослеживаются до с. Лаилаши, а затем породы окумской и моквской свит часто выпадают из разреза, вероятно в результате тектонической активности или размыва трансгрессивными палеогеновыми толщами.

Гумистаская свита. Слой 1. Известковые глины, мергели и глауконитовые песчаники. В них определена макрофауна: *Aucellina aptiensis, A. gryphacoides, A. parva, A. krasnopolskii* (Гамбашидзе, 1979). А из планктонных фораминифер: *Rotalipora cushmani, R. brotzeni, Muricohedbergella planispira, Mu. delrionensis, Globigerinelloides bolli, Parathalmanninella appenninica, Thalmanninella deeckei, Th. reicheli, Planoheterohelix globulosa*. В верхней части слоя комплекс ПФ представлен многочисленными представителями мелких *Muricohedbergella planispira, Globigerinelloides bolli* Pess. Слой заканчивается комплексом ПФ: *Whiteinella archaeocretacea, Dicarinella imbricata, Helvetoglobotruncana prehelvetica, Dicarinella hagni*. Продолжают существовать *Muricohedbergella delrioensis, Planoheterohelix globulosa*. Мощность свиты 9–10 м.

Квезанская и гумуришская свиты. Слой 2. Тонкослоистые, белые, пелитоморфные известняки с конкрециями и линзами темно-серых кремней и фауной: *Inoceramus labiatus, In. lamarcki, In.* cf. *cuvieri* (Гамбашидзе, 1979). В них определены ПФ: *Whiteinella archaeocretacea, Dicarinella imbricata*, чуть выше появляются *Helvetoglobotruncana helvetica, Dicarinella algeriana*, далее отмечен первый представитель *Muricohedbergella agalarovae*. Продолжают встречаться *Muricohedbergella delrioensis, Planoheterohelix globulosa*. Выше определены: *Marginotruncana pseudolinneiana, M. schneegansi, M. sigali, M. marginata*. Продолжают существовать *Whiteinella archaeocretacea, Dicarinella imbricata, D. hagni*. Зафиксирован последний представитель вида *Helvetoglobotruncana praehelvetica*. В конце слоя определены: *Inoceramus schloenbachi, In. wanderer, In. inconstans, In. Involutus* (Гамбашидзе, 1979). Планктоннные фораминиферы представлены: *Marginotruncana coronata, M. angusticarinata, Concavatotruncana primitiva, C. concavata, M. pseudolinneiana, M. sigali, M. schneegansi, M. marginata, Planiheterohelix reussi, P. globulosa*. Мощность слоя 65–70 м.

РАЗРЕЗ ПО РЕКЕ РИЦЕУЛА (правый приток р. Риони). Река Рицеула находится на южном крыле Лечхумского хребта (правый приток реки Риони). Здесь верхнемеловые отложения представлены тремя свитами: гумистаской, квезанской и гумуришской.

Гумистаская свита. Слой 1. Темно-серые мергели и глинистые известняки с прослоями зеленовато-серых глауконитовых песчаников. Из макрофауны определены: *Neohibolites ultimus, Aucellina krasnopolski* (Гамбашидзе, 1979). А из ПФ – *Thalmanninella deeckei, Th. brotzeni, Muricohedbergella planispira, Globigerinelloides bolli, Parathalmanninella appenninica*. Мощность слоя 25–30 м.

Квезанская свита. Слой 2. Известняки желтовато-белые пелитоморфные, чередующиеся с темно-серыми мергелями. Из нижней части слоя определяются *Inoceramus labiatus, In.* cf. *hercinicus* (Гамбашидзе, 1979). В слоях встречаются: *Whiteinella archaeocretacea, Dicarinella imbricata*, чуть выше появляются *Helvetoglobotruncana praehelvetica, Dicarinella hagni*, а далее – первый представитель *Muricohedbergella* *agalarovae*. Продолжают существовать *Muricohedbergella delrioensis, Planoheterohelix globulosa*. Мощность слоя 8 м.

Гумуришская свита. Слой 3. Серые и светло-серые, плотные пелитоморфные известняки с конкрециями темно-серого кремня. Здесь определены ПФ: *Whiteinella archaeocretacea, Dicarinella imbricata*, выше появляются *Helvetoglobotruncana prehelvetica, Dicarinella hagni*. Продолжают существовать *Muricohedbergella delrioensis, Planoheterohelix globulosa*. В конце слоя из ПФ выделены: *Marginotruncana pseudolinneiana, M. schneegansi, M. sigali, M. sinuosa, M. marginata*. Мощность 40–42 м.

РАЗРЕЗ ОКОЛО СЕЛА ВЕЛЕВИ. В восточной части Рача-Лечхумской синклинали верхнемеловые отложения представлены в основном вулканогенно-теригенными и кремнисто-известковыми породами, которые согласно залегают на альбских породах. Наиболее полный разрез этих отложений обнажается в окрестностях села Велеви (Амбролаурский район, Рача). Разрез был изучен на правом берегу реки Велеули, бассейн р. Риони. Здесь верхнемеловые отложения также представлены тремя свитами: гумистаской, квезанской и гумуришской.

Гумистаская свита. Слой 1. Туфогенные, глауконитовые песчаники с редкими прослоями мелкозернистых, зеленовато-серых известняков. Из ПФ определяется: *Muricohedbergella planispira, Globigerinelloides bolli, Thalmanninella brotzeni, Thalmanninella deeckei, Parathalmanninella appenninica*. Мощность слоя 0,8 м. Слой 2. Светло-зеленые, тонкослоистые, глауконитовые песчаники и песчанистые известняки с примесью туфогенного материала. В слое определяются: *Rotalipora cushmani, Dicarinella algeriana, Globigerinelloides bentonensis*. Мощность слоя 2,5 м. Слой 3. Чередование средне- и толстослоистых, мелко- и грубозернистых, светло-зеленоватых и зленовато-серых известковых глауконитовых песчаников и туфопесчаников. В них встречаются: *Whiteinella archaeocretacea, Dicarinella imbricata*, чуть выше появляются *Helveyoglobotruncana praehelvetica, Dicarinella hagni*, далее определены первые представители *Muricohedbergella agalarovae, M. delrioensis, Planoheterohelix globulosa*. Из макрофауны определены: *Inoceramus crippsi veleviensis, In. scalprum, Puzosia djumensis*. Мощность слоя 65–70 м.

Квезанская свита. Слой 4. Известняки тонкослоистые, светло-серые с конкрециями розоватых кремней. В слоях определены: *Inoceramus labiatus, In. hercinicus, In. opalensis* (Гамбашидзе, 1979). Из планктонных фораминифер встречены: *Helvetoglobotruncana helvetica, H. praehelvetica, Whiteinella aprica, Wh. baltica, Wh. brittonensis, Wh. paradubia*. Мощность слоя 15–18 м.

Гумуришская свита. Слой 5. Серые, пелитоморфные, толстослоистые известняки. В них определены: *Inoceramus lamarcki, In. apicalis*. Из ПФ встречаются: *Marginotruncana pseudolinneiana, M. schneegansi, M. marginata*. Продолжают существовать *Whiteinella archaeocretacea, Dicarinella imbricata, D. hagni*. Последние представители *Helvetoglobotruncana praehelvetica*. Мощность слоя 30 м. Слой 6. Среднеслоистые, пелитоморфные, светло-серые и белые, глинистые известняки с конкрециями коричневого кремня. В верхней части слоя найдены: *Inoceramus involutus, In. inconstans*. Из ПФ в начале слоя определены: *Marginotruncana sigali, M. renzi, M. pseudolinneiana, M. coronata, M. sinuosa, M. schneegansi, M. marginata, Dicarinella hagni, D. imbricata, Muricohedbergella delrioensis, Whiteinella archaeocretacea, Planoheterohelix reussi, P. globulosa, Globigerinelloides bentonensis*, а для верхней части выделены *Dicarinella concavata, Marginotruncana coronata*. Из бентосных форм определены *Stensioina exculpta, Loeblichella* sp. Мощность слоя 55 м.

Таким образом, впервые, изучая некоторые разрезы рр. Цхеницкали и Риони по ПФ и, сопоставляя их макрофаунистическими зонами, можно сделать некоторые предварительные выводы.

1. В изучаемых разрезах планктонные фораминиферы представлены комплексами, которые дают возможность детально датировать геологический возраст изученных слоев. 2. В гумистаской свите по планктонным фораминиферам выделяются слои с *Thalmanninella deecckei* и *Rotalipora cushmani* и датируются сеноманом. 3. В квезанской свите выделены слои с *Whiteinella archaeocretacea* и *Helvetoglobotruncana helvetica*. Свита по планктонным фораминиферам датирована верхним сеноманом–нижним туроном. 4. В гумуришской свите выделяются слои с ПФ *Marginotruncana pseudolinneiana/M. sigali, Dicarinella concavata*. Свиту можно датировать как средний турон–коняк.

Выделенные комплексы были сопоставлены с комплексами одноименных зон в пределах Крымско-Кавказского и Средиземноморского областей (Coccioni, Premoli, 2015; Kopaevich, 2019).

Работа выполнена при поддержке гранта национальным научным фондом Ш. Руставели [PHDF-19-979] (SRNSFG).

ЛИТЕРАТУРА

Гамбашидзе Р.А. Стратиграфия верхнемеловых отложений Грузии и смежных с ней областей Азербайджана и Армении. Тбилиси: Мецниереба, 1979. 226 с.

Гамкрелидзе Е.П. Строение северного крыля Рача-Лечхумской синклинали // Тр. ГИН АН ГССР, нов. сер., вып. 7. Тбилиси: Мецниереба, 1966. 102 с.

Джанелидзе А.И. Геологическое наблюдение в Окрибе и смежных частях Рача и Лечхума. Изд-во: Груз. Фил. АН СССР, 1940. 408 с.

Мефферт, Б. Ф., Геологическое исследование в Рачинском уезде // Зап. Грузии в 1928 г. Матер. по общ. и прикл. геол. Вып. 140. Тбилиси, 1931а.

Мефферт Б.Ф. Геологические исследования в Мингрелии // Предварительный отчет о работах 1929 г. Тбилиси, 1931. 72 с.

Мефферт Б.Ф. Геологический очерк области проектируемых мощных гидроэлектростанций Грузии в бассейнах Ингури, Цхенис-цхали, Риона и Куры // Тр. Всес. геол.-развед. объедин. 1934. Вып. 349.

Сорокин А., Симонович С. Обьяснтельная записка к геологической карте части Кутаиской губ // Мат. геол. 1887. Сер. II. Кн. 2. Вып. I.

Ренгартен В.П. Опорные разрезы верхнемеловых отложений Дагестана. Изд-во: «Наука», 1965. 95 с.

Цагарели А.Л. Верхний мел Грузии. Изд-во: Ин-т геологии и минералогии АН ГССР, 1954. 452 с.

Abich H. Prodromus einer Geologie der Kaukasischen Lander. St. Petersburg, 1858.

Coccioni R., Premoli Silva I. Revised Upper Albian–Maastrichtian planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnetostratigraphy of the Classical Tethyan Gubbio section // Newsl. Stratigr. 2015. V. 48. No 1. P. 47–90.

Kopaevich L.F. Shell micropaleontology of the Late Cretaceous planktonic foraminifera and its value in modern taxonomy // Paleontol. J. 2019. V. 53. No 9. P. 32–36.

УДК 551.762.2:551.86

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЮРСКОЙ ПАЛЕОПОЧВЫ РАЗРЕЗА РУСАВКИНО (МОСКОВСКАЯ ОБЛАСТЬ)

С.В. Наугольных

Геологический институт РАН, Москва, naugolnykh@list.ru

Ископаемая почва (палеопочва, FPS-профиль) разреза Русавкино развита на верхнекаменноугольных частично окремненных доломитах и известняках гжельского яруса. Рельеф поверхности карбонатных пород несет относительно небольшие более или менее изометричные каверны клиновидной формы. Карбонатная толща перекрыта гумус-содержащим почвенным (палеопочвенным) горизонтом А, условно разделенном над подгоризонты A_0, A_1, A_2. Самая верхняя часть карбонатной толщи, преобразованная в аэральных условиях, может быть интерпретирована как генетический горизонт В, и, соответственно, нижележащие отложения, на которые также оказало воздействие выветривание, могут рассматриваться как генетический горизонт ВС. Исходя из наличия многочисленных кварцевых новообразований, формирование русавкинского палеопочвенного профиля происходило в условиях жаркого и влажного климата, поскольку активное перемещение оксида кремния в почве возможно только при таких климатических условиях.

Ключевые слова: Юрская система, ископаемые палеопочвы, палеогеография, FPS-профили.

PALEOGEOGRAPHIC AND PALEOCLIMATIC CONDITIONS OF DEVELOPMENT OF THE JURASSIC PALEOSOLE OF THE RUSAVKINO SECTION (MOSCOW REGION)

S.V. Naugolnykh

Geological Institute, RAS, Moscow, naugolnykh@list.ru

The Jurassic fossil soil, or FPS-profile, of the Rusavkino section is developed on the Upper Carboniferous partly silicified dolomites and limestones of the Gzelian stage. Upper surface of the carbonate rocks is corroded and bears numerous caverns of dissolving, up to 50 cm deep. The relief of the carbonate rocks surface has relatively small more or less isometric caverns of wedge-like shape. The carbonate rocks with caverns are overlapped by humus-bearing soil horizon A, conditionally divided into subhorizons A_0, A_1, A_2. The uppermost part of the carbonate stratum modified by influence of aerial weathering can be interpreted as genetical horizon B, and subsequently the rocks lying below could be assigned to the soil genetical horizon BC. Since the Rusavkino FPS-profile includes numerous silicate nodules, its forming took place in hot and wet (humid) climate, because active migration of SiO_2 is possible in such climatic conditions only.

Key words: Jurassic, fossil paleosoles, paleogeography, FPS-profiles.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-136

Владимир Николаевич Сакс широко известен всем российским геологам, стратиграфам и палеонтологам как крупнейший исследователь Арктики, автор основополагающих трудов по стратиграфии и палеонтологии юрских и меловых отложений этого региона. Однако важно помнить, при этом, что В.Н. Сакс был активным членом Всесоюзной четвертичной комиссии, а также являлся председателем ее Сибирской секции, уделявшим большое внимание условиям рельефообразования (Зятькова, 2001). Именно им был открыт «погребенный Пуронский хребет» (Сакс, 2001, с. 64). Специальное внимание Владимир Николаевич уделял условиям образования месторождений каолинита (Сакс, 2001, с. 64), которые в современном понимании соотносятся с древними корами выветривания и/или палеопочвами, поскольку никакое выветривание нельзя представить без участия биоты, прежде всего, различных аэробных микроорганизмов.

Сейчас уже нет необходимости подчеркивать в геологической аудитории важность изучения палеопочв. Именно палеопочвы служат уникальным, бесценным, едва ли не единственным источником информации о том времени, которое не зафиксировано в осадке, но оставило свои следы, подчас, очень красноречивые и информационно насыщенные, сохранившиеся в палеопочвенном профиле.

Палеопочвенные профили различного возраста широко известны из разных регионов Европейской части России. Одна из них, юрская палеопочва, обнаружена в разрезе Русавкино, расположенном в Московской области, у г. Железнодорожный. Разрез Русавкино (Русавкино-1) хорошо известен не только профессиональным геологам, но и многим любителям геологии, минералогии и палеонтологии. Однако лишь немногие знают, что в этом районе, за полигоном Торбеево, расположено, как минимум, еще два разреза, которые для удобства цитирования в настоящей работе обозначены как «Русавкино-2». В нижней части этих разрезов обнажены те же отложения, что и в Русавкино-1, но гораздо лучше представлены вышележащие отложения, перекрывающие доломиты гжельского яруса верхнего карбона.

В основном обнажении Русавкино-1 вскрыты, преимущественно, доломиты гжельского яруса, которые изучаются многие годы (см. например, Стародубцева и др., 2008) и, вместе с другим знаменитым разрезом – Гжель, являются основным источником ископаемых остатков морских беспозвоночных этого возраста. Кроме этого, в верхней части толщи доломитов, но на противоположном краю карьера, расположено небольшое месторождение секреций с друзами мелких кристаллов горного хрусталя и аметиста. Разрез Русавкино, без всяких преувеличений, может быть отнесен к геологическим памятникам Москвы и Московской области. Именно из русавкинского разреза происходят самые многочисленные и полные остатки трилобитов *Ditomopyge mosquensis* Alekseev et Mychko (Алексеев, Мычко, 2018). Здесь же встречаются остатки хрящевых рыб, включая такие экзотических их формы как геликоприонид *Campyloprion ivanovi* (Karpinsky) (Karpinsky, 1922; Карпинский, 1945; Обручев, 1953).

Тот факт, что именно в Русавкино, на очень небольшой территории вместе встречаются ископаемые остатки каменноугольного возраста, интересные минеральные образования и, к тому же, расположен палеопочвенный профиль юрского возраста, о котором пойдет речь ниже, делает русавкинский карьер таким важным для московской, и не только московской, геологии. Здесь должен быть организован официальный геолого-палеонтологический и стратиграфический памятник, со специальным режимом охраны, землеотводом и строго определенными административными границами.

Особый интерес к комплексу разрезов Русавкино вызывает обнаружение в непосредственной близости от обнажения Русавкино-1, рядом с полигоном Торбеево (сейчас – охраняемая территория) юрской палеопочвы, расположенной над верхнекаменноугольными отложениями (рис. 1). Основной материал для аналитических исследований был собран автором в 2001 г., когда разрез Русавкино-2 был доступен для посещения без каких-либо специальных разрешений.

Русавкинский палеопочвенный профиль образован на верхнекаменноугольных доломитах и окремненных известняках (условной «карбонатной толщи») гжельского яруса. Верхняя поверхность карбонатной толщи закарстована и несет многочисленные карманы растворения. Средняя глубина карманов составляет около 30 см. Наблюдаются и более крупные карстовые карманы глубиной до полуметра. Рельеф верхней поверхности напластования слоев доломитов и известняков в русавкинском разрезе осложнен мелкими кавернами выщелачивания относительно изометричной формы, в среднем размером 5х5х7 см, иногда немного больше, изредка – меньше. Карманы растворения преимущественно имеют клиновидную форму в сечении, а каверны – округлую или неправильно-полигональную. Известняк в местах карстования разбит трещинами на угловатые, реже округлые блоки. По мнению автора, закарстованную и кавернозную верхнюю часть карбонатной толщи, относящейся к гжельскому ярусу, следует интерпретировать как палеопочвенный генетический горизонт В. Иными словами, карбонаты представляют собой материнскую породу, преобразованную педогенными процессами. В доломитах встречаются остатки многочисленных и разнообразных верхнекаменноугольных беспозвоночных: одиночные четырехлучевые кораллы *Gzhelia rouilleri* Stuckenberg, гастроподы *Omphalotrochus canaliculatus* (Trautschold), двустворки *Pteronites* sp., криптостоматные мшанки *Fenestella* sp., трепостоматные мшанки

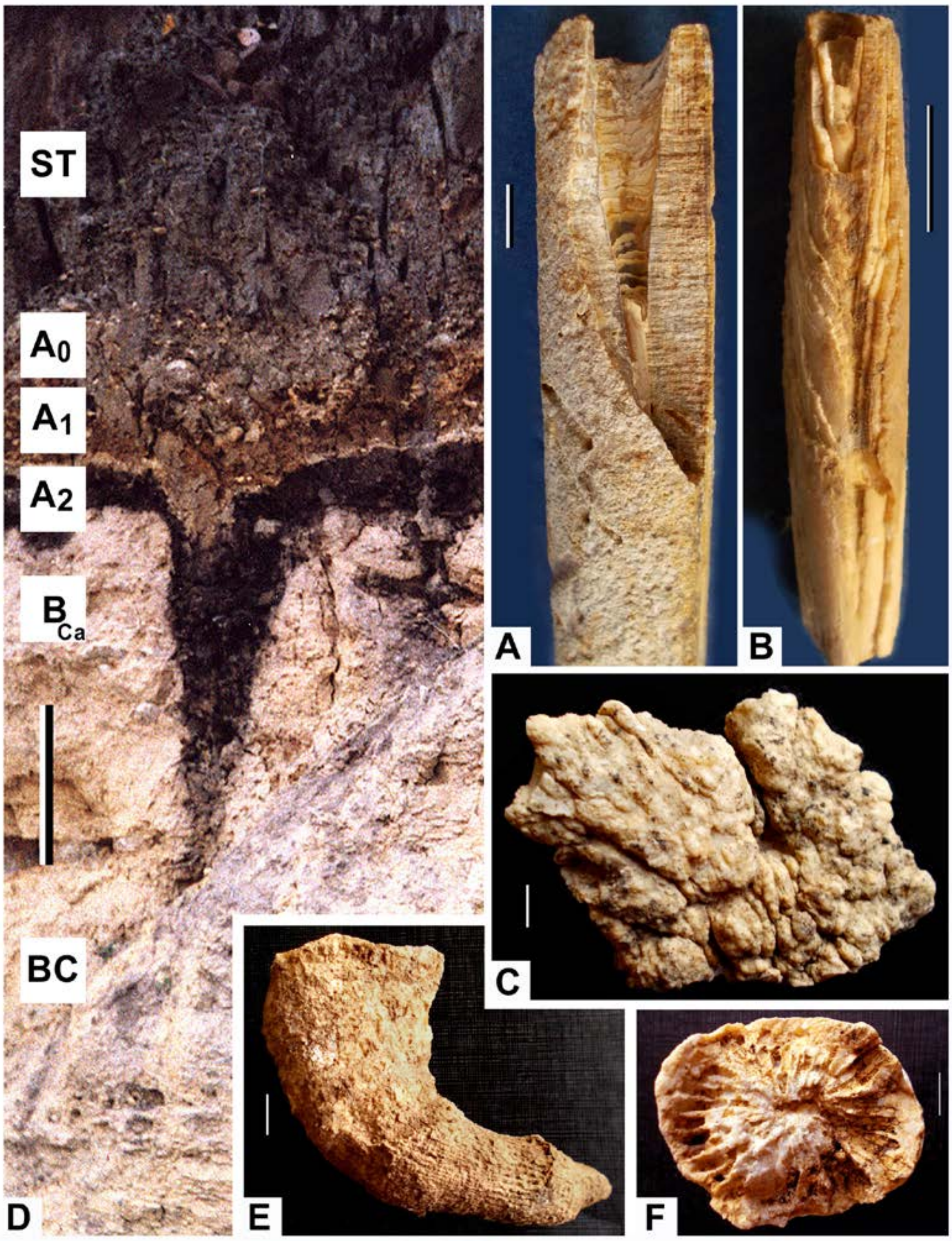


Рис. 1. Русавкино. Строение палеопочвенного профиля среднеюрского возраста (слева) и геолого-палеонтологический контекст (справа).

А – белемнит *Cylindroteuthis pusoziana* (d’Orbigny), В – частично растворенный ростр белемнита; С – халцедоновая секреция из зоны гипергенеза (генетический горизонт ВСа); D – общий характер стратиграфической последовательности и палеопочвенный профиль в разрезе Русавкино-2, подробные объяснения см. в тексте; Е, F – одиночные кораллы *Gzhelia rouilleri* Stuckenberg из доломитов гжельского яруса, частично преобразованных в аэральных условиях. Длина масштабной линейки: 1 см (А–С, Е, F); 30 см (D).

Rhombotrypella subcomposita Schulga-Nesterenko, *Tabulipora maculosa* Nikiforova, брахиоподы *Buntoxia mosquensis* (Ivanov), *Echinaria* sp., *Linoproductus coralineatus* Ivanov, *L. cora* (d'Orbigny), *Reticulatia inflatiformis* (Ivanov), *Alexenia reticulata* (E. Ivanova), *Brachythyrina strangwaysi* (Verneuil), *Brachythyris ufensis* Tschernyshev, *Choristites supramosquensis* (Nikitin), *Cubacula subpunctata* (Nikitin), *Kozlowskia* sp., *Stenoscisma gjelis* Lazarev, *Camerisma pyramidata* Lazarev, *Gemmulicosta gjeliensis* (Ivanov), *Rugatia boliviensis* (d'Orbigny), *Neochonetes dalmanoides* (Nikitin), *Neophricodothyris rostrata* (Kutorga); по: (Морозов и др., 1992), а также на основе личных наблюдений автора.

Непосредственно над горизонтом В расположен генетический горизонт А мощностью около 35–40 см, в Русавкинской палеопочве, состоящий из трех условно выделяемых генетических подгоризонтов. Собственно, подгоризонт A_2 (предположительно элювиальный горизонт, или, иначе, горизонт вымывания) состоит из гумусированного органического материала, смешанного с элювиальным материалом, которые вместе полностью заполняют все карстовые каверны и карманы растворения горизонта В, а также покрывают слоем в пять–десять сантиметров мощности выступы между соседними полостями. В верхней части подгоризонта A_2 наблюдаются тонкие сизые оглеенные прослои и пленки, толщина которых сильно меняется по простиранию. Здесь же встречаются кварцевые новообразования, представленные как конкрециями мелкого и среднего размера, так и более крупными секрециями. Внутренняя полость секреций выстлана щетками мелких, обычно не превышающих в длину 3–4 мм, кристаллов кварца, представленного горным хрусталем и светлоокрашенным аметистом, а также редкими более крупными (до 1,5–2 см в длину) кристаллами медово-желтого кальцита, представленного несколькими модификациями. Такие же секреции встречаются в генетическом горизонте В.

Над генетическим подгоризонтом A_2 расположен более светлоокрашенный иллювиально-элювиальный подгоризонт A_1, предположительно, первоначально сформированный как гумусовый или перегнойно-аккумулятивный горизонт, при участии элювиального накопления тонкодисперсных глинистых и карбонатных частиц. Мощность подгоризонта A_1 составляет 10–15 см.

Выше расположен еще один почвенный подгоризонт A_0, по границе между которым и нижележащим подгоризонтом A_1 также проходят тонкие глеевые прослои с кварцевыми педогенными новообразованиями. Такие же новообразования (силикатные нодули) встречаются и внутри подгоризонта A_0. При этом они иногда образуют гнезда или скопления. Верхняя поверхность подгоризонта A_0 неровная, но значительно более сглаженная, чем поверхности между подгоризонтами A_0, A_1 и A_2, которые не резко, но вполне отчетливо повторяют неровности закарстованной поверхности известняков и доломитов (генетического горизонта В). Мощность подгоризонта A_0 в среднем равна 20 см. Над генетическим горизонтом A_0 залегает нормально-стратифицированная толща, сложенная желтыми глинистыми песками с бентосной фауной, в основном, представленной устрицами *Gryphaea dilatata* (Sow.) и *Deltoideum hemideltoideum* (Lahusen); последняя указывает на вероятный среднекелловейский возраст этого слоя (Герасимов и др., 1996). Здесь же изредка встречаются фосфоритовые и мергельные конкреции сферической или эллипсоидальной формы. Мощность слоя желтых глинистых песков варьирует от 10 до 25 см.

Над желтыми песками лежит слой буровато-серых глин. В этих глинах найдены хорошо сохранившиеся целые ростры белемнитов *Cylindroteuthis pusoziana* (d'Orbigny), наиболее характерные для верхнего келловея и низов оксфорда (определение и датировка А.П. Ипполитова, ГИН РАН), а также менее выразительные фрагменты ростров белемнитов и раковины других морских беспозвоночных плохой сохранности.

Слой буровато-серых глин с размывом перекрывается четвертичными флювиогляциальными отложениями с относительно крупными (до 30 см по максимальному измерению) валунами, состоящими, преимущественно, из розовых и сиреневых шокшинских кварцитов и серых, реже розовых гранитов (иногда с отдельностями, соответствующими структуре “письменных гранитов”). Над четвертичными отложениями, не превышающими по мощности в самой высокой части обнажения 50 см, лежит современная почва.

В генетическом плане русавкинская палеопочва может быть сравнима с закарстованными среднекаменноугольными известняками, обнажающимися в Песковском карьере (Коломенский район Московской обл.), а также с гумусированным древним почвенным горизонтом, перекрывающим верхнекаменноугольные гжельские известняки и доломиты в районе станции Гжель (Раменский район Московской обл.). Однако присутствие в материале заполнения карстовых полостей в Песковском карьере, помимо остатков наземных растений и тетрапод, еще и чешуи палеонисцид и зубов гибодонтных акул (Стародубцева и др., 2008), указывает на то, что процессы карстования известняков в карьере Пески происходили при временных затоплениях полостей, т. е. в субаквальных условиях. Образование русавкинской палеопочвы, напротив, имело место, главным образом, в аэральных условиях. Судя по наличию многочисленных кварцевых новообразований, формирование русавкинского палеопочвенного профиля происходило в условиях жаркого и влажного климата, поскольку активное перемещение оксида кремния в почве возможно только при таких климатических условиях.

Точный генетический тип и современные аналоги русавкинского палеопочвенного профиля пока остаются невыясненными. В перспективе планируется провести аналитические геохимические исследования (силикатный анализ; анализ состава микроэлементов), гранулометрический анализ и анализ микроморфологического строения русавкинской палеопочвы.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеев А.С., Мычко Э.В. Трилобиты гжельского яруса (верхний карбон) Подмосковья // Палеонтол. журн. 2018. № 5. С. 36–47.

Герасимов П.А., Митта В.В., Кочанова М.Д. Тесакова Е.М. Ископаемые келловейского яруса Центральной России. М.: ВНИГНИ – МосГорСЮн, 1996. 126 с.

Зятькова Л.К. В.Н. Сакс – исследователь история развития рельефа Сибири // В.Н. Сакс – выдающийся исследователь Арктики. Новосибирск: Гео, 2001. С. 164–168.

Карпинский А.П. Собрание сочинений. Т. I. М.-Л.: Изд-во Акад. наук СССР, 1945. 521 с.

Морозов П.Е., Ильясов И. В., Кузьмина С.А. Методические рекомендации по сбору и определению ископаемой фауны Московской области. Москва: Информполиграф, 1992. 33 с.

Обручев Д.В. Изучение эдестид и работы А.П. Карпинского. М.: Изд-во Академии наук СССР, 1953. 85 с.

Сакс В.Н. По следам первых геолого-географических экспедиций в Северную Сибирь // В.Н. Сакс – выдающийся исследователь Арктики. Новосибирск: Гео, 2001. С. 63–70.

Стародубцева И.А., Сенников А.Г., Сорока И.Л. и др. Геологическая история Подмосковья в коллекциях естественнонаучных музеев Российской академии наук. М.: Наука, 2008. 229 с.

Karpinsky A.P. Helicoprion ivanovi, n. sp. // Bulletin de l’Académie des Sciences de Russie. 1922. V. 16. P. 369−378.

УДК: 551.763.3:564.53

ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ ВЕРХНЕГО МЕЛА ЮЖНОГО ПРЕДУРАЛЬЯ

А.Ю. Нехаев[1], Е.Ю. Барабошкин[2], В.А. Маринов[3]

[1]*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, nekhaevay@ipgg.sbras.ru*
[2]*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, barabosh@geol.msu.ru*
[3]*Тюменский государственный университет, Тюмень, marinovva@mail.ru*

Уточнена структура опорного разреза верхнего мела Южного Предуралья. Собрана представительная коллекция аммонитов и двустворок. Микрофаунистические исследования подтвердили присутствие нижнего кампана и нижнего маастрихта. Впервые установлено наличие в разрезе верхнего маастрихта.

Ключевые слова: Южное Предуралье, верхний мел, стратиграфия.

THE TYPE SECTION OF THE UPPER CRETACEOUS OF THE SOUTHERN PRE-URALS

A.Yu. Nekhaev[1], E.Yu. Baraboshkin[2], V.A. Marinov[3]

[2]*Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, Novosibirsk, nekhaevay@ipgg.sbras.ru*
[2]*Lomonosov Moscow State University, Moscow, barabosh@geol.msu.ru*
[3]*Tyumen States University, Tyumen, marinovva@tmarinov.ru*

The structure of the type section of the Upper Cretaceous of the southern pre-Urals is pointed. A representative collection of ammonites and bivalves has been collected. Microfauna studies have confirmed the presence of the Lower Campanian and Lower Maastrichtian. The Upper Maastrichtian presence in the section was established at first.

Key words: Southern pre-Urals, Upper Cretaceous, stratigraphy.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-141

Верхний мел в Башкортостане и Оренбургской области представлен морскими и континентальными отложениями, которые имеют ограниченное распространение. Выходы верхнего мела расположены на территории Сакмаро-Таналыкской депрессии и образуют меридионально-вытянутую полосу, длина которой около 140 км, ширина на юге достигает 90 км, на севере она не превышает 10 км. Впервые верхнемеловые отложения в Южном Предуралье установлены в средине девятнадцатого века (Murchison et al., 1845) и в дальнейшем посещались геологами и описывались достаточно часто (Яншин и др., 1933; Вахрушев, 1934; и др.). Наиболее поздними по времени публикации являются результаты исследований В.Н. Беньямовского лично и с соавторами (2004, 2008), которого удивило отсутствие свитного расчленения верхнего мела. Геологи пользовались подразделением верхнего мела на литологические толщи, предложенные А.Л. Яншиным с соавторами (1933): глауконит-песчаная, глауконит-терригенная, мергельно-терригенная. Датировка толщ до сих пор остается условной, поскольку большая часть выходов имеет небольшие толщины и расположены на значительном удалении друг от друга. Нижняя глауконит-песчаная толща отнесена к турону–сантону на основании находок двустворок *Oxytoma tenuicostata* (Roemer). Средняя глауконит-терригенная толща отнесена к кампанскому ярусу по находкам ростров *Belemnitella mucronata* (Schloth.). Верхняя мергельно-терригенная толща сопоставляется с нижним маастрихтом по находкам ростров *Belemnitella lanctolata* (Schloth.). В.Н. Беньямовский (2007) разделил верхний мел (снизу вверх) на таналыкскую, наксасскую, сурикайскую и каин-кабакскую свиты. Находками комплексов микрофауны был обоснован раннемаастрихтский возраст каин-кабакской и кампанский сурикайской свиты. Позднее был предложен новый вариант свитного подразделения (Лядский и др., 2013; Лисов и др., 2017). Ногайтинская соответствовала таналыкской свите В.Н. Беньямовского, вербовская и накасской – сурикайской. Харская свита приблизительно отвечала каин-кабакской В.Н. Беньямовского. Обоснование ярусной принадлежности свит не изменилось.

В 2018 и 2019 гг. авторами было изучено восемь наиболее полных естественных обнажений верхнего мела в береговых обрывах р. Туратка выше пос. Ильячево для уточнения взаимоотношения слоев и пачек, а также для обоснования их ярусной и подъярусной принадлежности. Изученные разрезы были разбиты на слои, выполнено их детальное послойное описание. Построен сводный разрез, состоящий из четырех пачек, соответствующих свитам, выделенных В.Н. Беньямовским (2008). Основой для построения сводного разреза послужили три наиболее полных, выхода верхнего мела (рис. 1, 2). Собрана представительная коллекция руководящих форм макрофауны (аммониты, белемниты, иноцерамиды), выполнено микрофаунистическое опробование. Основание разреза сложено озерно-аллювиальными отложениями, которые перекрываются прибрежно-морскими карбонатно-терригенными породами. Средняя часть разреза представлена мергелями с разнообразными комплексами морской макро- и микрофауны. В верхней части разреза, сложенной карбонатными алеврито-песчаными глинами и алевритами, количество и разнообразие морской фауны резко сокращается до полного ее отсутствия в кровле. Выделены четыре литологических пачки, снизу вверх.

Пачка I. В основании пачки находится маломощные линзы оолитовых лимонитовых руд, которые. вероятно, являются переотложенными корами выветривания. Выше залегают светло-серые, желтоватые рыхлые мелкозернистые песчаники, переходящие в крупнозернистые алевролиты с растительным детритом и обломками древесины. Их перекрывают плотные ожелезненные красноцветные крупнозернистые песчаники с горизонтальной слоистостью, с желтыми лимонитизированными включениями. На поверхности напластования много обломков слюды. Верхнею часть пачки слагают светло-серые, желтоватые массивные однородные песчаники. В основание они крупнозернистые, с линзами и прослоями гравелитов и содержат хорошо окатанные мелкогалечные и гравийные кремнистые обломки. Вверх по разрезу зернистость песчаников уменьшается до мелкой, появляются карбонатные стяжения и линзы известняков, количество которых возрастает в кровле пачки. Фауна не обнаружена.

Пачка II. Серые, светло-серые плотные массивные известняки со слоями белесых, желтоватых, светло-серых мелко-среднезернистых песчаников и крупнозернистых алевролитов. В нижней части в известняках отмечаются красно-коричневые кремнистые включения. В верхней части известняки становятся более песчанистыми, возрастает количество слоев светло-коричневых светло-серых мелкозернистых песчаников и алевролитов. содержат редкие обломки раковин и белемнитов, раковины фораминифер.

Фаунистическая характеристика. Встречены редкие ростры белемнитов и одиночные раковины двустворчатых моллюсков, обедненные фораминиферы, которые предварительно сопоставляются нами с зональным комплексом Cibicidoides temirensis. Bolivinoides decorates нижнего кампана Русской платформы.

Пачка III. Светло-серые, желтоватые однородные мелко-среднезернистые песчаники с прослоями серых, зеленовато-серых алевролитов. Переслаиваются с линзами и слоями серых, светло серых плотных известняков и мергелей. В верхней части пачки известняки содержат больше количество раковин и местами переходят в ракушники. В верхней части пачки породы интенсивно биотурбированы.

Фаунистическая характеристика. Встречены рассеянные в породе ростры белемнитов, раковины двустворчатых моллюсков, в том числе иноцерамид в прижизненном положении; аммониты представлены относительно редкими гетероморфными формами; обнаружены многочисленные и разнообразные комплексы фораминифер и

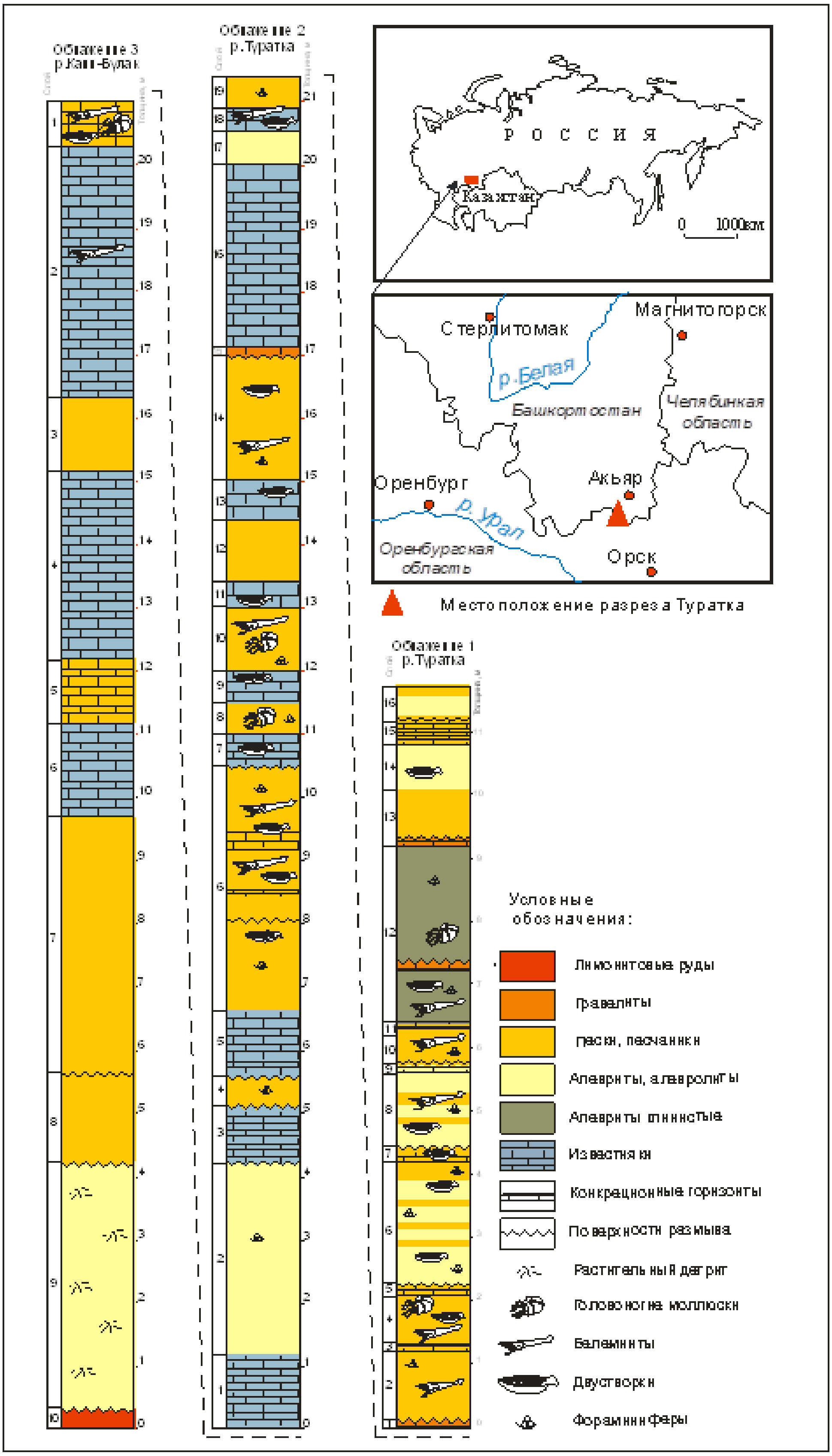


Рис. 1. Местоположение и характеристика изученных разрезов ракушники.

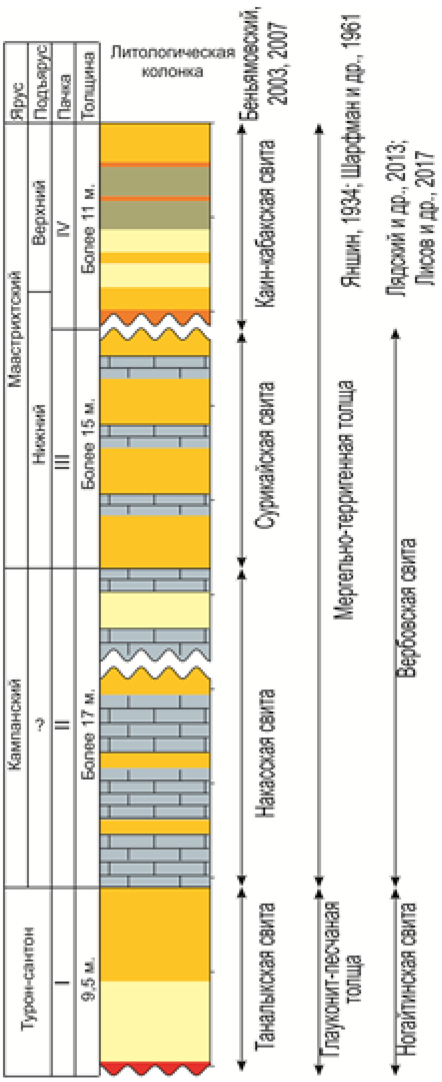


Рис. 2. Сводный разрез верхнего мела в бассейне р. Туратка.

остракод. Состав комплекса фораминифер соответствует зоне нижнего маастрихта Falsoplanulina multipunctata. Характерной формой является вид-индекс. Кроме него, в состав доминантной группы входят *Ataxophragmium compactum* Brotzen, *Gyroidinoides turgidus* (Hagenow), *Gyroidinoides globosus* (Hagenow), *Cibicidoides aktulagayensis* (Vassilenko), *Praebulimina laevis* (Beissel). В составе комплекса присутствует единичные раковины характерного вида сибирских фораминифер *Cibicides globigeriniformis* Neckaja.

Пачка IV. Основание пачки проводится по тонкому слою плотных светло-серых гравелитов (состав обломков – кварц) с большим количеством белемнитов. Выше залегают серые, желтовато-серые, местами рыжие рыхлые мелкозернистые песчаники и алевролиты с тонкой неотчетливой тонкой горизонтальной слоистостью, с обломками раковин и ростров белемнитов. В песчаниках отмечаются прослои темно-серых карбонатных конкреций. Вверх по разрезу песчаники становятся все более рыхлыми и мелкозернистыми и переходят в алевролиты с редкими слоями более плотных карбонатных песчаников с обломками опок. Верхняя часть пачки представлена светло-серыми, серыми глинистыми алевролитами, переходящими в мергели, с реперными прослоями более плотных красно-коричневых и коричневых песчаников, с линзами гравелитов и мелкогалечных конгломератов. В кровле пачки лежат рыхлые серые алевролиты и мелкозернистые песчаники.

Фаунистическая характеристика. Многочисленные ростры белемнитов в нижней части пачки рассеяны в породе, в средней образуют линзовидные скопления. Пачка содержит раковины гетероморфных (род *Baculites*) и спирально-плоскостных аммонитов. Двустворки многочисленные и разнообразные, их раковины находятся как в линзообразных скоплениях, так и в прижизненном положении. Нижняя часть пачки, слой 3, имеет такой же состав комплекса фораминифер, что и пачка III и отнесена нами к слоям с *Falsoplanulina multipunctata* нижнего маастрихта. Выше состав комплекса несколько меняется. Появляются новые виды в составе доминантной группы. Это *Brotzenella praeacuta* (Vassilenko), *Gavelinella costulata* (Marie), *Cibicidoides bembix* (Marsson). Такой видовой состав доминатов позволяет сопоставить его с зональным комплексом кровли нижнего и верхнего маастрихта Русской платформы *Brotzenella praeacuta* (Беньямовский, 2007). В составе комплекса в качестве акцессорных присутствуют виды *Valvulineria procera* Podobina, *Cibicides gankinoensis* (Neckaja), *Cibicides globigeriniformis* Neckaja, *Anomalinoides neckajae* (Vassilenko), *Anomalinoides pinguis* (Jennings), *Cibicidoides primus* Podobina, широко распространенные в маастрихте Западной Сибири. В кровле пачки (слои 14–16) фораминиферы не обнаружены, микрофауна представлена остракодами с гладкой раковиной, населявшими бассейн с отклонениями солевого режима от нормально-морского.

Выводы

Изучена серия разрезов верхнего мела в пределах Сакмаро-Таналыкской депрессии. Верхнемеловая толща представляет единый трансгрессивно-регрессивный цикл, объединяющий отложения турон-сантонского, кампанского и маастрихтского ярусов.

Построен сводный разрез верхнего мела, состоящий из четырех пачек общей мощностью более 51 м.

Собрана представительная коллекция макрофаунистических остатков (аммонитов, иноцерамид), изучение которой позволит возраст уточнить датировку слоев и пачек, составляющих разрез.

Наибольшего разнообразия комплексы фауны достигли в раннемаастрихтское время, когда на территории Южного Предуралья существовал пролив, соединяющий бореально-атлантические и бореально-арктические акватории.

Морской режим бассейна сохранялся на территории Южного Предуралья до позднего маастрихта включительно.

ЛИТЕРАТУРА

Беньямовский В.Н. Новые данные по геологии, стратиграфии, палеобиогеографии и палеогеографии позднего мела Южных частей Зауралья и Предуралья // Новое в региональной геологии России и Ближнего зарубежья. Материалы совещания. М.: РГГРУ, 2008. С. 15–17.

Беньямовский В.Н., Александрова Г.Н., Данукалова Г.А., Малышкина Т.П. Новые данные по стратиграфии и палеогеографии позднего мела – раннего палеогена Башкирского Урала по материалам вновь изучаемых опорных разрезов // Фанерозой Волго-Уральской, Прикаспийской и Северо-Кавказской нефтегазоносных провинций: стратиграфия, литология и палеонтология. Материалы второй научно-практической стратиграфической конференции. Саратов: СГУ, 2004. С. 11–15.

Вахрушев Г.В. О верхнемеловых и третичных отложениях Петровского района Башк. АССР // Уч. зап. Казанского гос. ун-та. 1934. Вып. 3. Т. 94. № 3. С. 169–182.

Лисов А.С., Кваснюк Л.Н., Чечулина Ю.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Южно-

Уральская. Лист M-40-IX (Советское). Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2017. 97 с.

Лядский П.В., *Кваснюк Л.Н.*, *Жданов А.В.* и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист M-40 (Оренбург) с клапаном M-41. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2013. 392 с.

Яншин А.Л., *Безруков П.Л.*, *Фокин А.Г.* Мезозойские и третичные отложения Южного Урала. Часть I. Стратиграфия. Тр. НИУИФ. 1933. 59 с.

Murchison R.L., *Verneuil E.*, *Keyserling A.* The geology of Russia in Europe the Ural mountains // Geology. V. 1. London: John Murray, 1845. 1476 p.

УДК 556.3(571.1)

РОЛЬ ПАЛЕОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ В ФОРМИРОВАНИИ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКОГО ПОЛЯ СЕНОМАНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ АРКТИЧЕСКОГО СЕКТОРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Д.А. Новиков[1,2], А.В. Черных[1], Ф.Ф. Дульцев[1], Е.В. Борисов[1]

[1]*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, NovikovDA@ipgg.sbras.ru*
[2]*Новосибирский государственный университет, Новосибирск*

Приводятся результаты палеогидрогеохимических реконструкций сеноманских отложений арктических районов Западной Сибири. Сравнительный анализ захороненных сингенетичных вод сеноманского времени и данных по их современной гидрогеохимии выявил ряд отрицательных и положительных аномалий. Отрицательные аномалии Зауральской мегамоноклизы объясняются региональным промывом изучаемых отложений древними инфильтрогенными водами, а в пределах Карской и Антипаютинско-Тадебеяхинской мегасинеклиз влиянием конденсатогенных вод, сформированных одновременно с залежами углеводородов. Положительные гидрогеохимические аномалии в пределах Красноселькупской мегамоноклизы связаны с процессами межпластовых перетоков из нижезалегающих водоносных горизонтов.

Ключевые слова: гидрогеологический цикл, палеогидрогеохимия, инфильтрация, гидрогеохимия, межпластовые перетоки, Западная Сибирь, Арктика.

THE ROLE OF PALEOHYDROGEOLOGICAL FACTORS IN THE FORMATION OF THE CENOMANIAN SEDIMENTS HYDROGEOCHEMICAL FIELD IN THE ARCTIC SECTOR OF WESTERN SIBERIA

D.A. Novikov[1,2], A.V. Chernykh[1], F.F. Dultsev[1], E.V. Borisov[1]

[1]*Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, Novosibirsk, NovikovDA@ipgg.sbras.ru*
[2]*Novosibirsk State University, Novosibirsk*

The results of paleohydrogeochemical reconstructions of the Cenomanian deposits of the Arctic regions of Western Siberia are presented. Comparative analysis of syngenetic waters of the Cenomanian time and data on their modern hydrogeochemistry revealed a number of negative and positive anomalies. The negative anomalies of the Zauralsky megamonoclise are explained by the regional washing of the studied sediments by ancient infiltrogenic waters, and within the Kara and Antipayutinsko-Tadebeyakhinsky megasyneclises by the influence of condensate waters formed simultaneously with hydrocarbon deposits. Positive hydrogeochemical anomalies within the Krasnoselkup megamonoclise are associated with the processes of interstratal flows from the underlying aquifers.

Key words: hydrogeological cycle, paleohydrogeochemistry, infiltration, hydrogeochemistry, interstratal flows, Western Siberia, Arctic.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-147

Выявление фундаментальной роли палеогидрогеологических факторов в эволюции гидрогеохимического поля осадочных бассейнов является одним из наименее изученных вопросов в современной гидрогеохимии. Результаты этих исследований помогают в решении многих вопросов, включая формирование состава подземных вод, их генезиса, гидрогеохимической зональности, протекания процессов нефтегазообразования и нефтегазонакопления и других (Карцев и др., 1969; Никаноров и др., 1975; Novikov et al., 2018; Новиков и др., 2019). В работе выявлена роль палеогидрогеологических факторов в формировании гидрогеохимического поля сеноманских отложений арктических районов Западной Сибири. Апт-альб-сеноманский комплекс является вместилищем уникальным газовых залежей (Уренгойского, Ямбургского, Медвежьего и других), поставщиком воды для систем поддержания пластового давления при разработке месторождений, а также полигоном для захоронения шламовых отходов.

Ранее нами установлено, что в гидрогеологической истории арктического сектора Западно-Сибирского осадочного бассейна (ЗСОБ) можно выделить инд-синемюрский, плинсбах-сеноманский, турон-серраваллийский и тортон-голоценовый гидрогеологические циклы (Novikov, 2017; Новиков и др., 2019; Novikov et al., 2019). В данном исследовании рассматривается конец плинсбах-сеноманского цикла (баррем-сеноманский инфильтрационный этап) и применяется методика восстановления солевого состава вод древних мезозойских морских и озерно-аллювиальных бассейнов (Басков, 1983; Sadykova, 2018), основанная на палеогеографических реконструкциях, выполненных в ИНГГ СО РАН (Конторович и др., 2014) и сравнительно-литологическом анализе с использованием естественно-исторического подхода.

В сеноманское время в северной части Зауральской и южных частях Пайхойско-Новоземельской и Предъенисейской мегамоноклиз доминировали континентальные условия: низкие горы, возвышенные и денудационно-аккумулятивные равнины где захоранивались сингенетичные преимущественно инфильтрогенные воды, преимущественно гидрокарбонатного кальциевого состава с минерализацией от 0,5 до 5 г/дм^3 и повышенным содержанием ионов натрия и хлора (рис. 1а). Наиболее глубокие участки моря в это время располагались в Карской мегасинеклизе, на юге Зауральской и Красноленинской мегамоноклиз. Здесь в условиях доминирования морских и шельфовых условий формировались сингенетичные воды хлоридного натриевого состава с величиной общей минерализации, достигающей 20–30 г/дм^3. В восточной и южной частях региона исследований преобладали условия прибрежной равнины, где захоранивались воды с доминированием в составе ионов Cl^- и Na^+ при повышенном содержании Ca^{2+} с величиной общей минерализации 5–15 г/дм^3.

Современные подземные воды сеноманских отложений имеют преимущественно Cl Na и Cl-HCO_3 Na состав с величиной общей минерализации от 2 до 22 г/дм^3 (рис. 1б). Наименьшую величину минерализации (2–8 г/дм^3) имеют подземные воды по периферии ЗСОБ. Во внутренней зоне преимущественным распространением пользуются воды с величиной минерализации 14,0–26,0 г/дм^3. Наибольшие значения общей минерализации установлены в пределах Большехетской мегасинеклизы и Хантейской гемиантеклизы. По мере погружения водоносных горизонтов комплекса наблюдается устойчивый тренд увеличения общей минерализации подземных вод. Анализ распределения солености подземных вод с глубиной в разных геологических структурах выявил существенные различия. Нормальный ее рост по мере погружения водоносных горизонтов в пределах Харампурского мегавала и Северо-Сургутской моноклинали (юг региона) и ее снижение (инверсионная зональность) в пределах структур Медвежьего мегавала (север региона). Каждая из изученных структур является уникальным геологическим объектом, что проявляется не только в особенностях ее строения, но и характерным только для нее гидрогеохимическим разрезом и зональностью.

По мере роста общей минерализации увеличиваются содержания Na^+ и Cl^- в среднем от 1,4 до 7,9 г/дм^3 и от 2,0 до 13,0 г/дм^3 соответственно. Наблюдается значительный рост концентраций Ca^{2+} и Mg^{2+}. Гидрокарбонат–ион ведет себя по-другому. Его максимальные содержания приурочены к интервалу солености вод 10–15 г/дм^3 и составляют до 4,14–4,88 г/дм^3. При этом, средние концентрации HCO_3^- по всей выборке варьируют незначительно, составляя от 0,47 до 0,69 г/дм^3. Это связано с тем, что к отложениям комплекса приурочены гигантские газовые и газоконденсатные залежи и как следствие – особое значение приобретает конденсатогенный генетический тип вод, связанный с ними единой историей (Шварцев, Новиков, 2004; Novikov, 2018). Содержа-

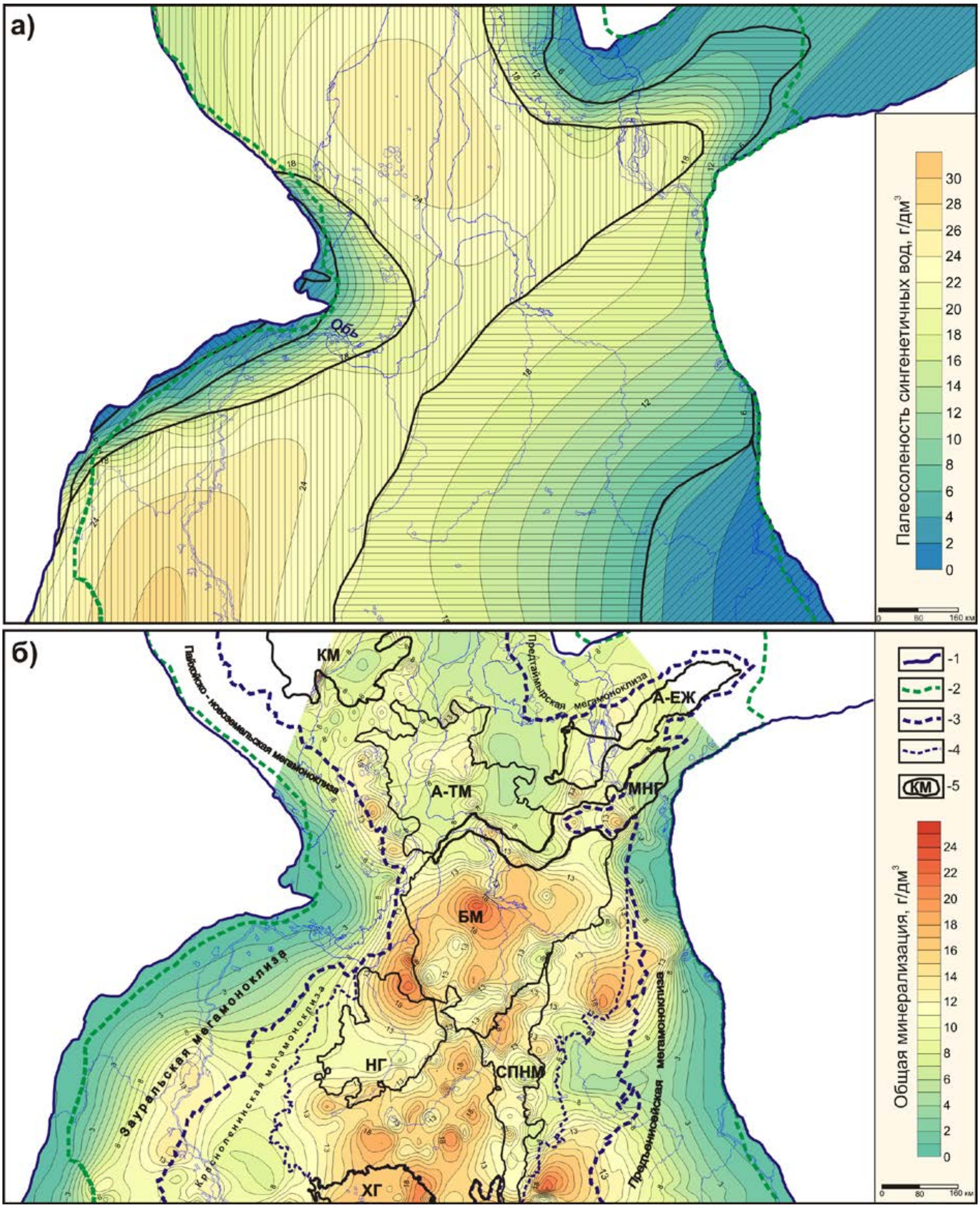


Рис. 1. Карта палеосолености и химического состава сингенетичных вод арктического сектора Западной Сибири на сеноманское время (а) и карта общей минерализации современных подземных вод сеноманских отложений (б).

Границы: 1 – Западно-Сибирского осадочного бассейна; 2 – юрского осадочного бассейна; 3 – Внутренней области и Внешнего пояса; 4 – Ямало-Карской депрессии; 5 – крупнейших тектонических элементов: КМ – Карской мегасинеклизы, А-ТМ – Антипаютинско-Тадебеяхинской мегасинеклизы, А-ЕЖ – Агапско-Енисейского желоба, БМ – Большехетской мегасинеклизы, НГ – Надымской гемисинеклизы, СПНМ – Среднепурского наклонного мегажелоба, МНГ – Мессояхской наклонной гряды, ХГ – Хантейской гемисинеклизы.

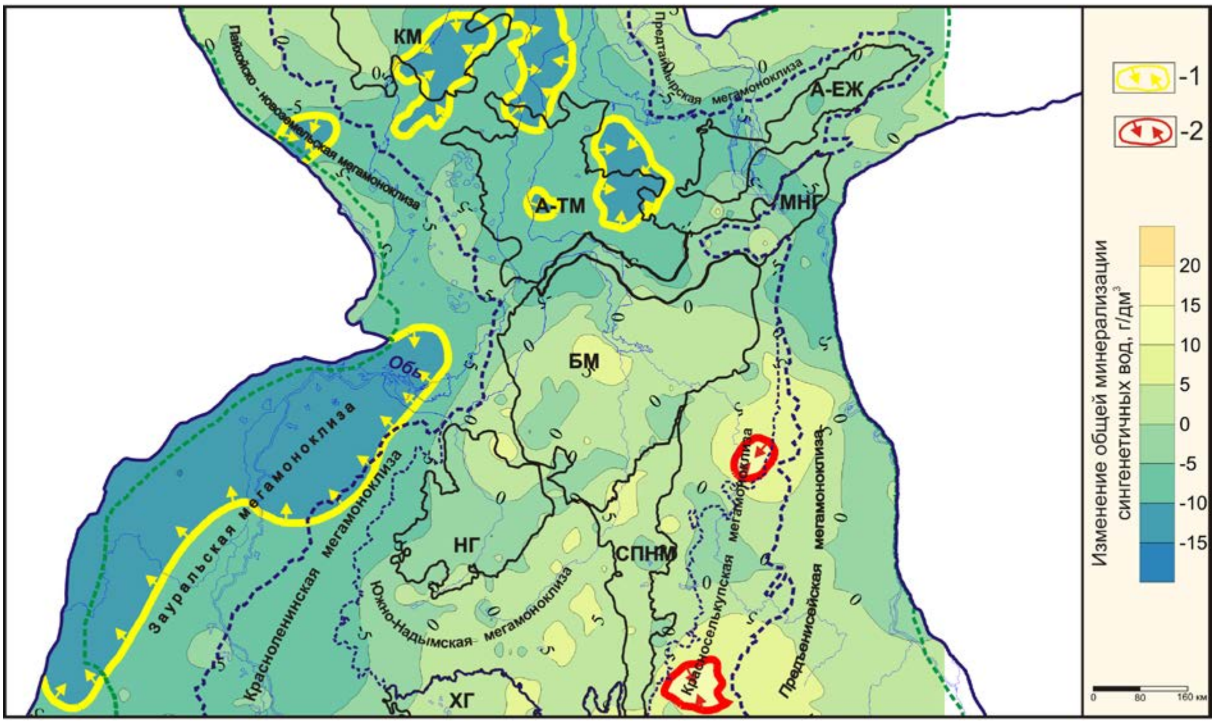


Рис. 2. Карта изменения величины общей минерализации сингенетичных вод сеноманских отложений с момента захоронения до наших дней.

Гидрогеохимические аномалии, связанные с процессами: 1 – инфильтрации и газообразования; 2 – разгрузки подземных вод ниже залегающих водоносных комплексов.

ния сульфат-иона не превышают 100 мг/дм^3, ведут себя закономерно. По мере роста величины общей минерализации в водах наблюдается концентрирование микрокомпонентов (Br, B, I и других). Кремний и фтор ведут себя неоднозначно, переменно то увеличивая, то уменьшая свои концентрации, что требует отдельных скрупулезных исследований.

Комплексный анализ современной гидрогеохимии и результатов палеогидрогеохимических реконструкций на сеноманское время выявил значительные различия. Так, установлены области положительных и отрицательных аномалий, в первую очередь по величине общей минерализации (рис. 2). Положительные аномалии характеризуются ростом общей минерализации изначально захороненных вод на 10 г/дм^3 и более, а отрицательные аномалии – ее снижением на 15 г/дм^3 и выше. В первом случае большинство аномалий приурочены к южным и северным районам Красноселькупской мегамоноклизы. Отрицательные аномалии охватывают значительную площадь Зауральской мегамоноклизы, Карскую и Антипаютинско-Тадебеяхинскую мегасинеклизу, а также центральную часть Пайхойско-Новоземельской мегамоноклизы.

Отрицательные аномалии Зауральской и Пайхойско-Новоземельской мегамоноклиз можно объяснить региональным промывом изучаемых отложений древними инфильтрогенными водами, а в пределах Карской и Антипаютинско-Тадебеяхинской мегасинеклиз влиянием конденсатогенных вод, сформированных одновременно с залежами углеводородов. Положительные гидрогеохимические аномалии в пределах Красноселькупской мегамоноклизы связаны с процессами межпластовых перетоков из нижезалегающих водоносных горизонтов.

Исследования проводились при финансовой поддержке проекта ФНИ № 0331-2019-0025, РФФИ в рамках научного проекта № 18-05-70074 «Ресурсы Арктики», *РФФИ и Правительства Ямало-Ненецкого автономного округа в рамках научного проекта № 19-45-890005.*

ЛИТЕРАТУРА

Басков Е.А. Основы палеогидрогеологии рудных месторождений. Л.: Недра, 1983. 263 с.

Карцев А.А., Вагин С.Б., Басков Е.А. Палеогидрогеология. М.: Недра, 1969. 152 с.

Конторович А.Э., Ершов С.В., Казаненков В.А. и др. Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в меловом периоде // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 5–6. С. 745–776.

Никаноров А.М., Волобуев Г.П., Барцев О.Б. Палеогидрогеологические реконструкции нефтегазоносных бассейнов. М.: Недра, 1975. 192 с.

Новиков Д.А., Черных А.В., Садыкова Я.В. и др. Эволюция гидрогеохимического поля северных и арктических районов Западно-Сибирского осадочного бассейна в мезозое // Известия ТПУ. Инжиниринг георесурсов. 2019. Т. 330. № 10. С. 165–180.

Шварцев С.Л., Новиков Д.А. Природа вертикальной гидрогеохимической зональности нефтегазоносных отложений (на примере Надым-Тазовского междуречья, Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 8. С. 1008–1020.

Novikov D.A. Genetic classification of subsurface waters and brines of Arctic regions of Siberia // IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci. 2018. V. 193. No 012049.

Novikov D.A. Hydrogeochemistry of the Arctic areas of Siberian petroleum basins // Petroleum Exploration and Development. 2017. V. 44. No 5. P. 780–788.

Novikov D.A., Chernykh A.V., Dultsev F.F. Paleohydrogeochemistry of the Upper Jurassic Deposits of the Arctic Regions of the West Siberian Megabasin // J. Phys. Conf. Ser. 2019. V. 1172 (1). No 012094.

Novikov D.A., Sadykova Y.V., Chernykh A.V. et al. Paleohydrochemistry of Jurasic and Cretaceous deposits in arctic regions of Western Siberia // IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci. 2018. V. 193. No 012051.

Sadykova Y.V. Singenetic waters composition reconstruction methods of mesozoic sedimentary basins // IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci. 2018. V. 193. No 012059.

УДК 551.7.02

ЭТАПЫ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ БАЖЕНОВСКИХ НЕФТЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

И.В. Панченко

[1]Закрытое акционерное общество «Моделирование и мониторинг геологических объектов им. В.А. Двуреченского», Москва, ivpanchenko89@gmail.com

В истории формирования нефтеносных баженовских отложений выделены и комплексно охарактеризованы основные этапы их развития.

Ключевые слова: баженовский горизонт, Западная Сибирь, условия формирования.

STAGES AND CONDITIONS OF SEDIMENTATION OF THE OIL-BEARING BAZHENOVO FORMATION IN THE CENTRAL PART OF WESTERN SIBERIA

I.V. Panchenko

Joint-Stock Company “Modeling and monitoring of geological objects named after V.A. Dvurechensky ", Moscow, ivpanchenko89@gmail.com

In the history of the formation of oil-bearing Bazhenovo deposits, the main stages of their development have been identified and comprehensively characterized.

Key words: Bazhenovo Formation, Western Siberia, conditions of sedimentation.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-152

Баженовский горизонт Западной Сибири (верхняя юра – нижний мел) представлен черносланцевыми нефтеносными отложениями, развит на большей части Западно-Сибирской плиты и при своей относительно малой мощности (в среднем 20–40 м) имеет сложное латеральное строение. Генезису и условиям формирования баженовских отложений посвящено множество работ (например, Брадучан и др., 1986; Эдер, Замирайлова, 2019; и др.). Интерес к этим образованиям за всю историю их изучения только растет и в последнее десятилетие он достиг максимума в связи с ростом добычи углеводородов из черносланцевых отложений. Все более углубленное изучение баженовской свиты обнаруживает ее незакономерное строение, контрастную изменчивость состава, нетривиальное распределение свойств, сложную сопоставимость стратиграфических элементов при переходе с одного месторождения на другое. Систематизированный взгляд на эти отложения может привнести детальный палеогеографический анализ. Однако сегодня достигнуто единообразное понимание только по общим чертам палеоусловий. Практически не рассмотрены и не объяснены вариации палеогеографических параметров, не охарактеризованы этапы принципиальных перестроек седиментации в баженовское время.

Чтобы разобраться в природе баженовских отложений с выходом на причины неоднородной нефтеносности необходимо обратиться к истории их развития в наиболее мористой и биогенной области седиментации, где региональная осадочная цикличность бассейна не замаскирована локальными факторами, контролируемыми глубинами мелководья и близрасположенными терригенными источниками сноса. В центральной части Западной Сибири баженовский горизонт представлен высокоуглеродистыми силицитами, радиоляритами и смешанными разностями глинисто-карбонатно-кремнистого состава (баженовская свита и нижнетутлеймская подсвита). Данная область седиментации соответствует зоне открытого моря с развитием преимущественно пелагических фаций. В работе (Панченко и др., 2016) приведена схема детального расчленения баженовского горизонта для данной области. Выделенные подразделения – толщи и пачки – имеют событийную природу, т.к. основываются на комплексе литологических, палеонтологических, геохимических и каротажных данных, поэтому указывают на субрегиональный ход этапов седиментации высокоуглеродистых отложений. Для баженовских пачек определен возраст по данным биостратиграфии (Панченко и др., 2016, 2021). С учетом полученных наблюдений по стратиграфическому «скольжению» границ пачек относительно реперных туфовых прослоев (Панченко и др., 2021), вырисовывается их несущественная диахронность (в пределах одной аммонитовой зоны). Стоит отметить, что история формирования баженовских отложений тесно связана с предшествующим морским этапом абалакско-георгиевской седиментации. Однако эти самостоятельные объекты, являющиеся фациальными аналогами, должны быть рассмотрены отдельно, с полноценной проработкой всех деталей. В настоящей работе остановимся только на переходном абалакско-георгиевско-баженовском этапе седиментации.

Этап 1 (J_3km – J3v_1, продолжительность ок. 3–4 млн. лет). Пачка темноцветных углеродистых силицитовых глин неоднородно биотурбированных, развитая на границе как абалакско-баженовского, так и георгиевско-баженовского перехода, с литолого-геохимической и палеонтологической точки зрения практически однотипна, несмотря на формальную принадлежность к разным свитам. С интервала развития данных отложений начинается этап обширной трансгрессии, максимум которой достигается в баженовское время. Отложениям присущи преимущественно кремнисто-глинистый (в близком соотношении) состав, повышенные содержания ОВ ($C_{орг}$ 2–3 до 5%), наличие ау- и аллотигенного глауконита, биотурбаций *Chondrites* isp., *Pilichnus* isp., характерно присутствие параавтохтонных створок лингулид и дисцинид. В пачке, мощностью от десятка сантиметров до первых метров диагностируются серии трудноуловимых перерывов, наиболее длительный из которых фиксируется в ее кровле, где глауконит и биотурбации наиболее многочисленны, а также развиты бурые фосфоритовые конкреции с пиритом. Повышенные содержания фосфора и марганца (в соотношениях *P/Al, Mn/Ca, Mn/Al* и *Mo/Mn*) указывают на слабую гидродинамическую активность водной среды, колебания параметра *Mo/Mn* соотносятся с прерывистыми эпизодами дефицита кислорода. Отложения формируются на фоне подъема уровня моря.

Этап 2 (J_3v_1 – J_3v_2 D. maximus, продолжительность ок. 3 млн. лет). Баженовская высокоуглеродистая седиментация начинается с формирования комплекса отложений пачек 1 и 2а, выраженных преобладанием биогенного осадконакопления на фоне слабого понижения уровня моря после позднеабалакско-георгиевского цикла трансгрессии. Происходит концентрирование биогенных *C, S, P, Si* при отсутствии существенного превышения концентраций *Mo,* полиметаллов и *V*, маркирующих дефицит кислорода. Характерно чередование линзовидных и параллельно-слоистых текстур, что связывается с периодической гидродинамической активизацией (увеличение *P/Al*, образование фосфоритовых линз), чередующейся с бескислородными периодами (рост содержаний *C, S, Mo*). Редкое присутствие инфауны (лингулы, агглютинированные фораминиферы) это подтверждает. На более мелководных подводных выступах образуются немногочисленные поселения эпифауны двустворок *Buchia* и *Inoceramus*, в самых «комфортных» областях отмечаются устрицы *Liostrea*, маркирующие периоды достаточной аэрации наддонных вод. В местах с наиболее выраженным глинистым привносом устрицы уступают место *Aequipecten* sp. В комплексах донной макрофауны вместе с инситными формами ассоциируют переотложенные и сломанные створками бивалвий и брахиопод. Отложения пачек 1 и 2а – преимущественно сапропеллево-радиоляриевые илы

($C_{орг}$ в среднем до 2–6%), с заметной долей глинистых компонентов, практически лишенных биотурбаций; в центральной области развития баженовского горизонта развиты повсеместно.

Этап 3 (J_3v_2 D. maximus – L. groenlandicus, продолжительность до 1–2 млн. лет) запечатлен в отложениях пачки 2b, начинается с интенсивного подъема уровня моря с размывом нижележащих отложений и образованием эрозионной границы, по которой выстилается аллотигенный ихтиодетрит и переотложенные радиоляриевые массы. Наиболее яркое вещественное выражение данного этапа – максимум биогенного кремненакопления при самых низких содержаниях глинистого вещества. Преобладают параллельно-горизонтальные текстуры, свойственные пелагическим фациям, циклично-устроенные слойки выражаются в разной насыщенности радиолярий и ОВ. С нижней границы соответствующих отложений начинается концентрирование *Mo, V* и полиметаллов вплоть до аномально высоких содержаний, отмечается еще больший рост ОВ ($C_{орг}$ до 5–10%) и связанных с ним *C, S* и *U*. Развитие больших глубин и обилие поступающих масс ОВ вызывают устойчивый дефицит кислорода в осадке и наддонных водах, выраженный в дефиците *Mn* и *P* (параметры *Mo/Mn*, *P/Al*), росте сульфидности. Бентосные формы единичны и крайне редки, инфауна не встречена, в макрофауне преобладают рыбы и головоногие, а радиоляриевые сообщества достигают максимума биопродуктивности. Радиоляриевые илы формировались сравнительно быстро, поэтому не подвергались «разбавлению» терригенной примесью. Эти преимущественно кремневые отложения (углеродистые силициты малоглинистые и радиоляриты) покрыли практически всю центральную область баженовского горизонта.

Этап 4 (J_3v_2 L. groenlandicus – E. vogulicus, продолжительность до 2 млн. лет) соответствует продолжению подъема уровня моря, но при более низких темпах биогенной седиментации. К концу этапа морской бассейн достигает максимального развития площади водного зеркала, перестраиваются его геометрия и гидрологический режим, что, вероятно, вызывает снижение биопродуктивности зоопланктона и приводит к росту доли глинистой седиментации. Событие соответствует отложениям пачки 3, имеющей переходные черты пачек 2b и 4: преобладают ламинарные горизонтально-слоистые текстуры с чередованием глинисто-силицитовых углеродистых пород и тонких слойков радиоляритов, насыщенность ОВ заметно выше ($C_{орг}$ до 10–15%), чем в нижележащих отложениях, еще больших концентраций достигают биофильные элементы: *S, Mo, V* и полиметаллы, существенно возрастает сульфидность. Биогенный кремнезем достигает высоких значений, но качественно меньших по сравнению с прошлым циклом седиментации. Устойчивость дефицита кислорода кратковременно прерывается и в отдельных тонких слойках наблюдаются рост содержаний *Mn* и *P*, редкие биотурбации *Trichichnus* isp. Бентосная макрофауна крайне редка, встречается, как правило, в единичных формах. Сокращение скоростей осадконакопления и гидрологическая пассивизация приводят к увеличению объемов осаждения пелита и других тонких частиц (в том числе, дистальной пирокластики), сохранению ОВ и биофильных элементов. Область распространения пачки 3 имеет практически повсеместный охват в центральных районах баженовского горизонта, однако ее мощность сильно изменчива в соответствии с интенсивностью водной гидродинамики (низкая активность водной среды – большие объемы пелита и ОВ – большая мощность пород пачки, и наоборот).

Этап 5 (J_3v_2 E. vogulicus – K_1rz C. chetae, продолжительность ок. 4 млн лет) соответствует пачке 4а и плавно перетекает из предыдущего с достижением критически низких темпов седиментации (2–5 м мощности за 4 млн. лет), очередным ростом содержаний сульфидных форм и биофильных элементов вплоть до аномальных концентраций последних, максимальным количеством захороненного ОВ по разрезу ($C_{орг}$ до 20–30%). Этап отвечает тракту высокого стояния уровня моря согласно секвенсстратиграфической привязке. Накапливаются очень однородные и тонкослоистые высокоуглеродистые глинистые силициты в которых отмечаются редкие инситные двустворки *Buchia* и *Inoceramus*, единичные биотурбации *Trichichnus* isp. Низкая скорость седиментации благоприятствует осаждению и захоронению дистальной пирокластики (Панченко и др., 2016). Отложения пачки 4а практически повсеместны, в том числе перекрывают наиболее высокие палеоострова – выступы фундамента. Сгенерированные на данном этапе объемы морской органики сформировали основной нефтегенерационный потенциал баженовской свиты.

Этап 6 (K_1rz C. chetae – C. sibiricus, продолжительность ок. 1 млн. лет) обособлен по иноцерамовым инситным скоплениям в высокоуглеродистых глинисто-силицитовых отложениях пачки 4b. Этот регионально прослеживаемый уровень, вероятнее всего, связан с экологическими особенностями условий обитания данной биогруппы. Только в самых глубоких морских впадинах, которым соответствовала, например, Тундринская котловина, скопления этих двустворок могут отсутствовать. Основные литогеохимические параметры мало отличаются от отложений пачки 4а, однако отмечаются спорадический рост содержаний *P*, что может указывать на активизацию гидрологического режима в придонном слое. Рост снизу вверх количества двустворок и глинистости интерпретируется как плавное уменьшение площади водного зеркала и глубины бассейна.

Этап 7 (K_1rz H. Kochi – S. analogus, продолжительность ок. 2–3 млн. лет) выделен по пачке 5а, характеризуется наиболее контрастной перестройкой баженовской седиментации. В формировании осадка значимую роль начинает играть фитопланктон кокколитофорид, появляются кальцисферы. Маркируется новый трансгрессивный цикл с появлением тонкоритмичных пелагитов с чередованием слойков, в разной мере обогащенных ОВ, пиритом и кокколитофоридами. Породообразующая роль последних возрастает снизу вверх. В нижней части пачки 5а весьма многочисленны двустворки рода *Buchia*, резко сменившие конкурентные иноцерамовые сообщества. Здесь же достаточно характерны слои радиоляритов. Вверх по разрезу слои, насыщенные бухиями и радиоляриями, уступают слоям с кокколитофоридами и кальцисферами. Характерны высокие концентрации ОВ ($C_{орг}$ до 20%) и биофильных элементов (*Mo, S, Ni, Cu, Zn, V*). Высокие содержания *P* вместе с колебаниями параметров *Mn/Ca, Mn/Al* и *Mo/Mn* указывают на активную гидродинамику и неустойчивость дефицита кислорода. В породах фиксируется обилие разновеликих эрозионных границ, связанных с донными течениями (Панченко, Немова, 2017). Наиболее масштабные перемывы вещества затрагивают нижележащие отложения пачек 4, 3 и 2 (в зависимости от интенсивности), что вызывает существенные перестройки аккомодационных пространств и корректировку донного рельефа. С формированием отложений донных течений связываются многочисленные микробиальные и пелоидные карбонатные нодули, маркирующие седиментационные склоны.

Этап 8 (K_1rz B. mesezhnikowi – K_1vln N. klimovskensis, ок. 3 млн. лет) выражен пачкой 5b, формируется на фоне медленного спада уровня моря после промежуточного трансгрессивного цикла. Область, полноценно затронутая седиментаций данного этапа, существенно сократилась по сравнению с площадью охвата всех более ранних баженовских циклов осадконакопления за счет подступления терригенных комплексов с востока, и в меньшей степени, с запада. Характерны крайне низкие темпы седиментации, концентрирование огромных масс ОВ ($C_{орг}$ до 25%) и биофильных элементов (*Mo, S, Ni, Cu, Zn, V* и *P*), преобладание бескислородных условий в придонных слоях воды. Гидрологический режим оценивается как преимущественно спокойный, с краткими эпизодами активизации. Отмечается редкая эпифауна двустворок *Buchia* и *Inoceramus*. Кокколитофоридовая породообразующая роль к концу этапа спадает до незначительной в условиях повышения уровня пелитовой мути в водной толщи с увеличением количества поступающих глинистых минералов. Формируются преимущественно карбонатно-глинисто-кремнистые илы с переменным преобладанием компонентов, но с заметно меньшим участием биогенного кремнезема.

Этап 9 (K_1vln N. klimovskensis, менее 1 млн. лет) соответствует пачке 6 и завершает баженовский характер седиментации увеличением скоростей осадконакопления, ростом и преобладанием глинистых компонентов в осадке, сокращением бескислородных условий, угнетением нанопланктона. Формируются отложения, контрастные с нижележащими по отсутствию карбонатов, за счет чего в подошве пачки 6 образуется геохимический барьер с зоной пиритизации (Эдер, Замирайлова, 2019). Характерен преимущественно глинистый состав, умеренное содержание $C_{орг}$ (до 5–15%) и биофильных элементов, высокая сульфидность, минимальная биогенная кремнистость. Макрофауна представлена исключительно нектонными формами (рыбы, головоногие), характерны биотурбации *Chondrites* isp., *Pilichnus* isp. Отложения пачки 6 за счет своего сравнительно быстрого формирования «запечатывают» остаточные аккомодационные пространства, образовавшиеся в результате резко некомпенсированной черносланцевой седиментации, выравнивая донный рельеф и результирующие мощности баженовских отложений. Вышележащие небаженовские глинистые отложения отличаются сероцветностью, низкими содержаниями $C_{орг}$, отсутствием бескислородных признаков и геохимичеких аномалий по содержаниям *Mo, S, Ni* и пр., отвечают уже новому характеру седиментации с формированием клиноформных комплексов на фоне падения уровня моря и сокращения площади водного зеркала.

Таким образом, в формировании баженовских нефтеносных отложений выделено 9 основных этапов, отвечающих колебаниям уровня моря и кислородного режима, смене состава осадков и изменению скоростей седиментации, палеоэкологическим и геохимическим перестройкам.

ЛИТЕРАТУРА

Брадучан Ю.В., Гольберт А.В., Гурари Ф.Г. и др. Баженовский горизонт Западной Сибири (стратиграфия, палеогеография, экосистема, нефтеносность). Новосибирск: Наука, 1986. 217 с.

Панченко И.В., Немова В.Д., Смирнова М.Е. и др. Стратификация и детальная корреляция баженовского горизонта в центральной части Западной Сибири по данным литолого-палеонтологического изучения керна и ГИС // Геология нефти и газа. 2016. № 6. С. 22–34.

Панченко И.В., Немова В.Д. Контуриты в баженовских отложениях Западной Сибири: формирование, распространение и практическое значение // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Седьмое Всероссийское совещание. 18-22 сентября 2017 г., Москва. Научные материалы / Под ред. В.А. Захарова, М.А. Рогова, Е.В. Щепетовой. Москва: ГИН РАН, 2017. С. 153–157.

Панченко И.В., Соболев И.Д., Рогов М.А. и др. Вулканические туфы и туффиты в пограничных отложениях юры и мела (волжский–рязанский ярусы) Западной Сибири // Литология и полезные ископаемые. 2021. № 2. С. 144–183.

Эдер В.Г., Замирайлова А.Г. Свидетельства образования аутигенных минералов на геохимических барьерах в черных сланцах на примере баженовской свиты Западной Сибири // Новые идеи в геологии нефти и газа: Сб. научных трудов (по материалам Международной научно-практической конференции, МГУ им. М.В. Ломоносова, 23–24 мая 2019 г.). Москва: «Перо», 2019. С. 552–556.

УДК 551.763.333 (116.3:470.4)+550.384

ТУРОН-НИЖНЕКАМПАНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ РАЗРЕЗА КОММУНАР (г. ВОЛЬСК, САРАТОВСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Е.М. Первушов[1], И.П. Рябов[1], В.Б. Сельцер[1], И. Валащик[2], Е.А. Калякин[1],
А.А. Гужикова[1], Е.И. Ильинский[1], Д.В. Худяков[1]

[1]Саратовский государственный университет имени Н.Г. Чернышевского, Саратов, Россия, pervushovem@mail.ru
[2]Варшавский университет, Варшава, Польша, i.walaszczyk@uw.edu.pl

Карьер Коммунар, расположенный в Вольской структурной зоне, является объектом многолетних исследований отложений верхнемелового возраста. Однако, представления о стратиграфии значительного по мощности разреза карбонатных пород в окрестностях г. Вольск до сих пор остаются дискуссионными. Коллективом авторов предпринято комплексное исследование нижней части карбонатных пород. На основании распределения бентосных фораминифер, иноцерамов, белемнитов, аммонитов, иглокожих, губок и брахиопод в литологически однообразной толще выделены интервалы пород среднего – верхнего турона, коньяка, нижнего и верхнего сантона, которые перекрыты базальным горизонтом нижнего кампана. По бентосным фораминиферам выделен весь спектр зон, характеризующих коньякский ярус Восточно-Европейской платформы при существенно сокращенной мощности пород этого возраста в разрезе Коммунар. Впервые на территории правобережного Поволжья установлен биостратиграфически непрерывный переходный интервал верхнего коньяка – нижнего сантона, что позволило проследить последовательное распространение представителей руководящих групп морских беспозвоночных. Получена магнитостратиграфическая (магнитополярная и петромагнитная) характеристика разреза, в котором турон – коньяк характеризуются нормальной, а сантон и нижний кампан – обратной полярностью.

Ключевые слова: верхний мел, турон, коньяк, сантон, биостратиграфия, магнитостратиграфия, петромагнетизм, Меловой суперхрон, Вольская структурная зона, Поволжье.

THE TURONIAN–LOWER CAMPANIAN DEPOSITS FROM THE KOMMUNAR QUARRY (VOLSK, SARATOV REGION)

E.M. Pervushov[1], I.P. Ryabov[1], V.B. Seltzer[1], I. Walaszczyk[2], E.A. Kalyakin[1],
A.A. Guzhikova[1], E.I. Ilyinsky[1], D.V. Khudyakov[1]

[1]Saratov State University, Saratov, Russia, pervushovem@mail.ru
[2]University of Warsaw, Warsaw, Poland, i.walaszczyk@uw.edu.pl

The carbonate deposit's lower part in the «Kommunar» quarry (the Volsk structural zone) integrated studying was done. Its stratigraphic position has been discussed for a long time and has the different points. The benthic foraminifera (BF), inoceramid, belemnite, ammonite, echinoderm, sponge and brachiopod faunistic assemblages from the lithologicaly monotonous rocks were studied. The mid-upper Turonian, Coniacian, low and upper Santonian stages with the lower Campanian basal horizon at the section's top were identified. BF zones sequence of the Coniacian stage (for the East-European platform) were completely recognized in spite of highly reduced this deposits thickness in the «Kommunar» section. The stratigraphically full upper Coniacian–lower Santonian deposits interval was identified for the first time on the Right Bank Volga region territory. Its allowed investigate for the stratigraphically important bioevents sequences of the marine invertebrate index species. Magnetostratigraphy (magnetic and petromagnetic) characteristics was obtained. At this data Turonian–Coniacian deposits has the Normal polarity and Santonian and low-Campanian deposits has the Reversed polarity.

Key words: Upper Cretaceous, Turonian, Coniacian, Santonian, biostratigraphy, magnetostratigraphy, petromagnetism, Cretaceous Normal Superchron, Volsk structural zone, Near Volga region.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-157

Изучение верхнемеловых отложений в районе Вольска берет начало еще с начала двадцатого века (Хименков, 1903–1904). В последствии А.Д. Архангельским, было высказано предположение о присутствии в вольских разрезах турона с Inoceramus brongniarti, и нижнего сенона (сантонский ярус) в составе горизонтов Inoceramus pachti и Pteria tenuicostata (Архангельский, 1912).

Туронский – нижнекампанский интервал пород Вольской структурной зоны изучен в разрезах Красный Октябрь, Большевик, Коммунар. Карбонатные породы турона – коньяка и перекрывающие их образования в карьере Коммунар изучались на протяжении многих лет, что обусловлено степенью доступности этого интервала для изучения при разработке полезной толщи в разные годы. Многократные посещения разреза способствовали массовому сбору фоссилий и предварительному выделению тех или иных стратиграфических уровней, некоторые из которых дополнительно опробовались в последующем.

Вопросы положения границы турона – коньяка и детального расчленения этих стратиграфических подразделений рассматривались преимущественно в период проведения геолого-съемочных работ в юго-западной части Ульяновско-Саратовского прогиба, в правобережной части Саратовской и Волгоградской областей. Исторические аспекты и результаты этих исследований рассмотрены в предыдущих публикациях (Первушов и др., 2019, Pervushov et al., 2019).

По итогам многолетних дискуссий в составе губкинского горизонта были выделены банновская (турон) и вольская (коньяк) свиты. Стратотипом последней определен разрез нижней части карбонатных пород в карьере Коммунар, расположенный на северной окраине г. Вольск (Стратиграфическая схема …, 2004; Олферьев, Алексеев, 2005).

Вольская зона в современном структурном плане представляет собой структурную ступень на южном окончании северо-восточной части Ульяновско-Саратовского прогиба. В начале двадцать первого века тематические исследования верхнего мела Вольской структурной зоны сосредоточены в карьерах Красный Октябрь и Большевик. Но интервалы пород турона и коньяка в этих разрезах оказались изучены не в полной мере (Харитонов и др., 2003; Олферьев и др., 2009а, б; 2014). Подробная реконструкция взаимоотношений установленных в Вольских разрезах детальных стратиграфических подразделений верхнего мела (Первушов и др., 2020б) позволила проследить их распространение в пределах этой структуры и наметить фациальное строение этих интервалов в пределах региона. Результаты исследований, предпринятых авторами этой публикации, показали присутствие сантона в разрезах Большевик и Коммунар (Первушов и др., 2016а, б; 2020а, б; Сельцер и др., 2020).

Настоящее исследование посвящается комплексному изучению стратотипического разреза вольской свиты и идентификации положения границ туронского, коньякского и сантонского ярусов в литологически однородных толщах карбонатных пород по результатам анализа распространения макро- и микрофауны. По имеющимся данным в разрезе Коммунар выделены детальных биостратиграфические подразделения турон-раннекампанского возраста. Это позволяет сопоставлять выделенные интервалы с синхронным комплексом отложений, изученным по разрезам юго-западной части Ульяновско-Саратовского погиба. Также была получена магнитостратиграфическая характеристика разреза.

Таким образом, по литологической и палеонтологической характеристике в нижней части карбонатных пород верхнего мела в разрезе Коммунар выделены последовательные интервалы. Слои 2 и 3 соотносятся с банновской свитой, вольской свите отвечают слои 4–6. В качестве переходного интервала терминального коньяка – нижней части нижнего сантона рассматривается нижняя часть слоя 7. Верхняя часть слоя 7 отнесена к нижнему, а слой 8 – к верхнему сантону. Слои 9 и 10 по многим признакам рассматриваются как нижнекампанские (рис. 1).

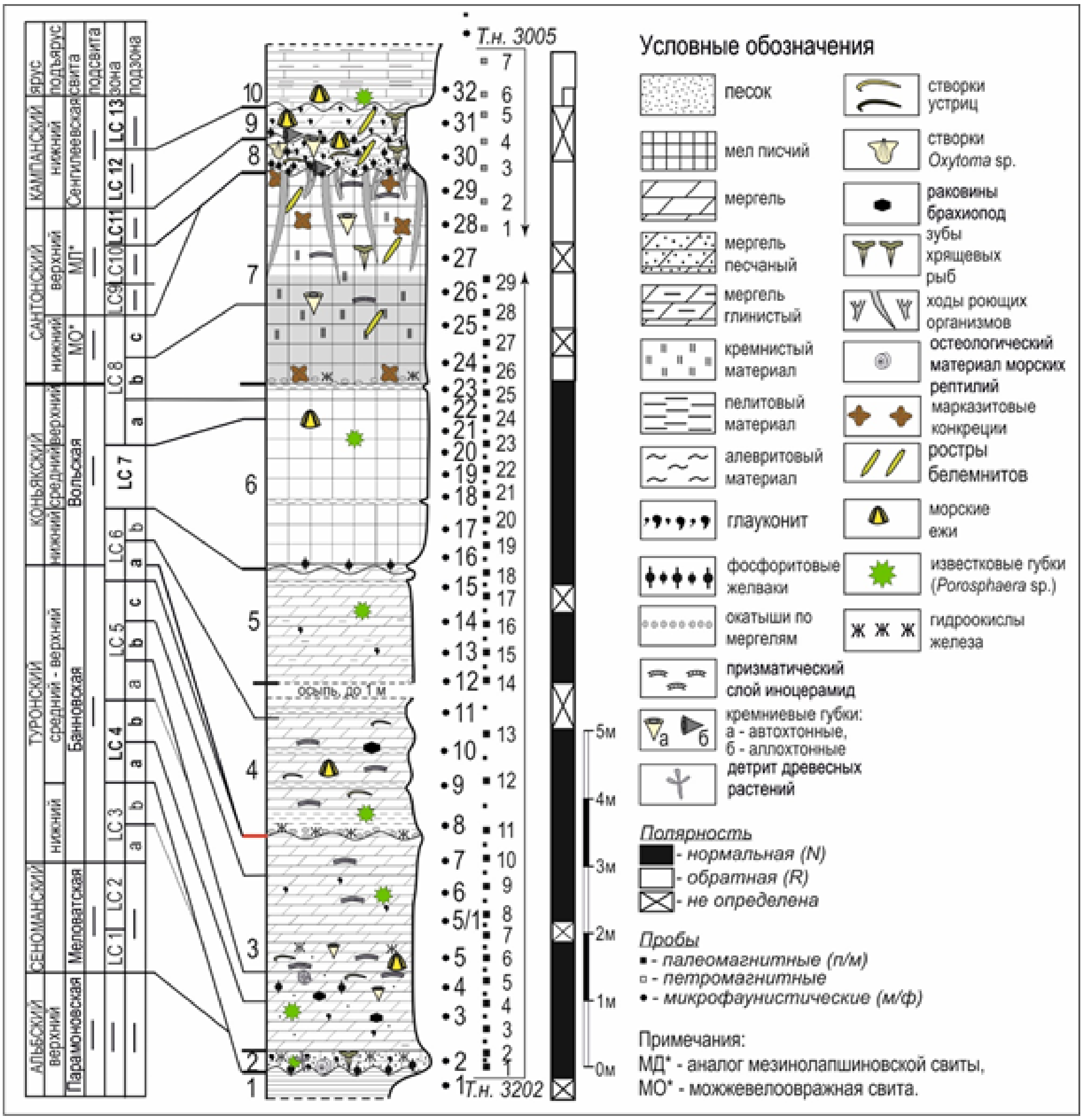


Рис. 1. Литобиомагнитостратиграфическое расчленение разреза Коммунар.

Результаты комплексного изучения нижних интервалов верхнемеловых отложений разреза Коммунар являются следующие.

1. Выделены интервалы банновской (средний – верхний турон) и вольской (коньяк) свит, нижнего и верхнего сантона, нижнего кампана. Установлен стратиграфически наиболее полный переходный интервал пород верхнего коньяка – нижнего сантона.

2. Подтверждена значимость разреза Коммунар в качестве стратотипа вольской свиты (коньяк Нижнего и Среднего Поволжья). Предполагается, что наряду с изучением стратотипа вольской свиты, следует рассмотреть выделение стратотипов подсвит, интервалы которых наиболее полно представлены и палеонтологически охарактеризованы лишь в отдельных разрезах на территории региона. В качестве стратотипа нижневольской подсвиты рекомендуется разрез Каменный Брод (Pervushov et al, 2019), средневольской – разрез Нижняя Банновка (Первушов и др., 2019). Наиболее полно интервалы верхней подсвиты представлены в разрезе Коммунар. Выделение стратотипов детальных местных стратиграфических подразделений объясняется дифференцированным палеоструктурным и сложным современным структурным планом территории,

что обусловило неравномерное представление отдельных интервалов свиты в конкретных разрезах.

3. Выделенные в разрезе Коммунар детальные био- и магнитостратиграфические подразделения коррелируются с полученными ранее результатами изучения разрезов юго-запада Ульяновско-Саратовского прогиба. В разрезе Коммунар, в структуре маломощного (до 0.5 м) и визуально единого глауконитово-фосфоритового горизонта выделены интервалы верхнего сантона (слой 8) и нижнего кампана (слой 9).

4. В разрезе Коммунар, в сравнении с ранее изученными разрезами верхнемеловых отложений региона, несмотря на установленные стратиграфические перерывы и интервалы концентрированного захоронения фоссилий, палеонтологически охарактеризованы переходные слои верхнего коньяка – нижнего сантона и верхнего сантона – нижнего кампана, что позволило проследить вертикальное распространение изучаемых групп беспозвоночных.

5. Полученные палеомагнитные данные противоречат традиционной точке зрения об исключительно нормальном режиме полярности геомагнитного поля в сантонском веке, отраженной в Шкале геологического времени (Gradstein et al., 2020) и базирующейся, главным образом, на сведениях, полученных по средиземноморским разрезам. Однако полученные авторами публикации материалы, в известной степени, согласуются с имеющимися материалами по Южной Англии, Туаркыру и Поволжью, которые фиксируют обратную геомагнитную полярность в сантонских отложениях.

6. Магнитостратиграфические данные по турону–коньяку Саратовского и Волгоградского Правобережья можно увязать между собой в разрезах Коммунар, Нижняя Банновка и Каменный Брод, допустив при этом выклинивание магнитозоны аномальной полярности, установленной в Каменном броде, в Нижней Банновке и Коммунаре. Такое предположение правдоподобно, потому что Каменный Брод до настоящего времени является наиболее полным разрезом турона–коньяка в правобережном Поволжье (Pervushov et al., 2019). Палеомагнитная корреляция разреза Коммунар с одновозрастными отложениями в разрезах Озерки (Guzhikova et al., 2019) и Большой Каменный овраг (г. Жирновск) (Гужикова и др., 2020) также возможна в предположении, что турон–коньяк Нижнего Поволжья имеет, в основном, клиноморфное строение.

7. По результатам палеомагнитных исследований разреза Коммунар установлено, что сантону Вольско-Хвалынской структурной зоны соответствует магнитозона обратной полярности. Аналогичный вывод ранее был сделан в отношении сантона Карамышской депрессии (Guzhikova et al., 2019).

Биостратиграфические исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-35-90077\20, магнитостратиграфическое изучение проведено в рамках проекта РНФ № 20-77-00028.

ЛИТЕРАТУРА

Архангельский А.Д. Верхнемеловые отложения востока Европейской России // Мат-лы для геологии России. СПб.: Типография Импер. Акад. наук. 1912. Т 25. С. 431–489.

Гужикова А. А., Первушов Е. М., Рябов И. П., Фомин В.А. Магнитозона обратной полярности в туроне–коньяке северного окончания Доно-Медведицких дислокаций // Изв. Сарат. ун-та. Нов. сер. Сер. Науки о Земле. 2020. Т. 20. Вып. 4. С. 262–277.

Олферьев А.Г., Алексеев А.С. Стратиграфическая схема верхнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы. Объяснительная записка. М.: ПИН РАН, 2005. 204 с.

Олферьев А.Г., Беньямовский В.Н., Иванов А.В. и др. Верхнемеловые отложения севера Саратовской области. Статья 1. Разрез карьера «Большевик» в окрестностях Вольска // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2009а. Т. 84. Вып. 2. С. 5–22.

Олферьев А.Г., Беньямовский В.Н., Иванов А.В. и др. Верхнемеловые отложения севера Саратовской области. Ст. 2. Биостратиграфическое расчленение разреза карьера «Большевик» в окрестностях Вольска // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2009б. Т. 84. Вып. 4. С. 29–46.

Олферьев А.Г, Сельцер В.Б., Алексеев А.С. и др. Верхнемеловые отложения севера Саратовской области. Статья 3. Биостратиграфическое расчленение разреза карьера «Красный Октябрь» на южной окраине г. Вольска // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2014. Т. 89. Вып. 6. С. 45–76.

Первушов Е.М., Сельцер В.Б., Калякин Е.А., Гужикова А.А. Сантон Вольской впадины (север Саратовского правобережья) // Палеострат-2016. Годичное собрание секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества при РАН. М.: ПИН РАН, 2016а. С. 63–65.

Первушов Е.М., Сельцер В.Б., Калякин Е.А., Гужикова А.А. Сантон–кампан Вольской впадины // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии»: сб. науч. трудов / Под ред. Е.Ю. Барабошкина. Симферополь: Изд. Дом Черноморпресс, 2016б. С. 208–210.

Первушов Е.М., Сельцер В.Б., Калякин Е.А. и др. Туронские–коньякские отложения юго-западной части Ульяновско-Саратовского прогиба // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2019. № 5. С. 10–27.

Первушов Е.М., Сельцер В.Б., Калякин Е.А., Рябов И.П. Сантон Вольско-Хвалынской структурной зоны. Статья 1. История исследования и строение разрезов // Изв. Сарат. ун-та. Нов. сер. Сер. Науки о Земле. 2020а. Т. 20. Вып. 3. С. 192–203.

Первушов Е.М., Сельцер В.Б., Калякин Е.А., Рябов И.П. Сантон Вольско-Хвалынской структурной зоны. Статья 2. Биостратиграфия и современное структурное положение // Изв. Сарат. ун-та. Нов. сер. Сер. Науки о Земле. 2020б. Т. 20. Вып. 3. С. 204–221.

Сельцер В.Б. Гетероморфные аммониты *Hyphantoceras* и *Eubostrychoceras* из туронских отложений Саратовского Поволжья // Биогеография и эволюционные процессы. Материалы LXVI сес. Палеонтол. об-ва при РАН. СПб.: ВСЕГЕИ, 2020. С. 151–153.

Стратиграфическая схема верхнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2004.

Харитонов В.М, Иванов А.В., Сельцер В.Б. Стратиграфия туронских и коньякских отложений Нижнего Поволжья // Недра Поволжья и Прикаспия. Вып. 36. Саратов: НВ НИИГГ, 2003. С. 48–60

Хименков В.Г. Геологический очерк окрестностей г. Вольска Саратовской губернии // Тр. Сарат. общ-ва естеств. Саратов, 1903–1904. Т. 4. Вып. 2–3. С. 195–258.

Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.B., Ogg G.M. Geologic Time Scale 2020. Elsevier, 2020. P. 1044–1045.

Guzhikova A.A., Guzhikov A.Yu., Pervushov E.M. et al. Existence of the Reversal Polarity Zones in Turonian–Coniacian from the Lower Volga (Russia): New Data // Recent Advances in Rock Magnetism, Environmental Magnetism and Paleomagnetism / D. Nurgaliev, V. Shcherbakov, A. Kosterov, S. Spassov (Eds). Springer Geophysics. Cham: Springer, 2019. P. 353–369.

Pervushov E.M., Ryabov I.P., Guzhikov A.Yu. et al. Turonian–Coniacian Deposits of the Kamennyi Brod-1 Section (Southern Ulyanovsk–Saratov Trough) // Stratigr. Geol. Correl. 2019. V. 27. No 7. P. 804–839.

УДК: 551.762(2+3):561.31/4+561.252(571.56)

ПАЛИНОСТРАТОНЫ БАТА–БОРЕАЛЬНОГО БЕРРИАСА В РАЗРЕЗЕ НА Р. АНАБАР (СЕВЕР ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ) И ИХ КОРРЕЛЯЦИОННОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Е.Б. Пещевицкая

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, PeschevickayaEB@ipgg.sbras.ru

В разрезе на р. Анабар (бат–бореальный берриас) установлены биостратоны по морским и наземным палиноморфам, стратиграфическое положение которых контролируется данными по макро- и микрофауне. Границы палиностратонов имеют значительный корреляционный потенциал, поскольку положенные в основу их выделения признаки прослеживаются не только в Сибири, но также в Западной Европе и ряде других регионов.

Ключевые слова: Сибирь, бат–бореальный берриас, палиностратиграфия, корреляция.

BATHONIAN–BOREAL BERRIASIAN PALYNOSTRATA FROM THE ANABAR SECTION (NORTH OF EASTERN SIBERIA) AND THEIR CORRELATION POTENTIAL

E.B. Pestchevitskaya

Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, Novosibirsk, PeschevickayaEB@ipgg.sbras.ru

Biostratigraphic unites based on marine and terrestrial palynomorphs are defined in the Anabar River section (Bathonian – Boreal Berriasian). Their stratigraphic position is controlled by macro- and microfauna data. The boundaries of palynological biostrata are of considerable correlation potential as they can be revealed not only in Siberia, but also in Western Europe and some other regions.

Key words: Siberia, Bathonian–Boreal Berriasian, palynostratigraphy, correlation.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-162

Палиноморфы морского и наземного генезиса сегодня широко используются для детализации возраста юрских толщ на территории Сибири и их корреляции со смежными и удаленными районами. Непрерывная последовательность спорово-пыльцевых биостратонов была установлена для нижней и средней юры, в то время как в келловей-волжском интервале имелись значительные перерывы (Шурыгин и др., 2000; Никитенко и др., 2013; и др.). Практически полная шкала для этого интервала была разработана на основе диноцист. Однако она была основана на материалах из Западной Сибири. На севере Восточной Сибири в последовательности диностратонов также имелись значительные хиатусы (Шурыгин и др., 2000; Никитенко и др., 2013; и др.). Палинологические данные, полученные по этому региону в последние годы, позволили существенно дополнить и уточнить последовательности как спорово-пыльцевых, так и диноцистовых палиностратонов верхнего оксфорда – низов бореального берриаса (Никитенко и др., 2015; Nikitenko et al., 2018). Все эти разработки легли в основу палиностратиграфического расчленения бата–бореального берриаса в разрезе А9 на р. Анабар, который обнажается по ее левому борту, в 40 км выше по течению от пос. Юрюнг-Хая. Стратиграфическое положение палиностратонов контролируется данными по макро- и микрофауне (рис. 1).

На основе изучения биостратиграфической последовательности спор и пыльцы наземных растений выделено девять биостратонов. В нижней части разреза, в бате и келловее, прослежены палинозоны, которые были установлены В.И. Ильиной на севере Сибири в разрезах, хорошо охарактеризованных фауной и, позднее, прослежены во

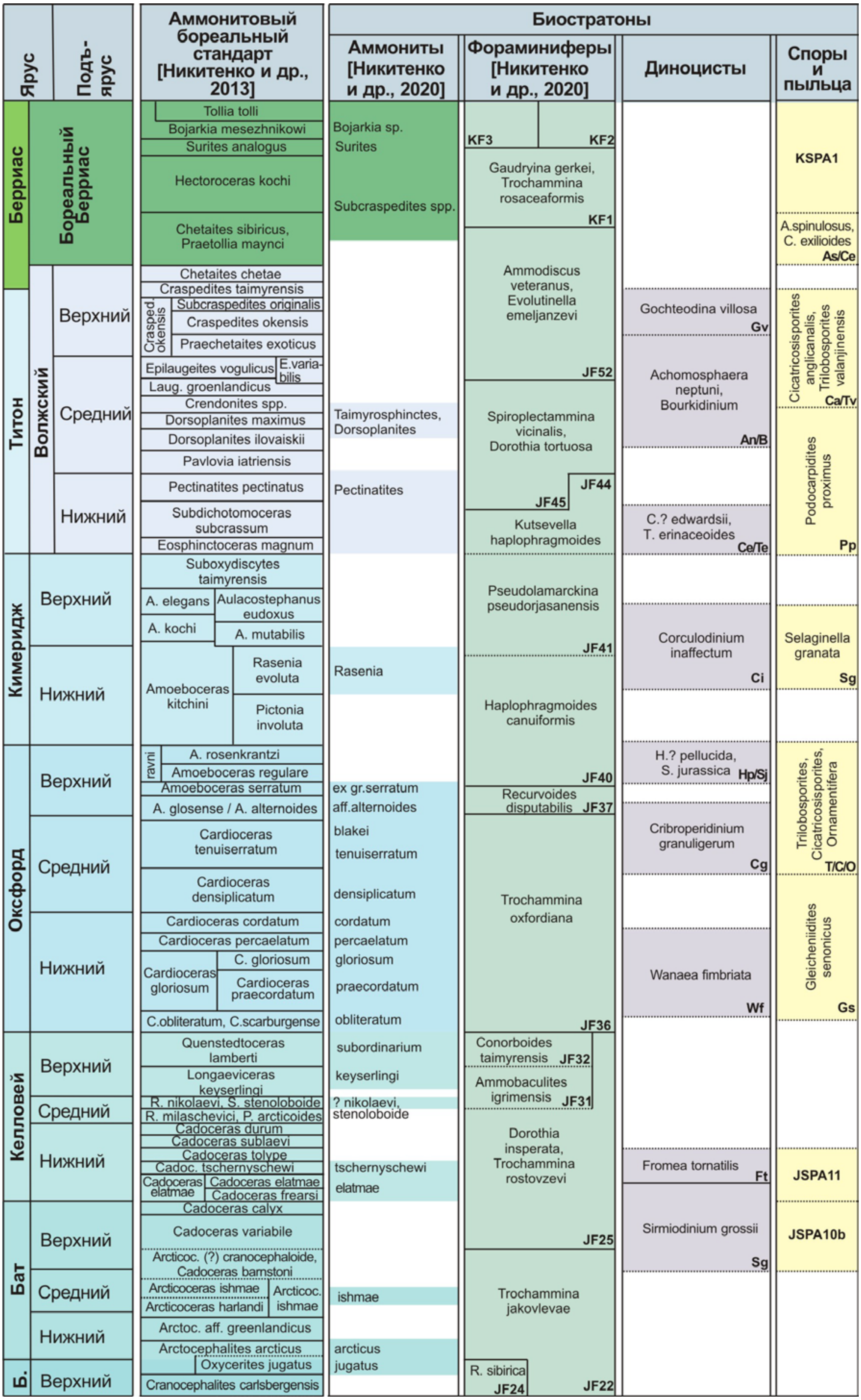


Рис. 1. Биостратоны по диноцистам, спорам и пыльце, установленные в разрезе на р. Анабар и их калибровка относительно данных по макро- и микрофауне.

многих районах Западной Сибири (Ильина, 1985; Шурыгин и др., 2000; и др.). В нижней и средней частях оксфорда характерные признаки палиностратонов, установленных ранее для данного интервала юры (JSP12 – резкое сокращение разнообразия спор папоротников; JSP13 – присутствие значительного количества *Classopollis*, появление *Concavissimisporites* соответственно), в изученном разрезе не наблюдались. Здесь по появлению и постоянному присутствию вида-индекса выделены слои с *Gleicheniidites senonicus*. Постепенное увеличение роли глейхениевых в келловее–оксфорде отмечалось многими палинологами, что особенно характерно для западных районов Западной Сибири. Постоянное присутствие рода *Gleicheniidites* отмечалось и В.И. Ильиной для верхов нижнего оксфорда на западном берегу Анабарской губы, где был установлен эталонный палинокомплекс для зоны XIX (в последствии JSP13, а-зоны percaelatum–cordatum) (Ильина, 1985).

В верхней части разреза выявлены слои с палинофлорой, которые ранее были установлены автором на севере Восточной Сибири в разрезах Нордвик и Оленек (Никитенко и др., 2015; Nikitenko et al., 2018). Основания некоторых палиностратонов (в верхнем оксфорде, средне- и верхневолжском подъярусах) могут рассматриваться как важные биостратиграфические реперы, имеющие значительный корреляционный потенциал. Палинологические признаки, положенные в основу выделения этих границ, прослеживаются не только в Сибири, но также в Западной Европе и ряде других регионов (Никитенко и др., 2020; и др.).

Последовательность диноцистовых биостратонов установлена в батско-волжском интервале. Отметим, что в верхней части бата на территории Сибири зональное подразделение по диноцистам установлено впервые. Ранее в этом регионе были обнаружены только единичные находки батских диноцист в Сургутском и Шаимском районах Западной Сибири (Шурыгин и др., 2000). По материалам анабарского разреза в верхней части бата выявлена зона Sirmiodinium grossii, которая была впервые описана для этого интервала в Баренцевоморском регионе (Smelror, Below, 1992). Появление *Sirmiodinium grossii* Alberti в верхней части бата и *Meiourogonyaulax planoseptata* Riding в низах келловея позволяет уверенно опознавать ее нижнюю и верхнюю границы. Стратиграфическое положение зоны в разрезе на р. Анабар дополнительно обосновано таксонами, которые широко распространены в верхней части бата в бореальных и арктических областях северного полушария. Анализ литературы показывает, что уровень появления ключевых таксонов и/или их акме прослеживается в пределах средней части бата: аммонитовые зоны (а-зоны) prograсilis–hodsoni Североморского региона и izhmae–variabile Баренцевоморского региона и Русской плиты.

Зона Fromea tornatilis выявлена в разрезе на р. Анабар в средней части нижнего келловея по представительному присутствию вида-индекса. Материалы по скв. Тюменская сверхглубокая 6 (СГ6) показывают, что вид-индекс появляется в значительном количестве в самой верхней части фораминиферовой зоны (ф-зоны) JF28 (F14), что соответствует верхам а-зоны elatmae – низам tschernyschewi (Ilyina et al., 2005; Никитенко и др., 2013). В разрезе на р. Анабар этот вид обнаружен в интервале средней части ф-зоны JF25, что примерно соответствует данному уровню. Ранее на севере Восточной Сибири в нижнем келловее вид *Fromea tornatilis* (Drugg) Lentin et Williams не был обнаружен, здесь выделялась зона Crussolia dalei, Paragonyaulacysta retifragmata по первому появлению и акме видов-индексов (Шурыгин и др., 2000). Различия в ассоциациях диноцист Западной Сибири и севера Восточной связывались с провинциальными особенностями и различным температурным режимом в бореальных и арктических областях Сибири (там же). Однако в последствии род *Crussolia* был обнаружен в нижнем келловее Западной Сибири (Ilyina et al., 2005), а изучение разреза на р. Анабар позволило выявить на севере Восточной Сибири вид *F. tornatilis* наряду с другими характерными западносибирскими таксонами (*Lithodinia*, *Pareodinia*, *Sentusidinium*). Это показывает, что различия в ассоциациях диноцист на территории Сибири не были столь значительны, и позволяет выделять в нижнем келловее Сибири одну зону Fromea tornatilis, которая может служить хорошим инструментом для корреляции разрезов восточных и западных областей этого региона.

Верхняя граница зоны Fromea tornatilis в разрезе на р. Анабар не установлена из-за сокращенной мощности келловея и размыва отложений в его верхней части. Выше по разрезу, в нижнем оксфорде определены комплексы диноцист, которые содержат стратиграфически важные виды, обеспечивая корреляцию с Восточной и Западной Европой, Баренцевоморским шельфом и Арктической Канадой. Зона Wanaea fimbriata, нижняя граница которой уверенно прослеживается в основании нижнего оксфорда по появлению вида-индекса, на р. Анабар охарактеризована рядом дополнительных признаков, которые хорошо опознаются в одновозрастных разрезах различных бореальных областей. В верхней части среднего оксфорда в разрезе на р. Анабар установлены слои с *Cribroperidinium granuligerum*. На севере Западной Европы постоянные находки и/или увеличение количества этого вида отмечается с середины среднего оксфорда (основание а-зоны tenuiserratum) (Powel, 1992).

Выше по разрезу выявлены слои с диноцистами, ранее установленные автором в разрезах Нордвик и Оленек (Никитенко и др., 2015; Nikitenko et al., 2018). В самых верхах оксфорда и нижней части кимериджа по присутствию характерных таксонов хорошо опознаются слои с *Heslertonia*? *pellucida*, *Senoniasphaera jurassica*. Новые материалы позволяют расширить их стратиграфический диапазон и включить в их объем низы нижнего кимериджа. В средней части кимериджа устанавливаются слои с *Corculodinium inaffectum*. Вид-индекс имеет важное стратиграфическое и корреляционное значение: в средней части кимериджа он также появляется в Западной Европе, Польше и на севере Урала (Никитенко и др., 2020; и др.). Слои с *Cribroperidinium*? *edwardsii*, *Trichodinium erinaceoides* опознаются в разрезе на р. Анабар по дополнительному признаку, увеличению количества *Paragonyaulacysta*? *borealis* (Brideaux et Fisher) Stover et Evitt. В верхней части средневолжского подъяруса и низах верхневолжского (слои с *Achomosphaera neptuni*, *Bourkidinium*) ряд палинологических признаков хорошо прослеживается на севере Сибири, а также на Русской плите и в Западной Европе (Никитенко и др., 2020; и др.). В нижней части верхневолжского подъяруса появляется вид *Gochteodinia villosa* (Vozzhennikova) Norris, который является важным биостратиграфическим репером для бореальных районов, что позволяет выделить в разрезе на р. Анабар одноименные слои с диноцистами. Отличительные признаки основания следующего биостратона северо-сибирской диноцистовой шкалы (появление *Cassiculosphaeridia reticulata* Davey, *Batioladinium varigranosum* (Duxbury) Davey и *Occisucysta tentorium* Duxbury в верхней части верхневолжского подъяруса) в разрезе на р. Анабар не установлены. Вероятно, это является результатом небольшого количества диноцист в переходном волжско-берриасском интервале: в комплексах микрофитопланктона здесь доминируют празинофиты (до 65%). Однако вид *C. reticulata* присутствует в нижней части бореального берриаса. В средней части этого яруса количество микрофитопланктона сокращается, что не позволило изучить здесь комплексы диноцист в полном объеме.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 20-05-00076, а также является вкладом в проект ФНИ № 0331-2019-0004.

ЛИТЕРАТУРА

Ильина В.И. Палинология юры Сибири. М.: Наука, 1985. 237 с.

Никитенко Б.Л., Шурыгин Б.Н., Князев В.Г. и др. Стратиграфия юры и мела Анабарского района (Арктическая Сибирь, побережье моря Лаптевых) и бореальный зональный стандарт // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1047–1082.

Никитенко Б.Л., Князев В.Г., Пещевицкая Е.Б. и др. Высокоразрешающая стратиграфия верхней юры побережья моря Лаптевых // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 4. С. 845–872.

Никитенко Б.Л., Девятов В.П., Пещевицкая Е.Б. и др. Стратиграфия, литология и геохимия прибрежно- и мелководно-морских разрезов верхов юры–низов мела р. Анабар (Арктическая Сибирь) // Геология и геофизика. 2020 (в печати). DOI: 10.15372/GiG2020189.

Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Девятов В.П. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. Новосибирск: Гео, 2000. 480 с.

Ilyina V.I., Nikitenko B.L., Glinskikh L.A. Foraminifera and dinoflagellate cyst zonation and stratigraphy of the Callovian to Volgian referencesection in the Tyumenskaya superdeep well (West Siberia, Russia) // Recent Developments in Applied Biostratigraphy / A.J. Powell, J.B. Riding (Eds.). The Micropalaeontological Society, Spec. Issue. 2005. P. 109–144.

Nikitenko B.L., Pestchevitskaya E.B., Khafaeva S.N. High-resolution stratigraphy and palaeoenvironments of the Volgian – Valanginian in the Olenek section (Anabar–Lena region, Arctic Eastern Siberia) // Rev. Micropalaeontol. 2018. V. 61. P. 271–312.

Powell A.J. (Ed.) A stratigraphic index of dinoflagellate cysts. Chapmanand Hall: London, 1992. 290 p.

Smelror M., Below R. Dinoflagellate biostratigraphy of the Toarcian to Lower Oxfordian (Jurassic) of the Barents Sea Region // Arctic Geology and Petroleum Potential. Nor. Pet. Soc. Spec. Publ. 1992. Iss. 2. P. 493–511.

УДК 551.807:551.763

ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ АКВАТОРИИ ПОЗДНЕГО МЕЛА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И ДРУГИХ ПРОВИНЦИЙ, ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ СТРАТИГРАФИИ (НА ОСНОВАНИИ ИЗУЧЕНИЯ ФОРАМИНИФЕР)

В.М. Подобина

Томский государственный университет, Томск, podobina@ggf.tsu.ru

В пределах Арктической области одноименного циркулярного пояса в сеномане–туроне и в меньшей мере в коньяке–сантоне прослежено сходство на родовом и видовом уровне таксонов фораминифер между Западно-Сибирской и Канадской провинциями. В этих провинциях в данный период времени преобладали агглютинированные кварцево-кремнистые раковины (Табл.). В позднем кампане–маастрихте резко изменяется состав таксонов фораминифер Западно-Сибирской провинции. В палеоценозах этого времени преобладают известковые секреционные и агглютинированные фораминиферы. В этот временной этап Западно-Сибирская провинция совместно с Восточно-Европейской, по-видимому, входила в состав Бореально-Атлантической области Бореального пояса. Смешанный состав таксонов в палеоценозах на юго-востоке дал дополнительные сведения для уточнения возраста стратонов верхнего мела Западно-Сибирской провинции.

Ключевые слова: Фораминиферы, поздний мел, Западно-Сибирская, Канадская провинции, Арктическая область.

PALEOBIOGEOGRAPHIC ZONATION OF LATE CRETACEOUS AQUATORIUMS OF WEST SIBERIAN AND OTHER PROVINCIES, SIGNIFICANCE FOR STRATIGRAPHY (ON FORAMINIFERAL STUDY DATA)

V.M. Podobina

Tomsk State University, Tomsk, podobina@ggf.tsu.ru

In bound of Arctic realm of the same name circum pole belt in cenomanian – turonian and at least in coniacian – santonian the similarity of foraminiferal taxons on genera and species level between of West Siberian and Canadian provinces have been observed. In this Arctic realm the agglutinated kwartz-siliceous foraminifera were predominated. Table. In the late campanin – maastrichtian the West Siberian foraminiferal taxons were very changed. In paleocenosis of this time calcareus secreted and agglutinated foraminifera were predominated. In this time West Siberian province together with East Evropian apparently ented in content of the Boreal Atlantic realm of the Boreal belt. The mixed taxons of paleocenosis on the South-East have been given the opportunity to defined the age of late cretaceous stratons of West Siberian province.

Key words: Foraminifera, Late Cretaceous, West Siberian, Canadian provinces, Arctic realm.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-167

Проведенные ранее исследования по палеобиогеографии основывались на фактическом материале по верхнему мелу Западной Сибири. В последние годы автором получены сведения по фораминиферам из разрезов скважин площадей, расположенных севернее широтного течения р. Оби (Подобина, 1984, 2000, 2018, 2019).

В основу выделения палеобиогеографических поясов (Арктического, Бореального, Тетического) положены общие особенности географического распределения типов сообществ фораминифер, выявление эндемизма высших таксонов (отрядов, семейств) их бентосных раковин с учетом изменения родового состава планктонных форм. В пределах поясов выделены области по таксонам этих организмов, отличающихся составом семейств и высокой степенью эндемизма родов. Установление провинций основывается на отличиях в составе родов и высокой степени эндемизма видов. Районы прослежены только в пределах позднемеловых бассейнов Западно-Сибирской провинции.

Они установлены для определенных стратиграфических уровней по ареалам отдельных видов, а также по анализу общей структуры палеоценозов фораминифер. Выделяемые разного ранга биохории определили надежность детальных биостратиграфических исследований и межрегиональных корреляций пород, включающих фораминиферы.

В нашей стране исследования по палеобиогеографии мезозоя бореальных бассейнов начаты с 50-х годов под руководством В.Н. Сакса им и его учениками (В.А. Захаров, С.В. Меледина, Б.Н. Шурыгин и др.), продолжающиеся до настоящего времени (Сакс и др., 1971). Многочисленные исследования по палеобиогеографическому районированию позднемеловых бассейнов Западно-Сибирской и других провинций на основании бентосных фораминифер выполнены автором (Подобина, 1984, 2000; Podobina, 1995). На основании изучении планктонных фораминифер подобные работы ранее выполнены В.Г. Морозовой (1973).

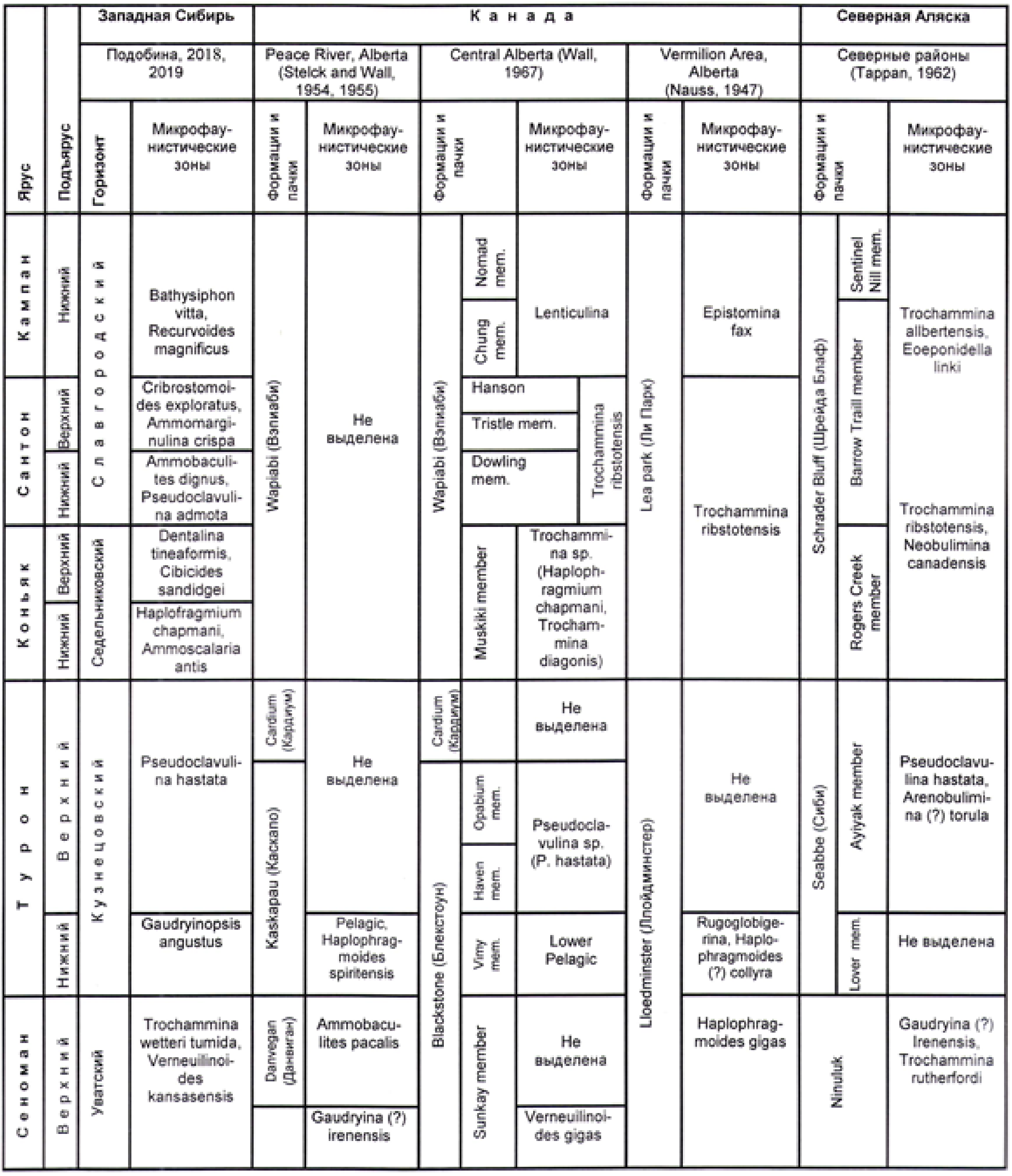
Большое сходство сеноман-туронских палеоценозов фораминифер в пределах Западно-Сибирской и Канадской провинций (Канада и Северная Аляска) указывает на существование в начале позднего мела неглубокого эпиконтинентального бассейна на месте современного Северного Ледовитого океана. В коньяке–сантоне наблюдается начало разобщения бассейнов Западной Сибири и Канады, в связи с чем палеоценозы фораминифер уже значительно отличаются родовым составом и наличием эндемичных видов. В противоположность Канадскому бассейну, постоянно находившемуся под влиянием южных морей (See Way), связи западносибирских морей с южными бассейнами были ограниченными и кратковременными. В сантонских палеоценозах сравниваемых провинций уже более половины викарирующих и эндемичных видов. В Западной Сибири, по-прежнему, преобладают агглютинированные кварцево-кремнистые раковины, а секреционно-известковые прослежены только в мелководных и прибрежных участках бассейна. В позднем кампане–маастрихте наблюдается дальнейший подъем территории Арктики, что привело к поднятию северных территорий Западной Сибири и Канады. Это нам известно из палеогеографических и геологических карт этих регионов, а также по данным распределения фораминифер. В Западной Сибири к началу кампана–маастрихта установилась тесная связь с южными морями через Тургайский пролив и резко изменился систематический состав палеоценозов фораминифер.

Палеобиогеографическое районирование позднемеловых бассейнов Западно-Сибирской провинции проведено в основном по бентосным фораминиферам. Систематическим составом они значительно отличаются: в сеномане–сантоне представлены преимущественно агглютинированными кварцево-кремнистыми раковинами, в позднем кампане–маастрихте преобладали известковые секреционные и агглютинированные формы. Такое резкое различие в систематическом составе фораминифер определяет положение Западно-Сибирской провинции в пределах Арктической (сеноман–сантон), а затем Бореально-Атлантической (кампан–маастрихт) областей, соответствующих указанным палеобиогеографическим поясам (Арктическому циркумполярному и Бореальному).

Палеобиогеографические районы Западно-Сибирской провинции выделены на основании прослеживания ареалов различных видов и по общей структуре палеоценозов фораминифер. Это районирование оказалось наиболее эффективным для тех промежутков времени (раннетуронского, раннесантонского и раннемаастрихтского), которым соответствует широкое распространение трансгрессий и соответственно палеоценозов фораминифер.

Приведенные корреляции микрофаунистических зон и слоев разных провинций в пределах одной области или районов в одной провинции дали возможность уточнить возраст стратонов верхнего мела Западно-Сибирской провинции (Подобина, 1984, 2000, 2018, 2019; Podobina, 1995).

Для примера приводим схему корреляции фораминиферовых зон и слоев верхнего мела Западно-Сибирской и Канадской провинций в пределах Арктической палеобиогеографической области (рис. 1).



		Западная Сибирь		К а н а д а							Северная Аляска		
		Подобина, 2018, 2019		Peace River, Alberta (Stelck and Wall, 1954, 1955)		Central Alberta (Wall, 1967)			Vermilion Area, Alberta (Nauss, 1947)		Северные районы (Tappan, 1962)		
Ярус	Подъярус	Горизонт	Микрофаунистические зоны	Формации и пачки	Микрофаунистические зоны	Формации и пачки		Микрофаунистические зоны	Формации и пачки	Микрофаунистические зоны	Формации и пачки		Микрофаунистические зоны
Кампан	Нижний	Славгородский	Bathysiphon vitta, Recurvoides magnificus	Wapiabi (Вэпиаби)	Не выделена	Wapiabi (Вэпиаби)	Nomad mem.	Lenticulina	Lea park (Ли Парк)	Epistomina fax	Schrader Bluff (Шрейдa Блаф)	Sentinel Nill mem.	Trochammina allbertensis, Eoeponidella linki Trochammina ribstotensis, Neobulimina canadensis
							Chung mem.					Barrow Trail member	
Сантон	Верхний		Cribrostomoides exploratus, Ammomarginulina crispa				Hanson	Trochammina ribstotensis		Trochammina ribstotensis			
							Tristle mem.						
	Нижний		Ammobaculites dignus, Pseudoclavulina admota				Dowling mem.						
Коньяк	Верхний	Седельниковский	Dentalina tineaformis, Cibicides sandidgei				Muskiki member	Trochammina sp. (Haplophragmium chapmani, Trochammina diagonis)				Rogers Creek member	
	Нижний		Haplofragmium chapmani, Ammoscalaria antis										
Турон	Верхний	Кузнецовский	Pseudoclavulina hastata	Cardium (Кардиум)	Не выделена	Cardium (Кардиум)		Не выделена	Lloedminster (Ллойдминстер)	Не выделена	Seabbe (Сиби)	Ayiyak member	Pseudoclavulina hastata, Arenobulimina (?) torula
				Kaskapau (Каскапо)		Blackstone (Блекстоун)	Opabium mem.	Pseudoclavulina sp. (P. hastata)					
							Haven mem.						
	Нижний		Gaudryinopsis angustus		Pelagic, Haplophragmoides spiritensis		Vimy mem.	Lower Pelagic		Rugoglobigerina, Haplophragmoides (?) collyra		Lover mem.	Не выделена
Сеноман	Верхний	Уватский	Trochammina wetteri tumida, Verneuilinoides kansasensis	Dunvegan (Данвиган)	Ammobaculites pacalis		Sunkay member	Не выделена		Haplophragmoides gigas	Ninuluk		Gaudryina (?) Irenensis, Trochammina rutherfordi
					Gaudryina (?) irenensis			Verneuilinoides gigas					

Рис. 1. Схема корреляции верхнемеловых микрофаунистических зон Западно-Сибирской и Канадской провинций в пределах Арктической палеобиогеографической области.

ЛИТЕРАТУРА

Морозова В.Г. О зоогеографическом районировании позднемеловых и раннетретичных бассейнов по фораминиферам (зоогеографические единицы). (Автореферат докл., прочит. 28.VI. 1972 г.) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1973. Т. 48. Вып. 3. С. 155–156.

Подобина В.М. Палеозоогеографическое районирование позднемеловых бассейнов Западной Сибири и других акваторий северного полушария по данным изучения фораминифер // Деп. в ВИНИТИ 30.05.84, № 4515-84. М.: ВИНИТИ, 1984. С. 1–100.

Подобина В.М. Фораминиферы и биостратиграфия верхнего мела Западной Сибири. Томск: Изд-во НТЛ, 2000. 388 с.

Подобина В.М. Фораминиферы и биостратиграфия среднего мела Западной Сибири. Томск: Издательский Дом Том. гос. ун-та, 2018. 138 с.

Подобина В.М. Фораминиферы и биостратиграфия верхнего мела (коньяк–маастрихт) Западной Сибири. Томск: Издательский Дом Том. гос. ун-та, 2019. 204 с.

Сакс В.Н., Басов В.А., Дагис А.А. и др. Палеозоогеографическое районирование морей Бореального пояса в юре и неокоме // Тез. докл. XVII сес. Всес. палеонтол. об-ва. Л.: Недра, 1971. С. 79–80.

Nauss A. Cretaceous microfossils of the Vermilion area, Alberta // J. Paleontol. 1947. V. 21. No 4. P. 329–343.

Podobina V.M. Paleozoogeographic regionalization of Northern Late Cretaceous basinsbased on foraminifera // Proc. 4th Int. Workshop on Agglutinated Foraminifera. Spec. publ. 1995. No 3. P. 233–247.

Stelck C., Wall J. Kaskapau Foraminifera from Peace River Area of Western Canada // Res. Council Alberta, Rept. 1954. No 68. P. 6–38.

Stelck C., Wall J. Foraminifera of the Cenomanian Dunveganoceras Zone from Peace River Area of Western Canada // Res. Council Alberta, Rept. 1955. No 70. P. 6–79.

Tappan H. Foraminifera from the Arctic slope of Alaska. Pt. 3, Cretaceous Foraminifera // U.S. Geol. Surv. Prof. Paper. 1962. V. 236. P. 91–209.

Wall J. Cretaceous Foraminifera of the Rocky Mountain Foothills, Alberta // Res. Council Alberta, Bull. 1967. 20. 185 p.

УДК 551.86:550.4

ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВЕРХНЕЮРСКО-НИЖНЕМЕЛОВОЙ БУОЛКАЛАХСКОЙ СВИТЫ НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. АНАБАР КАК ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ ЕЕ ФОРМИРОВАНИЯ

А.Ю. Попов[1,2], Л.Г. Вакуленко[1,2], Б.Л. Никитенко[1,2]

[1]*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск,*
PopovAY@ipgg.sbras.ru, VakylenkoLG@ipgg.nsc.ru, NikitenkoBL@ipgg.sbras.ru
[2]*Новосибирский государственный университет, Новосибирск*

На основе анализа литогеохимических особенностей верхнеюрско–нижнемеловых отложений нижнего течения р. Анабар прослежены закономерности изменения химического состава и условий формирования нижней части буолкалахской свиты. Установлено, что над отложениями базального горизонта свиты (верхи верхнего оксфорда – кимеридж), формировавшимися в условиях аэрируемых придонных вод нормальной солености, залегают слои (низы волжского яруса), накапливавшиеся преимущественно в дисокисных условиях. В источниках сноса в это время преобладали магматические породы среднего состава, заметное влияние оказывали породы основного состава, действовали условия относительно активного химического выветривании. Вышележащие отложения (средневолжский подъярус – бореальный берриас) формировались в окисных условиях при относительном снижении солености вод. В источниках сноса преобладали магматические породы кислого-среднего состава, действовали условия умеренного химического выветривания.

Ключевые слова: литогеохимия, источники сноса, условия осадконакопления, верхняя юра, нижний мел, Средняя Сибирь, Арктика.

GEOCHEMICAL FEATURES OF THE LOWER PART OF THE BUOLKALAKH FORMATION (UPPER JURASSIC–LOWER CRETACEOUS) OF THE LOWER REACHES OF THE ANABAR RIVER AS INDICATORS OF ITS FORMATION CONDITIONS

A.Yu. Popov[1,2], L.G. Vakulenko[1,2], B.L. Nikitenko[1,2]

[1]*Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, Novosibirsk,*
PopovAY@ipgg.sbras.ru, VakylenkoLG@ipgg.nsc.ru, NikitenkoBL@ipgg.sbras.ru
[2]*Novosibirsk state university, Novosibirsk*

Based on the analysis of the geochemical features of the Upper Jurassic–Lower Cretaceous deposits of the lower reaches of the Anabar River, the changes in the chemical composition and conditions of formation of the lower part of the Buolkalakh Formation are traced. It is established that above the basal horizon (upper Upper Oxfordian–Kimmeridgian) formed under conditions of aerated bottom waters of normal salinity, lie layers (lower Volgian) accumulated mainly in disoxic conditions. The source rocks was dominated by igneous intermediate rocks, mafic rocks had a noticeable influence. Relatively active chemical weathering in the areas of demolition was existed. The overlying sediments (Middle Volgian–Boreal Berrias) were formed in oxic conditions and a relative decrease in water salinity. The source rocks was dominated by igneous felsic and intermediate rocks and the conditions of moderate chemical weathering were were existed.

Key words: geochemistry, sources rocks, sedimentation conditions, Upper Jurassic, Lower Cretaceous, Middle Siberia, Arctic.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-171

До настоящего времени остаются актуальными всесторонние исследования арктических территорий Средней Сибири, что связано с потенциальной нефтегазоносностью лаптевоморского шельфа. Согласно одной из точек зрения осадочный чехол западной и центральной частей моря Лаптевых сложен продолжающимися отложениями Сибирской платформы. В этом случае значительный интерес в плане нефтегазоносности будут представлять погруженные толщи палеозоя и мезозоя, в частности, горизонты верхней юры – низов нижнего мела. В нижнем течении р. Анабар расположен сводный юрско–меловой разрез, являющийся опорным для верхней части бата – верхней юры западной части Нижнеленского фациального района Обь–Ленской фациальной области (Никитенко и др., 2013). В рамках комплексных исследований этого разреза на основе материалов полевых работ 2013 г. нами были проанализированы литогеохимические характеристики нижней части буолкалахской свиты (верхи верхнего оксфорда–бореальный берриас) мощностью более 15 м (Никитенко и др., 2013), обнажающейся между устьями рек Средняя и Содиемыха и включающей в себя стратиграфические аналоги высокоуглеродистой баженовской свиты Западной Сибири.

Изученная часть свиты имеет существенно алеврито-глинистый состав, а в ее основании залегает регионально развитый маркирующий глауконитовый пласт (0.5–1 м) с карбонатно-фосфатными конкрециями, большим количеством разноразмерных растительных остатков, ростров белемнитов (верхи верхнего оксфорда – кимеридж). В верхней части пласта фиксируется выдержанный в разрезе глинисто-карбонатный прослой (0.3 м) с рассеянными шамозит-глауконитовыми и лимонит-гетитовыми зернами, кластическим материалом алевритовой размерности (нижняя часть нижневолжского подъяруса). Перекрывающие глауконитовый пласт глинистые слои (0.5–1 м) (нижне-средневолжский подъярус) содержат редкую мелкоалевритовую примесь, глауконитовые и шамозитовые зерна и их обломки. В виде мелких фрамбоидов отмечается пирит. Выше по разрезу (волжский ярус – бореальный берриас) в глинах наблюдается постепенное увеличение доли алевритовой примеси от 5–10 до 40–50%, появляется мелкопесчаная фракция.

Глинистое вещество глауконитового пласта, в большей степени сосредоточенное в глобулах, представлено преимущественно сильно разупорядоченным смектитом (70–80%), а также диоктаэдрической слюдой и Fe-Mg хлоритом, находящимися примерно в равных соотношениях. Вышележащие глинистые слои имеют схожий состав, с несколько сниженной долей смектита (65–75%). В глинистом веществе основной части свиты начинает преобладать слюда мусковитового типа 2М1 (50–60%), в меньшей степени развит Fe-Mg хлорит (25–40%), доля разупорядоченного смектита падает до 15–20%.

С изменениями состава отложений тесно связаны их литогеохимические характеристики. Нормирование полученных содержаний основных породообразующих оксидов относительно эталонных значений среднего постархейского австралийского глинистого сланца (PAAS) (Taylor, McLennan, 1985) показало, что породы глауконитового пласта и перекрывающих его глинистых слоев, близкие по своим характеристикам, отличаются от эталона высоким средним содержанием оксида железа (3.1хPAAS и 2.7хPAAS соответственно) и низким оксида марганца (0.4хPAAS). Достаточно быстро, но постепенно, вверх по разрезу эти отложения сменяются алеврито-глинистыми породами с близким к эталонному содержанием оксида железа и пониженным оксида марганца (в среднем 0.6хPAAS). Постепенное увеличение в основной части разреза доли оксида натрия (до 2.5хPAAS) связано, вероятно, с увеличением в породах терригенной составляющей, в особенности плагиоклазов. Согласно положению фигуративных точек пород низов свиты, обогащенных оксидом железа, и вышезалегающих алеврито-глинистых отложений на классификационной диаграмме М. Херрона (Herron, 1988), они относятся к железистым и обычным сланцам соответственно.

Анализ петрохимических модулей (Юдович, Кетрис, 2000) позволил отнести породы маркирующего глауконитового пласта и перекрывающих их глинистых слоев к гипергидролизатам, а вышележащие алеврито-глинистые породы к сиаллитам нормально-гидролизатного класса. Первые также характеризуются повышенными значениями титанового модуля (в среднем 0.08) относительно вышележащих (0.5), что может быть связано с усилением роли высокотитанистых магматических пород основного состава в источниках сноса в период их формирования. Выявленные положительная корреляция титанового и железного модулей, а также отрицательная – натрий-калиевого и гидролизатного указывают на преобладание в отложениях петрогенного материала первого цикла седиментации.

Сравнение содержаний редких и рассеянных элементов с PAAS показало, что глауконитовый пласт и перекрывающие его глины значительно обогащены многими транзитными элементами, а также Sr и U, доля которых может превышать эталонные показатели в несколько раз. Распределение спектров редкоземельных элементов (РЗЭ) относительно PAAS также показало несколько повышенные их содержания (за исключением тяжелых) в указанной части разреза. Вышележащие алеврито-глинистые породы свиты обладают достаточно близкими к эталонным содержаниями РЗЭ с некоторым обеднением тяжелыми, что свидетельствует о размыве магматических пород среднего, в меньшей степени кислого состава (Taylor, McLennan, 1985; MacLennan et al., 1990). В период формирования нижних слоев свиты было несколько усилено влияние пород основного состава. Значение европиевой аномалии для нижних слоев буолкалахской свиты и вышележащих алеврито-глинистых пород (в среднем 0.75 и 0.70 соответственно) близко значениям для средних палеозойских гранодиоритов и средних мезо–кайнозойских андезитов по К. Конди (Condie, 1993).

На генетической диаграмме (Bhatia, 1983) фигуративные точки глауконитового пласта и перекрывающих его глин попали в поле изверженных пород основного состава, а вышезалегающих алеврито-глинистых пород расположились вблизи границы полей осадков богатых кварцем, а также изверженных пород кислого и среднего составов. На диаграмме La/Sc–Th/Co (Taylor, McLennan, 1985), также позволяющей соотнести вклад различных типов пород в формирование обломочного материала, фигуративные точки глауконитового пласта и перекрывающих его глин заняли область между точками средних фанерозойских андезитов и граувакк (Condie, 1993), а вышележащих алеврито-глинистых отложений – между точками средних фанерозойских граувакк и кислых вулканических пород. Оценка наличия в изученных породах эксгаляционного материала показала, что значения отношения (Fe+Mn)/Ti (Страхов, 1976) для глауконитового пласта и перекрывающих его глин составляют 18–33 и снижаются в вышележащих отложениях до 13–15. Значения отношения Ce/La (Стрекопытов и др., 1999) для глауконитового пласта и основной алеврито-глинистой части свиты составляют 1.9–2, для перекрывающих глауконитовый пласт глин – 2.2–2.7. Таким образом, можно говорить об отсутствии признаков влияния эксгалятивных процессов на формирование осадков.

Значения индекса химического выветривания CIA (Nessbit, Young, 1982) для глауконитового пласта составляют в среднем 59.1, увеличиваясь для перекрывающих его глинистых слоев до средних значений 70.7 и снижаясь для вышележащих алеврито-глинистых пород от 57.5–63.6 до 55.6–56.7. Полученные значения свидетельствуют о преобладании относительно прохладного климата (CIA<70) и умеренной интенсивности химического выветривания пород в источниках сноса с некоторыми изменениями указанных характеристик в периоды формирования разных частей рассматриваемой толщи.

Для оценки палеосолености придонных вод анализировалось отношение Sr/Ba (Катченков, 1959; Яночкина, 1966 и др.). Средние значения отношения для базального глауконитового пласта и перекрывающих его глинистых слоев составляет 1.5, а для вышележащих слоев свиты – 0.5, что может свидетельствовать об относительном снижении солености вод палеобассейна при формировании последних. В качестве показателя окислительно-восстановительных условий придонных вод проанализирован ряд индикаторных отношений. Значения отношения V/Cr для основной алеврито-глинистой части свиты постепенно снижаются от 1.4–1.6 до 1.2–1.3 вверх по разрезу, что указывает на формирование осадков в окисной зоне при постепенном смещении редокс потенциала в сторону более окислительных условий. (Эрнст, 1976; Jones, Manning, 1994). Для нижних слоев свиты это отношение неинформативно вследствие аномально высоких концентраций Cr. Отношение U/Th для глауконитового пласта и перекрывающих его глин имеет среднее значение 0.91, а для вышележащей части свиты резко снижается (в среднем 0.16), что может свидетельствовать о дисокисных условиях при формировании нижней части свиты и окисных условиях при формировании основной ее части (Jones, Manning, 1994). Однако по данным вещественно-текстурного и микропалеонтологического анализов глауконитовый пласт накапливался в условиях заметной аэрации придонных вод. Полученные повышенные значения рассматриваемого отношения, вероятно, связаны с аутигенной природой глинистого вещества этого пласта.

Анализ литогеохимических характеристик нижней части буолкалахской свиты в нижнем течении р. Анабар показал ее двучленное строение. Установлено, что над отложениями базального горизонта свиты (верхи верхнего оксфорда – кимеридж), формировавшимися в условиях аэрируемых придонных вод нормальной солености, залегают слои (низы волжского яруса), накапливавшиеся преимущественно в дисокисных условиях. В источниках сноса в это время преобладали магматические породы среднего состава с заметным влиянием пород основного состава. Существовали условия прохладного, реже теплого климата с относительно активным химическим выветриванием в областях сноса. Вышележащие алеврито-глинистые отложения (средневолжский подъярус – бореальный берриас) формировались в окисных условиях при относительном снижении солености вод. В этот период в источниках сноса, представленных магматическими породами кислого-среднего состава, преобладал прохладный климат и условия умеренного химического выветривания пород.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов РНФ № 18-17-00038 и 19-17-00091, ФНИ № 0331-2019-0021.

ЛИТЕРАТУРА

Катченков С.М. Малые химические элементы в осадочных породах и нефтях. Л.: Гостоптехиздат, 1959. 271 с.

Никитенко Б.Л., Шурыгин Б.Л., Князев В.Г. и др. Стратиграфия юры и мела Анабарского района (Арктическая Сибирь, побережье моря Лаптевых) и бореальный зональный стандарт // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1047–1082.

Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.

Стрекопытов С.В., Дубинин А.В., Волков И.И. Общие закономерности поведения редкоземельных элементов в пелагических осадках Тихого Океана // Литология и полезные ископаемые. 1999. № 2. С. 133–145.

Эрнст В. Геохимический анализ фаций. Л.: Недра, 1976. 127 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.

Яночкина З.А. Статистические методы изучения пестроцветов. М.: Недра, 1966. 142 с.

Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geol. 1983. V. 91. P. 611–627.

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

Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // J. Sed. Petrol. 1988. V. 58. P. 820–829.

Jones B., Manning D.A.C. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones // Chem. Geol. 1994. V. 111. P. 111–129.

Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. V. 299. P. 715–717.

Taylor S.R., McLennan S.M. The Continental Crust: Its composition and evolution. London: Blackwell, 1985. 320 p.

УДК 551.762.1:551.583.7

ГЛЕНДОНИТЫ И КЛИМАТ РАННЕЙ ЮРЫ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ

М.А. Рогов

Геологический институт РАН, Москва, russianjurassic@gmail.com

Рассмотрены особенности изменения климата и распределения глендонитов в ранней юре Северного полушария. Глендониты появляются в разрезах Сибири в начале плинсбаха и ближе к концу плинсбаха становятся широко распространенными в данном регионе, а также появляются в Северной Германии, что совпадает с эпизодом похолодания, которое фиксируется по всему миру. Во время раннетоарского потепления глендониты повсеместно исчезают из геологической летописи, вновь появляясь в Сибири только в самом конце тоара, когда в северо-западной Европе отмечаются первые признаки позднетоарско-среднеюрского похолодания. Особенности распространения этих псевдоморфоз хорошо согласуются с эпизодами похолоданий, фиксируемых независимыми методами.

Ключевые слова: глендонит, икаит, климат, юра.

EARLY JURASSIC GLENDONITES AND CLIMATE OF THE NORTHERN HEMISPHERE

M.A. Rogov

Geological Institute, RAS, Moscow, russianjurassic@gmail.com

The peculiarities of climate changes and the distribution of glendonites in the Early Jurassic of the Northern Hemisphere are discussed. Glendonites appear in Siberian succession at the beginning of the upper Plinsbachian and became widespread in this region towards the end of the Plinsbachian, when these pseudomorphs also appear in Northern Germany. This glendonite-bearing interval coincides with an episode of cooling, which is recorded around the world. During the Early Toarcian warming, glendonites disappear from the geological record everywhere, reappearing in Siberia only at the very end of the Toarcian, when the first signs of the Late Toarcian–Middle Jurassic cooling are observed in northwestern Europe. The features of the distribution of these pseudomorphoses are in good agreement with the cooling episodes revealed by independent methods.

Key words: glendonite, ikaite, climate, Jurassic.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-176

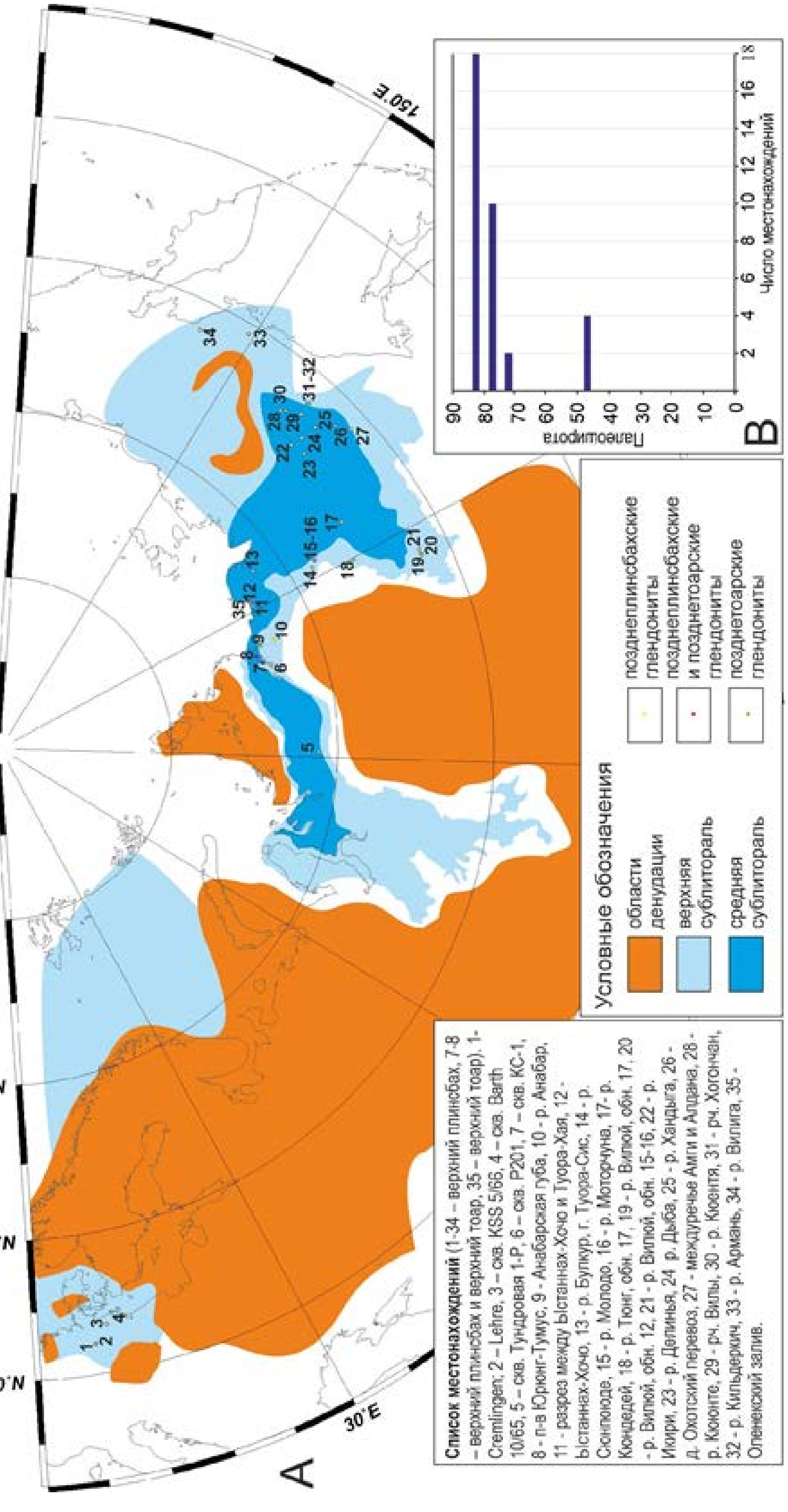
Вот уже более ста лет глендониты привлекают внимание исследователей в качестве одного из характерных индикаторов холодного климата. Уже в статье, где для данных псевдоморфоз было предложено название «глендонит», была отмечена их приуроченность в «пермокарбоне» Австралии к определенным горизонтом, где часто встречаются дропстоуны (David et al., 1905). В дальнейшем, несмотря на отсутствие точных данных об исходном минерале псевдоморфоз эти образования считались показателями холодного климата (Бродская, Ренгартен, 1975; Kemper, Schmitz, 1975; Каплан, 1978). Вскоре был установлен первичный минерал глендонитов – икаит, метастабильный гексагидрат карбоната кальция (Каплан, 1979; Suess et al., 1982). Стабильность данного минерала при низких температурах (менее 7°C) прекрасно согласовывалась с полученными ранее эмпирическими данные о встречаемости глендонитов, и до самого последнего времени возможность использования глендонитов в качестве маркера холодноводных обстановок не ставилась под сомнение. И хотя недавно были получены данные, что в лаборатории икаит может сохранять стабильность при существенно более высоких температурах (до 35°C, Tolleffsen et al., 2020), анализ распределения находок глендонитов в фанерозое подтвердил их приуроченность к эпизодам похолоданий (Rogov et al., 2021).

В триасе и большей части нижней юры находки глендонитов неизвестны. Они внезапно и в большом числе местонахождений отмечаются примерно с основания верхнего плинсбаха сначала в Сибири и на северо-востоке России (рис. 1), а затем, в терминальном плинсбахе (в верхней части зоны Margaritatus, а в основном в зоне Spinatus) появляются в Северной Германии. В Сибири максимальное число местонахождений с глендонитами тоже относится к самым верхам плинсбаха, хотя биостратиграфических данных по многим разрезам для точных датировок недостаточно. Глендониты здесь встречаются как в обстановках верхней, так и средней сублиторали, и приурочены к разным литологическим разностям от глин и аргиллитов до песков и песчаников. Для Вилюйской синеклизы характерны небольшие «бипирамидальные» глендониты, этот же морфотип наиболее типичен для Северной Германии (Teichert, Luppold, 2013; van de Schootbrugge et al., 2019), но в других районах часто встречаются также «звездчатые» морфотипы псевдоморфоз (Каплан, 1978). Вместе с глендонитами в сибирских разрезах присутствуют дропстоуны, что является дополнительным доводом в пользу похолодания в высоких широтах в это время. К сожалению, изотопных данных по палеотемпературам ранней юры Сибири практически нет (Рогов и др., 2019), а палеонтологические сведения недостаточно информативны для выявления изменений климата. В Европе и Америке к позднему плинсбаху приурочено похолодание, которое отмечается как по изотопному составу кислорода в раковинах бентосных организмов, так и в рострах белемнитов (Dera et al., 2011a; Gómez et al., 2016; Arabas et al., 2017; Alberti et al., 2019). При этом в Европе и Северной Америке пик похолодания приходится на терминальную часть позднего плинсбаха, тогда как к началу фазы Margaritatus приурочено кратковременное потепление (de Lena et al., 2019). В то же время в Западной Европе кратковременные эпизоды похолодания фиксируются уже в раннем плинсбахе (Price et al., 2016).

Раннетоарское потепление четко прослеживается и в средних и в высоких широтах как по изотопным (см. ссылки выше), так и по палеонтологическим данным (Захаров и др., 2006). Ранним тоаром датируется первый в Сибири пик обилия пыльцы *Classopollis*, в это же время здесь появляются многочисленные таксоны-иммигранты из Северо-Западной Европы, что, по-видимому, могло быть связано с изменением океанической циркуляции во время повышения уровня моря. К началу тоара глендониты полностью исчезли, в нижнем тоаре их находки неизвестны. Нет сведений и о присутствии в нижнем тоаре Сибири дропстоунов или хотя бы крупной гальки.

Во второй половине раннего тоара после окончания аноксидного события отмечается проникновение холодных арктических вод в северо-западную Европу через пролив Викинг (van de Schootbrugge et al., 2020), а в самом конце тоара в этом регионе фиксируется заметное похолодание, которое связывается с изменениями океанической циркуляции, вызванными подъемом литосферы и ослаблением, а затем фактическим прекращением связи морских бассейнов северо-западной Европы с Арктикой (Korte et al., 2015). Похолодание в конце тоара в Арктике также отмечается по палеонтологическим данным, и в разрезах Сибири в терминальной части тоара вновь появляются немногочисленные глендониты (причем в основном в тех же местонахождениях, где они встречались в конце плинсбаха). Впрочем, в верхах тоара находки глендонитов еще несравненно более редки чем в плинсбахе (рис. 1) и тем более в аалене–байосе.

В качестве дополнительного критерия похолодания в конце тоара в Арктике могут быть использованы находки дропстоунов, вновь появляющихся в разрезах. Так, на восточном берегу Анабарской губы в верхах тоара «встречаются редкие пиритизированные, слабоокатанные валуны» (Князев и др., 1991).



Список местонахождений (1-34 – верхний плинсбах, 7-8 – верхний плинсбах и верхний тоар, 35 – верхний тоар). 1- Cremlingen; 2 – Lehre, 3 – скв. KSS 5/66, 4 – скв. Barth 10/65, 5 – скв. Тундровая 1-Р, 6 – скв. Р201, 7 – скв. КС-1, 8 - п-в Юрюнг-Тумус, 9 - Анабарская губа, 10 - р. Анабар, 11 - разрез между Ыстаннах-Хочо и Туора-Хая, 12 - Ыстаннах-Хочо, 13 - р. Булкур, г. Туора-Сис, 14 - р. Сюнпюоде, 15 - р. Молодо, 16 - р. Моторчуна, 17- р. Кюндедей, 18 - р. Тюнг, обн. 17, 19 - р. Вилюй, обн. 17, 20 - р. Вилюй, обн. 12, 21 - р. Вилюй, обн. 15-16, 22 - р. Икири, 23 - р. Делинья, 24 р. Дыба, 25 - р. Хандыга, 26 - д. Охотский перевоз, 27 - междуречье Амги и Алдана, 28 - р. Кюнте, 29 - рч. Вилы, 30 - р. Кюентя, 31 - рч. Хогончан, 32 - р. Кильдеркич, 33 - р. Армань, 34 - р. Вилига, 35 - Оленекский залив.

Рис. 1. Распределение глендонитов в нижнеюрских отложениях Северного Полушария. А – палеогеографическое распределение находок (палеогеография по Девятов и др., 2011, Dera et al., 2011 b, с упрощениями; местонахождения по Rogov et al., 2021, с небольшими дополнениями). В – распределение находок плинсбахских глендонитов по палеоширотам (палеошироты рассчитаны с помощью онлайн-приложения paleolatitude.org., см. van Hinsbergen et al., 2015).

В целом можно констатировать, что результаты распространения глендонитов в пространстве и времени в нижнеюрском интервале хорошо согласуются с наиболее значимыми эпизодами похолоданий, установленных с помощью других методов.

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

ЛИТЕРАТУРА

Бродская Н.Г., Ренгартен Н.В. Органогенная природа диагенетических образований типа «геннойши» // Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд / Гл. ред. А.В. Пейве. М.: Наука, 1975. С. 312–322.

Девятов В.П., Никитенко Б.Л., Шурыгин Б.Н. Палеогеография Сибири в юрском периоде на этапах основных перестроек // Новости палеонтологии и стратиграфии. 2011. Вып. 16–17. С. 87–101.

Захаров В.А., Шурыгин Б.Н., Ильина В.И., Никитенко Б.Л. Плинсбах-тоарская биотическая перестройка на севере Сибири и в Арктике // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 4. С. 61–80.

Каплан М.Е. Кальцитовые псевдоморфозы в юрских и нижнемеловых отложениях Восточной Сибири // Геология и геофизика. 1978. № 12. С. 62–70.

Каплан М.Е. Кальцитовые псевдоморфозы (псевдогейлюссит, яровит, тинолит, глендонит, геннойши, беломорские рогульки) в осадочных породах. Происхождение псевдоморфоз // Литология и полезные ископаемые. 1979. № 5. С. 125–141.

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.

Рогов М.А., Зверьков Н.Г., Захаров В.А., Архангельский М.С. Морские рептилии и климат юры и мела Сибири // Стратигр. геол. корр. 2019. Т.27. №4. С. 13–39.

Alberti M., Fürsich F.T. Andersen N. First steps in reconstructing Early Jurassic sea water temperatures in the Andean Basin of northern Chile based on stable isotope analyses of oyster and brachiopod shells // J. Palaeogeogr. 2019. V. 8. Art. 33.

Arabas A., Schlögl J., Meister C. Early Jurassic carbon and oxygen isotope records and seawater temperature variations: insights from marine carbonate and belemnite rostra (Pieniny Klippen Belt, Carpathians) // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2017. V. 485. P. 119–135.

David T.W.E., Taylor T.G., Woolnough W.G., Foxall H.G. Occurrence of the pseudomorph glendonites in New South Wales // Records of the Geological Survey of New South Wales. 1905. V. 8. P. 162–179.

De Lena L.F., Taylor D., Guex J. et al. The driving mechanisms of the carbon cycle perturbations in the late Pliensbachian (Early Jurassic) // Sci. Rep. 2019. V. 9. P. 1–12.

Dera G., Brigaud B., Monna F. et al. Climatic ups and downs in a disturbed Jurassic world // Geology. 2011a. V. 39. P. 215–218.

Dera G., Neige P., Dommergues J.L., Brayard A. Ammonite paleobiogeography during the Pliensbachian–Toarcian crisis (Early Jurassic) reflecting paleoclimate, eustasy, and extinctions // Glob. Planet. Change. 2011b. V.78. No 3–4. P. 92–105.

Gómez J.J., Comas-Rengifo M.J., Goy A. Palaeoclimatic oscillations in the Pliensbachian (Early Jurassic) of the Asturian Basin (Northern Spain) // Clim. Past. 2016. V. 12. P. 1199–1214.

Kemper E., Schmitz H.H. Stellate nodules from the upper Deer Bay formation (Valanginian) of Arctic Canada // Geol. Surv. Canada, Pap. 1975. V. 75. P. 109–119.

Korte C., Hesselbo S.P., Ullmann C.V. et al. Jurassic climate mode governed by ocean gateway // Nat. Commun. 2015. V. 6. Art. 10015.

Price G.D., Baker S.J., Van De Velde J., Clémence M.E. High-resolution carbon cycle and seawater temperature evolution during the Early Jurassic (Sinemurian-Early Pliensbachian) // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2016. V. 17. P. 3917–3928.

Rogov M., Ershova V., Vereshchagin O. et al. Database of global glendonite and ikaite records throughout the Phanerozoic // Earth Syst. Sci. Data. 2021. V. 13. Iss. 2. P. 343–356.

Suess E., Balzer W., Hesse K.-F. et al. Calcium Carbonate Hexahydrate from Organic-Rich Sediments of the Antarctic Shelf: Precursors of Glendonites // Science. 1982. V. 216. P. 1128–1131.

Teichert B.M.A., Luppold F.W. Glendonites from an Early Jurassic methane seep – Climate or methane indicators? // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2013. V. 390. P. 81–93.

Tollefsen E., Balic-Zunic T., Morth C.-M. et al. Ikaite nucleation at 35º C challenges the use of glendonite as a paleotemperature indicator // Sci. Rep. 2020. V. 10. Art. 8141.

van de Schootbrugge B., Houben A.J.P., Ercan F.E.Z. et al. Enhanced arctic–tethys connectivity ended the toarcian oceanic anoxic event in NW Europe // Geol. Mag. 2020. V. 157. P. 1593–1611.

van de Schootbrugge B., Richoz S., Pross J. et al. The Schandelah Scientific Drilling Project: A 25-million year record of Early Jurassic palaeo-environmental change from northern Germany // Newsl. Stratigr. 2019. V. 52. No 3. P. 249–296.

van Hinsbergen D.J., de Groot L.V., van Schaik S.J. et al. A paleolatitude calculator for paleoclimate studies // PloS ONE. 2015. V. 10. No 6. Art. e0126946.

УДК 551.762.3:564.53(571.56)

ПЕРВЫЕ НАХОДКИ ФИЛЛОЦЕРАТИД (AMMONOIDEA) В ОКСФОРДЕ НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. ЛЕНА

М.А. Рогов

Геологический институт РАН, Москва, russianjurassic@gmail.com

Изображены представители филлоцератид (*Calliphylloceras* и *Pseudophylloceras*), обнаруженные в нижнеоксфордских отложениях разреза Чекуровка (Якутия). Это первые достоверные находки аммонитов отряда филлоцератид в оксфордском ярусе Сибири. Наибольший интерес представляет экземпляр *Pseudophylloceras alaskanum*, относящийся к виду, который ранее был известен только из среднего оксфорда–кимериджа Аляски.

Ключевые слова: аммониты, верхняя юра, палеобиогеография, Сибирь.

FIRST RECORDS OF PHYLLOCERATIDS (AMMONOIDEA) IN THE OXFORDIAN OF LENA RIVER LOWER FLOWS

M.A. Rogov

Geological Institute, RAS, Moscow, russianjurassic@gmail.com

Representatives of phylloceratid ammonites (*Calliphylloceras* and *Pseudophylloceras*) recorded in the Lower Oxfordian deposits of the Chekurovka section (Yakutia) are figured. These are the first reliable finds of phylloceratid ammonites in the Oxfordian Stage of Siberia. The most interesting specimen is *Pseudophylloceras alaskanum*, which belongs to a species that was previously known from the Middle Oxfordian – Kimmeridgian of Alaska only.

Key words: ammonites, Upper Jurassic, palaeobiogeography, Siberia.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-181

В отличие от большинства других юрских и меловых аммоноидей, которые обитали главным образом на шельфе, большинство филлоцератид являлись океаническими таксонами. Лишь иногда среди филлоцератид возникали формы, адаптированные к жизни в мелководных прибрежных обстановках – таковы, например, бореофиллоцератиды, раковины которых довольно часто встречаются в волжско-валанжинском интервале севера Сибири. Кроме того, филлоцератиды характеризуются невысоким морфологическим разнообразием и исключительно долгим существованием видов и родов по сравнению с таксонами неритических аммоноидей. Они – «рекордсмены» среди аммоноидей по длительности существования родов (в среднем 36,2 млн. лет) и видов (в среднем 11,8 млн. лет, см. Ward, Signor, 1983). Эти особенности филлоцератид предопределили, с одной стороны, сравнительно небольшое внимание специалистов к этой группе из-за ее малого значения для стратиграфии, а с другой – редкость из находок в шельфовых фациях юры Сибири.

Находки филлоцератид иногда отмечались в верхнеюрских отложениях Сибири и северо-востока России, но, как правило, они не были определены до вида и крайне редко изображались в публикациях. Большинство таких находок было приурочено к волжскому ярусу (Сакс, 1976; Басов и др., 1977; Паракецов, Паракецова, 1989; Zakharov et al., 2014). Лишь на Дальнем Востоке филлоцератиды отмечались во всех ярусах верхней юры (Сей, Калачева, 1981).

В этой связи представляет большой интерес обнаружение филлоцератид в нижнем оксфорде знаменитого разреза у п. Чекуровка (северный разрез), расположенного в нижнем течении р. Лена к северу от одноименного поселка. Всеми исследователями данного разреза (Кошелкина, 1963; Каплан и др., 1979; Меледина и др., 1991; Шамонин, Князев, 2020) отмечалось присутствие маломощного прослоя с оксфордской фауной между келловейским и волжским ярусами. До сих пор аммониты отсюда не изображались. В публикациях из относящегося к оксфорду прослоя песчанистого алевролита приводились находки кардиоцератиды (*Cardioceras* (*C.*) *cordatum* (J. Sow.), *C.* (*Scarburgiceras*) *praecordatum* R. Douv., *C.* (*S.*) *gloriosum* Arkell – Меледина и др., 1991; Шамонин, Князев, 2020), свидетельствующие о его раннеоксфордском возрасте. Лишь недавно было указано на присутствие вместе с кардиоцератидами в чекуровском разрезе "*Phylloceras* sp." (Князев, Шамонин, 2020).

Автором во время кратковременного посещения северного чекуровского разреза в 2009м году в рассматриваемом прослое было встречено большое число аммонитов, относящихся как к кардиоцератидам (*Cardioceras (Scarburgiceras) alphacordatum* Spath, рис. 1, фиг. A–B), так и к филлоцератидам (рис. 1, фиг. C–D). Всего было обнаружено 18 кардиоцератид и 7 филлоцератид (из последних большая часть представлена не определимыми до рода обломками или ювенильными экземплярами).

Наиболее хорошо сохранившиеся филлоцератиды представлены тремя экземплярами, относящимися к двум родам. Небольшой обломок фрагмокона с косым пережимом, наклоненном в сторону устья и сглаживающимся по направлению к вентральной стороне может быть отнесен к роду *Calliphylloceras* (рис. 1, фиг. C). Два других образца, представленные почти целым ядром и обломком, имеют очень характерную скульптуру в виде четко выраженных почти субрадиальных пучков ребер. Хотя скульптура подобного типа довольно широко распространена у верхнеюрских псевдофиллоцерасов, настолько четкие и почти не изогнутые ребра известны только у вида *Pseudophylloceras alaskanum* (Imlay), ранее изображавшегося только из среднего оксфорда–кимериджа Аляски (Imlay, 1981). Позднее находки данного вида упоминались

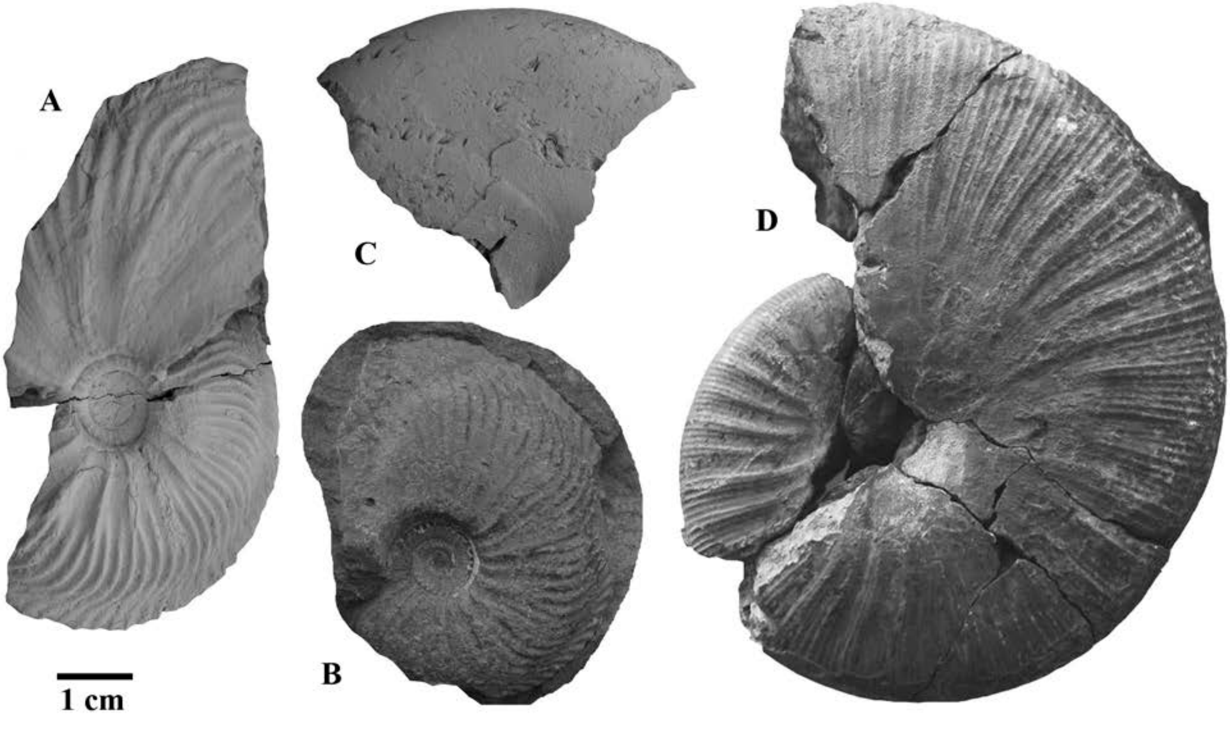


Рис. 1. Нижнеоксфордские аммониты из северного чекуровского разреза. A, B – *Cardioceras* (*Scarburgiceras*) *alphacordatum* Spath; C – *Calliphylloceras* sp., D – *Pseudophylloceras alaskanum* (Imlay).

из верхнего оксфорда–кимериджа гор Талкеетна (Trop et al., 2005). К этому же виду также можно отнести экземпляр из оксфорда Японии (*Phylloceras* (*Phylloceras*) cf. *consanguineum*: Sato, Yamada, 2014, фиг. 3), что дает возможность предположить, что этот вид мог быть широко распространен в Тихом океане. Недостаточная степень изученности позднеюрских высокоширотных филлоцератид не дает возможности судить о направлении их расселения, но данные находки, во всяком случае, позволяют утверждать существование связи мелководных шельфовых бассейнов севера Сибири с Палеопацификой.

ЛИТЕРАТУРА

Басов В.А., Бурдыкина М.Д., Вороховская А.И. и др. К стратиграфии мезозойских отложений Полоусного кряжа и прилегающих районов // Мезозойские отложения Северо-Востока СССР. Л.: НИИГА, 1977. С.5–15.

Каплан М.Е., Меледина С.В., Шурыгин Б.Н. Келловейские моря Севера Сибири (условия осадконакопления и существования фауны) // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1979. Вып. 384. 78 с.

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

Меледина С.В., Шурыгин Б.Н., Злобина О.Н. и др. Чекуровская свита (бат–келловей) в стратотипе // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1991. Вып. 769. С.5–37.

Паракецов К.В., Паракецова Г.В. Стратиграфия и фауна верхнеюрских и нижнемеловых отложений Северо-Востока СССР. М: Недра, 1989. 298 с.

Сакс В.Н. (ред.) Стратиграфия юрской системы севера СССР. М.: Наука, 1976. 436 с.

Сей И.И., Калачева Е.Д. Значение филлоцератид для расчленения средне- и верхнеюрских отложений Дальнего Востока // Геология и геофизика. 1981. № 12. С. 34–46.

Шамонин Е.С., Князев В.Г. Последовательность верхнебайосских – нижнеоксфордских аммонитов в низовьях р. Лена (Чекуровский разрез) // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы VIII Всерос. совещ. с международным участием. Онлайн-конференция, 7–10 сентября 2020 г. / В.А. Захаров (отв. ред.), М.А. Рогов, Е.В. Шепетова, А.П. Ипполитов (ред.). Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2020. С. 239–242.

Imlay R.W. Late Jurassic ammonites from Alaska // U.S. Geol. Surv. Prof. Paper. 1981. No 1190. 40 p.

Sato T., Yamada T. A new Oxfordian (Late Jurassic) ammonite assemblage from the Arimine Formation (Tetori Group) in the Arimine area, southeastern Toyama Prefecture, northern Central Japan // Bull. Natl. Mus. Nat. Sci., Ser. C. 2014. V. 40. P. 21–55.

Trop J.M., Szuch D.A., Rioux M., Blodgett R.B. Sedimentology and provenance of the Upper Jurassic Naknek Formation, Talkeetna Mountains, Alaska: Bearings on the accretionary tectonic history of the Wrangellia composite terrane // Geol. Soc. Am. Bull. 2005. V. 117. P. 570–588.

Ward P.D., Signor III P.W. Evolutionary tempo in Jurassic and Cretaceous ammonites // Paleobiology. 1983. V. 9. No 2. P. 183–198.

Zakharov V.A., Rogov M.A., Dzyuba O.S. et al. Palaeoenvironments and palaeoceanography changes across the Jurassic/Cretaceous boundary in the Arctic realm: case study of the Nordvik section (north Siberia, Russia) // Polar Res. 2014. V. 33. Art. 19714.

УДК 551.31:551.762(470.44)

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЮРСКОЙ ТЕРРИГЕННОЙ ТОЛЩИ В ДАЛЬНЕМ САРАТОВСКОМ ЗАВОЛЖЬЕ

В.Н. Староверов

Нижне-Волжский научно-исследовательский институт геологии и геофизики, Саратов, staroverovvn@gmail.com

Юрская терригенная толща Дальнего Саратовского Заволжья существенно отличается своим строением от смежных регионов. В условиях сложного тектонического строения юрские отложения сформировали эрозионно-тектонические останцы. Литологически похожие разрезы плиоцена могут отличаться только переотложенными комплексами нанопланктона. Наряду с традиционными фациями неритового мелководья, в юрских отложениях установлены прибрежные образования нижнего пляжа. Осадконакопление юрского периода начиналось на поверхности расчлененного палеорельефа.

Ключевые слова: юрский период, литораль, эрозионно-тектонические останцы, нанопланктон, геологические осложнения.

STRUCTURAL FEATURES OF THE JURASSIC TERRIGENOUS STRATA IN THE FAR SARATOV TRANS-VOLGA REGION

V.N. Staroverov

Lower Volga Research Institute of Geology and Geophysics, Saratov, staroverovvn@gmail.com

Jurassic terrigenous strata of the Far Saratov Trans-Volga region significantly differs in structure from adjacent regions. Under the conditions of a complex tectonic structure, the Jurassic deposits formed erosion remnants. The lithologically similar sections of the Pliocene can differ only in redeposited nanoplankton complexes. Along with the traditional facies of shallow neritic waters, coastal formations of the lower beach have been discovered in the Jurassic deposits. Jurassic sedimentation began on the surface of the dissected paleorelief.

Key words: Jurassic, macrofauna, littoral, erosion remnants, nanoplankton, geological complications.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-184

Рассматриваемая территория, расположенная в зоне сочленения целого ряда разнопорядковых тектонических структур (Пугачевский свод, Бузулукская впадина, Камелик-Чаганская зона дислокаций, Перелюбская впадина, Карповский вал, Бортовой уступ Прикаспийской впадины и др.), в последние десятилетия подвергалась мощному геологическому прессингу (рис. 1). В сложно построенном осадочном чехле открыты многочисленные месторождения нефти и газа (средний девон и нижний карбон), поделочных материалов (верхний карбон), калийно-магниевых солей (средняя пермь), горючих сланцев (верхняя юра) и строительных материалов (верхний плиоцен). Большое количество скважин со сплошным отбором керна в юрских разрезах позволило выявить основные закономерности их строения.

1. Отложения юрского возраста, представленные породами среднего и верхнего отделов, очень широко распространены в пределах изученной территории и нигде не выходят на земную поверхность. Их отсутствие зафиксировано в локальных зонах, приуроченных к палеодолинам позднего плиоцена, которые унаследованы современной гидросетью (Староверов, 2005). Повсеместно породы юры подстилаются песчано-глинистыми отложениями триаса, а перекрыты разновозрастными отложениями неоген-четвертичного комплекса. Границы четко устанавливаются только в случае детальных стратиграфических исследований, а при их отсутствии по косвенным литолого-палеонтологическим признакам.

Рис. 1. Обзорная карта района работ.

Граница с неогеном относительно уверенно определяется в том случае, когда глинистые породы юрского возраста перекрыты аллювиально-озерными песками верхнего неогена. Они визуально отличаются от юрских пород более низкой степенью литификации, независимо от литологического состава (Букина, 2013).

Значительно сложнее определение этой границы в случае глинистого состава пород обоих стратиграфических подразделений. Тогда уверенное ее выделение может быть произведено только при палеонтологических исследованиях, в частности при изучении комплексов нанопланктона. Установлено, что в случае известковистости неогеновых глин они практически всегда содержат смешанный комплекс нанопланктона (определения В.А. Мусатова), включающий переотложенные виды юрско-позднемелового возраста. В то время как подстилающие юрские отложения характеризуются обедненными в видовом отношении комплексами, характерными для отложений средне-позднеюрского возраста.

Определение **границы с триасом** не вызывает затруднений в том случае, когда алевро-песчаные породы юрского возраста залегают на пестроцветной глинистой пачке нижнего триаса. Вполне надежно подошва юрских отложений отбивается, когда керном охарактеризован базальный пласт, сложенный конгломератами и грубозернистыми песчаниками с катунами глин и неокатанными псефитовыми обломками.

В некоторых разрезах в отложениях нижнего триаса также содержатся пласты внутриформационных конгломератов, в этом случае определение точного положения линии границы становится несколько затруднительным. Ее наличие может быть выявлено на основании изучения псефитового материала пород, перекрывающих и подстилающих линию контакта. В отложениях триасового возраста псефитовый материал чаще всего представлен обломочными зернами кварцитовидных песчаников, «чуждых» для рассматриваемой территории и, вероятно, имеющих уральское происхождение. Также их принадлежность к триасу выдает пестроцветная окраска с доминированием бордовых, вишневых и буровато-кирпичных тонов.

Палеонтологические исследования показали, что нанопланктон присутствует только в юрских отложениях и не обнаружен ни в одном из образцов, отобранных из пород триасового возраста. Также встречены неопределимые обломки аммонитов. Комплекс нанофоссилий представлен многочисленными *Watznaueria barnesiae* (Black *in* Black & Barnes, 1959) Perch-Nielsen, 1968, *Watznaueria britannica* (Stradner, 1963) Reinhardt, 1964, *Ellipsagelosphaera supergesta* Varol and Bowman 2019, *Zeugrhabdotus* *erectus* (Deflandre *in* Deflandre & Fert, 1954) Reinhardt, 1965, характерными для средне-юрско-меловых отложений (определения В.А. Мусатова).

По всей вероятности, базальные юрские пласты приурочены к отрицательным формам палеорельефа, сформированного в течение позднего триаса и ранней юры. Предполагаем, что за пределами понижений осадконакопление в байос-батское время начиналось с существенно глинистых разностей. Предыдущими исследователями установлено, что юрская система также представлена образованиями келловейского, оксфордского, киммериджского и волжского ярусов (данные о результатах геологической съемки листа М-39-III масштаба 1 : 200 000).

Таким образом, геологическое тело средней и верхней юры на рассматриваемой территории зажато между двумя поверхностями эрозионно-тектонического палеорельефа и представляет собой крупные мезо-останцовые формы.

Кроме стратифицированных отложений средней юры, на востоке изученной территории (на границе с Оренбургской областью) некоторыми скважинами вскрыта глинисто-песчаная пачка неустановленного возраста. В ее составе наблюдается чередование песчаников зеленовато- и табачно-серых с алевролитами и глинами. В основании пачки залегают пески среднезернистые олигомиктовые, переходящие в серые конгломераты.

2. Парагенез глинистых минералов в породах юры обычно характеризуется хлорит-иллитовой ассоциацией с примесью каолинита и смектитов. В составе волжского яруса Коцебинского месторождения горючих сланцев выявлены прослои, содержащие разновидности смектитов с Na^+ в качестве обменного катиона, а также установлены включения вулканического стекла (Илясов, Староверов, 2017), остроугольные мелкие зерна кварца, преобразованные пепловые частицы и гейландит из группы цеолитов. Возможно, что эти компоненты могут свидетельствовать об участии продуктов вулканизма в составе пород волжского горизонта.

3. Осадконакопление в юрское время происходило на рассматриваемой территории в разнообразных палеогеографических обстановках от литорального мелководья до относительно глубоководного шельфа включительно (Сазонова, Сазонов, 1967). Среди них установлены фации нижнего пляжа и его фронтальной зоны. Об этом же свидетельствуют находки прослоев каолинитовой глины с линзами тонкозернистого песчаника и фрагментами обуглившейся древесины в юрских глинах. Допускается, что формирование грубообломочных пород базальных горизонтов происходило в пределах верхнего пляжа при участии абразионных процессов. Основным литотипом, редко сохраняющимся в ископаемом состоянии в связи с многократным перемещением древней береговой линии, являются паттумы. В них обломочные компоненты размером от мелкозернистой песчаной фракции до 3,5–6 см погружены в известково-глинистый заполнитель. Песчаные фракции и псефитовый материал от хорошо окатанного (главным образом галька мелкая) до слабо окатанного (наиболее крупные обломки). О крайней мелководности условий седиментации также свидетельствуют находки прослоев каолинитовой глины с линзами тонкозернистого песчаника и фрагментами обуглившейся древесины.

Среди отложений ближнего шельфа на отдельных участках были распространены горизонты конденсации, состоящие из мелкогалечникового конгломерата. В окатанных фрагментах определены палево-серая и коричневато-серая известковистая глина с мелкогравийными слабо окатанными зернами кварца, обломки ростров белемнитов, а также хорошо окатанные псефитовые компоненты размером до 4,5 см, которые сложены коричневато-серым мергелем.

4. Залегание пород в юрской терригенной толще сопряжено с целым рядом геологических осложнений. Среди них выделены две основные группы.

К структурным осложнениям отнесены зоны предполагаемых разрывных нарушений, микросбросы, зоны разуплотнения и брекчирования. Участки с дизъюнктивными дислокациями чаще приурочены к границам юрских эрозионно-тектонических останцов, а их местоположения фиксируются по следующим признакам. Наличию многочисленных «зеркал» скольжения, зон дробления и тектонической трещиноватости в породах юры. «Зеркала» скольжения фиксируются в глинах в виде поверхностей, наклоненных к оси керна под углом от 15 до 45°. Морфология их поверхности характеризуется чередованием параллельных борозд и разделяющих их ложбин, мелкой штриховкой, а также примазками «жирного» глинистого материала. Зоны тектонической брекчии образованы неравномерно окрашенной породой брекчированного строения – крупные неокатанные обломки зеленовато-серых и светло-коричневых аргиллитов скреплены песчаником буровато-серым полимиктовым.

В качестве индикаторов седиментационных неоднородностей в составе юрского комплекса выбраны два генетических типа. Первый из них выделяется в виде базального пласта, который формировался в углублениях палеорельефа на поверхности триасового субстрата. Он обычно сложен разнозернистыми песчаными породами, гравелитами и конгломератами. Формирование таких аномалий обусловлено длительным региональным перерывом в осадконакоплении, который продолжался с начала среднего триаса до байосского века средней юры. Быстрые темпы юрской трансгрессии способствовали сохранению отрицательных форм эрозионно-денудационного рельефа и быстрому их заполнению продуктами комплексной денудации. В их составе доминируют два основных литотипа. Первый – песчаники серые, с желтоватым оттенком. Характерно, что вблизи подошвы они всегда пятнисто окрашены за счет глинистых включений триаса вишнево-кирпичного цвета. Структура разнозернистая, от мелко- до крупнозернистой, обломочный материал плохо отсортирован, с редкими зернами до 1,4 мм. Линия контакта с более древними породами неровная, волнистая, к ней приурочены глинистые катуны. Такой контакт не мог быть следствием пассивного заполнения отрицательных форм рельефа, а возникал в результате совместной эрозии и аккумуляции. Второй литотип – конгломераты, содержащие до 40% окатанных обломков, в составе которых присутствуют алевролиты и глинистые породы. Вмещающая масса сложена песчаниками плохо отсортированными с полуокатанными и неокатанными зернами. В кластическом материале наряду с кварцем встречаются темноцветные минералы, полевые шпаты, разноцветные обломки пород.

Второй разновидностью рассматриваемого вида неоднородностей являются внутриформационные перерывы, обнаруженные в разрезах многих скважин. Эта седиментационная аномалия генетически связана со стратиграфическим перерывом между средней юрой и волжским ярусом и сопровождается крупной перестройкой структурного плана. Об этом свидетельствует разный возраст отложений, подстилающих сланценосную толщу, и различная их мощность, вплоть до полного размыва. Вероятно, что в данное время произошло обновление разломов фундамента, дифференцированное движение по ним отдельных блоков и формирование палеорельефа – ложа отложений волжского яруса (Илясов, Староверов, 2016) с наличием крупных и относительно глубоких, до 50–60 м, впадин субмеридионального простирания. Этому перерыву соответствует прослой мелкогалечникового конгломерата, который состоит из обломков мергеля и известковистого аргиллита с мелкогравийными слабо окатанными зернами кварца, а также фрагментов неотсортированного грубообломочного материала от мелкогравийного до галечникового. Принципиальное отличие от базальных пластов в подошве юры заключается в том, что внутриформационные псефитовые аналоги сложены только юрским материалом, а в генетическом отношении могут относиться к литоральным мелководным фациям, или представлять собой подводные горизонты конденсации.

Еще один вид геологических осложнений зафиксирован южнее Коцебинского месторождения горючих сланцев, где с севера на юг проходит линия выклинивания древней среднеюрской (аален–байос?) толщи, которая широко распространена на более восточных смежных территориях. По линии контакта, который имеет эрозионное, а возможно тектоническое происхождение, она сочленяется с «классической» более молодой толщей средне-позднеюрского возраста.

Таким образом, полученные результаты показывают, что выявленные геологические осложнения разных типов формировались в результате проявления как экзогенных, так и эндогенных процессов.

Подводя итог, отметим, юрская терригенная толща рассматриваемой территории формировалась в условиях нестабильного тектонического режима, что проявилось в возникновении перерывов в осадконакоплении различного ранга. На неотектоническом этапе в результате мощного неравномерного размыва позднеплиоценовой гидросетью была уничтожена значительная часть объема юрской терригенной толщи. В результате рассматриваемые отложения в настоящее время образуют эрозионно-тектонические останцы, сохранившиеся в пределах современных водоразделов.

ЛИТЕРАТУРА

Букина Т.Ф. Седиментогенез и ранний литогенез верхнеюрских сланценосных отложений центральной части Волжского бассейна. Саратов: изд-во Саратовского ун-та, 2013. 128 с.

Илясов В.С., Староверов В.Н. Роль седиментационного фактора в формировании сланценосной толщи средневолжскогоподъяруса на юго-востоке Волго-Уральской антеклизы // Инновации в разведке и разработке нефтяных и газовых месторождений. Казань: Изд-во ИЛХАС, 2016. Т. 1. С. 176–299.

Илясов В.С., Староверов В.Н. Закономерности распределения глинистых минералов в сланценосной толще Dorsoplanites panderi Коцебинского месторождения // Вестник ВГУ. Сер. геол. 2017. № 2. С. 26–29.

Сазонова И.Г., Сазонов Н.Т. Палеогеография Русской платформы в юрское и раннемеловое время // Тр. ВНИГНИ. Вып. LXII. Ленинград: Недра, 1967. 442 с.

Староверов В.Н. Акчагыльский этап седиментогенеза на юго-востоке Русской плиты. Воронеж: Изд-во ВГУ, 2005. 106 с.

УДК 550.47

ОРГАНИЧЕСКАЯ ГЕОХИМИЯ ВЕРХНЕЮРСКО-НИЖНЕМЕЛОВЫХ РЕЗРЕЗОВ Р. АНАБАР (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ)

Е.А. Фурсенко[1,2], В.А. Каширцев[1,2], Б.Л. Никитенко[1,2], А.И. Бурухина[1,2]

[1]Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск,
fursenkoea@ipgg.sbras.ru, kashircevva@ipgg.sbras.ru, nikitenkobl@ipgg.sbras.ru; burukhinaai@ipgg.sbras.ru
[2]Новосибирский государственный университет, Новосибирск

Информация по геохимии органического вещества ($C_{орг}$, пиролитические характеристики пород, распределение углеводородов-биомаркеров) верхнеюрско-нижнемеловых разрезов р. Анабар подтверждает прибрежно-морские субокислительные обстановки их формирования, реконструированные биофациальными методами. Такие обстановки неблагоприятны для концентрирования и сохранности ОВ в диагенезе, что обусловило низкие нефтегенерационные характеристики исследованных пород. Биомаркерный анализ (максимумы н-алканов на C_{20+}, н-C_{27}/ н-C_{17} >1, стераны $C_{29} > C_{27}$, высокие содержания ретена) указывает на преимущественно террагенный генотип ОВ. Согласно низким значениям T_{max} и присутствию в битумоидах непредельных углеводородов исследованное ОВ является незрелым. Распределение идентифицированных биомаркеров позволяет рассматривать исследованный интервал разрезов р. Анабар как “терпанов” геохимический горизонт, который был ранее выделен авторами в оксфорд-кимериджской части разреза Анабарского залива.

Ключевые слова: Восточная Сибирь, река Анабар, юра и мел, органическая геохимия, органическое вещество, биомаркеры.

ORGANIC GEOCHEMISTRY OF THE UPPER JURASSIC AND LOWER CRETACEOUS SECTIONS FROM THE ANABAR RIVER (EASTERN SIBERIA)

E.A. Fursenko[1,2], V.A. Kashirtsev[1,2], B.L. Nikitenko[1,2], A.I. Burukhina[1,2]

[1]Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, Novosibirsk,
fursenkoea@ipgg.sbras.ru, kashircevva@ipgg.sbras.ru, nikitenkobl@ipgg.sbras.ru; burukhinaai@ipgg.sbras.ru
[2]Novosibirsk State University, Novosibirsk

Information on the geochemistry of organic matter (C_{org}, pyrolytic characteristics of rocks, distribution of biomarker-hydrocarbons) from the Upper Jurassic–Lower Cretaceous sections of the Anabar River confirms coastal-marine suboxic environments of their formation, reconstructed by biofacial methods. Such conditions are not favorable for the concentration and retention of OM during diagenesis, which led to low oil generation characteristics of the studied rocks. A biomarker analysis (maxima of n-alkanes at C_{20+}, n-C_{27}/ n-C_{17} >1, steranes $C_{29} > C_{27}$, high retene contents) indicates a predominantly terrestrial OM genotype. According to the low T_{max} values and the presence of unsaturated hydrocarbons in the bitumoids, the considered OM is immature. The distribution of the identified biomarkers allows us to regard the investigated interval of the Anabar River sections as a ‘terpane’ geochemical horizon that was previously identified by the authors in the Oxfordian–Kimmeridgian part of the Anabar Bay section.

Key words: Eastern Siberia, Anabar river, Jurassic and Cretaceous, organic geochemistry, organic matter, biomarkers.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-189

Изучение органической геохимии осадочных пород разрезов р. Анабар является важной частью комплексных исследований юрско-нижнемеловых отложений арктических районов Восточной Сибири. Согласно палеогеографическим и биофациальным реконструкциям эти разрезы формировались в переходных – от субконтинентальных к мелководно-морским обстановках (Шурыгин и др., 2000; Никитенко и др., 2013, 2015).

Табл. 1

Представительность исследованной коллекции и комплекс выполненных анализов

Свита, возраст	Разрез А9		Разрез ОК/S2	
	$C_{орг}$, пиролиз, $\delta^{13}C_{орг}$	Биомаркерный анализ	$C_{орг}$, пиролиз, ИСУ	Биомаркерный анализ
	Количество проб			
Буолкалахская (верхи оксфорда – бореальный берриас)	8	8	2	2
Содиемыхаинская, (верхи бата – низы верхнего оксфорда)	6	6	20	14
Юрюнгтумусская, верхняя часть (бат)	0	0	2	2

Современными аналитическими методами определены содержания $C_{орг}$ и пиролитические характеристики пород, изотопный состав $C_{орг}$ ($\delta^{13}C_{орг}$), биомаркерный состав углеводородных фракций битумоидов (табл. 1).

Содержание органического углерода ($C_{орг}$ в % на породу) определялось в измельченной до 0,25 мм декарбонатизированной породе, после обработки образца 10 % соляной кислотой, методом сжигания в токе кислорода на приборе АН-7529 при температуре 1000–1100°С. Пиролитические характеристики пород (S_1, S_2, T_{max}) измерялись в варианте «Rock-Eval» на приборе SourceRockAnalyzer (HumbleInstruments). Определение $\delta^{13}C_{орг}$ для недебитуминизированных бескарбонатных остатков пород разреза ОК/S2 выполнялось в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) с использованием масс-спектрометрического комплекса, состоящего из масс-спектрометра Finnigan MAT 253 и линии пробоподготовки Gas Bench II (Thermo Electron Corporation), а для проб разреза А9 – на масс-спектрометре DELTA V Advantage (ThermoFisher) в Томском филиале АО “СНИИГГиМС” (г. Томск). Битумоиды экстрагированы из раздробленных пород хлороформом. Углеводородные фракции битумоидов выделены при помощи элюентной колоночной хроматографии. Биомаркеры исследованы в насыщенной и ароматической фракциях битумоидов методом газожидкостной хроматографии (н-алканы и ациклические изопренаны) и хроматомасс-спектрометрии (н-алкены стераны, три- и пентациклические терпаны, гопены, диастерены C_{27}-C_{29}, ретен, фенилалканы).

Концентрации $C_{орг}$ в исследованных пробах укладываются в узкий диапазон: 0.20–0.94 % на породу (в среднем 0.49 %) и 0.53–0.78 % на породу (в среднем 0.34 %) для разрезов А9 и ОК/S2, соответственно, что не превышает кларковых значений. Значения водородного индекса (HI < 60 мг УВ/ г $C_{орг}$) свидетельствуют о низком нефтегазогенерационном потенциале исследованных пород и согласуются с незначительными содержаниями $C_{орг}$ (Лопатин, Емец, 1987; Peters et al, 2005). Относительно повышенные значения параметра S2 (количество компонентов, образующихся при крекинге керогена) (диапазон 0.20–0.43 мг УВ/ г породы) и HI (диапазон 32–54 мг УВ/ г $C_{орг}$) характерны для четырех проб из верхов буолкалахской свиты разреза А9. Корректные значения температуры максимальной интенсивности выхода углеводородов в пике S2 (T_{max}) удалось измерить лишь для четырех проб из этой части разреза. T_{max} этих проб изменяется от 412 до 434°С и соответствует незрелому ОВ (Peters et al, 2005).

Проведенные хроматомасс-спектрометрические исследования углеводородных фракций битумоидов позволили идентифицировать в их составе специфичные наборы углеводородов (УВ)-биометок: стераны (m/z 217), диастерены (m/z 257), трициклические и пентациклические терпаны и терпены (m/z 191), ретен (m/z 219), фенилалканы (m/z 91, 105). Присутствие во всех исследованных пробах биостеранов и непредельных УВ (гопенов и диастеренов) подтверждает низкую зрелость ОВ разрезов р. Анабар, установленную по единичным определениям T_{max}.

В составе идентифицированных УВ преобладают терпаны и гопены (рис. 1), стеранов значительно меньше, а диастерены содержатся на уровне следов, что позволяет соотнести исследованные разрезы р. Анабар с “терпановым” геохимическим горизонтом, выделенным ранее на уровне оксфорда–кимериджа в разрезе Анабарского залива (Каширцев и др., 2018).

Подобно битумоидам “терпанового” биогеохимического горизонта Анабарского залива, в ароматической фракции битумоидов исследованных разрезов р. Анабар идентифицирован ретен – маркер участия в захороненном ОВ смол и детрита хвойных растений. Распределение алифатических УВ (максимумы н-алканов на УВ C_{20+}, н-C_{27}/ н-C_{17}>1,

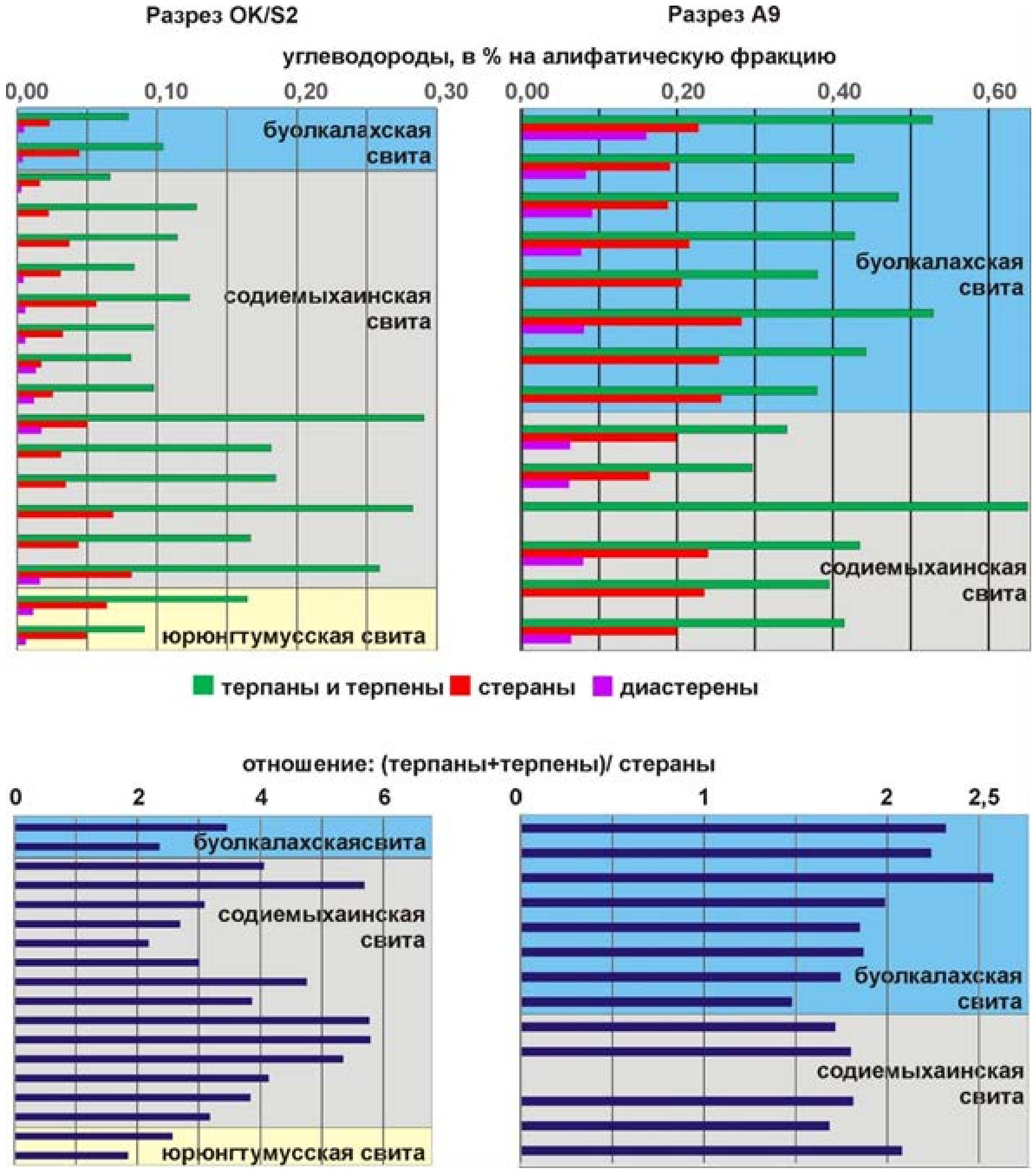


Рис. 1. Распределение углеводородов, идентифицированных в алифатических фракциях битумоидов исследованных разрезов р. Анабар.

стераны $C_{29} > C_{27}$) и высокие содержания ретена указывают на преимущественно террагенный генотип ОВ, накопление которого происходило в прибрежно-морских субокислительных обстановках. Как известно (Тиссо, Вельте, 1981; Peters et al, 2005), такие обстановки не благоприятны для концентрирования и сохранности ОВ в диагенезе, что обусловило низкий нефтегазогенерационный потенциал исследованных пород.

Для исследованного ОВ характерна обогащенность изотопом ^{13}C. Для проб разреза А9 $\delta^{13}C_{орг}$ изменяется от -22,8 до -25,7 ‰ (в среднем, -24,2 ‰), а для образцов из разреза ОК/S2 находится в диапазоне -26,2…-23,9 ‰ (в среднем, -24,9 ‰). Резкое уменьшение $\delta^{13}C_{орг}$ наблюдается в нижней приграничной части буолкалахской свиты как для разреза А9 (с -24,9 ‰ до -25,7 ‰), так и для разреза ОК/S2 (с -24,6 ‰ до -26,2 ‰). Относительно обедненное изотопом ^{13}C ОВ характеризует также приграничные прослои юрюнгтумусской и содиемыхаинской свит разреза ОК/S2 (-25 … -26,2 ‰). Возможно, что относительно пониженные значения $\delta^{13}C_{орг}$ связаны с более восстановительным режимом седиментогенеза в соответствующих интервалах разреза, в том числе при накоплении волжской части буолкалахской свиты. И, наоборот, наблюдаемая снизу-вверх по разрезу ОК/S2 тенденция к утяжелению изотопного состава $C_{орг}$ содиемыхаинской свиты может быть связана с относительно повышенной окисленностью ОВ.

И так, проведенные геохимические исследования позволили установить преимущественно террагенный генотип ОВ исследованных юрско-нижнемеловых разрезов р. Анабар и подтвердили субокислительные обстановки при его накоплении и диагенезе. Распределение УВ-биомаркеров, идентифицированных в битумоидах пород, соответствует оксфорд-кимериджскому “терпановому” геохимическому горизонту» разреза Анабарского залива.

Исследования выполнены при финансовой поддержке проекта ФНИ № 0331-2019-0022.

ЛИТЕРАТУРА

Каширцев В.А., Никитенко Б.Л., Пещевицкая Е.Б., Фурсенко Е.А. Биогеохимия и микрофоссилии верхней юры и нижнего мела Анабарского залива, море Лаптевых // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 4. С. 481–501.

Лопатин Н.В., Емец Т.П. Пиролиз в нефтегазовой геохимии. М.: Наука, 1987. 144 с

Никитенко Б.Л., Князев В.Г., Пещевицкая Е.Б., Глинских Л.А. Верхняя юра побережья моря Лаптевых: межрегиональные корреляции и палеообстановки // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 8. С. 1496–1519.

Никитенко Б.Л., Шурыгин Б.Н., Князев В.Г. и др. Стратиграфия юры и мела Анабарского района (Арктическая Сибирь, побережье моря Лаптевых) и Бореальный зональный стандарт // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1047–1082

Тиссо Б., Вельте Д. Образование и распространение нефти. М.: Мир, 1981. 501 с.

Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Девятов В.П. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. Новосибирск: Гео, 2000. 480 с.

Peters K.E., Walters C.C., Moldowan J.M. The biomarker guide. 2nd ed. NY: Cambridge University Press, 2005. 1155 p.

УДК 551.8 +551.762.31(571/1)

ФОРАМИНИФЕРЫ И БИОСТРАТИГРАФИЯ ШУРАТОВСКОЙ СВИТЫ (ВЕРХИ БОРЕАЛЬНОГО БЕРРИАСА–НИЗЫ ГОТЕРИВА) В СКВАЖИНЕ ДЕРЯБИНСКАЯ-6 (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

С.Н. Хафаева

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, KhafaevaSN@ipgg.sbras.ru

На основе исследования оригинальных коллекций фораминифер, полученных в результате обработки образцов из разреза шуратовской свиты (верхи бореального берриаса – низы готерива), вскрытой скважиной Дерябинская-6 (Западная Сибирь), установлен наиболее полный таксономический состав фораминифер. Биостратиграфический анализ распределения фораминифер в изученном разрезе позволил выделить последовательность из двух биостратонов в ранге слоев с фораминиферами.

Ключевые слова: фораминиферы, бореальный берриас, валанжин, готерив, биостратиграфия, шуратовская свита, Западная Сибирь.

FORAMINIFERS AND BIOSTRATIGRAPHY OF THE SHURATOV FORMATION (UPPERMOST BOREAL BERRIASIAN–LOWERMOST HAUTERIVIAN) IN THE DERYABINSKAYA-6 WELL (WESTERN SIBERIA)

S.N. Khafaeva

Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, Novosibirsk, KhafaevaSN@ipgg.sbras.ru.

Basing on the analysis of the original foraminiferal collections obtained as a result of the processing of the samples from the section of the Shuratov Formation (uppermost Boreal Berriasian – lowermost Hauterivian), penetrated by the Deryabinskaya-6 well (Western Siberia), the most complete taxonomic composition of foraminifera was established. Biostratigraphic analysis of the distribution of foraminifers in the studied section enabled the identification a two successive biostratons of beds with foraminifers.

Key words: foraminifers, boreal Berriasian, Valanginian, Hauterivian, biostratigraphy, Shuratov Formation, Western Siberia.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-193

Материалом для данной работы послужила коллекция фораминифер, полученная в результате обработки образцов из нижнемеловых отложений (верхняя часть бореального берриас – низы готерива) скважины Дерябинская–6. Скважина расположена на севере Западной Сибири (рис. 1), в Притаймырском подрайоне Енисей-Хатангского района (Решения..., 1991; Региональные…, 2006), где в диапазоне берриаса и низов готерива обособляется шуратовская свита со стратотипом по Южно-Носковской скв. 318 (интервал 2628 – 3720 м, сложена свита серыми алевролитами и глинами с пачками и прослоями песчаников) (Решения…, 1991; Региональные…, 2006).

В нижней части изученного разреза шуратовская свита представлена аргиллитами темно-серыми с подчиненными прослоями алевролита глинистого темно-серого слюдистого, встречается редкий ракушняковый и растительный детрит, стяжения пирита (интервал 2774 – 2755,3 м). Выше по разрезу (интервал 2755,3 – 2726,4 м) неравномерное переслаивание алевролита глинистого темно-серого слюдистого, алевролита песчаного и песчаника светло-серого мелкозернистого, характерен редкий растительный детрит. В прикровельной части интервала встречаются конкреционные прослои (мощностью до 0,6 м) известняка светло-серого. В верхней части изученного разреза (интервал 2726,4 – 2685,0 м) аргиллит темно-серый с редкими прослоями песчаника светло-серого мелкозернистого (рис. 2).

Рис. 1. Расположение скв. Дерябинская-6.

Микропалеонтологический анализ проведен для 33 образцов из разреза шуратовскй свиты, вскрытой скважиной Дерябинская-6. Распределение микрофауны по разрезу достаточно спорадичное. Часть анализируемых образцов не содержали микрофаунистических остатков.

При изучении микрофауны использовали 200-граммовую навеску породы. Дезинтеграция относительно рыхлых осадков, преимущественно глин, происходила с использованием холодильного оборудования, путем замораживания и размораживания образцов. Наиболее плотные породы вначале дробились, далее разрыхлялись с использованием расплава гипосульфита натрия (Основы палеонтологии, 1960; Фурсенко, 1978).

После дезинтеграции образцы отмывались через сито диаметром ячеек 56 микрон под струей воды. В случае, если образец полностью не дезинтегрировался, сцементированный осадок взвешивался, и проводился пересчет обнаруженной микрофауны на 200 г навески. Отбор и монографическое изучение полученной коллекции фораминифер проводилось под стереомикроскопом Stemi 2000-C (Carl Zeiss). Во время отбора микрофауны определялась частота встречаемости каждого вида, соотношение целых и поломанных раковин, количество взрослых и ювенильных особей.

Стратиграфический анализ систематического состава и распределения таксонов позволил проследить последовательность из двух фораминиферовых биостратонов в ранге слоев с фораминиферами *Orientalia baccula, Ammodiscus micrus* (KF3, верхняя часть бореального берриаса – нижний валанжин) и *Cribrostomoides infracretaceous, Cribrostomoides sinuosus* (KF4, верхняя часть валанжина – основание готерива) (Практическое…, 1991; Решения…, 1991; Региональные…, 2006; Никитенко и др., 2013) (рис. 2).

Наиболее древний комплекс фораминифер установлен в интервале глубин 2773,8 – 2740,6 м и представлен преимущественно агглютинированными формами, среди которых преобладают *Orientalia baccula* Schleifer, *Hyperammina aptica* (Dampel et Mjatliuk), реже встречаются *Glomospirella* ex gr. *gaultina* (Berthelin), *Recurvoides obskiensis* Romanova, *Trochammina anabarensis* Bulynnikova, *Cribrostomoides infracretaceous* (Mjatliuk) (в верхней части). Известковые виды присутствуют спорадически и представлены единичными экземплярами *Lenticulina novella* (Vassilenko), *Lenticulina variabilis* Romanova, *Lenticulina pseudoarctica* E. Ivanova, *Epistomina nordvica* E. Ivanova et Bokova, *Marginulina zaspelovae* Romanova, *Astacolus aleskerovae* (Romanova), *Globulina praelacrima* Mjatliuk (рис. 2).

Выше по разрезу в интервале глубин 2725 – 2696.1 м определен комплекс фораминифер, характерный для слоев с *Cribrostomoides infracretaceous*, *Cribrostomoides sinuosus* (валанжин – нижний готерив). Среди таксонов преобладают *Cribrostomoides infracretaceous* (Mjatliuk), часто встречаются *Recurvoides obskiensis* Romanova, *Hyperammina aptica* (Dampel et Mjatliuk), редки *Glomospirella* ex gr. *gaultina* (Berthelin), *Nodosaria incomes* Schleifer et Gerke, *Dentalina* ex gr. *gracilis* (Orb.), *Marginulina zaspelovae* Romanova, *Marginulina striatocostata* Reuss, *Lenticulina pseudoarctica* E. Ivanova (рис. 2).

Работа выполнена в рамках проекта ФНИ РАН № 0331-2019-0005.

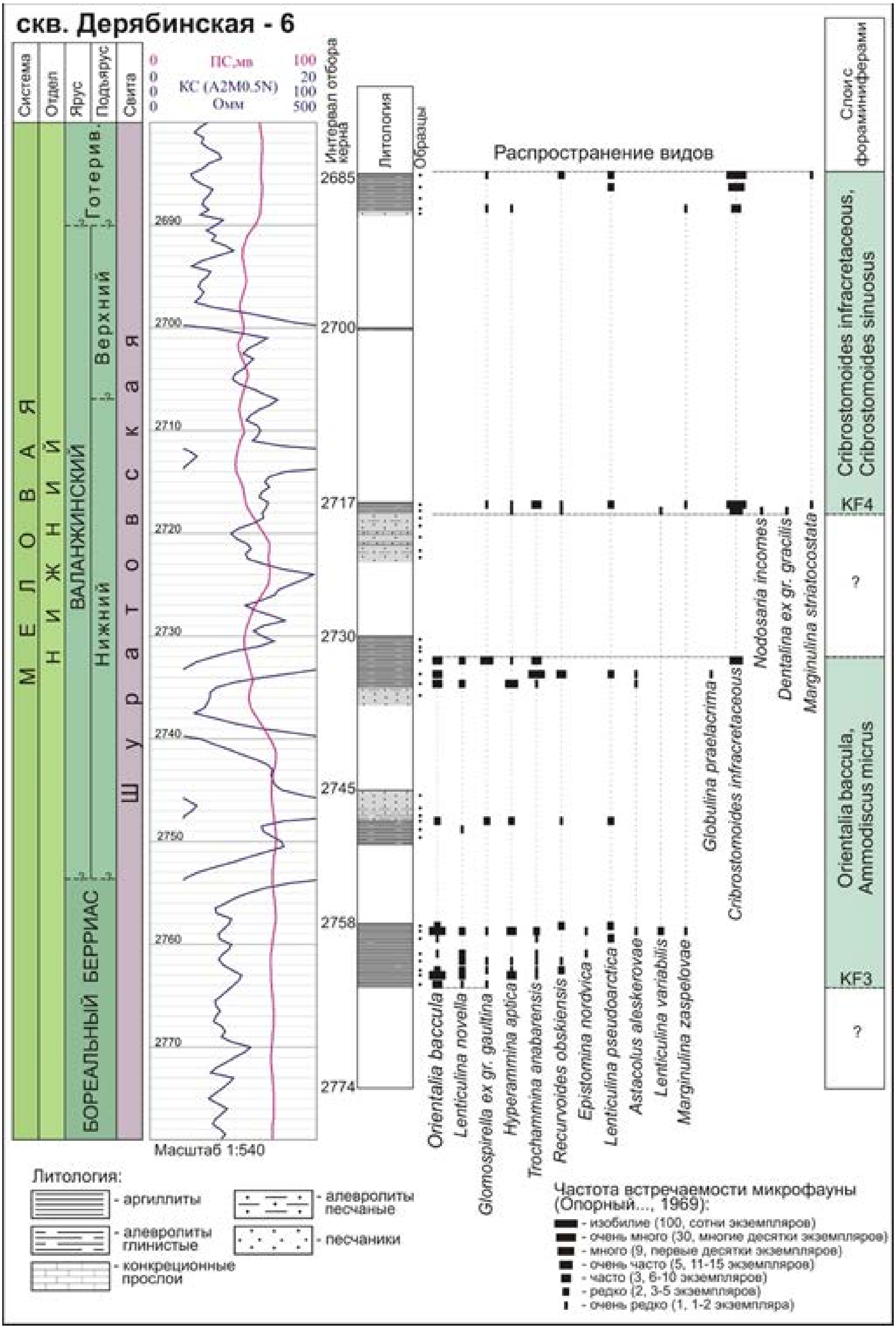


Рис. 2. Микропалеонтологическая, лито- и биостратиграфическая характеристики шуратовской свиты в скв. Дерябинская-6 (инт. 2685–2774 м).

ЛИТЕРАТУРА

Никитенко Б.Л., Шурыгин Б.Н., Князев В.Г. и др. Стратиграфия юры и мела Анабарского района (Арктическая Сибирь, побережье моря Лаптевых) и бореальный зональный стандарт // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1047–1082.

Практическое руководство по микрофауне СССР. Фораминиферы мезозоя. Т. 5. Л.: Недра, 1991. 375 с.

Опорный разрез верхнеюрских отложений бассейна р. Хеты (Хатангская впадина). Л.: Наука, 1969. 207 с.

Основы палеонтологии. Справочник для палеонтологов и геологов СССС. Т. 8. Членистоногие, трилобитообразные и ракообразные. М.: ГОНТИ, 1960. 515 с.

Региональная стратиграфическая схема берриас-аптских отложений Западной Сибири. Утверждена на расширенном заседании Бюро МСК России 8 апреля 2005 г. // Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. С.-Пб., 2006. Вып. 36. 64 с.

Решения 5-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины (Тюмень, 14–18 мая 1990 г). Тюмень, 1991. 54 с.

Фурсенко А.В. Введение в изучение фораминифер. Новосибирск: Наука, 1978. 242 с.

УДК 564.53+551.762

ПРОБЛЕМА ДИАГНОСТИКИ ВИДА *ARCTICOCERAS CRANOCEPHALOIDE* CALLOMON et BIRKELUND, 1985 НА СЕВЕРЕ СИБИРИ

Е.С. Шамонин[1,2], В.Г. Князев[3]

[1]*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, ShamoninES@ipgg.sbras.ru*
[2]*Новосибирский государственный университет, Новосибирск*
[3]*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск*

Рассмотрено первоначальное описание батского вида *Arcticoceras cranocephaloide* Callomon et Birkelund, 1985 для решения проблемы его присутствия в Северной Сибири. Обозначены возникшие вопросы: результаты онтогенетического изучения практически не представлены; описание внутренних оборотов сделано по паратипу MGUH 16573, не имеющего взрослых стадий развития раковины, что ставит под сомнение его определение как *A. cranocephaloide*; недостаточно полное описание скульптуры и формы раковины, а также отсутствие изображений вентральной стороны и устья взрослых раковин затрудняет его диагностику за пределами Восточной Гренландии. При сравнении имеющихся фотографий восточно-гренландской коллекции *A. cranocephaloide* и описаний ранних кадоцератин установлено, что все северосибирские экземпляры, определяемые под этим видовым названием, по основным параметрам следует относить к узкоумбональной модификации *Catacadoceras barnstoni* (Meek, 1859). Для окончательного решения проблемы наличия-отсутствия *A. cranocephaloide* за пределами Восточной Гренландии необходимо переизучение этого вида на материале из типового местонахождения.

Ключевые слова: аммониты, Cardioceratidae, бат, Сибирь, Гренландия.

THE PROBLEM OF RECOGNISING THE SPECIES *ARCTICOCERAS CRANOCEPHALOIDE* CALLOMON et BIRKELUND, 1985 IN NORTHERN SIBERIA

E.S. Shamonin[1,2], V.G. Knyazev[3]

[1]*Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, Novosibirsk, ShamoninES@ipgg.sbras.ru*
[2]*Novosibirsk State University, Novosibirsk*
[3]*Diamond and Precious Metal Geology Institute, SB RAS, Yakutsk*

The original description of the Bathonian species *Arcticoceras cranocephaloide* Callomon et Birkelund, 1985 is analyzed to solve the problem of its presence in Northern Siberia. The issues that have arisen are indicated: the results of ontogenetic study are practically not presented; the description of inner whorls was made according to the paratype MGUH 16573, which does not have adult stages of shell development, which casts doubt on its definition as *A. cranocephaloide*; an insufficiently complete description of the sculpture and shape of the shell, as well as the absence of illustrations of the ventral side and the mouth of adult shells, complicates the recognition of *A. cranocephaloide* from outside East Greenland. When comparing the available photographs of the East Greenland collection of *A. cranocephaloide* and descriptions of the early Cadoceratinae, it was found that all specimens from Northern Siberia identified by this species name, according to the main parameters, should be attributed to the narrow-umbilical modification of *Catacadoceras barnstoni* (Meek, 1859). In order to finally solve the problem of the presence-absence of *A. cranocephaloide* outside East Greenland, it is necessary to re-study this species on material from the type locality.

Key words: ammonites, Cardioceratidae, Bathonian, Siberia, Greenland.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-197

Вид *Arcticoceras cranocephaloide* впервые был описан Дж. Калломоном и Т. Биркелунд (Callomon, 1985). На полуострове Земля Джеймсона в Восточной Гренландии слои, где вид впервые был установлен, выделяются в одноименную зону. Из подстилающих слоев приводятся находки аммонитов рода *Arcticoceras*, характерные для зоны Arcticoceras ishmae, а перекрывают зону A. cranocephaloide слои, содержащие ранних представителей подсемейства Cadoceratinae – аммониты зоны Paracadoceras variabile.

Форма раковины внутренних оборотов *A. cranocephaloide* похожа на ранних кадоцератин – достаточно эволютная (относительная ширина умбиликуса около 30%), в поперечном сечении округлой формы. На взрослых оборотах раковина приобретает форму, характерную для *Arcticoceras* – более инволютную и умеренно вздутую. Авторами вида указывается, что относительная толщина раковины варьирует в пределах 40–50%, однако в коллекции присутствует экземпляр с относительной толщиной 80%.

Описание скульптуры *A. cranocephaloide* недостаточно полное. По изображениям паратипа MGUH 16573 (Callomon, 1985, табл. 1, фиг. 3) ребристость начальных оборотов рельефная, слабо наклоненная, регулярно двуветвящаяся на середине (или немного ниже) латеральной стороны, не дифференцированная. Характер скульптуры экземпляра, имеющего только внутренние обороты, типичен как для их предков – более ранних *Arcticoceras*, так и для их потомков – первых представителей подсемейства Cadoceratinae. На взрослой жилой камере скульптура сохраняется (что не типично для ранних *Arcticoceras*, у которых скульптура взрослой жилой камеры в той или иной степени редуцирована) и имеет вид рельефных, сильно наклоненных вперед, двуветвящихся со вставными, слабо дифференцированных ребер.

В первоописании *A. cranocephaloide* практически не представлены результаты онтогенетического изучения. Описание внутренних оборотов достаточно краткое и не привязанное к конкретному диаметру. На имеющихся в распоряжении авторов настоящей работы фотографиях коллекции *A. cranocephaloide* из Восточной Гренландии, сделанных и любезно предоставленных Василием Вингеровичем Митта, большинство экземпляров деформированы на внешних оборотах и/или не имеют внутренних оборотов. Таким образом, единственным источником информации для описания внутренних оборотов *A. cranocephaloide* мог служить лишь изображенный в работе паратип MGUH 16573, более поздние обороты которого не известны, а определение его как *A. cranocephaloide,* скорее всего, обоснованно лишь его нахождением на одном уровне со взрослыми экземплярами этого вида. В работе указывается, что этот экземпляр был обнаружен юго-западнее от Олимпена (Olympen), в разрезе № 70, а голотип и два других паратипа вида происходят из разреза № 42, который находится юго-западнее от Фоссильберга (Fossilbjerg). Это заставляет еще больше усомниться в правомочности отнесения паратипа MGUH 16573 к *A. cranocephaloide*. По нашему мнению, этот экземпляр имеет сходную форму раковины и скульптуру с внутренними оборотами ранних кадоцератин.

Из-за отсутствия изображений вентральной стороны и устья взрослых экземпляров, скульптура *A. cranocephaloide* известна лишь по изображениям латеральной стороны, что вызывает множество разночтений. Так, например, этот вид, имеющий на взрослых стадиях сильно наклоненные вперед крупные (булловидные) первичные ребра, переходящие на середине или несколько выше середины латеральной стороны в менее крупные вторичные ребра, можно спутать с *Catacadoceras barnstoni* (Meek, 1859), голотип которого был найден в Северо-Западной Канаде и переизображен в работе Г. Фреболда (Frebold, 1964). Из того же района приводятся описание и многочисленные изображения экземпляров *C. barnstoni* Т. Пултоном (Poulton, 1987), а также в ряде публикаций указывается присутствие этого вида в разрезах Северной Сибири (Меледина и др., 1991; Меледина, 1994, 1999; Князев и др., 2009; и др.). В перечисленных районах *C. barnstoni* имеет схожее стратиграфическое положение с *A. cranocephaloide* в Восточной Гренландии – между зонами Arcticoceras ishmae и Paracadoceras variabile. Таким образом, деформированные экземпляры *C. barnstoni* можно легко спутать с внешне похожими изображениями *A. cranocephaloide*. На имеющихся фотографиях *A. cranocephaloide* из восточно-гренландской коллекции обнаружилось, что на вентральной стороне этот вид имеет широкие вторичные ребра, пересекающие вентральную сторону с заметным изгибом в сторону устья, что и отличает его от видов ранних кадоцератин, ребристость которых при схожих диаметрах пересекает вентральную сторону без заметных изгибов.

Аналогична проблема и с пониманием формы раковины *A. cranocephaloide.* В первоописании приводится интервал вариации относительной толщины раковины (40–50%, и 80% у одного экземпляра) и указывается, что на взрослой жилой камере наблюдается уплощение на вентральной стороне. Умбиликус открытый, не глубокий, с закругленным краем. По изображениям паратипов MGUH 16571 и 16572 относительная ширина умбиликуса варьирует от 26 до 29%, что входит в интервал вариации этого параметра у ранних кадоцератин – от 26 до 33% у *C. barnstoni*, от 26 до 32% у *P. variabile*. Относительная высота оборотов приведенных изображений взрослых раковин составляет 38 и 40% (паратипы) и 41% (голотип). Из этого следует сделать вывод, что высота оборота будет заметно меньше его толщины, а их соотношение будет варьировать примерно в пределах от 0.8 до 1 (если брать в расчеты указание о присутствии экземпляра с относительной толщиной раковины равной 80%, то диапазон этого соотношения будет начинаться примерно с 0.5). Такие же коэффициенты характерны и для ранних кадоцератин. Например, у *C. barnstoni* относительная высота оборота варьирует от 37 до 47%, отношение высоты к толщине – примерно от 0.6 до 0.9. У *P. variabile* относительная высота оборота варьирует от 36 до 44%, отношение высоты к толщине – от 0.6 до 0.9. Однако на имеющихся фотографиях восточно-гренландской коллекции *A. cranocephaloide* обнаружилось, что на взрослых оборотах раковин паратипов отношение высоты к толщине составляет 0.9 и 1, а у голотипа высота оборота раковины превышает его толщину, и соотношение становится равным 1.13. Общий вид взрослых раковин на упомянутых фотографиях оставляет впечатление, что для обсуждаемого вида характерна более тонкая раковина, чем для ранних кадоцератин (однако изображение раковины, у которой относительная толщина была бы достоверно равна 80%, не обнаружено).

Можно заключить, что достоверные внутренние обороты *A. cranocephaloide* не известны, а найденные внутренние обороты из слоев, содержащих взрослые раковины этого вида, могут принадлежать и первым представителям подсемейства Cadoceratinae. Если же считать, что приводимые «кадоцерасовые» внутренние обороты действительно принадлежат *A. cranocephaloide*, то следует поставить под сомнение его родовую интерпретацию. На взрослых жилых камерах скульптура сохраняется, что не свойственно для большинства видов *Arcticoceras* из зоны A. ishmae. От ранних кадоцератин ребристость *A. cranocephaloide* отличается отчетливо заметным изгибом вторичных ребер на вентральной стороне в сторону устья. От более древних представителей рода *Arcticoceras* обсуждаемый вид, прежде всего, отличается большей относительной шириной умбиликуса, тогда как от ранних кадоцератин – заметно более узкими формами раковины (у *C. barnstoni* относительная толщина варьирует в среднем в пределах 50–60% или несколько больше, а соотношение высоты и толщины оборота – от 0.6 до 0.9).

Описание *A. cranocephaloide* из разрезов Северной Сибири (низовье р. Лена, Чекуровская антиклиналь; Оленекский залив, пос. Ыстаннах-Хочо, также известный как Станнах-Хочо) приведено в работе (Князев и др., 2009). Указанные в описании экземпляры изображены ранее (Меледина и др., 1991; Меледина, 1994). В результате изучения этих экземпляров заметного изгиба ребер на вентральной стороне взрослых оборотов – главного скульптурного отличия *A. cranocephaloide* от ранних кадоцератин – не обнаружено. Кроме того, при более внимательном рассмотрении особенностей скульптуры сибирских экземпляров можно обнаружить их сходство с некоторыми изображенными раковинами *C. barnstoni* из Северо-Западной Канады (Poulton, 1987).

Указанная в описании сибирских представителей вида относительная ширина умбиликуса (20–25%) не свойственна для *A. cranocephaloide* Восточной Гренландии (см. выше), однако, как минимум, у одного экземпляра (№ 489-336, пос. Станнах-Хочо: Меледина, 1994; табл. V, фиг. 1) относительная ширина умбиликуса достигает 30%.

Форма раковины сибирских экземпляров так же не характерна для *A. cranocephaloide* из Восточной Гренландии. Как по приведенному описанию, так и по изображениям экземпляров можно установить, что относительная толщина их внешних оборотов варьирует от 55 до 60%, а отношение высоты оборота к толщине – от 0.65 до 0.75. Как отмечено выше, такие относительные показатели более характерны для ранних представителей подсемейства Cadoceratinae, чем для *A. cranocephaloide*. Более того, поперечное сечение экземпляра № 856-21 (Князев и др., 2009; табл. I, фиг. 1) внешне, судя по имеющимся изображениям, очень похоже на таковые у некоторых представителей *C. barnstoni* из Северо-Западной Канады (Poulton, 1987).

Таким образом, достоверных находок вида *A. cranocephaloide* в разрезах Северной Сибири не известно, а описываемые ранее экземпляры *A. cranocephaloide* из разрезов низовья р. Лена и Оленекского залива следует относить, скорее, к узкоумбональной модификации вида *C. barnstoni.* Определение (?)*Arcticoceras* sp. juv. (cf. *A. cranocephaloide*) для аммонита, происходящего из бата п-ова Юрюнг-Тумус (de Lagausie, Dzyuba, 2017, pl. I, fig. 6–8), основано на фрагменте внутреннего оборота раковины. По мнению авторов настоящей работы, на малых диаметрах достоверная диагностика *A. cranocephaloide* не представляется возможной (см. выше). Также известны находки *A.* aff. *cranocephaloide* из долины р. Печора, описанные С.В. Härmelediной (1987). Однако ни внешняя морфология этих экземпляров, ни стратиграфическое положение (зона Arcticoceras ishmae) не позволяют отнести их к виду *A. cranocephaloide*. Следует заключить, что раковины *A. cranocephaloide* достоверно обнаружены только в восточно-гренландских разрезах, а сам вид, скорее всего, был эндемичным и вероятно имел узко локальный ареал. Однако не исключено, что затруднения диагностики этого вида в других разрезах вызваны тем, что его описание из типового местонахождения не охватывает всего диапазона морфологических особенностей развития раковины. Для решения этого вопроса необходимы повторные исследования и дополнительные монографические описания раковин *A. cranocephaloide* из разрезов бата Восточной Гренландии.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 19-05-00130), а также является вкладом в проект ФНИ № 0331-2019-0004.

ЛИТЕРАТУРА

Князев В.Г., Кутыгин Р.В., Меледина С.В. Зональная шкала верхнего бата Восточной Сибири по аммонитам // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 2. С. 86–97.

Меледина С.В. Аммониты и зональная стратиграфия келловея суббореальных районов СССР. М.: Наука, 1987. 182 с.

Меледина С.В. Бореальная средняя юра России. Новосибирск: Наука, 1994. 181 с.

Меледина С.В. Аммониты из бореального верхнего бата острова Котельный // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 10. С. 1397–1404.

Меледина С.В., Шурыгин Б.Н., Злобина О.Н. и др. Чекуровская свита (бат–келловей) в стратотипе // Детальная стратиграфия и палеонтология юры и мела Сибири. Новосибирск: Наука, 1991. С. 5–37.

Callomon J.H. The evolution of the Jurassic ammonite family Cardioceratidae // Palaeontology, Spec. Pap. 1985. P. 49–90.

Frebold H. The Jurassic faunas of the Canadian Arctic. Cadoceratinae // Geol. Surv. Canada, Bull. 1964. V. 119. P. 1–27.

Lagausie B. de, Dzyuba O.S. Biostratigraphy of the Bajocian–Bathonian boundary interval in northern Siberia: new data on belemnites from the Yuryung-Tumus peninsula // Bull. Soc. géol. France. 2017. V. 188. No 1–2. P. 1–9.

Poulton T.P. Zonation and correlation of Middle Boreal Bathonian to Lower Callovian (Jurassic) ammonites, Salmon Cache Canyon, Porcupine River, Northern Yukon // Geol. Surv. Canada, Bull. 1987. V. 358. P. 1–155.

Spath L.F. The invertebrate faunas of the Bathonian–Callovian deposits of Jameson Land (East Greenland) // Medd. Grønl. 1932. Bd 87. No 7. P. 1–158.

УДК 551.762.2(470.44

U-ОБРАЗНЫЕ ШПРЕЙТОВЫЕ ПЕЛЛЕТОВЫЕ ХОДЫ В БАТЕ САРАТОВСКОГО ЗАВОЛЖЬЯ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИИ ОБСТАНОВОК ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Е.В. Щепетова[1], Е.Ю. Барабошкин[1,2], Г.Н. Александрова[1],
М.А. Рогов[1], А.С. Застрожнов[3]

[1]Геологический институт РАН, Москва, shchepetova@ginras.ru, russianjurassic@gmail.com
[2] Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, ejbaraboshkin@mail.ru
[3]Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Andrey_Zastrozhnov@vsegei.ru

В нижней половине батской каменноовражной свиты Саратовского Заволжья, образованной переслаиванием пепельно-серых глин и рыхлых серовато-белых «мучнистых» алевритов и охарактеризованной скудными находками фораминифер *Ammodiscus baticus*, на фоне отсутствия биотурбаций выделяется 5-метровый интервал, интенсивно переработанный однотипными U-образными шпрейтовыми норами, заполненными глинистыми пеллетами *Coprulus oblongus* и мелкозернистым алевритовым материалом. По морфологии и характеру заполнения норы близки к *Rizocorallium commune*, но отличаются субвертикальной ориентировкой, отсутствием краевых трубок и выдержанными небольшими размерами. Данную моноспецифическую ассоциацию следов жизнедеятельности, с учетом седиментологических и палинологических данных, можно рассматривать как характеризующую обстановки приливных равнин.

Ключевые слова: каменноовражная свита, средняя юра, Русская платформа, *Rizocorallium commune*, *Coprulus oblongus*, палинокомплексы, обстановки приливной равнины.

U-SHAPED SPREITEN-BURROWS FILLED BY PELLETS IN THE BATHONIAN OF THE SARATOV REGION AND THEIR SIGNIFICANCE FOR RECONSTRUCTION OF SEDIMENTARY ENVIRONMENTS

E.V. Shchepetova[1], E.Yu. Baraboshkin[1,2], G.N. Aleksandrova[1],
M.A. Rogov[1], A.S. Zastrozhnov[3]

[1]Geological Institute, RAS, Moscow, shchepetova@ginras.ru, russianjurassic@gmail.com
[2]Faculty of Geology, Lomonosov Moscow State University, Moscow, ejbaraboshkin@mail.ru
[3]Russian Geological Research Institute (VSEGEI), St. Petersburg, Andrey_Zastrozhnov@vsegei.ru

In the lower half of the Bathonian Kamenny Ovrag Formation of the Saratov region (the left-bank of the River Volga area), that is represented by the interbedding of light-gray clays and grayish-white soft siltstones, and characterized by rare foraminifers *Ammodiscus baticus*, we observed the 5-metre interval that has been intensively reworked by U-shaped spreiten burrows filled by *Coprulus oblongus* pellets and fine-grained silt material. The interval is contrasted markedly with lack of bioturbation in the adjacent sediment. Morphology and specific filling of the burrows are similar to *Rizocorallium commune*. It differs by subvertical orientation, absence of marginal tubes, and uniformly small size. Taking into account sedimentological and palynological data this monospecific association of trace fossils can be considered as occupying the tidal flat depositional environments.

Key words: Kamenny Ovrag Formation, middle Jurassic, Russian Platform, *Rizocorallium commune*, *Coprulus oblongus*, palinofacies, the tidal flat depositional environment.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-202

Авторами детально изучен разрез байоса–бата в керне двух скважин, пробуренных на территории Перелюбского района Саратовской области и вскрывших эти отложения, общей мощностью около 40–50 м. По литологическим признакам и распределению остатков фауны, в разрезе были выделены каменноовражная и починковская свиты (Щепетова и др., 2020).

В нижней половине батской каменноовражной свиты (скв. № 1, в 20 км юз г. Перелюба), образованной переслаиванием пепельно-серых глин и рыхлых серовато-белых «мучнистых» алевритов и охарактеризованной скудными находками фораминифер *Ammodiscus baticus*, на фоне отсутствия биотурбаций выделяется интервал (190–195 м) интенсивно переработанный однотипными ходами с пеллетовым заполнением. Они хорошо видны на горизонтальных плоскостях керна (рис. 1) и первоначально определялись как *Taenidium satanassi* D'Alessandro et Bromley (Щепетова и др., 2020). Препарирование образцов и изучение различных срезов позволили изучить специфику их строения.

Встреченный ихнотаксон представлен небольшими неглубокими U-образными шпрейтовыми вертикальными или крутонаклонными (75–80°) норами (рис. 2). Футеровка стенок отсутствует. Шпрейтовая текстура подчеркнута чередованием слойков, образованных темными глинистыми копролитами и светлым алевритом с единичными

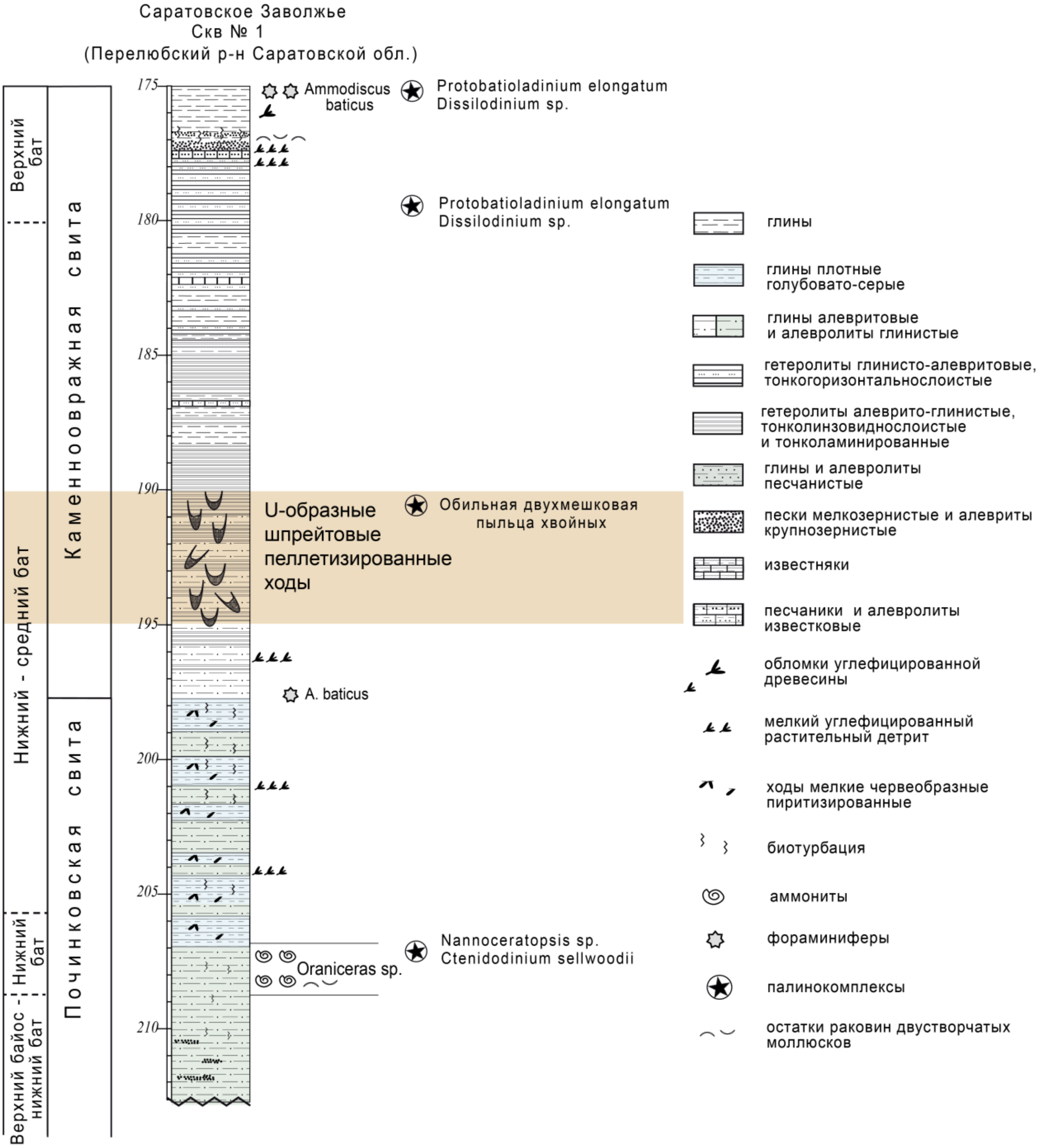


Рис. 1. Литологическая колонка разреза байос-батских отложений Саратовского Заволжья, подразделение на свиты и положение пачки с U-образными шпрейтовыми пеллетовыми ходами.

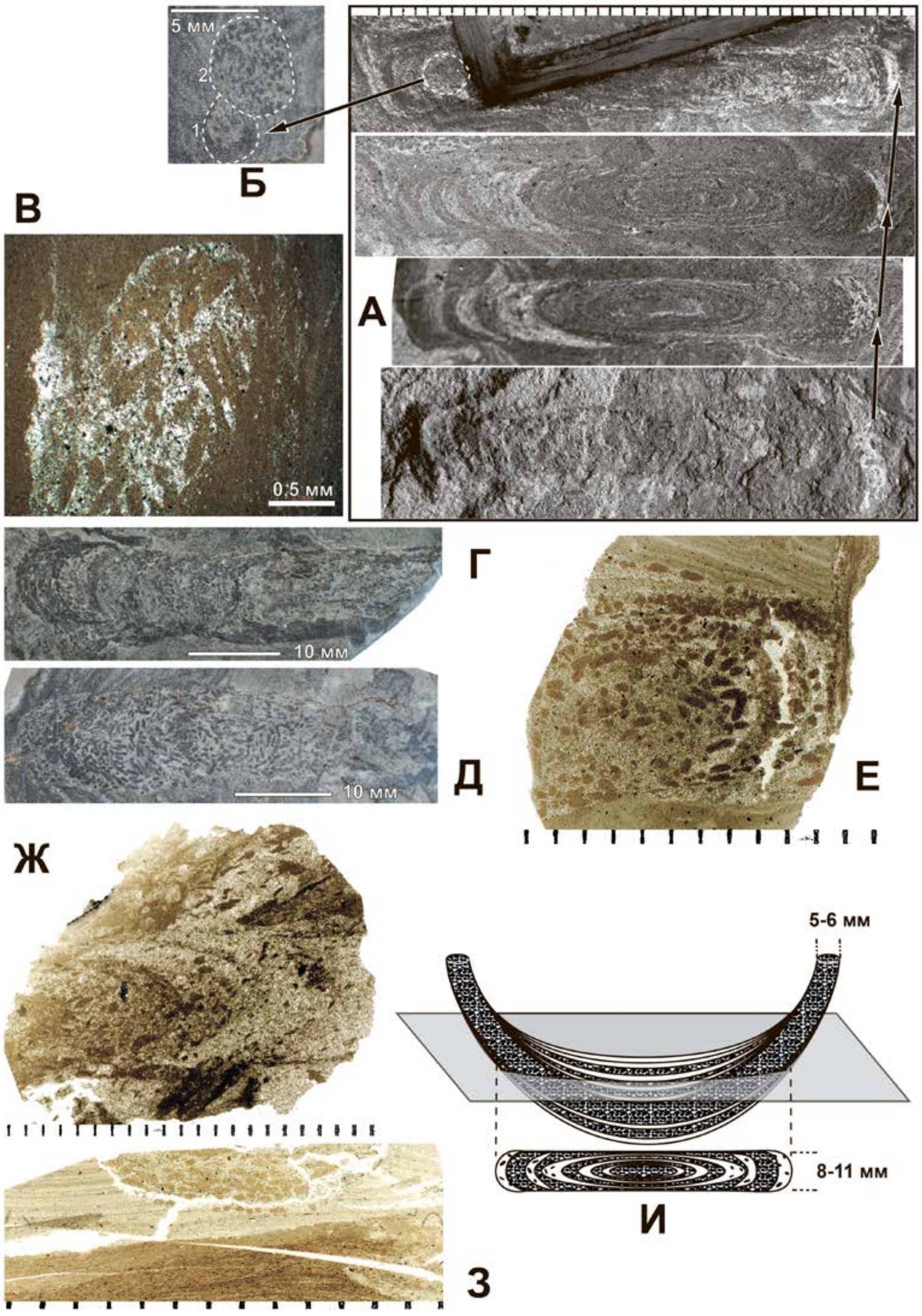


Рис. 2. U-образные шпрейтовые пеллетовые ходы в батских глинисто-алевритовых отложениях каменноовражной свиты Саратовского Заволжья (скв. № 1, в 20 км юз г. Перелюб). А, Б – серия последовательных поперечных срезов образца керна. Срезы расположены от основания норы (нижнее фото) к ее более высокой части (верхнее фото). Пунктиром на нижней фотографии обозначена центральная трубка, направленная вверх. Б – продолжение центральной трубки и ее выход на верхней горизонтальной плоскости керна (примерно в 1 см выше). Край этой трубки (1) срезан аналогичной трубкой от соседнего (?) хода (2), также содержащего пеллеты; В – поперечное сечение трубки, шлиф (гл. 191,1 м); Г, Д – срезы одного и того же хода на разных горизонтальных плоскостях керна, (расстояние между срезами – 14 мм): Г – на верхней, Д – на нижней; Е – поперечный срез хода, шлиф (гл. 190,2 м); Ж – поперечный срез хода, шлиф (гл. 193,5 м); З – продольный срез основания хода, шлиф (гл. 190,2 м); И – объемная реконструкция хода.

копролитами или без них. Копролиты достигают максимальных размеров 1х0,34 мм и относятся к ихновиду *Coprulus oblongus* Mayer (Knaust, 2020); их расположение варьирует от хаотичного до однородно ориентированного вдоль контуров шпрейтов. Общая ширина нор составляет 40–60 мм, поперечная толщина шпрейтовой части до 11 мм. Диаметр трубок в верхней, безшпрейтовой части 0,5–0,6 мм; предположительно к верху они несколько расширяются. Сами трубки не занимают краевого положения, напоминая структуру *Diplocraterion*. Общая высота конструкций составляет немногим более 1 см. Норы представляют собой комбинацию жилища, следов питания суспензией и следов перемещения внутри норы вслед за перемещением поверхности осадка. Предположительно, они принадлежат червеподобным организмам. По особенностям морфологии и пеллетовому заполнению, они наиболее близки к *Rhizocorallium commune* Schmid (Knaust, 2013), но отличаются субвертикальной ориентировкой, отсутствием краевых трубок и выдержанными небольшими размерами.

Rizocorallium commune известны из различных обстановок как шельфовых, так и прибрежных условий осадконакопления. Однако существуют многочисленные свидетельства их толерантности к колебаниям солености и распространения разновидностей этого ихновида в обстановках лагун и приливных равнин. Имеются наблюдения (Knaust, 2013) о связи определенных видов пеллет активного заполнения шпрейтов *R. commune* с обстановками осадконакопления, в частности, *C. oblongus* – с межприливной зоной и более глубоководными обстановками.

Встреченный нами ихнотаксон не является типичным представителем *Rhizocorallium commune*, и обстановки его распространения требуют обоснования седиментологическими и палеоэкологическими методами. По близкой трофической стратегии, выраженной в сходстве строения и материале активного заполнения, и с учетом небольших размеров U-образных шпрейтовых конструкций, данную монотаксонную ассоциацию в нижней половине каменновражной свиты можно рассматривать как характеризующую приливные равнины.

Остатки фауны в биотурбированном интервале не встречены, однако в 2,5–3 м ниже, в сходных отложениях, но более глинистых и без следов биотурбации, присутствуют фораминиферы *A. baticus*. Сразу под этим уровнем облик глин изменяется, и в нижележащей части разреза доминируют более темные и плотные голубовато-серые глины с мелкими тонкими червеобразными пиритизированными ходами – типичными для починковской свиты Нижнего Поволжья. Раннебатский возраст верхней части починковской свиты подтвержден находками аммонитов *Oraniceras* (Щепетова и др., 2020), и существование нормально-морских условий в это время сомнений не вызывает. Большинство исследователей, изучавших байос-батские отложения Нижнего Поволжья (Салтыков, 2007, Mitta et al., 2014), отмечают регрессивный тренд, сопровождавшийся резким ухудшением условий обитания морской фауны, при переходе от починковской к каменноовражной свите, однако обстановки формирования последней все еще далеки от полного понимания.

В исследованном разрезе отчетливо выражена смена биотурбированных алевритово-глинистых пород починковской свиты с остатками нормально-морской фауны, отложениями заметно иной окраски, со скудными агглютинирующими фораминиферами одного-двух видов, выше которых залегает пачка с монотаксонным ихнокомплексом «*Rizocorallium*», что, очевидно, свидетельствует о стрессовых обстановках, которые позднее привели к полному исчезновению следов биотурбации в вышележащих отложениях каменноовражной свиты и появлению их только в самой верхней (4,5–5 м) ее части. Наиболее значимыми стрессовыми факторами могли быть: 1) обмеление исследуемой части палеобассейна, вплоть до крайнего мелководья (первые метры) и кратковременных периодов осушения; 2) нарушение солености за счет притока пресных вод, 3) высокая скорость накопления терригенного материала, 4) интенсивная гидродинамическая переработка осадков. Л.Г. Дайн (1961) связывала широкое распространение только одного вида фораминифер *A. baticus* в батских отложениях Нижнего Поволжья с колебаниями солености и возможной обособленностью бассейна в результате регрессии, а периодическое появление и исчезновение этого вида – с колебаниями положения береговой линии.

Седиментологические свидетельства изменений обстановки осадконакопления подтверждаются палинологическими данными Г.Н. Александровой, в сравнительном палеэкологическом аспекте проанализировавшей ряд образцов (см. рис. 1). Так, в голубовато-серых глинах, отобранных из верхней части починковской свиты (слои с аммонитами *Oraniceras*) встречены многочисленные морские диноцисты, в том числе, *Dichadogonyaulax* (*Ctenidodinium) sellwoodii* – зональный вид для верхов нижнего – среднего бата Русской платформы (зона RPJ2: Riding et al., 1999). В образце из слоя с «*Rhizocorallium»* каменноовражной свиты, встречена обильная двухмешковая пыльца хвойных, а морской фитопланктон отсутствует, что может указывать на континентальные или прибрежные условия. Нахождение диноцист *Protobatioladinium elongatum* (зона RPJ3: Riding et al., 1999) вблизи кровли (верхние 4–5 м) каменноовражной свиты (см. рис. 1) позволяет относить ее к морскому верхнему бату.

Гетеролитный облик отложений с ходами «*Rhizocorallium»* обусловлен присутствием в них тонких обломочных фракций различной размерности (средне- и мелкозернистых алевритов, грубо- и тонкочешуйчатых глин), чередующихся в виде тонких (доли мм) хорошо отсортированных слойков, с образованием горизонтальной и уплощенной мелколинзовидной слоистости. Слоистые текстуры подобного типа свидетельствуют о низкой гидродинамической активности и о ее многократном изменении в течение кратких промежутков времени. Подобные отложения могли формироваться в пределах широкой приливной равнины с переменной соленостью (от морских до солоноватых и пресных вод). Несмотря на присутствие в каменоовражной свите тонких прослоев с обильным мелким растительным детритом и остатками наземных палиноморф, признаки корневых систем и почвообразования, трещины усыхания и другие следы субаэральной экспозиции не проявлены, и осадконакопление происходило здесь в основном в субаквальных условиях.

Таким образом, моноспецифическую ассоциацию U-образных шпрейтовых ходов, установленную в нижней части батской глинисто-алевритовой каменноовражной свиты, с учетом седиментологических и палинологических данных можно рассматривать как характеризующую обстановки приливных равнин, это подтверждает существующие представления о регрессии морского палеобассейна, существовавшего в Нижнем Поволжье примерно в середине бата, и позволяет уточнить динамику обмеления в разных его частях.

Работа выполнена в рамках госзадания ГИН РАН и госзадания АААА-А16-116033010096-8 (МГУ).

ЛИТЕРАТУРА

Дайн Л.Г. Значение фораминифер для стратиграфии восточной полосы Русской платформы // Тр. Всесоюзн. совещ. по уточнению унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы / Тр. ВНИГРИ. 1961. Вып. 29. Т. 3. М.: Гостоптехиздат, 1961. С. 168–176.

Салтыков В.Ф. Средняя юра северной оконечности Доно-Медведицких дислокаций. Саратов: Изд. центр «Наука», 2008. 306 с.

Щепетова Е.В., Рогов М.А., Гуляев Д.Б. и др. Литостратиграфия, седиментология и обстановки осадконакопления байос–батских отложений Саратовского Заволжья (предварительные результаты) // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы VIII Всерос. совещ. с международным участием. Онлайн-конференция, 7–10 сентября 2020 г. / В.А. Захаров (отв. ред.), М.А. Рогов, Е.В. Шепетова, А.П. Ипполитов (ред.). Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2020. С. 255–261.

Knaust D. The ichnogenus *Rhizocorallium*: Classification, trace makers, palaeoenvironments and evolution // Earth-Sci. Rev. 2013. V. 126. P. 1–47.

Knaust D. Invertebrate coprolites and cololites revised // Papers in Palaeontology. 2020. V. 6. Pt. 3. P. 385–423.

Mitta V., Kostyleva V., Dzyuba O. et al. Biostratigraphy and sedimentary settings of the upper Bajossian, lower Bathonian in the vicinity of Saratov (Central Russia) // N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 2014. V. 271(1). P. 95–121.

Riding J.B., Fedorova V.A, Ilyna V.I. Jurassic and lowermost Cretaceous dinoflagellate cyst biostratigraphy of the Russian Platform and Northern Siberia, Russia // AASP Contributions series No 36. Dallas, Texas, 1999. 184 p.

УДК 551.7+001.4

А.Н. КРИШТОФОВИЧ: ИЗ ПИСЕМ АКАДЕМИКУ В.И. ВЕРНАДСКОМУ

Е.П. Янин

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, yanin@geokhi.ru

Впервые публикуются письма А.Н. Криштофовича В.И. Вернадскому. В письмах рассматриваются проблемы научной терминологии, обосновывается необходимость унификации стратиграфических терминов и разработки систематической номенклатуры в минералогии. Особое внимание уделяется составлению палеоклиматической карты третичной и меловой систем.

Ключевые слова: А.Н. Криштофович, В.И. Вернадский, архивное наследие, письма, терминология, стратиграфия, минералогия, палеоклимат, палеоботаника.

A.N. KRISHTOFOVICH: FROM LETTERS TO ACADEMICIAN V.I. VERNADSKY

E.P. Yanin

Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, RAS, Moscow, yanin@geokhi.ru

For the first time, letters from A.N. Krishtofovich to V.I. Vernadsky are published. The letters consider the problems of scientific terminology, substantiate the need for unification of stratigraphic terms and the development of systematic nomenclature in mineralogy. Particular attention is paid to the compilation of a paleoclimatologic map of the Tertiary and Cretaceous systems.

Key words: A.N. Krishtofovich, V.I. Vernadsky, archival heritage, letters, terminology, stratigraphy, mineralogy, paleoclimate, paleobotany.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-208

В Архиве РАН сохранились четыре письма Африкана Николаевича Криштофовича к Владимиру Ивановичу Вернадскому, которые, по мнению автора этих строк, представляют интерес не только для биографов и исследователей научного творчества этих замечательных ученых, но и для широкого круга геологов и историков науки. Письма публикуются по сохранившимся оригиналам (Архив РАН. Ф. 518. Оп. 3. Д. 868. Л. 1–4). Первые три письма (адрес отправителя: Ленинград 4, Васильевский остров, 6 линия, д. 39, кв. 33; адрес получателя: Москва 69, Дурновский переулок, д. 1б, кв. 2) представляют собой машинопись с подписью автора, четвертое письмо (адрес отправителя: Ташкент, улица Сталина, д. 25, кв. 5; адрес получателя: Казахская ССР, Курорт Боровое) – автограф. Немногочисленные сокращения (за исключением общепринятых), используемые в письмах, раскрыты публикатором в ломаных скобках. В квадратных скобках приводятся номера примечаний, помещенных в конце данного сообщения и необходимых для лучшего понимания текста [1] (см. примечения).

«22 марта 1938 г.

Глубокоуважаемый Владимир Иванович,

Я давно интересуюсь вопросами языка и, в частности, в связи с теми специальностями, по которым я работаю. Мало-помалу я пришел к убеждению, что у нас бесконечно возрастает пестрота в передаче по-русски иностранных слов (терминов, имен, фамилий, названий географических и проч.) и создается временами полная неуверенность и беспомощность, по крайней мере, странные в эпоху бурного подъема культуры в стране [2]. Зная в Вашем лице не только крупного ученого специалиста, но и вообще человека с широкими интересами, я позволю себе препроводить

Вам две небольшие записки по вопросу об унификации в языке и внимание к буквам h *и* g *в иностранных словах, которые часто у нас находят довольно странное выражение [3]. Одновременно посылая эти записки в Президиум Академии наук СССР, я льщу себя надеждой, что Вы уделите им несколько минут и поделитесь со мной Вашим мнением по поводу возбуждаемых вопросов.*

Примите мои уверения в искренней преданности и уважении,
А. Криштофович.

28 мая 1938 г.

Глубокоуважаемый Владимир Иванович!

Прежде всего, позвольте поблагодарить Вас за поддержку моего предложения по учреждению комиссии по нормировке транскрипции иностранных слов в русском языке. Результатом этого было уже распоряжение о назначении такой комиссии, в которую хотят включить меня лично, а кроме того, очень для меня лестно, предложение участвовать в составлении словаря русского языка по отделам геологии и ботаники, что я уже и осуществляю, работая в качестве консультанта [4].

Я чрезвычайно жалею, что не могу просить Вас просмотреть мою последнюю работу по унификации геологической терминологии и номенклатуры за неимением свободного экземпляра рукописи, но я постараюсь его получить и просить Вас пробежать работу [5], основной смысл которой лежит в необходимости установления трех категорий стратиграфических терминов, независимых одна от другой и по возможности не смешиваемых, т. е. система-ярус как I группа (международная), эпейролитема-звено [6] как II (региональная) группа, свободно употребляемые при описаниях, без придания им того или иного узкого масштаба (отложения, осадки, слои, пачки, пласты и пр.). Я не раз докладывал эту работу тут, но как-то отношение вялое, мало интереса, между тем в работах даже наиболее квалифиц<ированных> авторов наблюдается большое разнообразие не только между собою, но даже в пределах работ того же автора, и часто на одной и той же границе – когда они определенные отложения именуют то свитой, то серией, то слоями и пр.

Ряд лет меня интересуют вопросы климатологии, и ближайшей задачей, по моему мнению, является составление палеоклиматической карты на основе данных литологии, палеоботаники и палеозологии, причем я в первую голову выдвигаю карту третичной и меловой систем как наиболее доступных нашему пониманию. Работа, как Вы, вероятно, и сами находите, нужна для рационализации поисков и разведок тех полезных ископаемых, которые связаны с климатом: уголь, соль, железные руды, глины, песчаники опред<еленного> типа и пр., но ее проведение требует большого аппарата (картографы, литолог-почвовед, угольщик, палеоботаники, зоолог, химиков консультации). Вообще крупная проблема, которая в один час не решается. Я очень бы хотел знать Ваше мнение по этому вопросу о рациональности постановки у нас в ЦНИГРИ [7] подобной работы (или части ее) и просил бы Вас в двух словах мне ответить по существу, т.е. о Вашем отношении и своевременности темы. Вероятно, мы бы нашли большую поддержку и у Я.В. Самойлова [8], но, увы, его давно уже нет, у нас же такими вопросами занимаются с узкоприкладными целями и не в силах обнять общей проблемы. И Малявкин [9] умер, который мог бы поддержать все предприятие в целом. Не откажите, если Вы согласны поддержать мое предложение, письмом или на мое имя, или на имя нашего директора ЦНИГРИ [10], за что буду Вам очень благодарен.

Уважающий Вас А. Криштофович.

О вопросах клима<тической> зональности в палеозое я писал в Известиях Академии, серия геологии, 1937 г., № 3, стр. 383–404 (речь идет о статье Криштофович, 1937), но, к сожалению, не имею ни одного оттиска. Вы же, вероятно, как член Академии, издания ее получаете. Так как я считаю древние зоны несовпадающими с современными, то требуется специальная обработка материала.

19 января 1939 г.

Глубокоуважаемый Владимир Иванович!

Позвольте еще раз занять Ваше время и просить Вас уделить некоторое внимание предлагаемой работе, посвященной вопросам унификации стратиграфических терминов и, в частности, создания системы параллельных терминов для региональных описаний, где термины общей шкалы (система, отдел, ярус etc.) становятся неприменимы.

В некоторых случаях за неимением четких русских терминов, а главным образом вследствие слишком большой изношенности (притом – самым разнообразным образом) некоторых из них, пришлось создать особую, впрочем, не так уже страшную и длинную систему новых терминов, базирующихся на греческом языке, как то, непрерывно делали и делают авторы, имеющие мировую аудиторию, но что встречается у нас часто очень неодобрительно в консервативных научных кругах.

Я бы очень хотел знать Ваше мнение как научного деятеля широкого размаха, и, если бы Вы нашли возможным, обсудить в кругу Ваших сотрудников предлагаемую мной систему, притом размножив этот экземпляр и передав копии тем из геологов, кого Вы найдете заинтересованным в этих вопросах. К сожалению, некоторые стратиграфы и геологи вообще не имеют никакого интереса к такого рода работам, и отсюда получается та невообразимая неразбериха терминов, которая имеется в трудах ВСЕХ геологов (в том числе, конечно, и моих) и которая делает наконец НЕВОЗМОЖНЫМ перевод на русский язык иностранных сочинений с правильным соблюдением соподчиненности терминов.

Ваш А. Криштофович.

12 мая 1943 г.

Дорогой Владимир Иванович!

Позвольте мне поделиться с Вами некоторыми соображениями.

В то время как химия, кристаллография, ботаника и зоология имеют стройную систематическую номенклатуру, отражающую частью даже филогению (биология), минералогия до сих пор в этом отношении стоит на примитивной стадии, не говоря уже о том, что в ней до сих пор нет единой более или менее общепризнанной системы, и некоторые авторы допускают совершенно иную группировку минералов, вне связи с их генезисом, номенклатура минералов примитивнее, чем была в ботанике XVII и XVIII века (до линнеевская). Не было ли попытки ввести бинарную номенкл<атуру> (род & вид) и в минералогию, установив понятия минералогического вида, рода, а также варьетета, семейств и т. п.? Надо ввести латинские «родовые» названия и все приемы зоо- и фитологической систематики. Тогда вместо 5–8 тысяч названий случайного характера надо будет знать 500–1000 родовых, в зависимости от объема понятия минерал<огического> рода. Например – сера. Будет ли самородная сера – Sulphur genuinum – видом, а моноклинная, ромбическая и октаэдрическая варьететами или даже скорее – формами? Напр<имер,> Sulphur genuinum var<ietas> (forma) rhombicum.

Можно ли взять SiO_2 как род, называя кварц, тридимит, халцедон видами, или видами считать (менее удобно!) разновидности кварца – или халцедона? За видовые *названия и названия разновидностей и форм можно брать старые названия минералов – сердолик, хризопраз, агат в их форме существительного или как прилагательные. Были ли подобные попытки и каково было к ним отношение? Каково Ваше мнение о моей мысли (я к ней пришел независимо) систематизировать номенклатуру в минералогии? Пример: Oxysilicon chalcedonicum Krysht<ofovich> forma typicum, Oxysilicon chalcedonicum Krysht<ofovich> forma (или var<ietas>) silex и т.д. Pyrites vulgaris (пирит) и Pyrites markasitis. Основа и принцип номенклатуры м<жет> б<ыть> имеют различия; очень буду благодарен за ответ.*

Ваш А. Криштофович.

Очень просил бы Вас иметь и меня в виду при посылке Вами В<аших> работ, я слышал, Вы напеч<атали> интерес<ную> раб<оту> в последнее время – я ее здесь еще не видел (речь, безусловно, идет о работе Вернадский, 1942)».

Как видим, в своих письмах Криштофович касается вопросов, интересовавших его практически на всем протяжении научной деятельности: совершенствование научной геологической терминологии, необходимость унификации стратиграфических терминов и стратиграфических схем, разработка систематической номенклатуры в минералогии, составление палеоклиматических карт, проблемы палеоклиматической зональности. В сущности, эти вопросы все еще актуальны в наше время и требуют своего решения.

ПРИМЕЧАНИЯ

1. А.Н. Криштофович (1885–1953) – член-корреспондент АН СССР (1953 г.), академик АН УССР (1945 г.), крупнейший палеоботаник своего времени, стратиграф, геолог-угольщик, историк науки, педагог, один из основателей (в 1916 г.), секретарь, заместитель председателя (с 1940 г.) и председатель (с 1946 г.) Палеонтологического общества. Он также интересовался проблемами палеогеографии, палеоклиматологии, археологии, лингвистики, терминологии, истории культуры, топонимики, вопросами классической и славянской филологии. В его честь названо несколько десятков видов ископаемых растений и животных, новых видов и других таксономических единиц флоры и фауны. Криштофович был «заядлым» путешественником: до 1916 г. посетил Египет, Японию, Австро-Венгрию, Германию, Англию, Францию, Италию, в 1917–1918 гг. работал в Японии, в 1921–1922 гг. – на Филиппинах, в 1923 г. – в Китае. В 1930 г. он был арестован по так называемому «Делу Академии наук», полтора года находился в Ленинградской тюрьме «Кресты», затем отправлен в ссылку на 5 лет в Свердловск, где до конца 1934 г. преподавал палеоботанику в Свердловском университете и в Горном институте; реабилитирован посмертно (1967 г.). О его жизни и деятельности можно ознакомится в публикациях (Криштофович и др., 1966; Станиславский, 1985). О жизни и деятельности В.И. Вернадского (1863–1945) – выдающегося естествоиспытателя, мыслителя, гуманиста, просветителя, историка и организатора науки, науковеда, общественного и государственного деятеля подробно написано в работе Янин, 2018.

2. В 1937 г. в СССР состоялся XVII Международный геологический конгресс. Криштофович в докладах русских геологов, переведенных на английский язык для «Трудов Конгресса», обратил внимание на разнобой в транскрипции фамилий авторов и на невыдержанность геологической терминологии, что отражено в его работах (Криштофович, 1937; Василевский, Криштофович, 1940). Несколько позже для стратиграфии он предложил систему иерархически соподчиненных классификационных категорий и соответствующих им терминов регионального значения (Криштофович, 1939, 1945).

3. В Архиве РАН в фонде Вернадского отложились присланные Криштофовичем записки: «Исчезающий звук в русской речи» (Архив РАН. Ф. 518. Оп. 5. Д. 77. Л. 1–5) и «О необходимости создания комиссии для унификации транскрипций на русском языке иностранных слов, преимущественно географических названий и личных имен» (Архив РАН. Ф. 518. Оп. 5. Д. 78. Л. 1–4).

4. В 1938–1953 гг. Криштофович был (по совместительству) сотрудником Отдела словаря современного русского языка Института языка и мышления АН СССР. В 1951–1953 гг. во ВСЕГЕИ под его общей редакцией был подготовлен 1-й отечественный «Геологический словарь» (опубликован в 2-х томах в 1955 г., переиздан без изменений в 1960 г.).

5. В Архиве РАН имеется машинописная рукопись работы Криштофовича (Криштофович, 1939) «Новая система региональной стратиграфии», в которой он отметил, что основной целью создания научной терминологии является возможно более легкое и точное понимание научных высказываний, что достигается определенностью, ясностью и краткостью научных терминов (Архив РАН. Ф. 518. Оп. 5. Д. 79. Л. 1–14).

6. Эпейролитема – крупная единица местной стратиграфической шкалы для обозначения отложений значительной мощности, характеризующихся какими-либо особенностями и образовавшихся в течение длительного времени, которые, подразделяясь на более мелкие единицы, пока не могут быть увязаны с международной геологической шкалой. Термин предложен Криштофовичем.

7. В 1931 г. был создан Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт (ЦНИГРИ), который в 1939 г. переименован во Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ).

8. Самойлов Яков Владимирович (1870–1925) – минералог, геохимик и литолог. Работы по кристаллографии, по минералогии и геохимии осадочных пород, морских отложений, исследованию агроруд, биогеохимии. Ученик В.И. Вернадского.

9. Малявкин Семен Филиппович (1876–1937) – геолог, литолог, специалист по нерудным полезным ископаемым, один из основоположников литологического направления исследований в Геолкоме-ЦНИГРИ-ВСЕГЕИ. Основные работы посвящены изучению полезных ископаемых осадочного происхождения (бокситы, каолины, огнеупорные глины, цементное сырье, флюсы и др.). Был знаком с В.И. Вернадским.

10. Директором ЦНИГРИ в 1938–1939 гг. был палеонтолог и стратиграф Дмитрий Федорович Масленников (1904–1953).

ЛИТЕРАТУРА

Васильевский М.М., Криштофович А.Н. О международной гидрогеологической и геологической терминологии // Международный геологический конгресс, 17 сессия, СССР, 1937 г.: Труды. Т. 5. М., 1940. С. 359–383.

Вернадский В.И. О геологических оболочках Земли как планеты // Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз. 1942. № 6. С. 251–262.

Криштофович А.Н. Ботанико-географическая зональность и этапы развития флоры верхнего палеозоя // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1937. № 3. С. 383–404.

Криштофович А.Н. Об унификации транскрипции фамилий авторов // Проблемы советской геологии. 1937. № 8. С. 734–735.

Криштофович А.Н. Новая система региональной стратиграфии // Сов. геология. 1939. Т. 9. № 9. С. 68–76.

Криштофович А.Н. Унификация геологической терминологии и новая система региональной стратиграфии // Материалы ВСЕГЕИ. Палеонтология и стратиграфия. Л., 1945. Сб. 4. С. 46–76.

Криштофович В.М., Музылев С.А. Африкан Николаевич Криштофович: биографический очерк // А.Н. Криштофович. Избранные труды. Т. 3. М.; Л.: Изд-во АН СССР. 1966. С. 3–29.

Станиславский Ф.А. Африкан Николаевич Криштофович. Киев: Наукова думка, 1985. 135 с.

Янин Е.П. Очерки жизни и деятельности академика В.И. Вернадского. М.: ГЕОХИ РАН, 2018. 179 с.

КАЙНОЗОЙ

УДК 551.79; 571.54

БИОРАЗНООБРАЗИЕ МЕЛКИХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ ПОЗДНЕГО КАЙНОЗОЯ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ: ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИИ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ И КЛИМАТА

Н.В. Алексеева, М.А. Ербаева

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, ochotona@mail.ru; sinolag@mail.ru

Изучение новых материалов и анализ известных данных по фауне мелких млекопитающих позднего кайнозоя Западного Забайкалья позволило проследить динамику таксономического разнообразия в связи с глобальными и региональными изменениями климата.

Ключевые слова: поздний плиоцен, плейстоцен, голоцен, мелкие млекопитающие, природная среда, климат, Западное Забайкалье.

LATE CENOZOIC SMALL MAMMALIAN BIODIVERSITY OF THE WESTERN TRANSBAIKALIA: IMPLICATION FOR THE PALEONVIRONMENTAL AND CLIMATIC RECONSTRUCTION

N.V. Alexeeva, M.A. Erbajeva

Geological Institute, SB RAS, Ulan-Ude, ochotona@mail.ru; sinolag@mail.ru

On the base of the study the new materials and the revision of the available data on the Late Cenozoic small mammalian faunas of the Western Transbaikalia the successive taxonomic diversity of the main group were traced in context of the Global and Regional events.

Key words: Late Pliocene, Pleistocene, Holocene, small mammals, paleoenvironment, climate Western Transbaikalia.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-214

Впервые ископаемые остатки крупных млекопитающих Западного Забайкалья, были изучены В.С. Моллесоном (1890) и М.В. Павловой (1910) по материалам хранившемся в Троицкосавско-Кяхтинском музее. Остатки мелких млекопитающих в окрестности Троицкосавска находил П.С. Михно. Однако, детальные палеонтологические исследования в регионе были начаты лишь в середине прошлого столетия и связаны они с открытием академиком А.П. Окладниковым в 1953 г уникального местонахождения Тологой, который является опорным не только для Забайкалья, но и всей Восточной Сибири. В регионе позднее были открыты и другие опорные разрезы, это Клочнево 1, Клочнево 2, Засухино, Додогол, Удунга. В 2017 году открыт новый опорный разрез Улан-Жалга (рис. 1; Ербаева и др. 2019).

В последнее десятилетие проводились интенсивные комплексные исследования в регионе, в частности, в разрезе Тологой (рис. 2, 3; Andreeva et al., 2011; Zech et al., 2017; Казанский, 2018; Иванова и др., 2020; Матасова и др., 2020). На основе гранулометрических, литологических петромагнитных, палеонтологических и геохимических данных выявлены новые погребенные почвенные и фаунистические горизонты, уточнено положение магнито-полярной границы Матуяма/Брюнес, что позволило воссоздать модель формирования отложений разреза, проследить последовательное развитие плиоцен-голоценовой фауны мелких млекопитающих, дополнить фаунистические комплексы и внести уточнения в биостратиграфию Забайкалья.

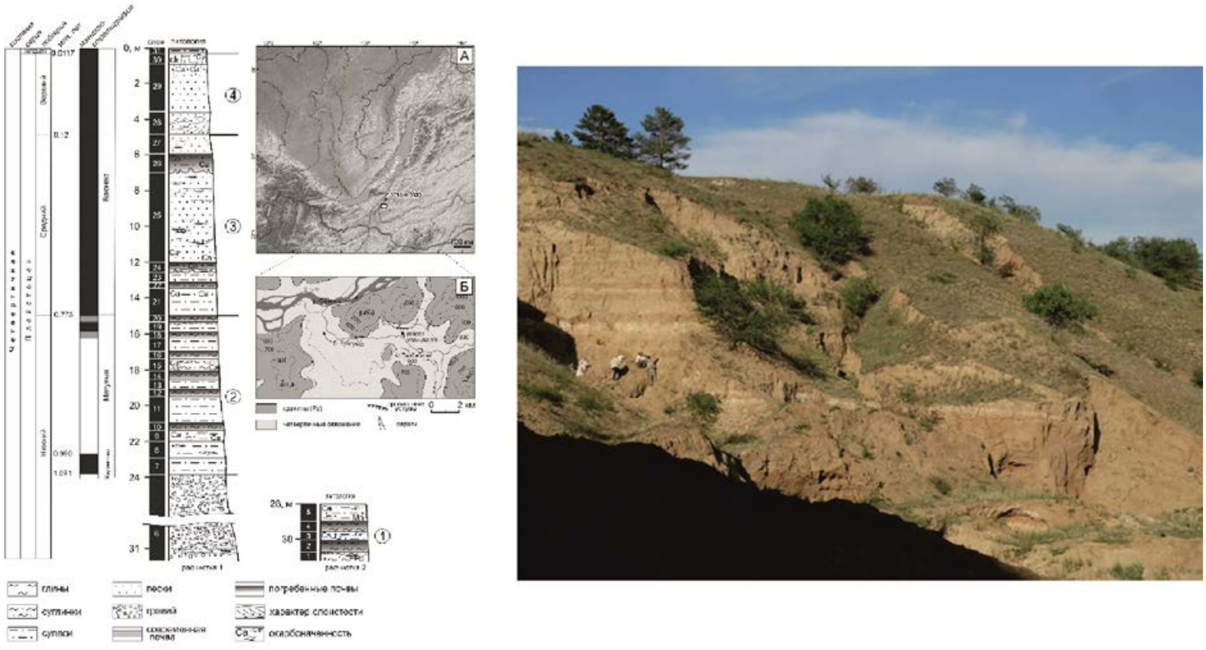


Рис. 1. Литолого-стратиграфическое строение разреза Улан-Жалга, карта-схема его локализации (А) и основные элементы геологической структуры территории (Б).

Впервые в Западном Забайкалье фаунистические комплексы были выделены Э.А. Вангенгейм по фауне крупных млекопитающих (Вангенгейм и др., 1966). Они являются аналогами комплексов, выделенных В.И. Громовым (1948). для Восточной Европы. Позднее комплексы были дополнены по фауне мелких млекопитающих (Ербаева, 1970; Алексеева, 2005).

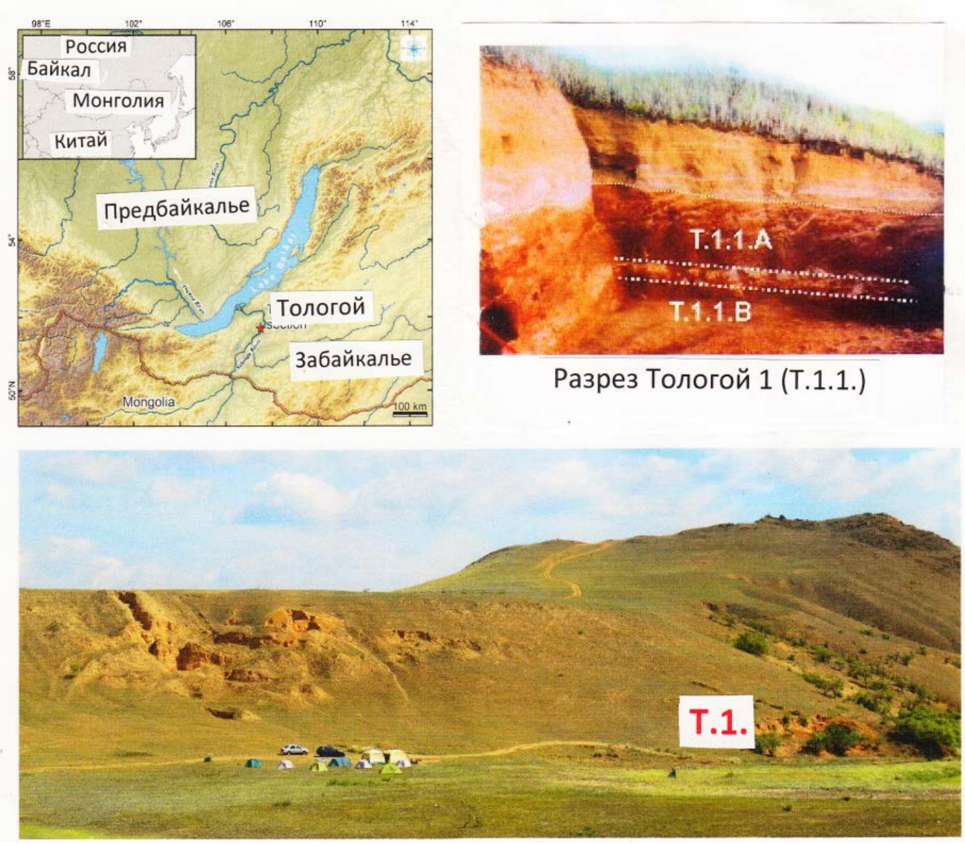


Рис. 2. Положение местонахождения Тологой.

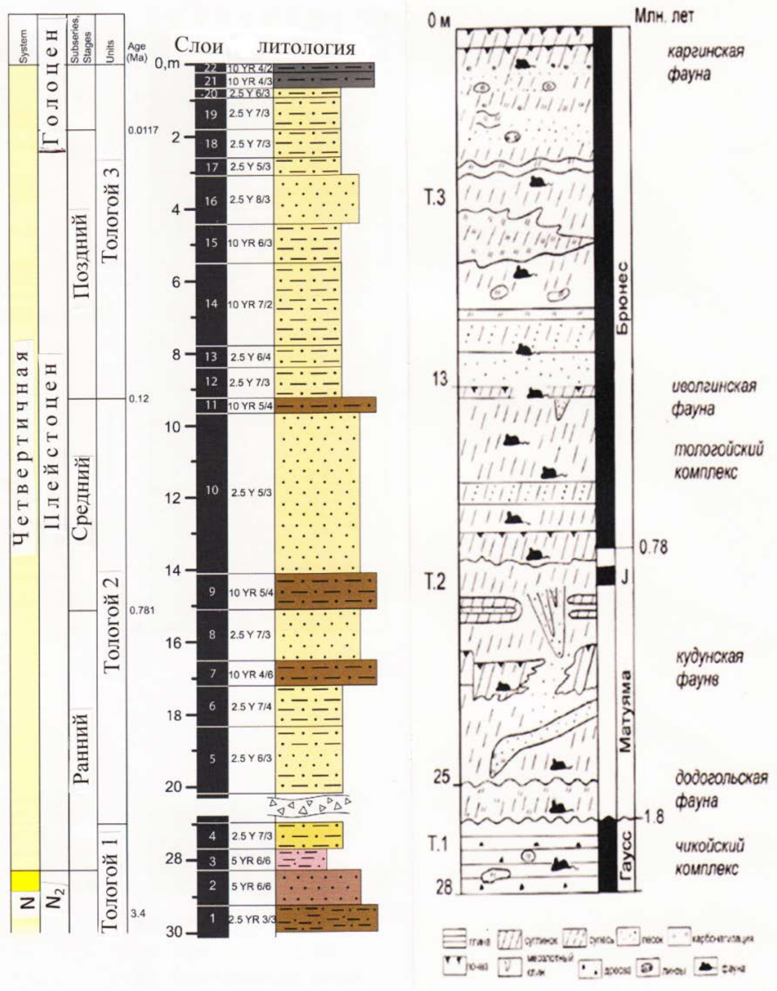


Рис. 3. Литолого-стратиграфическая последовательность осадочных толщ, ископаемых почвенных горизонтов, фаунистических комплексов и фаун в разрезе Тологой.

В Забайкалье наиболее ранняя фауна известна из позднего плиоцена, представлена она в местонахождении Удунга. Из крупных млекопитающих многочисленными были хищные, представленные 7 родами, встречались разнообразные копытные, присутствовал древний слон, вымерший примат и др. (Калмыков, 1992; Vislobokova et al., 1995). Климат начала позднего плиоцена был теплый, гумидный, были распространены остепненные березовые, сосново-березовые и темнохвойные леса, на склонах гор произрастали дуб, липа, клен (Калмыков, Малаева, 1994). О господстве лесных биотопов свидетельствует состав фауны мелких млекопитающих (Erbajeva et al., 2003). Доминировали в фауне зайцевые рода *Hypolagus*, присутствовали мыши (*Orientalomys*), лесная мышовка (*Sicista*), мыши-малютки (*Micromys*), многочисленны были бобры (*Sinocastor*), остатки которых указывают на хорошо развитую речную сеть с обширными поймами поросшим лесом. Обилие складчатозубых пищуховых (*Ochotonoides*), хомяков (*Kowalskia, Gromovia*) и цокоров (*Prosiphneus*) свидетельствует о развитии кустарниковых зарослей и луговых участков. Корнезубые полевки родов *Villanyia, Mimomys, Promimomys* были чрезвычайно редки. Нарастающее похолодание и иссушение климата привело к значительному изменению природной среды во второй половине позднего плиоцена, о чем свидетельствует фауна мелких млекопитающих Чикойского комплекса, известная из местонахождений Береговая (стратотип) и Тологой. Фауна стратотипа Чикойского комплекса была известна ранее из красноцветной толщи Тологой 1, залегающей выше горизонта с карбонатными конкрециями (рис. 2, горизонт Т1.1. А)

(Алексеева, 2005). Новые данные, полученные в разрезе Тологой 1, позволили выявить в нижней части разреза новый фаунистический горизонт в ископаемой почве, залегающей под горизонтом с карбонатными конкрециями (рис. 2, горизонт T1.1.B) (Alexeeva, Erbajeva, в печати). В составе фауны присутствуют хомяки родов *Cricetinus* и *Kowalskia*, пищухи рода *Ochotonoides*, немногочисленны полевки родов *Cseria, Villanyia* и *Mimomys*, что свидетельствует о раннем этапе развития фауны Чикойского комплекса. В целом фауна Чикойского комплекса значительно отличалась от фауны Удунгинского комплекса, в ее составе сократились лесные элементы (*Hypolagus, Orientalomys, Micromys* и др.), немногочисленны бобры и цокоры, но стали обильными и разнообразными пищуховые (5 видов), цементные корнезубые полевки рода *Mimomys* (4 вида), хомяки (*Cricetulus*), доминируют полевки рода *Villanyia*, обитатели открытых сухих степных пространств. Ландшафты с преобладанием лесов сменились к концу раннего плиоцена открытыми пространствами с островными лесами саванного типа, климат достаточно гумидный и теплый становится более аридным, но оставался достаточно теплым.

В начале плейстоцена наблюдается глобальное похолодание климата (Никифорова, 1989). В Байкальском регионе по данным Байкал-бурения отмечена первая волна похолодания на уровне 2.82–2.48 млн лет (Williams et al., 1997). Фауна этого временного интервала представлена Итанцинским комплексом, в составе которой доминировали суслики (*Spermophilus*). Появились настоящие лошади рода *Equus*, сменившие плиоценовых *Hipparion*, из мелких млекопитающих полностью исчезли плиоценовые полевки *Cseria, Promimomys* и др., но появились роды *Allactaga, Clethrionomys, Cromeromys*; Бесцементная полевка *Villanyia klochnevi* сменила *V. eleonorae*, снизилось число и обилие полевок рода *Mimomys.* В ландшафтах значительно сократились участки лесов и увеличились открытые степные пространства. Климат раннего плейстоцена становится семиаридным, но был достаточно теплым.

В раннем плейстоцене на уровне 1.75–1.4 млн лет был отмечен второй этап похолодания климата (Карабанов.и др., 1999). Это привело к дальнейшему значительному изменению структуры сообщества мелких млекопитающих. Полностью исчезли плиоценовые корнезубые полевки и появились новые таксоны *Borsodia laguriformes* и *Allophaiomys deucalion*, реперные виды Додоголской фауны. Дальнейшее иссушение и похолодание климата привели к появлению родов *Lagurodon* и *Prolagurus* характерных элементов Усть-Оборской фауны, они сменили род *Borsodia*. В последующих по возрасту фаунах Кудунской и Засухинской род *Allophajomys* представлен прогрессивным видом *A. pliocaenicus,* сохранился род *Prolagurus* и появились новые роды *Eolagurus, Lasiopodomys, Terricola* и *Microtus*, обильны пищуховые, сохранились тушканчики, многочисленны суслики *Spermophilus tologoicus*. Эти данные свидетельствуют о дальнейшей аридизации и усилении континентальности климата. Ландшафты были мозаичными, существовали открытые степные пространства, но увеличилась доля лугово-степных и луговых участков. Финальный этап развития мелких млекопитающих раннего плейстоцена региона характеризуется сокращением разнообразия полевок. В составе фауны полностью исчезают роды *Terricola, Allophaiomys, Borsodia, Lagurodon, Prolagurus,* но продолжает существовать род *Lasiopodomys* и *Microtus*, наблюдается расцвет пеструшек рода *Eolagurus.*

Дальнейшие изменения климата в сторону иссушения и усиления похолодания привело в среднем плейстоцене к формированию в Западном Забайкалье ландшафтов сухих степей, полупустынь и пустынь с доминированием фауны аридных экосистем. Многочисленными и разнообразными становятся представители родов *Eolagurus,* *Allactaga, Spermophilus, Marmota* и *Ochotona*, впервые появляются и процветают роды *Ellobius, Meriones, Dipus*.

О господстве открытых сухих степных и полупустынных ландшафтов свидетельствует также фауна крупных млекопитающих (Вангенгейм и др., 1966). Фауна млекопитающих этого временного интервала представлена Тологойским комплексом, стратотип которого установлен в верхней части средней толщи Тологоя (Т.2). По видовому составу и слагающей толще геологический возраст фауны определен как первая половина среднего плейстоцена. Во второй половине среднего плейстоцена наблюдались интенсивные изменения климата, продолжалось направленное похолодание и происходило увеличение увлажненности. Об этом свидетельствует состав Иволгинской фауны. В сообществе мелких млекопитающих уменьшилась доля полупустынных и сухих степных ландшафтов, значительно увеличивается доля луговых и появляются обитатели кустарниковых зарослей и редких лесов. В период формирования осадков этой толщи с погребенным почвенным горизонтом климат был довольно влажным и умеренно прохладным (устное сообщение М.Н. Дергачевой).

Интенсивные изменения климатических и природных условий, наблюдавшиеся в позднем плейстоцене, отразились на преобразованиях в сообществе млекопитающих. В Забайкалье, являющемся частью Центрально-Азиатской провинции, в связи с аридными условиями природной среды, отсутствовали резкие ландшафтно-климатические изменения при смене теплых эпох холодными в позднем плейстоцене. Однако, в регионе исследователи выделяли все четыре основных этапа: казанцевский межледниковый, зырянский холодный, каргинский теплый и этап наибольшего похолодания позднего плейстоцена – сартанский (Вангенгейм, 1977; Базаров, 1986), Мелкие млекопитающие позднего плейстоцена были представлены современными видами. Существовавшие различия видового состава фаун отдельных временных интервалов плейстоцена – холодных и теплых, ограничивались преимущественно количественным соотношением слагающих фауну видов, но не сменой видов. В Забайкалье доминировали аридные климатические условия, были широко распространены перигляциальные степные группировки, чередовавшиеся с редкими лесными и луговыми ассоциациями мелких млекопитающих обитавшими на увлажненных участках (Алексеева, 2005). В голоцене сформировались современные ландшафты и завершилось становление современных биогеоценозов.

Исследования выполнены в рамках государственного задания ГИН СО РАН по проекту «Эволюция природной среды…» № Гос. рег. АААА-А21-121011390004-6 и гранта РФФИ № 20-05-00163.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеева Н.В. Эволюция природной среды Западного Забайкалья в позднем кайнозое (по данным фауны мелких млекопитающих). Ред. А.В. Додонов. М.: ГЕОС, 2005. 141 с.

Базаров Д.-Д.Б. Кайнозой Прибайкалья и Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1986. 179 с.

Вангенгейм Э.А., Беляева Е.И., Гарутт В.Е. и др. Млекопитающие эоплейстоцена Западного Забайкалья. М.: Наука, 1966. 164 с.

Вангенгейм Э.А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена Северной Евразии. М.: Наука, 1977. 170 с.

Громов В.И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР // Тр. ИГН АН СССР. Вып. 64. Геол. Сер. № 17. М.: Изд-во АН СССР, 1948. 524 с.

Ербаева М.А. История антропогеновой фауны зайцеобразных и грызунов Селенгинского среднегорья. М.: Наука, 1970, 132 с.

Ербаева М.А., Щетников А.А., Казанский А.Ю. и др. Новый опорный разрез плейстоцена Улан-Жалга в Западном Забайкалье // ДАН. 2019. Т. 488. № 3. С. 48–52.

Иванова В.В., Ербаева М.А., Щетников А.А. и др. Опорный разрез Тологой (верхний кайнозой, Забайкалье): реконструкция условий и особенностей осадконакопления // Геология и геофизика. 2020. Т.61. №12. С. 1672–1691.

Казанский А.Ю., Матасова Г.Г., Щетников А.А. и др. Палеомагнитные и гранулометрические характеристики четвертичных отложений опорного разреза Тологой (Бурятия, Россия) // Проблемы Геокосмоса. Материалы 12-й международной школы-конференции. Санкт-Петербург, Петергоф. 8–12 октября 2018 г. Санкт-Петербург: ООО «Издательство ВВМ», 2018. С. 105–112.

Калмыков Н.П. Биостратиграфия и фауна млекопитающих плиоцена Забайкалья. Новосибирск: ВО «Наука», 1992. 97 с.

Калмыков Н.П., Малаева Е.М. Континентальная биота нижнего плиоцена Западного Забайкалья // ДАН. 1994. Т. 339. N 6. С. 785–788.

Карабанов Е.Б., Кузьмин М.И., Прокопенко А.А. и др. Глобальные оледенения Центральной Азии в позднем кайнозое согласно осадочной записи из озера Байкал // Геохимия ландшафтов, палеоэкология человека и этногенез. Тез. Междунар. Симпоз. 6–11 сентября 1999 г. Улан-Удэ, Байкал, Россия. 1999. С. 33–36.

Матасова Г.Г., Казанский А.Ю., Щетников А.А. и др. Новые петро- и палеомагнитные данные по четвертичным отложениям опорного разреза Тологой (Западное Забайкалье) и их палеоклиматическое значение // Физика Земли. 2020. № 3. С. 112–133.

Моллесон В.С. Описание остатков млекопитающих Троицкосавско-Кяхтинского музея // Тр. Троицкосавско-Кяхтинского отделения РГО, 1. 1899. Вып. 1. С. 65–77.

Никифорова К.В. Общепланетарные климатические колебания и их проявление на территории Северного полушария // Бюлл. комис. по изуч. четвертич. периода. 1989. № 58. С. 37–48.

Павлова М.В. Описание остатков млекопитающих животных палеонтологической коллекции Троицкосавско-Кяхтинского музея // Тр. Троицкосавско-Кяхтинского отделения РГО, 13. 1910. Вып. 1. С. 21–59.

Alexeeva N.V., Erbajeva M.A. Biodiversity of small mammals and paleoenvironment of Transbaikalia and North Mongolia in the Late Pliocene // Erforschung Biologischer Ressourcen der Momgolei (Halle/Saale). 2021. V. 14 (в печати).

Andreeva D.B., Leiber K., Glaser B. et al. Genesis and properties of black soils in Buryatia, southern Siberia, Russia // Quat. Int. 2011. V. 243. P. 313–326.

Erbajeva M.A., Alexeeva N.V., Khenzykhenova F.I. Pliocene small mammals from the Udunga site of the Transbaikal area // Colloquium Paleontol. Vol. Ext. 1. Madrid. 2003. P. 133–145.

Vislobokova I.A., Sotnikova M.V., Erbajeva M.A. The villafranchian mammalian fauna of the Asiatic part of the former USSR // Il Quaternario, It. J. Quqat. Sci. 1995. V. 8. N 2. P. 367–376.

Williams D.F., Peck J., Karabanov E.B. et al. Lake Baikal Record of Continenetal Climate Responce to Orbital insolation during the Past 5 Million Years // Science. 1997. V. 278. P. 1114–1117.

Zech W., Andreeva D, Zech M. et al. The Tologoi Record: a terrestrial key profile for the reconstruction of Quaternary environmental changes in semiarid Southern Siberia // The 3rd Asian Association for Quaternary Research. Conference Abstract book. 4–8 September, 2017, Jeju Island, Republic of Korea. 2017. P. 13.

УДК 551.891(235.222)+903.3

ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПАМЯТНИКА ПАЛЕОЛИТА ДЕНИСОВА ПЕЩЕРА (ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ)

Н.С. Болиховская

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, nbolikh@geogr.msu.ru

Кратко освещены результаты палинологического изучения плейстоценовых отложений восточной галереи Денисовой пещеры, проводившегося в 2015–2020 годах. На основании полученных данных выполнено их детальное климатостратиграфическое расчленение. Реконструированы климато-фитоценотические сукцессии, происходившие в долине верхнего Ануя на протяжении четырех межледниковых и четырех холодных (ледникового ранга) этапов. Установлены зональные типы перигляциальной растительности холодных эпох и ландшафтно-климатические обстановки в период обитания денисовца (Homo sapiens altaiensis) и неандертальца на Алтае.

Ключевые слова: палинология, плейстоцен, климатостратиграфия, климат, растительность.

PALEOCLIMATIC STAGES OF FORMATION OF PLEISTOCENE DEPOSITS IN THE DENISOVA CAVE PALEOLITHIC SITE (BY PALYNOLOGICAL DATA)

N.S. Bolikhovskaya

Lomonosov Moscow State University, Moscow, nbolikh@geogr.msu.ru

The results of the palynological study of the Pleistocene deposits of the East Gallery in Denisova Cave, conducted in 2015–2020, are briefly highlighted. Based on the obtained data, their detailed climatostratigraphic subdivision was performed. The climatic and phytocenotic successions that occurred in the Upper Anui valley during four interglacial and four cold (glacial rank) stages are reconstructed. Zonal types of periglacial vegetation of the cold epochs and paleoenvironments during the occupation by Denisovians (Homo sapiens altaiensis) and Neanderthals of the Altai Mountains are established.

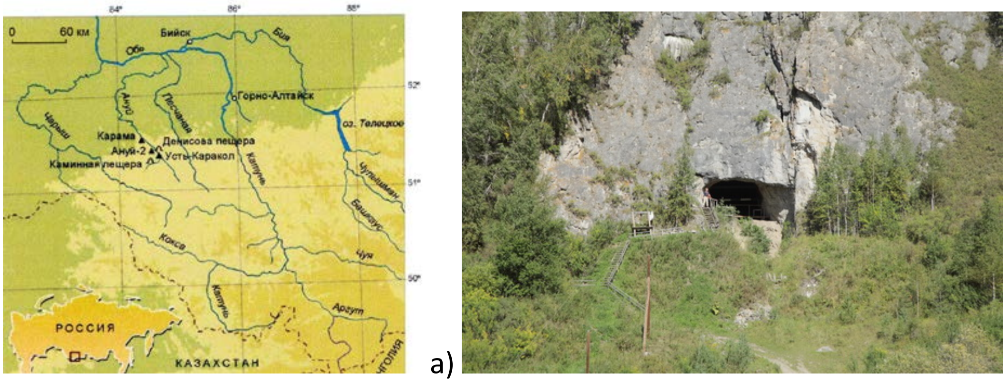
Key words: palynology, Pleistocene, climatostratigraphy, climate, vegetation.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-220

Археологический памятник Денисова Пещера, расположенный в долине р. Ануй на Северо-Западе Алтая (рис. 1) относится к числу наиболее представительных объектов изучения культуры и эволюции окружающей среды времени существования палеолитического человека на территории Северной Евразии. Пещера имеет карстовое происхождение и выработана в правом борту долины в крупном блоке силурийских известняков. Она состоит из системы галерей, сообщающихся через центральный зал.

Материалы мультидисциплинарного изучения рыхлых осадков Денисовой пещеры всем комплексом современных археологических, антропологических, литологических, палеоботанических, палеофаунистических, палеопедологических, геохронологических и других методов, опубликованные в серии монографий и во множестве научных статей, освещают природные обстановки обитания человека среднего и позднего палеолита на северо-западе Алтая.

Толща рыхлых отложений восточной галереи сложена преимущественно суглинками легкого, среднего или тяжелого гранулометрического состава, разной мощности и окраски, в разной степени насыщенных обломками коренных пород, детритом, костных остатков (фрагментов и целых костей) крупных и мелких млекопитающих и их



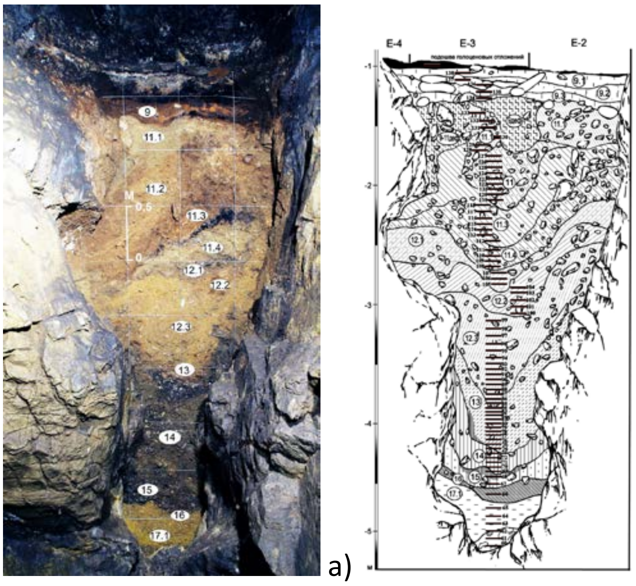
а) б)

Рис. 1. Памятники палеолита в долине р. Ануй (а). Вид на Денисову пещеру (б).

копролитами. В разрезе отложений восточной галереи Денисовой пещеры выделены 17 литологических слоев (рис. 2) (Болиховская и др., 2017).

Возраст слагающих их плейстоценовых осадков определен сериями абсолютных дат: радиоуглеродных (^{14}C AMS) датировок в интервале от 50 300 до 27 820 лет назад (далее л.н.) и оптико-люминесцентных (ОСЛ) дат в интервале 305±37 – 38±9 тыс. л.н. (Jacobs et al., 2019).

Согласно археологическим данным (Shunkov et al., 2020), слои 15 и 14 содержат артефакты раннего этапа среднего палеолита. Дальнейшее развитие среднепалеолитического комплекса демонстрируют материалы из слоев 13, 12, 11.3 и 11.4. Начальная стадия верхнего палеолита представлена артефактами из слоев 11.2 и 11.1. В слое 11.2 была обнаружена фаланга мизинца ребенка, по результатам палеогенетического анализа которой установлена новая популяция древних людей – *Homo sapiens altaiensis* (денисовский человек) (Деревянко, 2011; Reich et al., 2010). По образцу кости из слоя 11.2 была получена ^{14}C (AMS)-дата 50300±2200 л.н. (OxA-V-2359-16), относящая время его образования к началу каргинского теплого этапа. Костный остаток (коронка коренного зуба) денисовца найден также в пределах слоев 11.4–12. В толще восточной галереи следы ДНК денисовца были обнаружены в осадках слоя 15, имеющего ОСЛ дату 238±28 тыс. л.н.



а) б)

Рис. 2. Строение отложений и номера слоев в раскопе восточной галереи Денисовой пещеры (а, б). Короткие горизонтальные линии – места отбора проб на спорово-пыльцевой анализ (б).

(Slon et al., 2017; Jacobs et al., 2019). Отложения слоя 9 содержат артефакты заключительной стадии верхнего палеолита. Залегающая на плейстоценовых осадках 1,5-метровая голоценовая толща (слои 1–8) представлена пачкой осадков, обильно насыщенных золой, пеплом и углистыми частицами. В них, сожалению, обнаружены в основном не поддающиеся определению обуглившиеся оболочки пыльцы и спор.

Результаты спорово-пыльцевого анализа отложений центрального зала и предвходовой площадки Денисовой пещеры, стоянок Усть-Каракол, Ануй-2 и др., выполненного Е.М. Малаевой в 1992–1997 гг., позволили реконструировать эволюцию растительности и климата интервала от тобольского межледниковья до сартанского оледенения включительно и сделать заключение, что в ледниковые периоды в районе Денисовой пещеры повышалась увлажненность климата и расширялись площади еловых и кедровых лесов, а климатические условия межледниковий были более сухими и приводили к распространению лесных или лесостепных типов растительности, в которых преобладали березовые и сосново-березовые древостои с участием широколиственных пород (Природная среда..., 2003).

Сопоставление палинологических данных, полученных для всех стоянок долины Ануя, показало, что в отложениях холодных этапов из разрезов центрального зала и предвходовой площадки доля пыльцы березы кустарниковой (*Betula* sect. *Fruticosae*, *Betula* sect. *Nanae*, *B. rotundifolia*), ольховника (*Alnaster fruticosus / Duschekia fruticosa*) и других холодостойких растений, важнейших показателей климата и растительности ледниковых эпох, весьма мала. Тогда как в перигляциальных палиноспектрах отложений других памятников палеолита долины Ануя (Карама, пещера Каминная и др.) пыльца и споры аркто-бореальных и бореальных холодостойких растений присутствуют в значительном количестве (Болиховская и др., 2011; Болиховская, Шуньков, 2014). В связи с этим в процессе спорово-пыльцевого анализа плейстоценовых отложений восточной галереи Денисовой пещеры, проводившегося автором в 2015–2020 годах, большое внимание уделялось изучению тафономических особенностей растительных микроостатков и палиноморфологическим определениям. По результатам этих исследований в составе автохтонного комплекса определены пыльца и споры 140 таксонов высших растений. Детальными палинологическими исследованиями плейстоценовых отложений восточной галереи подтверждены высокие содержания пыльцы арктобореальных кустарников (*Betula* sect. *Nanae*, *B. rotundifolia* и др.) в перигляциальные этапы их накопления (Болиховская и др., 2017; Болиховская, Шуньков, 2020).

Реконструкции климато-фитоценотических сукцессий, происходивших в долине Ануя на протяжении 4 межледниковий и 4 холодных (ледникового ранга) этапов, выполненные нами по результатам скрупулезного палинологического анализа отложений восточной галереи Денисовой пещеры, значительно дополняют и уточняют зональную специфику перигляциальной растительности холодных эпох и ландшафтно-климатических условий обитания в рассматриваемом районе древнего человека.

В основании толщи плейстоценовых отложений, вскрытых в раскопе юго-восточной стенки восточной галереи, как и в разрезе центрального зала, залегают осадки, формировавшиеся в тобольское межледниковье. Согласно анализу ископаемых палинофлор, климатостратиграфическому расчленению и данным абсолютного датирования, установлено, что формирование плейстоценовых осадков слоев 9–17.1 происходило здесь на протяжении более 300-тысячелетнего периода – от тобольского (соусканихинского схемы Алтая) межледниковья до сартанского (аккемского) позднеледниковья включительно (Болиховская и др., 2017; Jacobs et al., 2019).

В изученный интервал ***тобольского межледниковья***, которое отвечает чекалинскому межледниковью Восточно-Европейской равнины и 9-ой изотопно-кислородной стадии (далее ИКС), в окрестностях Денисовой пещеры сначала в теплом и относительно сухом климате господствовали грабинниковые (из *Carpinus* cf. *orientalis*, с примесью липы и дуба) и елово-сосново-березовые (с участием *Picea* sect. *Omorica*, *Betula* sect. *Costatae*) леса. Впоследствии рассматриваемый участок долины занимали лесостепные ландшафты, в которых преобладали березово-сосново-еловые (с примесью граба и дуба), грабинниковые древостои и открытые участки из разнотравно-злаковых лугово-степных сообществ.

Во время похолодания ***самаровского ледникового периода*** (ИКС 8) долину Ануя в окрестностях Денисовой пещеры занимали горно-тундровые ценозы – ерники с преобладанием *Betula rotundifolia* и участием *Alnaster fruticosus, Juniperus*. Для времени ***ширтинского межледниковья*** (коррелируется с черепетьским межледниковьем, ИКС 7) реконструированы семь фаз развития растительности в условиях значительно более гумидного и теплого, чем современный, климата – широколиственных и смешанных лесов из ели, сосны, березы, ольхи, граба (*Carpinus cordata*, *C. betulus*), дуба (*Quercus* cf. *mongolica, Q. robur*), липы (*Tilia sibirica, T. cordata*), вяза (*Ulmus* spp.), а также лесостепей. Перигляциальные обстановки времени ***тазовского оледенения*** (соответствует днепровскому оледенению Русской равнины и ИКС 6), характеризуются шестью последовательными сменами ландшафтов: лесотундры, тундро-лесостепи, тундры, тундро-степи, перигляциальной степи и тундро-степи.

Реконструированы 6 фаз в развитии растительности ***казанцевского межледниковья*** (ИКС 5, по мнению автора). В термоксеротическую стадию, объединяющую 2 фазы, в значительно более сухом, чем современный, климате в исследуемом районе были развиты открытые ландшафты с почти повсеместным распространением степных, лугово-степных и редко-дерновинных (на скалах) травяно-кустарничковых сообществ. Доминировали разнотравные, злаково-разнотравные, полынные и другие группировки, в которых участвовали *Ephedra*, *Cannabis*, Poaceae, *Artemisia* s.g. *Euartemisia*, *A.* s.g. *Seriphidium*, Chenopodiaceae, Caryophyllaceae, Polygonaceae, *Rumex*, Ranunculaceae, *Delphinium*, Rubiaceae, Fabaceae, Apiaceae, Dipsacaceae, Brassicaceae, Lamiaceae, Valerianaceae, Scrophulariaceae, Alliaceae, Liliaceae, Asteraceae, Cichoriaceae и др. В небольших прибрежно-пойменных древостоях преобладали береза и ольха. Третья фаза отражает эндотермальное похолодание. В термогигротическую стадию этого межледниковья, включающую 3 фазы, в более гумидном климате и в более теплых, чем современные, климатических условиях в окрестностях пещеры доминировали долинные вязово-ольховые (*Ulmus pumila*, *Alnus glutinosa*) леса с обильным подлеском из лещины обыкновенной (*Corylus avellana*) и хвойно-березовые (*Betula pendula*, *Pinus sylvestris*) лесные формации горных склонов.

Установлены 4 фазы и ряд подфаз в эволюции перигляциальной растительности ***ермаковского оледенения*** (ИКС 4): 1 – лесотундры с подфазами кустарниковой тундры и кедрово-лиственничного редколесья, 2 – межстадиальные степи, 3 – тундро-степи и 4 – степи с елово-кедровыми редколесьями. Реконструированы 3 фазы и 9 подфаз в развитии растительности ***каргинского времени*** (ИКС 3): прослежены смены межстадиальных обстановок (степных и лугово-степных ценозов с участками лесов из дуба, ясеня, липы и др.) перигляциальными ландшафтами стадиальных похолоданий. Во время формирования слоя 11.2, в котором обнаружен костный фрагмент *Homo altaiensis*, в окрестностях пещеры доминировали открытые горно-степные ландшафты. Превалировавшие сначала межстадиальные (близкие к межледниковым) злаково-разнотравные степи впоследствии сменились разнотравно-злаковыми степями с кустарниковыми зарослями из ольховника (*Alnaster fruticosus* / *Duschekia fruticosa*), можжевельника и волчеягодника (*Daphne mezereum*). Согласно палинологическим данным, отложения, отвечавшие пессимуму сартанского ледникового времени, в разрезе восточной галереи пещеры отсутствуют. Реконструированы три смены межстадиальных и стадиальных перигляциальных обстановок ***сартанского позднеледниковья*** (заключительная часть ИКС 2): еловых лесов с примесью сосны кедровой, тундро-степей и горных лесостепей.

Таким образом, реконструкции происходивших на протяжении последних примерно 300 тысяч лет изменений растительности и климата в долине Ануя, свидетельствуют о большом разнообразии зональных типов межледниковой и перигляциальной растительности во время обитания здесь денисовца и неандертальца.

Исследования выполнены по теме «Палеогеографические реконструкции природных геосистем и прогнозирование их изменений» (ГЗ).

ЛИТЕРАТУРА

Болиховская Н.С, Деревянко А.П., Шуньков М.В. и др. Палеогеографические особенности развития плейстоценовой растительности и климата Алтая и Восточного Предкавказья в эпохи обитания древнего человека // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Вып. 3. Сборник научных статей. Материалы Всероссийской научной конференции «Марковские чтения 2010 года» / Ред. Н.С. Болиховская, С.С.Фаустов. М.: Географический факультет МГУ, 2011. С. 373–418.

Болиховская Н.С., Козликин М.Б., Шуньков М.В. и др. Новые данные в палинологии уникального памятника палеолита Денисова пещера на северо-западе Алтая // Бюлл. МОИП. Отдел биол. 2017. Т. 122. №4. С. 46–60.

Болиховская Н.С., Шуньков М.В. Палеогеографические особенности развития растительности и климата Северо-Западного Алтая в плейстоцене // Археология, этнография и антропология Евразии. 2014. 2 (58). С. 2–17.

Болиховская Н.С., Шуньков М.В. Раздел I. Глава 3. Пространственно-временные особенности развития растительности и климата горных районов юга Северной Евразии в неоплейстоцене // Актуальные проблемы палеогеографии плейстоцена. Научные достижения Школы академика К.К. Маркова. Отв. ред. Т.А. Янина. Ред. Н.С. Болиховская, Е.И. Полякова, Т.С. Клювиткина, Р.Н. Курбанов. М.: Географический факультет МГУ, 2020. С. 88–151.

Деревянко А.П. Верхний палеолит в Африке и Евразии и формирование человека современного анатомического типа. Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН. 2011. 560 с.

Природная среда и человек в палеолите Горного Алтая / А.П. Деревянко, М.В. Шуньков, А.К. Агаджанян, Г.Ф. Барышников, Е.М. Малаева, В.А. Ульянов, Н.А. Кулик, А.В. Постнов, А.А. Анойкин. Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2003. 448 с.

Jacobs Z., Li B., Shunkov M.V., Kozlikin M.B. et al. Timing of archaic hominin occupation of Denisova Cave in southern Siberia // Nature. 2019. V. 565. P. 594–599.

Reich D., Green R.E., Kircher M. et al. Genetic history of an archaic hominin group from Denisova Cave in Siberia // Nature. 2010. V. 468. P. 1053–1060.

Shunkov M.V., Kozlikin M.B., Derevianko A.P. Dynamics of the Altai Paleolithic industries in the archaeological record of Denisova Cave // Quat. Int. 2020. V. 559. P. 34–46.

Slon V., Hopfe Ch., Weiß C. L. et al. Neandertal and Denisovan DNA from Pleistocene sediments // Science. 2017. V. 356. P. 605–608.

УДК 902

НАСЛЕДИЕ Б.И. ГУСЛИЦЕРА И В.И. КАНИВЕЦА ПРИ ИЗУЧЕНИИ АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ НАХОДОК В МЕДВЕЖЬЕЙ ПЕЩЕРЕ ПЕЧОРСКОГО УРАЛА

М.Г. Вахнин

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, misha2006@gmail.com

В данных материалах дается характеристика Медвежьей пещеры Печорского Приуралья, а также рассматриваются археологические находки времен позднего палеолита, которые были найдены в этой пещере. Медвежья пещера является самой крупной на Печорском Урале и имеет большое значение для изучения первобытных людей времен позднего палеолита.

Ключевые слова: Медвежья пещера, поздний палеолит, археологические находки, каменные орудия.

BORIS GUSLITSER’s AND VYACHESLAV KANIVETS’s SCIENTIFIC HERITAGE IN STUDYING OF ARCHAEOLOGICAL FINDS IN “BEAR’s CAVE” IN PECHORA URALS

M.G. Vakhnin

Institute of Geology FRC Komi SC UB RAS, Syktyvkar, Russia,misha2006@gmail.com

In these materials the characteristic of “Bear’s Cave” in Pechora Urals is given and archaeological finds of the late Paleolithic times that were discovered in this cave are considered. Bear’s Cave is the largest cave in the Pechora Urals, and it is important for the study of primitive people of the late Paleolithic times.

Key words: Bear’s Cave, Late Paleolithic, archaeological finds, stone tools.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-225

Медвежья пещера – самая крупная на Печорском Урале. Общая длина ее ходов, доступных осмотру, составляет порядка 480 м. Пещера расположена в 500 м к северу от современного берега Печоры и в 200 м от устья лога, в одной из скал его правого борта. К входу можно подняться со дна лога по покатому, покрытому лесом склону. Его верхняя часть перед пещерой занята осыпью крупных глыб известняка. Вход располагаетсяна высоте 40 м над Печорой и 22–24 м над дном лога, имеет вид большой арки. Ширина входного участка пещеры занимает около12 м, а высота порядка 3 м. Входной грот представляет собой широкую и сравнительнонизкую полость, которая вытянута в меридиональном направлении. Его пол покрыт глыбами и блоками известняка. Широкий ходявляется естественным продолжением грота (Гуслицер, Канивец, 1965). В начале этого хода можно идти в полный рост (Гуслицер, Канивец, 1965). Здесь на потолке влага конденсируется из воздуха и активно растворяет выступы известняка. Местами свод украшают причудливой формы фигурки, созданные коррозионной деятельностью конденсационной воды. Поблизости с этими скульптурными формами в трещинах свода могут образовываться натеки белого известкового туфа. Затем ход становится очень низким и далее переходит в небольшой зал. Отсюда берут начало две резко отличающиеся друг от друга системы ходов.

На следующий участок можно проникнуть с большим трудом из зала через достаточно низкий лаз, сформированный из переотложенного до четвертичного аллювия. Галька, по-видимому, была принесена из хода, заполненного аналогичным материалом. Под слоем гальки залегает горизонт серого суглинка с большим содержанием костей пещерного медведя. Этот участок состоит из узких тесных ходов и зала (Гуслицер, 1963). Пол участка сложен серым суглинком, местами гравийной супесью. Нередко встречаются обломки конгломератов, состоящих из сцементированных углекислым кальцием и охристой глиной желтых кварцевых галек. Кости отсутствуют. Местами на полу лежат угольки ели и раковины наземных моллюсков. Пол приподнятого зала, как и зала западной системы, сложен коричневой глиной. Циркуляция воздуха в восточной системе осуществляется весьма слабо. Это можно объяснить относительной изолированностью ее отдельных участков друг от друга и в целом системы от внешней части пещеры. Процесс конденсации влаги отмечается только на своде зала. Далее в пещере относительно сухо. Не проникают туда и карстовые воды.

Натечных форм в восточной системе мало (Гуслицер, Павлов, 1988). В большинстве случаев они, судя по всему, являются реликтовыми образованиями. В приподнятом окончании хода, представляющем почти полностью изолированную камеру, имеется щетка красивых игловидных сталактитов, опускающихся со свода, сложенного галечниковым конгломератом (переотложенный дочетвертичный аллювий). Длина сталактитов достигает 50 см. В средней части хода 13–20-сантиметровой коркой плотного тонкослоистого кальцита прикрыта толща до четвертичного кварцевого галечника.

Раскопки в Медвежьей пещере велись экспедицией Коми филиала АН СССР в течение второй половины полевого сезона 1960 г, всего сезона 1961 г. и первой половины сезона 1962 г. Экспедиция состояла из двух самостоятельных отрядов, археологического и геологического, которые объединяли свои силы на период работ в пещере.

Раскопки велись в передней части грота и на склоне перед ним. Раскоп, имеющий длину 21 м и ширину 14 м, расположен под современным карнизом грота. В настоящее время значительная часть площади на склоне перед входом в пещеру находится под открытым небом, однако ранее весь описываемый участок был защищен навесом. Прежде, до обвала передней части кровли, грот располагался, вероятнее всего, метров на 10–12 далее к югу. Раскопки начались у восточной стены грота, на участке, менее других загроможденном глыбами. Здесь был задан большой шурф длиной 3 м и шириной 2 м. Уже в верхнем глыбово-щебенчатом горизонте, появились сильно минерализованные кости плейстоценовых животных, причем по мере углубления шурфа число этих костей значительно увеличивалось. Стало понятно, что обнаруженное местонахождение плейстоценовой фауны представляет большой интерес. Исследование Медвежьей пещеры велось методами, традиционными при раскопках пещерных палеолитических стоянок. Расчистка отложений производилась поквадратно; размеры квадрата 1х1 м. От ориентировки сетки по сторонам света пришлось отказаться, так как с ними не совпадали оси симметрии грота и направление стока талых вод.

Разборка отложений проводилась послойно, пластами по 20 см. Эту сравнительно большую толщину пластов можно объяснить значительным количеством глыб и крупного обломочного материала.

На исследованной площади не зафиксированы какие-либо сооружения, тем не менее, можно предположить, что обитатели пещеры, укрываясь от холода и непогоды, устроили внутри данного грота какой-то навес или даже закрытое жилище. Основанием этому служат находки в горизонте бурого щебенчатого суглинка и, особенно, в его нижней части, т. е. в культурном слое, с большим количеством обломков сброшенных рогов северного оленя, иногда залегавших отдельными скоплениями. Здесь в буром щебенчатом суглинке они встречались значительно чаще, чем какая-либо другая часть скелета любого млекопитающего. В пещере собрано около 2000 таких обломков. Очевидно, что сброшенные оленьи рога собраны на стороне и намеренно занесены в грот человеком (Гуслицер, 1959). Однако на площади раскопа совершенно нет следов обработки оленьего рога; значит, он, в данном случае не являлся материалом для изготовления орудий или бытовых предметов.

В самой Медвежьей пещере на поверхности было обнаружены остатки временного жилища, сооруженного местным населением, скорее всего манси (Гуслицер, Павлов, 1988). В средней части грота, на крупных глыбах располагалось значительное количество полусгнивших 3-метровых жердей, служивших остовом чума. На одной из жердей заметны следы резцов бобра. Так как бобры исчезли на верхней Печоре еще в XIX в., можно предположить, что описанные остатки жилья имеют более древний возраст. Рядом с жердями сохранились остатки открытого очага (обожженные, закопченные камни, угли, зола). Судя по этим находкам, здесь в непогоду нашла убежище небольшая группа людей. Возвращаясь к культурному слою палеолитической стоянки в Медвежьей пещере, следует отметить, что место разведения огня установить не удалось. На площади раскопа встречались отдельные мелкие древесные угольки, но заметного скопления углей не наблюдалось; не попадались пережженные кости и камни, испытавшие сильное действие огня.

Археологическая коллекция из Медвежьей пещеры содержала более 700 предметов из кремня, порфирита, зеленокаменной породы и мамонтовой кости. По количеству кремня Медвежья пещера занимает первое место на Урале среди пещерных палеолитических памятников, которые вообще имеют мало вещественного материала, и второе место среди палеолитических стоянок, уступая в этом отношении лишь стоянке Талицкого.

Обитатели Медвежьей пещеры пользовались двумя видами кремня — плитчатым и желвачным. Первый вид представлен мелкокристаллическим, микрослоистым, зеленовато-серым, иногда с желтоватым оттенком, слегка просвечивающим кремнем, который имеет диагенетическое происхождение. Внешняя поверхность плиток образована микропрослоями, которые обогащены известковистым веществом. Минералогический состав данной породы изменяется постепенно, и характерная для конкреций корка водного кремнезема в данном случае отсутствует. Плитчатые кремни имеют девонский возраст. На данные виды приходится порядка 97% общего числа найденных кремней.

Желвачный кремень, который составляет всего 3% находок иподразделяется на четыре сорта: 1) темно-бурый, с матовым блеском, непрозрачный, с концентрическими белыми разводами известковистого вещества – из отложений, вероятно, нижнекарбонового возраста (15 экз.); 2) темный, дымчатый, полупрозрачный, с белесыми пятнами вещества, богатого углекислым кальцием- из карбоновых отложений (4 экз.); 3) светло-серый или светло-коричневый, непрозрачный – из отложений верхнего карбона или нижней Перми; 4) темно-серый, почти черный, непрозрачный — из отложений нижнего карбона.

Несомненно, что палеолитические обитатели Медвежьей пещеры располагали достаточным для их хозяйственных нужд количеством материала. Поэтому возникает вопрос, почему наиболее часто использовался плитчатый, а не желвачный кремень. Скорее всего, это объясняется условиями залегания и размерами «запасов» того или иного кремня в данной местности. Здесь пласты содержат значительное количество материала, содержащего кремний. Так, например, в обнажении на Евтропиных Носках параллельные слои кремня расположены в толще известняка мощностью порядка 20 м. Для палеолитического человека большое значение имело то обстоятельство, что плитчатый кремень можно было без большого труда извлекать из пластов, в частности просто собирать в виде осыпей.

Совершенно в иных условиях залегал желвачный кремень. Кремневые конкреции, располагающиеся здесь в толщах девонских, карбоновых и нижнепермских известняков, являются диагенетическими образованиями и находятся в прочной механической связи с окружающей их материнской породой. Такие желваки извлечь из плотных известняков достаточно сложно даже современным геологам, которые обладают-стальным зубилом и молотком. Поэтому найденные конкреции имеют довольно небольшие размеры (порядка 15—20 см диаметром) и рассеяны на значительных площадях весьма далеко друг от друга.

Все это объясняет использование обитателями Медвежьей пещеры плитчатого кремня, хотя им также был известен и желвачный кремень (Гуслицер, Канивец, 1965). Плитчатый кремень имеет хорошо выраженные изотропные свойства, обладает относительно высокими техническими качествами, но у него естьсущественный недостаток. Из-за того, что минерал разбиттрещинами напластований и кливажа на довольно тонкие плитки, из него получаются орудия только небольшого размера. Характерной черты данной стоянки является наличие мелкого кремня. Самый крупный из образцов кремния имеет порядка длину 7 см, но большинство имеют размер не более 3—4 см.

По составу инвентаря стоянки можно определить, что здесь производилась обработка кремня. Основная масса найденного здесь кремня – отходы производства, главным образом, осколки, чешуйки и обломки случайной формы. Они составляют около 70% общего числа кремней (свыше 500 экз.). Форму законченных орудий или следы употребления в работе имеют 58 изделий, причем более половины предметов этой категории выделено лишь в результате тщательного микроскопического исследования абсолютно всего кремня. Короткие и узкие пластины не имеют следов вторичной обработки и признаков употребления. Как правило, правильных, с параллельными гранями, пластин здесь фактически нет.

Грани изготовлены с двух сторон плоской ретушью («затеской»). Эти ножи, по всей видимости, применялись при разделке туш добытых на охоте животных и для разрезания мяса.

Исследования, которые проводились в начале шестидесятых годов прошлого века в Медвежьей пещере и археологические находки, найденные там, служат бесценным материалом при изучении первобытного человека эпохи позднего палеолита.

ЛИТЕРАТУРА

Гуслицер Б.И. Медвежья пещера в бассейне верхней Печоры // Спелеология и карстоведение. М.: Изд-во МОИП, 1959.

Гуслицер Б.И., Павлов П.Ю. Верхнепалеолитическая стоянка Медвежья пещера // Памятники эпохи камня и металла Северного Приуралья. Вып. 11. Сыктывкар, 1988. С. 5–18.

Гуслицер Б.И. Геоморфология и четвертичные отложения бассейна р. Уньи. Автореф. канд. диссер. Сыктывкар. 1963.

Гуслицер Б.И., Канивец В.И. Пещеры Печорского края как источник изучения четвертичного периода. Изд. Коми филиала Всесоюзн. географ. общ. № 7. Сыктывкар. 1962.

Гуслицер Б.И., Канивец В.И. Пещеры Печорского Урала. Л.: Наука, 1965. 134 с.

Уральская историческая энциклопедия / Гл. ред. В.В. Алексеев; УрО РАН, Институт истории и археологии. Екатеринбург: Академкнига, 2000. С. 335.

УДК 551.794+581.524(571.54)

ПАЛЕОЭКОЛОГИЯ ДОЛИНЫ РЕКИ СЕНЦА В ГОЛОЦЕНЕ КАК ОСНОВА ПОНИМАНИЯ СОВРЕМЕННОЙ СТРУКТУРЫ РАСТИТЕЛЬНОСТИ РАЙОНА

Е.В. Волчатова, Е.В. Безрукова, П.П. Летунова

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Россия, Иркутск, volchatova@igc.irk.ru

Палеоэкологические записи, полученные из торфяника в долине реки Сенца, стали основой для реконструкции растительности и климата района. Результаты палинологического анализа позволили проследить развитие современной растительности за последние 4 700 лет, а также определить хронологическую последовательность природных событий верхнего течения долины реки Сенца в позднем голоцене. Полученные данные послужат основной для оценки изменчивости структуры растительности и чувствительности экосистем региона к будущим климатическим вариациям, определяющим структуру растительного покрова.

Ключевые слова: палинологический анализ, растительность, спорово-пыльцевые спектры.

PALEOECOLOGY OF THE SENTSA RIVER VALLEY IN THE LATE HOLOCENE AS A BASIS FOR UNDERSTANDING THE MODERN VEGETATION STRUCTURE OF THE STUDY AREA

E.V. Volchatova, E.V. Bezrukova, P.P. Letunova

Vinogradov Institute of Geochemistry, SB RAS, Irkutsk, volchatova@igc.irk.ru

Paleoecological records obtained from the Sentsa River valley became the basis for the reconstruction of vegetation and climate in this area. The results of the palynological analysis made it possible to trace the development of the regional vegetation over the last 4 700 years, and also to determine the chronological sequence of natural events of the upper reaches of the Sentsa River valley in the late Holocene. The data obtained will serve as the basis for assessing the variability of vegetation structure and the sensitivity of regional ecosystems to future climatic variations that determine the structure of the vegetation cover.

Key words: palynological analysis, vegetation, spore-pollen spectra.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-229

Долина реки Сенцы располагается в Республике Бурятия, в горной системе Восточного Саяна (рис. 1). В геоморфологическом плане долина представляет собой классический трог с элементами ледникового рельефа в виде боковых и конечных морен позднеплейстоценового возраста, являясь уникальным лавововым плато для этого района. Отложения аллювиального, озерного, гляциального, делювиального и пролювиального генезиса, выполняющие долину реки, представлены суглинками, супесями, песками, галечниками, валунами.

Река Сенца является одним из крупных притоков р. Ока, она образована слиянием рек Дунда-Гол и Хойто-Гол. Длина водотока составляет около 65 км. В нижнем течении, выше поселка Шаснур, река сильно меандрирует (Выркин и др., 2012). На большей части долины реки имеет незначительный уклон, что обуславливает незначительное разнообразие условий для существования растительности.

На поверхности болота, где был вскрыт разрез торфяных отложений, названный нами «Сенца», преобладает травянистая растительность, принадлежащая семействам злаковых и осоковых, присутствуют куртины сфагновых мхов, небольшими группами встречаются вересковые кустарнички. Редкие ивы и единичные кустарниковые березки образуют сильно разреженный кустарниковый ярус.

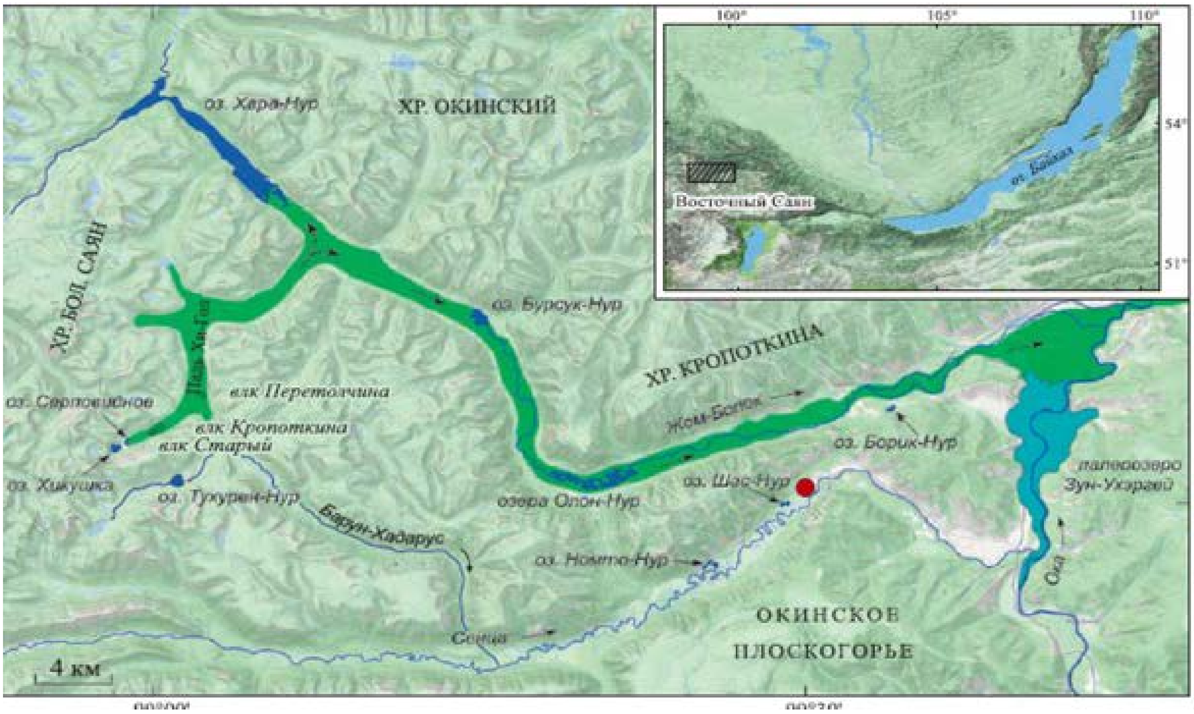


Рис. 1. Красной точкой обозначено место положения торфяника Сенца.

Мощность изученного разреза составила 61 см. Представленные в нем отложения характеризуются чередованием слоев торфа и глинистых прослоев мощностью до 3 см.

Полученная пыльцевая запись из долины реки Сенца позволила реконструировать природно-климатические условия и историю растительности района за последние 4700 лет. Возраст отложений был определен методом радиоуглеродного датирования в Институте геологии и минералогии СО РАН.

Результаты проведенного исследования образцов торфяника из долины реки Сенца представлены на спорово-пыльцевой диаграмме (рис. 2).

Кластерный анализ состава спорово-пыльцевых спектров (СПС) выделил две основные пыльцевые зоны, соответствующие интервалам развития растительности: 1 и 2. Зона 2 разделена на две подзоны – 2а и 2b. Описание состава СПС в зонах приведено снизу-вверх, от древнего к современному возрасту.

В СПС подзоны 2b (61–45 см, моложе 4720 л.н. – древнее 1070 л.н.) в общем составе преобладает пыльца древесных растений (около 82%). В наибольшем количестве присутствует пыльца сосны кедровой (*Pinus sibirica*) и сосны обыкновенной (*Pinus sylvestris*). В группе пыльцы кустарниковых растений наиболее обильна пыльца кустарниковой березки (*Betula nana*-type). Пыльцы трав в СПС этой подзоны немного, до 11,5%. В основном, это пыльца осоковых. Довольно много пыльцы астровых, тогда как остальные таксоны представлены, как правило, единичными зернами.

Среди споровых растений доминирует *Lycopodium*, также присутствуют споры семейства Polypodiaceae и *Sphagnum* (около 3%). В небольшом количестве в СПС отмечены микрочастицы углей.

В СПС подзоны 2а (45–31 см, несколько древнее 1000 л.н. – около 800 л.н.) отмечено резкое снижение доли пыльцы ели, также снизилось относительное обилие пыльцы *Abies sibirica*. Пыльца древовидной березы в данной подзоне не была встречена. В целом, в общем составе СПС подзоны 2а заметно снижается процентное содержание пыльцы древесных растений (до 72%). Доля пыльцы кустарников почти не изменилась по сравнению с их содержанием в СПС подзоны 2b. В составе пыльцы трав возрастает доля травянистых растений благодаря пыльце Cyperaceae, постоянно отмечается присутствие пыльцы Asteraceae.

В СПС зоны 1 (0–31 см керна, к современности) существенно снижается доля пыльцы древесной растительности (в среднем до 54%). Процентное содержание пыльцы *Pinus sylvestris* имеет неустойчивые значения, изменяясь от 30 до 85%. В сравнении с зоной 2a значительно снижается относительное обилие пыльцы *Pinus sibirica, Picea* и существенно повышается – пыльцы *Larix* и *Betula alba-type*.

Относительное обилие пыльцы кустарников в зоне 1 значительно ниже, чем в подзоне 2a. Пыльца *Betula nana-type* отсутствует в интервале глубин 27–16 см от поверхности разреза, проявляясь незначительно в нижних слоях.

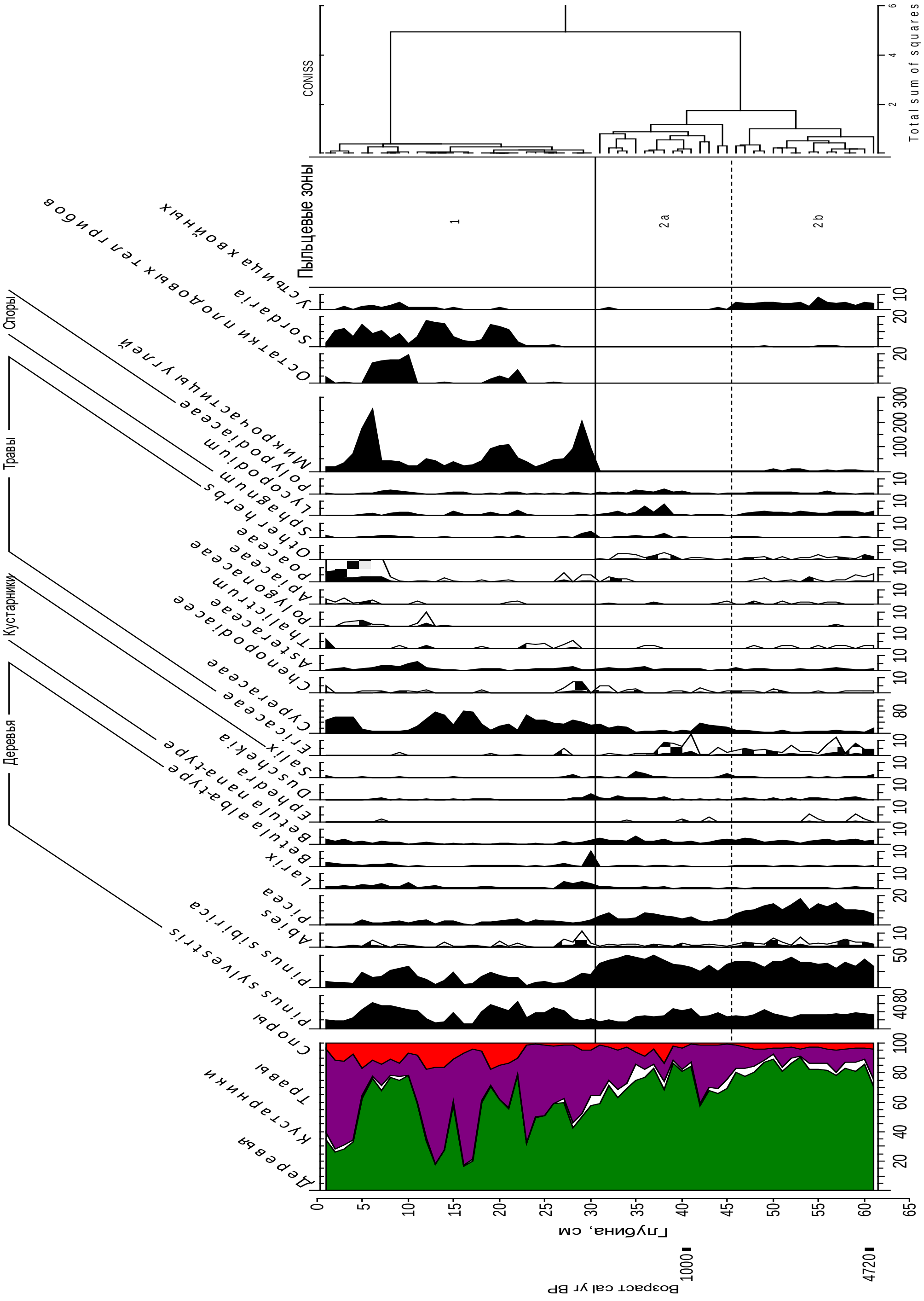


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма торфяных отложений долины реки Сенца.

Содержание пыльцы Cyperaceae возрастает по сравнению с подзоной 2а в несколько раз, достигая максимальных значений для всего разреза. Также увеличивается роль пыльцы Asteraceae и Poaceae. Более значительным становится присутствие пыльцы других таксонов трав в сравнении с подзоной 2а.

Пыльца древесных растений, таких как *Pinus sylvestris u Abies sibirica,* рассматривается как заносный компонент спектров, так как вблизи разреза доминирует лиственничная тайга, в составе которой отсутствуют данные породы.

С учетом вышеизложенного, мы провели реконструкцию состава растительности и климатических условий ее формирования в долине р. Сенца за последние 4700 лет.

Анализ СПС изученного торфяника показал, что в долине реки Сенца, в интервале времени 4720 л.н. – древнее 1070 л.н., преобладала лесная растительность, в составе которой доминировали лиственнично-кедровые леса с участием пихты. Высокое обилие пыльцы ели позволяет предполагать, что долинные ельники в это время произрастали гораздо ближе к изученному разрезу, чем позднее. В локальной растительности вблизи разреза Сенца преобладали лиственничные леса с участием сосны кедровой, пихты, с подлеском из березок, ивы. Высокие содержания устьиц хвои лиственницы в отложениях этого временного интервала свидетельствует о ее произрастании в непосредственной близости от точки отбора торфа.

Согласно имеющимся датам из отложений разреза Сенца (рис. 2), активизация процесса заболачивания в районе исследуемого разреза началась несколько ранее 1000 л.н., что не противоречит полученным ранее результатам о времени подпруживания р. Сенцы, и обуславливает, в конечном счете, значительную деградацию еловых лесов в долине (Shchetnikov et al., 2019).

В последние несколько десятков лет состав СПС позволяет реконструировать широкое развитие злаковых сообществ в долине р. Сенца, скорее всего, из-за смены режима увлажнения. Косвенным доказательством этого служит обнаруженное в этих спектрах высокое обилие спор грибов рода *Tilletia*, виды которого паразитируют на травах семейства злаковых (Мир растений, 1991).

ЛИТЕРАТУРА

Выркин В.Б., Шеховцов А.И., Белозерцева И.А. и др. Современное состояние ландшафтов Окинской котловины (Восточный Саян) // География и природные ресурсы. 2012. № 4. С. 98–107.

Мир растений. 7 т. / Под ред. А.Л. Тахтаджяна и др. Т. 2. Грибы. Под ред. М.В. Горленко. 2-е изд., перераб. М.: Просвещение, 1991. 475 с.

Shchetnikov A.A., Bezrukova E.V., Krivonogov S.K. Late Glacial to Holocene volcanism of Jom-Bolok Valley (East Sayan Mountains, Siberia) recorded by microtephra layers of the Lake Kaskadnoe-1 sediments // J. Asian Earth sci. 2019. V. 173. P. 291–303.

УДК 551.79

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ РАННЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА В БАССЕЙНАХ РЕК ОКИ, СУРЫ, ВЯТКИ, КАМЫ

Н.И. Глушанкова[1], А.К. Агаджанян[2]

[1]Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, ni.glushankova@mail.ru
[2]Палеонтологический институт имени А.А. Борисяка РАН, aagadj@paleo.ru

Статья посвящена рассмотрению особенностей формирования и распространения раннеплейстоценовых отложений в бассейнах рек Оки, Суры, Вятки, Камы. Приводятся оригинальные материалы по строению вновь выявленных разрезов в ледниковой и перигляциальной областях Среднего Поволжья. Анализируются данные по вещественному составу отложений, дается палеофаунистическое обоснование выделения основных стратиграфических подразделений. Проводится корреляция отложений и природных событий с таковыми, Центра Русской равнины. Выполняются палеогеографические реконструкции и детализируются имеющиеся представления о развитии ландшафтов раннего плейстоцена в восточном секторе Русской равнины.

Ключевые слова: ранний плейстоцен, новейшие отложения, палеопочвы, микротериофауна, экология, тираспольский фаунистический комплекс.

GEOLOGICAL STRUCTURE AND PALEOGEOGRAPHY OF THE EARLY PLEISTOCENE IN THE BASINS OF THE OKA, SURA, VYATKA, AND KAMA RIVERS

N.I. Glushankova[1], A.K. Agadjanian[2]

[1]Lomonosov Moscow State University, ni.glushankova@mail.ru
[2]Borissiak Paleontological Institute, RAS, aagadj@paleo.ru

The article deals with the peculiarities of the formation and distribution of Early Pleistocene sediments in the basins of the Oka, Sura, Vyatka, and Kama rivers. Original materials on the structure of newly identified sections in the glacial and periglacial regions of the Middle Volga region are presented. The data on the material composition of the sediments are analyzed, and the paleofaunistic justification for the allocation of the main stratigraphic divisions is given. The correlation of sediments and natural events with those of the Center of the Russian Plain is carried out. Paleogeographic reconstructions are performed and the existing ideas about the development of the Early Pleistocene landscapes in the eastern sector of the Russian Plain are detailed.

Key words: early Pleistocene, recent deposits, paleosols, microteriofauna, ecology, Tiraspol faunal complex.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-223

На современном этапе среди проблем четвертичной геологии по-прежнему актуальной остается задача изучения новейших отложений в целях палеогеографического обоснования детальных стратиграфических схем плейстоцена, широко используемых в геолого-съемочных и поисковых работах. Анализ геологической изученности Среднего Поволжья показывает, что наименее разработанной и до сего времени дискуссионной является стратиграфия субаэральных образований и палеонтологическое обоснование субаквальных отложений. Проведенное в последнее десятилетие комплексное изучение вновь выявленных разрезов плейстоцена в ледниковой и перигляциальной областях Среднего Поволжья позволило собрать, проанализировать и обобщить новый фактический материал и в соответствии с ним рассмотреть особенности геологического строения, провести палеогеографические реконструкции.

Ранний плейстоцен на изученной территории представлен фрагментами почвенного покрова с хорошо выраженной ископаемой почвой межледникового облика, а также аллювиальными отложениями, которые выполняют погребенные долины Оки, Волги, Камы, Суры, Теши и др. Последние имеют различную мощность (1.6–4.6 м), довольно однообразное строение и характеризуются чередованием белесовато-желтовато-серых песков, серовато-сизых глин, коричневых и серовато-бурых суглинков в горизонтальном и косослоистом залегании. Повсеместно в них обнаружены костные остатки мелких млекопитающих тираспольского фаунистического комплекса (Глушанкова, 2008).

Наиболее древние аллювиальные отложения описаны и детально проанализированы на правобережье Оки, **в разрезе Заплатино** (56°02'с.ш., 43°30'в.д.). Здесь в нижней части разреза, в косослоистых белесовато-серых и желтых песках (2.55 м) с гравийно-галечным материалом и большим количеством раковин пресноводных гастропод, получены костные остатки микротериофауны. В небольшом количестве в них присутствуют насекомоядные (*Sorex* sp.), зайцеобразные (Leporinae gen., *Ochotona*). Среди грызунов преобладают виды родов *Mimomys, Prolagurus, Terricola, Microtus*. В небольшом количестве представлены лемминги, рыжая полевка, суслики. Возраст фауны определяет присутствие древних корнезубых полевок: *Mimomys pusillus* и архаичных некорнезубых полевок *Prolagurus* cf. *pannonicus* и *Terricola hintony* (Kretzoi) – *T. gregaloides* (Hinton). Такое сочетание видов характерно только для раннеплейстоценовых фаун тираспольского комплекса. Сравнительная бедность видового состава полевок трибы Microtini и архаизм видов *Prolagurus* и *Terricola* позволяют утверждать, что данное сообщество отражает ранние фазы развития тираспольского комплекса и соответствует первой половине нижнего плейстоцена. Отсутствие самых древних некорнезубых полевок и бедность видового состава корнезубых форм свидетельствует о том, что данное сообщество моложе позднетаманских фаун апшеронского времени таких местонахождений, как Демск, Давлекаево в Башкирии, Успенка, Лог Денисов и Коротояк-3 на Дону, Ногайск, Тарханкут, Тилигул, Чишмикной в Причерноморье и др. Вместе с тем, фауна Заплатино архаичнее и, следовательно, моложе типичных поздних тираспольских фаун: Чуй-Атасево в Предуралье, Новохоперск, Богдановка, Урыв-4, Моисеево-3, Кузнецовка и другие на Дону, Рославль на Десне, Корчево в Белоруссии, Колкотова Балка на Днестре. Наиболее точно она отвечает по возрасту таким местонахождениям как Ильинка, Веретье на Дону, Платово в Приазовье (Агаджанян, Глушанкова, 1989). В Западной Европе ей близки фауны Фойгштедта в Германии и кромерских слоев в Англии (Агаджанян, 2009).

Экологический состав фауны очень интересен и своеобразен. Бедность состава полевок в целом, малочисленность Insectivora и типичных лесных видов грызунов, присутствие леммингов, особенно копытного, свидетельствуют об относительно неблагоприятной климатической обстановке. Фауна Заплатино соответствует одной из холодных эпох раннего плейстоцена. Вместе с тем, она свидетельствует об отсутствии покровного оледенения в бассейне Оки и на ближайшей территории в это время.

Начало раннего плейстоцена на Приволжской возвышенности, как и всей Восточно-Европейской платформы, связывается с врезанием гидрографической сети и отложением аллювия прарек (Горецкий, 1964). К раннему плейстоцену на исследованной территории Приволжской возвышенности нами относятся аллювиальные отложения (3.2 м), изученные в бассейне Суры. Здесь в аллювии, залегающим на меловых песках **в разрезе Чирково** (54°50'с.ш.,46°35'в.д.) и представленным фацией размыва – базальным горизонтом, состоящим из гравия и гальки с желтовато-бурым песчано-суглинистым заполнителем, обнаружены костные остатки мелких млекопитающих. Возраст фауны установлен по сочетанию *Mimomys pussilus* Mehely, *Terricola gregaloides* (Hinton), *Prolagurus pannonicus* (Kormos), которое характерно только для первой половины раннего плейстоцена. По возрасту фауна сопоставима с фаунами местонахождения Заплатино в бассейне Оки, Ильинки и Веретье в бассейне Дона. Ее облик определяют корнезубые полевки *Mimomys*, некорнезубые *Terricola, Microtus*. Сочетание *Terricola* и *Prolagurus*, присутствие полевки, близкой современной северосибирской, предполагает умеренную климатическую обстановку. Соотношение лесных и степных биотопов в ландшафтах того времени примерно одинаково. Довольно значительной была роль бореальных элементов в сообществах.

Аллювиальные отложения первой половины раннего плейстоцена, отвечающие теплому этапу, изучены **в разрезе Березовка** (55°30'с.ш., 44°20'в.д.) в ледниковой области, на правобережье р. Теши. Они представлены толщей гравийно-галечного материала с серовато-бурым песчано-суглинистым заполнителем и косослоистых крупно-, среднезернистых песков (1.95–2.85 м), залегающих в основании плейстоценовых отложений, под толщей морены (3.5–5.2 м). Приуроченный к ним костеносный горизонт отличается обилием раковин пресноводных гастропод. В фауне Березовки наибольшую по численности группу составляют полевки: древние корнезубые *Mimomys, Pliomys* и более прогрессивные, некорнезубые полевки *Terricola, Microtus*. Среди грызунов в заметном количестве найдены суслики, слепыши, хомяки, рыжие полевки *Clethrionomys*. Присутствуют летяга, лесные мыши *Apodemus silvaticus*. Очень многочисленны и разнообразны, по сравнению с другими местонахождениями, насекомоядные, как мелкие (землеройки родов *Sorex, Drepanosorex, Beremendia*), так и крупные (выхухоль, крот). Зайцеобразные немногочисленны и представлены преимущественно пищухой. Возраст фауны и вмещающих ее отложений определяют обилие древних корнезубых полевок и архаизм некорнезубых видов полевок. Такое сочетание названных форм характерно только для раннего плейстоцена. Принадлежность данного сообщества тираспольскому фаунистическому комплексу подтверждает присутствие *Pliomys episcopalis* Mehely, а также морфология выхухоли. Последняя близка по своим признакам раннеплейстоценовым подвидам *Desmana moscata magna* (Owen), *Desmana moscata ternopolitana* Pidoplicko, *D. moscata moravica* Schreuder. Фауна местонахождения Березовка соответствует развитым фаунам тираспольского фаунистического комплекса, т.е. она отвечает среднему этапу раннего неоплейстоцена. Она моложе таких фаун как Заплатино на Оке, а также Ново-Троицкое, Веретье, Ильинка на Дону, Карай-Дубина на Днепре. В то же время она древнее фаун Лихвинского времени, таких как: Стрелица, Владимировка на Дону, Чигирин на Днепре и др. Наиболее точно фауна Березовки соответствует фаунам Кузнецовки, Вольной Вершины, Коротояка-4, Моисеево-2, Моисеево-3, Коростелево-1 и другими подморенными местонахождениями Дона (Агаджанян, 2009).

Среди преобладающих видов основную часть составляют лесные формы: лесная мышь, рыжая и кустарниковая полевка, летяга. Численность и разнообразие степных видов невелико. Бореальные и арктические виды отсутствую полностью. Показанный состав грызунов соответствует биотопам хвойно-широколиственных лесов. Высокая численность и разнообразие насекомоядных указывают на благоприятные биотические условия. Климат был теплый и умеренно влажный, т.е. соответствовал оптимуму межледниковья. Подморенный аллювий в опорном разрезе Березовка может быть сопоставлен с ильинским горизонтом региональной схемы МСК.

Фрагменты почвенного покрова первой половины раннего плейстоцена установлены в низовьях Камы. Здесь **в разрезе Речное** (55°48'с.ш., 51°20'в.д.) в отложениях четвертой надпойменной террасы р. Камы, на глубине 12,0 м от кровли разреза вскрывается хорошо сохранившаяся почва межледникового облика (2,0 м), развитая и перекрытая аллювиальными отложениями с остатками мелких млекопитающих раннетираспольского фаунистического комплекса. Морфологически она дифференцирована на буровато-коричневый гумусовый (0,6 м), светло коричневый иллювиальный горизонты и характеризуется тяжелосуглинистым составом. Анализ фактического материала показал, что почвообразование происходило на фоне достаточной тепло-, влагообеспеченности при активном участии дернового процесса (Сорг – 0.11–0.47%; Сгк/Сфк 1.0–1.2). Процессы иллювиирования носили весьма ограниченный характер. Заметно проявлялся процесс миграции карбонатов (CO_2карб – 1.32–5.13%), а в нижней части профиля палеопочвы – процессы оглеения и гидрогенной аккумуляции карбонатов кальция. Наблюдается оглинивание почвенного профиля (фракция <0,001 мм – 31,7–41,0%), с концентрацией ила в средней и нижней частях гумусового и верхней части иллювиального горизонтов, что свидетельствует о достаточно высокой интенсивности педогенеза. Наряду с автоморфными, широкое распространение имели гидрогенные ландшафты, в которых заметную роль играли процессы олуговения. В почвенном покрове ильинского межледнковья (MIS-17), представленного ржаксинским педокомплексом, доминировали черноземовидные, темноцветные луговые и лугово-лесные почвы (Глушанкова, 2008, 2011).

Аллювиальные осадки, являющиеся материнской породой для палеопочвы, залегающие в основании разреза Речное, представлены буровато-коричневыми алевритами и тонкозернистыми белесовато-коричневыми песками (1,5 м). Палеонтологические материалы, полученные из них (*Sorex* sp., *Mimomys pussilus* Mehely, *Microtus oeconomus* Pallas, *Microtus* sp., *Citellus* sp., Lagurini gen.) свидетельствуют об осадконакоплении их в небольших временных водоемах, в условиях умеренно теплого и довольно сухого климата. Наличие паннонской пеструшки и полевки *Mimomys* предполагает раннеплейстоценовый возраст этих осадков.

Это подтверждает и фауна моллюсков, определения которой выполнены М.Ф. Ивахненко (ПИН РАН): *Planorbis planorbis* (L.), *Limnaea (Stagnicola) vulnerata* Kuster, *Pupilo miscorom* (L.), *Anisus spirobis* (L.), *Anisus leuciistoma* (Millet.). Остатки мелких млекопитающих (*Mimomys* ex gr. *pussilus* Mehely, *Prolagurus pannonicus* Kormos)) и моллюсков (*Valvata ambigna* Westerlund, *Anisus dazuri* (Morch), *Succinella oblonga* (Draparhaud), *Musculium creplini* (Dunker), обнаруженных в перекрывающих палеопочву коричневых суглинках и песках, позволяют предположить, что накопление их происходило во временных водоемах, которые существовали на поверхности поймы в условиях умеренно теплого и довольно сухого климата.

Отложения второй половины раннего плейстоцена, представленные аллювием цоколя IV надпойменной террасы р. Барыш, изучены **в разрезе Кивать** (54°30'с.ш., 47°30'в.д.). В местонахождении мелких млекопитающих преобладают раннеплейстоценовая корнезубая полевка *Mimomys intermedius* Newton, некорнезубые полевки *Terricola, Microtus*. Присутствует также рыжая полевка *Clethrionomys*, слепыш *Spalax*, бобр, суслик. Заметная роль зайцеобразных *Ochotona, Lepus*. Найдена землеройка. Соотношение корнезубых и некорнезубых форм полевок, эволюционный уровень *Mimomys, Terricola gregaloides* и *T. arvaloides*, определяют верхний возрастной рубеж фауны – она не может быть моложе конца раннего неоплейстоцена. Присутствие узкочерепной полевки *Stenocranius gregalis* и количественное соотношение видов *Terricola* определяют нижний возрастной рубеж сообщества – середина раннего плейстоцена. Возраст данной фауны ограничен второй половиной раннего плейстоцена. Ее можно рассматривать как аналог развитых и поздних тираспольских фаун.

Определенный облик имеет эта фауна в палеогеографическом отношении. Разнообразие видов предполагает различие биотопических условий. Присутствие *Clethrionomys* и *Terricola* свидетельствует о наличии участков лесной растительности. Некоторое количество лесостепных и степных видов (*Spalax, Spermophilus, Stenocranius* *gregalis*) говорит о распространении степных биотопов. В то же время присутствует бобр, полевка-экономка, обитатели речных долин, поросших мелколесьем, заливных лугов и осоковых болот. Изложенные факты позволяют заключить, что этап накопления аллювиальной толщи р. Барыш соответствует одной из теплых межледниковых эпох второй половины раннего плейстоцена. По-видимому, она отвечает мучкапскому горизонту (MIS15) стратиграфической схемы Центральных районов Русской равнины (Агаджанян, 2009).

Конец раннего плейстоцена в Среднем Поволжье представлен темно-коричневыми и сизовато-голубоватыми тяжелыми суглинками. Геохимические особенности их отражают неблагоприятные условия накопления и подчеркивают их генетическое своеобразие: они бескарбонатные (CO_2карб – 0.10–0.15%), малогумусные (Сорг – 0.15–0.21%), выщелочены от легкорастворимых солей (сухой остаток – 0.04%), в значительной степени облессованые и преобразованные гипергенными процессами. Они залегают поверх аллювиальных осадков с тираспольской фауной мелких млекопитающих и отвечают окскому оледенению (Глушанкова, 2008).

ЛИТЕРАТУРА

Агаджанян А.К. Мелкие млекопитающие плиоцен-плейстоцена Русской равнины. М.: Наука. 2009. 676 с.

Агаджанян А.К., Глушанкова Н.И. Стратиграфия и палеогеография бассейнов Днепра, Дона, Средней Волги // Четвертичный период. Стратиграфия. М.: Наука, 1989. С. 103–113.

Глушанкова Н.И. Палеопедогенез и природная среда Восточной Европы в плейстоцене. М.: Изд-во «Маджента». 2008. 348 с.

Глушанкова Н.И. Геологическое строение и палеогеография плейстоцена в бассейне Нижней Камы (по материалам изучения опорных разрезов) // Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена. М.: Изд-во МГУ. 2011. С. 134–155.

Горецкий Г.И. Аллювий великих антропогеновых прарек Русской равнины. Прареки Камского бассейна. М.: Наука.1964. 415 с.

УДК 551.79

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ОБУСЛОВЛЕННОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ И РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНО-ЛЕССОВОЙ ФОРМАЦИИ В БАССЕЙНАХ ВЕРХНЕЙ И СРЕДНЕЙ ВОЛГИ

Н.И. Глушанкова, Н.Г. Судакова

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, ni.glushankova@mail.ru

Рассмотрены особенности формирования и распространения перигляциально-лессовой формации в Поволжье. На основе обобщения результатов системного палеографического анализа представлена комплексная характеристика лессовых пород – полигенетических по происхождению и полихронных по времени осадконакопления. Установлена региональная специфика в строении и составе лессовых горизонтов, приуроченных к разновозрастным палеогеографическим зонам Русской равнины.

Ключевые слова: перигляциально-лессовая формация, лессово-почвенные серии, морфолитогенез, региональные особенности.

PALEOGEOGRAPHIC CONDITIONALITY OF THE FORMATION AND DISTRIBUTION OF THE PERIGLACIAL LOESS FORMATION IN THE BASINS OF THE UPPER AND MIDDLE VOLGA

N.I. Glushankova, N.G. Sudakova

Lomonosov Moscow State University, ni.glushankova@mail.ru

The features of the formation and distribution of the periglacial loess formation in the Volga region are considered. On the basis of the generalization of the results of the system paleographic analysis, a complex characteristic of loess rocks is presented – polygenetic in origin and polychronous in time of sedimentation. Regional specificity in the structure and composition of loess horizons associated with different age paleogeographic zones of the Russian Plain is established.

Key words: periglacial-loess formation, loess-soil series, morpholithogenesis, regional features.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-238

Лессовые породы широко распространены на обширной территории древнеледниковой области Русской равнины и за ее пределами, занимая в отдельных регионах значительную часть стратиграфической колонки неоплейстоцена. Полигенетические по происхождению и полихронные по времени седиментации они содержат ценную палеогеографическую, стратиграфическую, а также геоэкологическую информацию. В связи с этим детальное изучение закономерностей строения и состава лессовых пород имеет большое значение для палеогеографических реконструкций и стратиграфических построений. Несмотря на длительную историю изучения разновозрастной толщи лессовых пород и достигнутые результаты, остаются нерешенные и спорные вопросы, касающиеся строения и геоморфологической приуроченности. Особую дискуссию вызывает генезис лессовых горизонтов в различных палеогеографических провинциях. Нет единого мнения о выделении и границах северных лессовых провинций на Русской равнине (Величко и др. 1997; Новейшие..., 2004).

В связи с расхождением мнений по поводу происхождения и особенностей строения и состава лессовидных суглинков северных и центральных провинций Русской равнины, мы придерживаемся обобщающего понятия «лессовые породы», соответствующего их характеристике (пылеватые, слабо карбонатные, местами слоистые, как правило, непросадочные, с повсеместными признаками криолитогенеза). Широкий термин «лессовидные породы» наиболее соответствует региональной специфике этих отложений.

Окско-Сурско-Приволжская провинция. Провинция находится в зоне днепровского и раннеплейстоценовых оледенений. Она включает территории северо-восточной окраины Среднерусской возвышенности, Окско-Донской равнины и Приволжской возвышенности, что в структурном плане соответствует Воронежской антеклизе. Здесь лессовые породы заметно отличаются по характеру распространения, мощности, строению и составу от лессовых пород северных провинций. В пределах рассматриваемой провинции лессовые отложения отсутствуют на значительной площади Мещерской аллювиально-зандровой равнины. На левобережье р. Оки, в бассейне рек Пра и Протвы лессовые породы имеют прерывистое распространение, небольшие мощности – до 2–3 м и залегают на гляциальных и флювиогляциальных отложениях московского возраста. Отложения представлены светло-коричневым слабо карбонатным ($CO_{2\ \text{карб.}}$ не более 0,5%) суглинком, в котором выделяются два слоя. Верхний слой (до 1,5 м) имеет опесчаненный гранулометрический состав, а нижний (до 0,5–1,5 м) – более глинистый состав, с редким включением гравия, реже гальки. Для него характерна столбчатая отдельность. Изменение гранулометрического состава отложений обусловлено генетической связью с подстилающими породами. В некоторых разрезах наблюдаются горизонты ископаемых почв, свидетельствующих о перерывах в осадконакоплении.

В пределах северо-западной части Среднерусской возвышенности лессовые породы залегают сплошным покровом на обширных водораздельных пространствах, склонах долин и на поверхностях высоких речных террас. Они представлены суглинками карбонатными, микропористыми, в разной степени просадочными с содержанием пылеватых частиц от 30 до 90%**.** Мощность отложений на большей части данной территории колеблется в пределах 5–10 м и лишь на небольших площадях у южной и юго-западной границ провинции возрастает до 25–30 м.

В пределах Окско-Донской равнины лессовый покров имеет прерывистое распространение. Он представлен средними и тяжелыми пылеватыми, карбонатными ($CO_{2\ \text{карб.}}$ до 20%) суглинками. В южном направлении наблюдается увеличение степени карбонатности, о чем свидетельствуют часто встречающиеся степные «блюдца» − понижения диаметром до 50–100 м и глубиной 0,5–2 м. В целом для Окско-Донской равнины преобладающая мощность лессовых пород колеблется в пределах 2–5 м, хотя наблюдаются и отклонения от фоновых значений. Так, в верховьях р. Суры мощность лессовых пород составляет 15,5 м, а на небольшом участке широтного отрезка долины р. Оки они имеют островное распространение и мощность, не превышающую 2 м.

Возвышенное положение и эрозионное расчленение Приволжской возвышенности, полого опускающейся к Окско-Донской равнине и крутыми уступами обрывающейся к долине Волги, являются определяющими в распространении полигенетических лессовидных отложений, не образующих здесь сплошного покрова, а носящих островной характер. Мощность их непостоянна и изменяется от первых метров до 10 м. Преобладающей является мощность в 5–10 м, но встречаются отдельные участки (как правило, в нижних частях приводораздельных склонов), где мощность достигает 15–20 м. Повсеместно лессовые образования представлены палево-бурыми, пылеватыми, известковистыми и макропористыми глинисто-суглинистыми породами. Наиболее полно в стратиграфическом отношении лессово-почвенная формация мощностью порядка 16–20 м представлена на опорном ключевом участке Чирково (54^{o}50'с.ш., 46^{o}35'в.д.), расположенном на северо-западном пологом склоне Приволжской возвышенности. В естественном обнажении протяженностью ~ 2–3 км серией из восьми разрезов и буровыми скважинами вскрывается толща субаэральных отложений, выполняющих древнюю балку, врезанную в ранненеоплейстоценовые аллювиальные осадки со следами древнего почвообразования. В разрезах представлены: средненеоплейстоценовая лессово-почвенная серия с тремя сближенными горизонтами полигенетических палеопочв (инжавинской MIS 11, каменской MIS 9, роменской MIS 7) и поздненеоплейстоценовая лессово-почвенная серия с одной межледниковой (микулинской MIS 5e), двумя интерстадиальными (крутицкой MIS 5b, брянской MIS 3) почвами. Мощности лессов, разделяющих почвенные горизонты в лессово-почвенных сериях среднего неоплейстоцена, существенно сокращены, вплоть до полного поглощения их педогенными процессами. Среди разновозрастных лессовых горизонтов наиболее представительны по мощности и распространенности поздненеоплейстоценовые и средненеоплейстоценовые разности, отличающиеся по литолого-геохимическим особенностям вещественного состава. Наиболее мощным является горизонт поздневалдайского (осташковского) лесса толщиной более 5,0 м с преобладающей в его гранулометрическом составе алевритовой фракцией. Осташковскому лессу по мощности уступают горизонты ранневалдайского (калининского) (1–1,5 м) и днепровского лессов (не >2 м). Светло-коричневые слоистые лессы днепровского возраста, карбонатность которых, колеблется в пределах 1,5–2,6 %, характеризуются крупнопылеватым составом, с большим количеством железомарганцевых и карбонатных новообразований (Глушанкова, 2010).

Вятско-Ветлужское Заволжье. На левобережье Волги к востоку от установленной границы московского оледенения, на периферии древнеледниковой зоны, согласно геоморфологическому районированию, выделяется площадь низменных и возвышенных равнин, дренированная левыми притоками Волги (Унжи, Ветлуги и Вятки). Маломощные покровные лессовидные суглинки встречаются в единичных разрезах в Унжа-Ветлужский песчаной зандровой равнине с абсолютными отметками поверхности 180–80 м. С востока к ней примыкает возвышенная равнина с волнисто-увалистым рельефом, местами сильно расчлененным. Абсолютные отметки водоразделов рек Вятки и ее притоков в среднем составляют 180–250 м. Здесь отмечается довольно широкое, местами прерывистое, распространение покровных лессовидных отложений изменчивой мощности. Большинство исследователей границу максимального распространения оледенения, покрывавшего северную часть возвышенности, относят к днепровскому времени. Не исключен и его более древний возраст. Однако достоверных доказательств развития на этой территории ранненеоплейстоценовых оледенений в настоящее время нет.

Покровные лессовидные суглинки представляют собой маломощные пылеватые, глинистые породы, непросадочные. Ископаемые почвы для этой территории не характерны. Они либо размыты и отсутствуют, либо слабо выражены. К северу от границы оледенения лессовидные суглинки распространены фрагментарно на поверхности высоких водоразделов, где подстилаются мореной. Их мощность составляет в среднем 3–4 м, однако исследованные в настоящее время разрезы с этими отложениями единичны.

Во внеледниковой зоне покровные лессовидные суглинки обычно приурочены к широким и ровным платообразным массивам и пологим склонам. Они занимают обширные водораздельные пространства на междуречьях Чепецко-Кильмезском и Пижмо-Когшагском, в верховьях р. Буй, где абсолютные высоты колеблются в пределах 150–250 м. Лессовидные суглинки водоразделов небольшой мощности (1–2 м) подстилаются верхнепермскими известковистыми пестроцветными мергелями и плотными глинами. В некоторых понижениях рельефа мощность суглинков увеличивается до 2,5–

4 м, редко до 8–10 м. Прослеживается связь литологического состава лессовидных суглинков с подстилающими отложениями. Отмечается постепенный переход от элювия пермских пород к покровным суглинкам. На предсклоновых террасовых уровнях (разрезы Косинка, Малмыж, Талица, Буй) развиты элювиально-делювиальные лессовидные суглинки мощностью 6–8 м и более. На основании детального спорово-пыльцевого анализа и полученных двух радиоуглеродных датировок из ископаемого гумусового горизонта разреза Малмыж эти отложения отнесены к позднему неоплейстоцену – голоцену. На водоразделах возраст покровных лессовидных суглинков проблематичный, т.к. накопление толщи этих отложений могло происходить длительное время (средний–поздний неоплейстоцен) с перерывами и размывом. Вещественный состав элювиальных и элювиально-делювиальных лессовидных суглинков за границей оледенения Вятско-Ветлужской провинции отличается от состава отложений, развитых в пределах западных и юго-западных провинций, большей глинистостью. Преобладают иловато-крупнопылеватые желтовато-бурые или красновато-бурые тонкопористые суглинки элювиального генезиса на водоразделах и элювиально-делювиального на предсклоновых поверхностях. Покровные суглинки, как в ледниковой, так и во внеледниковой зоне, сходны по морфологическому строению и вещественному составу. Залегание покровных суглинков на высоких водоразделах не исключает первичную эоловую сортировку элювия подстилающих пород в сочетании с криогенным преобразованием и последующей элювиально-делювиальной переработкой.

Прикамская лессовая провинция. Породы перигляциально-лессовой формации на территории Прикамской провинции, находящейся во внеледниковой области, развиты на значительной площади междуречий, вскрываются в речных долинах, но отсутствуют на крутых склонах и самых высоких элементах рельефа. Неотъемлемым компонентом строения лессовых толщ здесь являются горизонты ископаемых почв, что свидетельствует о периодичности лессообразования. Общая мощность отложений лессово-почвенной формации в низовьях долины р. Камы неодинакова и достигает 16–20 м (на правобережье р. Камы ~20,0 м, на левобережье ~16,0 м). Современный рельеф левобережья р. Камы представляет собой систему аккумулятивных террас с хорошо выраженными тремя надпойменными террасами, сформированными на породах казанского и татарского ярусов. Основная часть поверхности водоразделов сложена глинистыми породами плиоценового возраста. Перекрывающие их неоплейстоценовые отложения представлены в основном лессовидными и делювиальными суглинками. Лессовые породы в пределах рассматриваемой провинции, скорее всего, формировались в результате субаэральных процессов, при активном участии водных, криогенных и склоновых.

На территории Прикамской провинции одним из наиболее значимых и стратиграфически полных разрезов неоплейстоцена, в котором отчетливо проявились особенности строения лессовых отложений, характерных для внеледниковой зоны Среднего Поволжья, является опорный ключевой участок Коминтерн (55°20'с.ш., 50°10'в.д.). Здесь в 25 расчистках второй надпойменной террасы на левобережье р. Камы впервые выделено не менее двух поздненеоплейстоценовых и трех средненеоплейстоценовых лессово-почвенных серий, прослеженных по простиранию на расстоянии более 7 км. В результате сравнительного анализа разновозрастных генераций перигляциально-лессовых отложений Прикамья установлено определенное сходство их основных физико-химических параметров, которое заключается в их гранулометрическом составе (наличие алевритовой фракции) и в геохимической специфике (наличие углекислых солей и органического вещества). Различия проявляются в количественном соотношении этих компонентов, что обусловлено фациально-генетической обстановкой седиментации. Так, в гранулометрическом составе наиболее мощного горизонта лессовидных суглинков позднего неоплейстоцена, залегающих между современной (голоценовой) и брянской поздненеоплейстоценовой почвами, преобладает алевритовая и песчаная фракции. Степень карбонатности их колеблется в пределах 2,52–3,93%, а гумусированность изменяется в интервале 0,13–0,32%. Залегающий ниже лессовидный суглинок, подстилающий брянскую почву и перекрывающий мезинский педокомплекс, представляет собой маломощный горизонт, сформировавшийся в период ранневалдайского оледенения. Гранулометрический состав его, в отличие от вышележащего лесса, характеризуется преобладанием песчаной фракции при подчиненном значении алевритовой и илистой разностей. Степень карбонатности ($CO_{2\ \text{карб.}}$ 4,43–4,76%) и гумусированности ($C_{\text{орг.}}$ 0,23–0,36%) его выше, чем в вышележащем лессовом горизонте. Толща лессовидных супесей, суглинков днепровского возраста, залегающая между поздненеоплейстоценовым мезинским педокомплексом и средненеоплейстоценовой роменской палеопочвой, характеризуется преобладанием в гранулометрическом составе алевритовой фракции при подчиненном количестве илистой и песчаной. По степени карбонатности ($CO_{2\ \text{карб.}}$ 3,9–4,2%) отложения днепровского возраста уступают поздненеоплейстоценовым лессам, а по гумусированности ($C_{\text{орг.}}$ 0,31–0,37%) – превосходят их.

Исследование первичных свойств горизонтов лессовидных суглинков средненеоплейстоценового (до днепровского) возраста вызывает определенные затруднения. Это объясняется тем, что лессово-почвенные серии содержат мощные горизонты педокомплексов, в значительной степени затронувших педогенными процессами горизонты лессов, в некоторых случаях целиком поглотив их. В связи с этим лессовые горизонты, отделяющие инжавинскую почву лихвинского межледниковья от постлихвинской каменской почвы, в первозданном виде почти не представлены в разрезах опорного ключевого участка Коминтерн. Исключение составляет маломощный горизонт лессовидного суглинка, залегающий между роменской и каменской почвами. Характерной особенностью этого суглинка, в отличие от поздненеоплейстоценовых разностей, является глинисто-алевритовый состав, слабая гумусированность ($C_{\text{орг.}}$ 0,22%). По содержанию углекислых солей ($CO_{2\ \text{карб.}}$ 3,6–3,9%) он приближается к днепровским лессовидным суглинкам (Глушанкова, 2010). В пределах водораздельной поверхности на территории Камской провинции, представляющей собой слабо приподнятую, волнистую, слегка наклоненную равнину, распространение перигляциально-лессовых отложений носит прерывистый и островной характер. В отличие от долинного комплекса отложений, на междуречьях сокращаются мощности поздне-средненеоплейстоценовых лессово-почвенных серий (от 18–20 м в долине р. Камы, до 11–12 м на водоразделах), а мощности разновозрастных горизонтов лессовидных суглинков варьируют. В их распространении отмечается своеобразная прерывистость по простиранию и замещение их супесями и песками. На некоторых участках поздненеоплейстоценовая серия отложений в значительной степени редуцирована. Среди разновозрастных горизонтов лессовидных суглинков поздне − средненеоплейстоценовые разности, существенно различающиеся по составу, имеют значительную мощность и пространственную выдержанность на междуречьях.

В результате комплексного исследования пород перигляциально-лессовой формации в бассейне Верхней и Средней Волги установлены региональные особенности их строения, состава и общие закономерности развития в связи с палеогеографической обстановкой морфолитогенеза, а также провинциальные особенности лессовых толщ, приуроченных к палеогеографическим зонам разновозрастных оледенений. Отчетливо проявляются провинциальные различия лессово-почвенных серий, как в возрастном диапазоне, так и обусловленные пространственной изменчивостью свойств лессовых горизонтов.

ЛИТЕРАТУРА

Величко А.А., Грибченко Ю.Н., Губонина З.П. и др. Основные черты строения лессово-почвенной формации // Лессово-почвенная формация Восточно-Европейской равнины. М.: ИГРАН. 1997. С. 2–5.

Глушанкова Н.И. Геологическое строение и палеогеография неоплейстоцена в бассейнах рек Суры и Мокши (Приволжская возвышенность) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2010. Т. 85. Вып.6. С. 41–47.

Новейшие отложения и палеогеография Окско-Донской древнеледниковой зоны. Смоленск: Изд-во «Маджента», 2004. 120 с.

УДК 551.311.234:551.89:550.42

ОТРАЖЕНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ ПОЗДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА В СОСТАВЕ СТАБИЛЬНЫХ ИЗОТОПОВ УГЛЕРОДА ПОЧВЕННОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА И КАРБОНАТОВ

В.А. Голубцов

Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, tea_88@inbox.ru

Приводятся данные исследований состава стабильных изотопов углерода аккумуляций вторичных карбонатов в современных почвах и палеопочвах Байкальского региона. Проведен анализ состава стабильных изотопов углерода почвенного органического вещества разновозрастных почв как индикатора условий их формирования. На основании анализа интенсивности аккумуляции карбонатов, сравнения изотопного состава их разных групп и морфологии вмещающих почв предполагаются более влажные климатические условия МИС-3 по сравнению со средним голоценом, что находит подтверждение и в значениях $\delta^{13}C$ почвенного органического вещества. Как для среднего голоцена, так и для МИС-3 предполагаются относительно низкие температуры почвообразования и длительное сезонное промерзание почв.

Ключевые слова: почвы, палеопочвы, органическое вещество, вторичные карбонаты, стабильные изотопы углерода.

RECORD OF CLIMATIC CHANGES IN BAIKAL REGION DURING THE LATE PLEISTOCENE AND HOLOCENE IN STABLE CARBON ISOTOPIC COMPOSITION OF SOIL ORGANIC MATTER AND SECONDARY CARBONATE ACCUMULATIONS

V.A. Golubtsov

V.B. Sochava Institute of Geography, SB RAS, Irkutsk, tea_88@inbox.ru

The data of studies of the stable carbon isotopic composition of different-age secondary carbonate accumulations in surface soils and paleosols of the Baikal region are presented. The analysis of the stable carbon isotopic composition of soil organic matter of different age soils as an indicator of the conditions of their formation is carried out. Based on the analysis of the growth intensity of carbonates and comparison of the isotopic composition of their different groups, and the morphology of the host soils, it is assumed that the MIS-3 climatic conditions are more humid compared to the Middle Holocene, which is also confirmed by the $\delta^{13}C$ values of soil organic matter. Both for the Middle Holocene and MIS-3 relatively low temperatures of pedogenesis and prolonged seasonal freezing of soils are assumed.

Key words: soils, paleosoils, organic matter, secondary carbonates, stable carbon isotopes.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-244

Почвы, как экспонированные, так и погребенные образуют важный блок геологической летописи разрезов четвертичных отложений (Зыкина, Зыкин, 2012). В то время как почвы голоцена наиболее полно представлены в геологической летописи, сохранность почв, формировавшихся в теплые эпохи плейстоцена, значительно ниже. Это обстоятельство диктует необходимость выделения устойчивых признаков, изменения которых маркируют отдельные этапы развития почв, а эволюционно-генетические признаки, которые можно датировать методами абсолютной геохронологии, имеют особую ценность. Одними из таких признаков являются почвенное органическое вещество и вторичные карбонаты. Они представляют собой основные резервуары почвенного углерода, который играет значимую роль в углеродном обмене между почвой и атмосферой и оказывает влияние на глобальные климатические процессы. Это определяет актуальность изучения условий аккумуляции органического вещества и вторичных карбонатов в почвах, а также их пространственно-временной динамики. Одним из наиболее информативных методов для решения подобных задач является анализ соотношений стабильных изотопов углерода. Изотопные исследования имеют значительный потенциал в палеогеографических целях. Однако на данный момент примеры изучения состава стабильных изотопов углерода органического вещества почв Байкальского региона довольно редки. Практически отсутствуют данные и об изотопном составе углерода педогенных карбонатов.

Целью данной работы стала реконструкция динамики условий почвообразования и ее связи с климатическими флуктуациями позднего неоплейстоцена и голоцена, основанная на исследовании изотопного состава вторичных карбонатов и органического вещества в почвах Байкальского региона.

^{14}C-возраст микрослоев карбонатных новообразований указывает на четыре периода их формирования: вторая половина МИС-3 (24.1–23.3 и ~ 34.0–35.0 тыс. кал. л.н.), от теплых фаз позднеледниковья до среднего голоцена (12.9–4.6 тыс. кал. л.н.) и финал среднего голоцена (3.6–3.3 тыс. кал. л.н.). Таким образом, изученные карбонаты являются, в основном, реликтовым признаком предшествующих эпох почвообразования и среднеголоценового этапа формирования современных почв.

Формирование новообразований во второй половине МИС-3 сопоставимо с двумя региональными стадиями почвообразования (поздне- и раннеосинский периоды) и с ростом количества диатомовых в донных отложениях озера Котокель, совпавшим с утяжелением их изотопно-кислородного состава. Эти стадии коррелируются с кратковременными интервалами в осцилляциях Дансгора-Эшгера (2 и 7) (Голубцов и др., 2019), отражающими рост температур воздуха в Северном полушарии.

Следующая группа новообразований начинает формироваться в относительно кратковременную стадию потепления климата позднеледниковья 12.9 тыс. л.н. Климат в Восточной Сибири на протяжении позднеледниковья был не только холодным, но и сухим (Величко, 2010; Bezrukova et al., 2010). Преобладающими ландшафтами плоскогорий и низменностей Восточной Сибири на протяжении позднеледниковья являлись так называемые «мамонтовые степи», которые характеризовались довольно плодородными почвами, богатыми карбонатами (Guthrie, 2001). Практически двухкратное увеличение количества атмосферных осадков в течение теплых фаз, коррелирующих с бёллингом и аллерёдом, привело к интенсивному выщелачиванию растворимых компонентов из почв, в частности, карбонатов. По мнению некоторых авторов (Chebykin et al., 2002), это отразилось на химическом составе донных отложений озера Байкал, формировавшихся в это время. Логично предположить, что подобное перераспределение карбонатов в почвах было точкой отсчета в формировании карбонатных кутан в исследуемых почвах.

Время окончания формирования внутренних слоев новообразований и смены условий аккумуляции натеков остается неизвестным на данном этапе исследований. Однако, известно, что формирование кутан прекратилось около 4.6 тыс. кал. л.н. Примечательно, что эта дата практически полностью совпадает с возрастом наиболее молодых слоев кутан в степных почвах на междуречье Онона и Аргуни и северо-востока Сибири (Pustovoytov, 1998). Вероятно, формирование натеков завершилось на этапе резкого похолодания и аридизации, этот этап отмечается в различных регионах Евразии 4.5 тыс. кал. л.н. (Величко, 2010). Изменения климата нашли отражение в почвах Байкальского региона (Голубцов и др., 2017).

Новообразования среднего голоцена формировались в течение двух этапов. Холодные, влажные условия, существовавшие во время первой стадии их формирования (3.6 тыс. л.н.), сменяются засушливыми условиями 3.3 тыс. л.н. Такая смена фиксируется по прекращению иллювиирования в аккумулятивно-карбонатный горизонт железа и гумуса, росту насыщенности растворов $CaCO_3$, изменению состава стабильных изотопов углерода и кислорода и подтверждается данными региональных палеоклиматических исследований. Наиболее вероятно, что после описанной климатической фазы перераспределение карбонатов в почвах уже не происходило или происходило с существенно ограниченной интенсивностью. В частности, это могло быть связано с тем, что большая часть карбонатов была выщелочена из верхних горизонтов почв в нижележащие.

Приведенные данные показывают, что палеоэкологические условия, реконструированные для выявленных этапов формирования карбонатных новообразований, хорошо сопоставимы с тенденциями климатических изменений Байкальского региона и прилегающих территорий. Они отражают влияние колебаний температуры и влажности на динамику педогенеза.

Отмечаются заметно более низкие скорости роста каргинских новообразований в отличие от голоценовых (0,6 мм/100 лет против 2 мм/100 лет, соответственно). Микроморфологические данные и анализ условий залегания голоценовых и МИС-3 почв, показывают, что каргинские почвы формировались в относительно холодных и влажных климатических условиях в пределах низких речных террас. Некоторые исследователи (Воробьева и др., 2015) рассматривают почвы МИС-3 как почвы лесного ряда, формировавшиеся в более влажных по сравнению с современным климатом Прибайкалья, условиях. В то же время, голоценовые почвы формируются уже в условиях преобладания лесостепных ландшафтов на покровных склоновых отложениях высоких речных террас. Таким образом, мы можем предполагать более высокую увлажненность каргинских почв и, соответственно, более влажные условия каргинского термохрона на исследуемой территории. Это предположение подтверждается морфологией и составом карбонатных кутан. Каргинские новообразования в наибольшей степени обогащены органическим веществом, которое активно вмывалось в аккумулятивно-карбонатный горизонт в ходе иллювиально-гумусового процесса, для которого необходимо повышенное увлажнение.

Реконструкция осадков, выполненная на основании значений $\delta^{13}C$ почвенного органического вещества, в целом, подтверждает данные о более высокой влажности каргинской эпохи, однако дает несколько более детальную картину. В МИС-3 наблюдается тенденция к постепенному уменьшению увлажнения. Наиболее влажным был климат во время формирования раннекаргинских почв. В интервале 36–31 тыс. кал. л.н. увлажнение снизилось и стало сопоставимо с современным. В финале МИС-3 увлажнение становится ниже современного уровня. Отмечается постепенная аридизация климата начиная с позднеледниковья с максимальным иссушением в среднем голоцене, в позднем голоцене уровень увлажнения повышается.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 17-04-00092 и 20-04-00142).

ЛИТЕРАТУРА

Величко А.А. Климаты и ландшафты Северной Евразии в условиях глобального потепления. Ретроспективный анализ и сценарии. Атлас-монография «Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. Поздний плейстоцен–голоцен – элементы прогноза». Выпуск III. М.: ГЕОС, 2010. 220 с.

Воробьева Г.А., Бердникова Н.Е., Липнина Е.А., Роговской Е.О. Каргинский мегаинтерстадиал в Прибайкалье: почвообразование, осадконакопление // Евразия в кайнозое. Стратиграфия, палеоэкология, культуры. 2015. № 4. С. 58–71.

Голубцов В.А., Рыжов Ю.В., Кобылкин Д.В. Почвообразование и осадконакопление в Селенгинском среднегорье в позднеледниковье и голоцене. Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2017. 139 с.

Голубцов В.А., Черкашина А.А., Снытко В.А. Первые данные о возрасте и условиях формирования карбонатных новообразований в позднеплейстоценовых и голоценовых почвах Верхнего Приангарья // ДАН. 2019. Т. 486. № 6. С. 727–732.

Зыкина В.С., Зыкин В.С. Лессово-почвенная последовательность и эволюция природной среды и климата Западной Сибири в плейстоцене. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2012. 477 с.

Bezrukova E.V., Tarasov P.E., Solovieva N. et al. Last glacial–interglacial vegetation and environmental dynamics in southern Siberia: Chronology, forcing and feedbacks // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2010. V. 296. P. 185–198.

Chebykin E.P., Erdington D.N., Grachev M.A. et al. Abrupt increase in precipitation and weathering of soil in East Siberia coincident with end of the last glaciations (15 cal. kyr BP) // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. V. 200. P. 167–175.

Guthrie R.D. Origin and causes of the mammoth steppe: a story of cloud cover, wooly mammal tooth pits, buckles, and inside-out Beringia // Quat. Sci. Rev. 2001. V. 20. P. 549–573.

Pustovoytov K.E. Pedogenic carbonate cutans as a record of the Holocene history of relic tundra-steppes of the Upper Kolyma Valley (North-Eastern Asia) // Catena. 1998. V. 34. P. 185–195.

УДК 56:579

НЕПЫЛЬЦЕВЫЕ ПАЛИНОМОРФЫ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ОЗЕРА ПИСКАРСКОЕ (НИЖНЕЕ ТЕЧЕНИЕ Р. СВИРЬ)

Д.А. Горнов[1,2], Л.С. Шумиловских[2]

[1]Санкт-Петербургский Государственный Университет, Институт наук о Земле,
кафедра геоморфологии, Санкт-Петербург, Россия, gornovdaniil@gmail.com
[2]Геттингенский Университет им. Георга Августа, Институт наук о растениях
им. Альбрехта фон Галлера, кафедра палинологии и динамики климата, Геттинген, Германия

Исследования территории, расположенной на юге Карелии, важны для понимания истории заселения Северо-Запада России. В представленной работе с помощью спорово-пыльцевого анализа и исследования спектров непыльцевых палиноморф изучены донные осадки малого озера, находящегося в Лодейнопольском районе Ленинградской области. Согласно этим данным и радиоуглеродному возрасту, полученному для самых древних отложений изученной колонки, имеется возможность проследить изменения природных обстановок как на региональном, так и на локальном уровнях на протяжении голоцена.

Ключевые слова: озеро Пискарское, непыльцевые палиноморфы, голоцен, Северо-Запад России, Онега, Ладога.

NON-POLLEN PALYNOMORPHS OF THE PISKARSKOE LAKE SEDIMENTS (SVIR RIVER DOWNSTREAM)

D.A. Gornov[1,2], L.S. Shumilovskikh[2]

[1]St. Petersburg State University, Institute of Earth Sciences, Department of geomorphology,
St. Petersburg, Russia, gornovdaniil@gmail.com
[2]Georg-August University of Göttingen, Albrecht-von-Haller Institute for Plant Sciences,
Department for palynology and climate dynamics, Göttingen, Germany

Studies of the territory in the southern Karelia are important for understanding the settlement history of the Russian North-West. Sediments of the small lake, located in the Lodeinoe Pole District of Leningrad Region were studied with pollen and non-pollen palynomorphs analyses in this work. According to the radiocarbon date of the oldest sediments and obtained results of the analyses, obtained data represent the changes in the environment during the Holocene on the regional, as well as on the local level.

Key words: Piskarskoe lake, non-pollen palynomorphs, Holocene, Russian North-West, Onega, Ladoga.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-248

Введение. Онежско-Ладожский перешеек – относительно малоизученная часть российского Северо-Запада с точки зрения истории растительности. Однако он представляет большой интерес для определения этапов заселения территории южной Карелии растительными сообществами после последнего оледенения. Кроме того, на территории перешейка обнаружены археологические стоянки, начиная с мезолита (Герман, 2018; Девятова, 1988; Филатова, 2012), позволяющие проследить детали влияния человека на окружающую среду. Таким образом, целями данной работы являлись исследование донных отложений озера Пискарского на наличие непыльцевых палиноморф, реконструкция изменений локальных условий озера в голоцене и сопоставление этих данных с результатами спорово-пыльцевого анализа, проведенного ранее.

Материалы и методы. Озеро Пискарское расположено на Онежско-Ладожском перешейке (на востоке Ленинградской области, в 3 км западнее от г. Лодейное Поле), в северной части одноименного олиготорфного болота, находящегося на левом берегу долины реки Свирь. Озеро имеет следующие морфометрические параметры: ширина

~500 м, длина ~220 м, средняя глубина ~2 м. Озеро окружено типичной болотной растительностью: сфагновые мхи, кукушкин лен, росянки, пушицы, осоки, клюква, голубика, черника, брусника, багульник, карликовые березы, сосны. В радиусе нескольких километров от исследуемого озера произрастают ольшаники и ельники.

Летом 2013 года отрядом Петербургской комплексной геологической экспедиции под руководством А.А. Потаповича в рамках геологического картирования четвертичных отложений было пробурены донные отложения озера Пискарское и отобран керн мощностью 6.8 м. Глубина озера в месте бурения составила 2.5 м. Керн был выполнен следующими отложениями: нижняя часть, мощностью 50 см, – плотным темным торфом, далее эти отложения перекрывались слоем палево-серой супеси, мощностью 1.3 м, и верхняя часть (5 м) керна, представленная темными сапропелями и гиттией с макроостатками растений. Вскрытые отложения были изучены в лаборатории геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового Океана им. В.П. Кеппена СПбГУ методом спорово-пыльцевого анализа. Отбор образцов произведен с интервалом 10 см (итого – 70 образцов). Обработка осуществлена по методу В.П. Гричука (Гричук, Заклинская, 1948). Исследование непыльцевых палиноморф этих же образцов проводилось на кафедре палинологии и динамики климата Института наук о растениях им. Альбрехта фон Галлера Геттингенского университета им. Георга Августа (Германия) с помощью микроскопа Zeiss с увеличением в 400 раз. Фотографирование проводилось на камеру AmScope MU1000 при увеличении в 1000 раз с применением иммерсионного масла Zeiss. Диаграммы строились в программе C2 (Juggins, 2007). Для образца с глубины 8.9–9.3 м в лаборатории геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового Океана им. В.П. Кеппена СПбГУ был получен радиоуглеродный возраст LU-6987: 9560±210 BP (10253-11355 cal BP).

Результаты. По результатам спорово-пыльцевого анализа была построена диаграмма, на которой по основным доминантам спорово-пыльцевых спектров выделено 9 палинозон. По характеру спорово-пыльцевых спектров и имеющейся радиоуглеродной датировке самых древних отложений колонки эти палинозоны можно объединить в 3 группы: палинозоны 1, 2 соответствуют раннему голоцену, во время которого господствовала довольно влаго- и холодолюбивая растительность (*Pinus, Betula, Alnus, Salix,* Cyperaceae); палинозоны 3, 4, 5, 6 – среднему голоцену, где отмечено максимальное количество пыльцы теплолюбивой растительности (наличие в спектрах пыльцы широколиственных пород деревьев (*Quercus, Ulmus, Tilia*) и максимального таксономического разнообразия в спектрах пыльцы травянистой растительности); палинозоны 7, 8, 9 – позднему голоцену, где в пыльцевых спектрах отражена современная растительности изучаемого региона (*Pinus, Picea, Betula, Alnus*, Poaceae, Cyperaceae). Подробное описание пыльцевой диаграммы приведено в предыдущих работах (Горнов, 2020; Gornov, 2020).

Спектры непыльцевых палиноморф из торфянистых отложений раннего голоцена характеризуются следующей таксономической картиной: микроостатки растений, присутствующие во всех образцах этих отложений: *Carex* sp. (от 20 до 50%), *Menyanthes* sp. (от 2 до 5%), Nymphaeaceae (до 1%), а также присутствующие только в образцах с глубин 9.3–8.7 м: *Typha* sp. (до 0.5%), *Phragmites* sp. (до 0.3%); микрофоссилии зеленых водорослей: *Debarya* sp. (до 0.8%), *Botryococcus* sp. (от 1 до 4%) – во всех образцах этого возраста, *Staurodesmus* sp. (от 1 до 3%) – во всех образцах начиная с глубины 9.0 м; находки представителей животного царства: *Cladocera* sp. (до 10%), *Rotifera* sp. (до 0.5%) – встречены во всех образцах, пресноводных плоских червей *Gyratrix* sp. (0.1%) – в образце с глубины 7.6 м, Rhabdocoela (0.1%) – в образце с глубины 9.0 м), раковинных амеб. В среднем голоцене, когда в озере откладывались палево-серые супеси, несмотря на продолжающееся доминирование роли микроостатков Carex sp. (от 10 до 25%) в формировании спектров, условия в озере несколько изменились, например, в спектрах спорадически стали появляться эвгленоиды *Trachelomonas* sp. (до 0.1%) – в образце с глубины 6.6 м, увеличилась роль цианобактерий *Aphanizomenon* sp. (от 20% в образце с глубины 5.0 м до 70% в образце с глубины 6.3 м, *Anabaena* sp. (от 1% в образцах с глубин 5.1 и 6.3 м до 10% в образце с глубины 6.7 м. В гиттиях и сапропелях позднего голоцена было найдено большое количество остатков водных и влаголюбивых растений Nymphaeaceae (до 4.5%) – во всех образцах этого возраста, начиная с глубины 4.5 м спорадически, а с глубины 3.5 м повсеместно встречаются *Typha* sp. (до 1%), *Menyanthes* sp. (от 1 до 3%), *Phragmites* sp. (до 1%), *Eriophorum* sp. (до 0.5%). Начиная с глубины 4.5 м отмечается постоянное присутствие в спектрах эвгленоидов *Trachelomonas* sp (до 4 %) – в образце с глубины 3.0 м, а также в образцах с глубин от 2.5 м до 3.5 м отмечены споры копротрофных грибов *Podospora* sp. (до 1%) (образцы из глубин 3.1 – 2.5 м), *Sporormiella* sp. (0.1% в образце с глубины 3.3 м) и сапротрофных грибов *Chaetomium* sp. (до 2% в образцах с глубин 3.3 – 3.5 м), *Coniochaeta* sp. (0.1% в образце с глубины 2.5 м).

Обсуждение результатов. В спектрах непыльцевых палиноморф видно, что за весь голоценовый период озеро Пискарское было пресноводным, о чем свидетельствуют остатки *Carex* sp., *Cladocera* sp., *Rotifera* sp., диатомовых и зеленых водорослей. Во время господства раннеголоценовых елово-сосново-березовых лесов с участием ольхи и ивы условия в озере были мезотрофные. Это характеризуется присутствием остатков *Menyanthes* sp., Nymphaeaceae, *Typha* sp., *Phragmites* sp., зеленых водорослей (*Debarya* sp., *Botryococcus* sp., *Staurodesmus* sp.), представителей животного царства: *Cladocera* sp., *Rotifera* sp., пресноводных плоских червей (*Gyratrix* sp., Rhabdocoela), раковинных амеб. В среднем голоцене, когда природные условия стали благоприятными для распространения теплолюбивых широколиственных пород деревьев на север, условия в озере стали более эвтрофными, что подтверждается наличием эвгленоидов *Trachelomonas* sp., ростом цианобактерий (*Aphanizomenon* sp., *Anabaena* sp.). Но в сменившем этот период позднем голоцене, когда в изучаемом регионе снова стала господствовать менее требовательная к условиям окружающей среды бореальная растительность, в донных отложениях озера Пискарского было найдено большое количество остатков водных и влаголюбивых растений (Nymphaeaceae, *Typha* sp., *Menyanthes* sp., *Phragmites* sp., *Eriophorum* sp.), а также споры копротрофных (*Podospora* sp., *Sporormiella* sp.) и сапротрофных грибов (*Chaetomium* sp., *Coniochaeta* sp.). Эти находки могут свидетельствовать о зарастании водоема и присутствии животных на территории водосбора озера.

Таким образом, можно утверждать, что в голоценовое время озеро Пискарское было пресноводным, стоячим, с небольшими изменениями в условиях питания (от мезотрофных до эвтрофных) и зарастающим на протяжении позднего голоцена. При этом, в самых верхних отложениях колонки были отмечены споры копротрофных и сапротрофных грибов, что может косвенно свидетельствовать о присутствии животных и наличии эрозионных процессов в окрестностях изученного озера.

Выводы. На основе полученных материалов можно сделать вывод, что в голоценовое время растительность на территории, окружающей озеро Пискарское, изменялась несколько раз от холодолюбивой до теплолюбивой, от гигрофитной до мезофитной. Озеро Пискарское было пресноводным и стоячим водоемом на протяжении всего голоцена, в котором несколько раз менялись условия от относительно мезотрофных до относительно эвтрофных. Максимальные темпы заболачивания и зарастания озера отмечены в конце позднеголоценового времени. В отложениях этого времени также были найдены споры грибов – копротрофов и деструкторов, что может свидетельствовать о возможном присутствии животных, наличии пастбища в окрестностях данного озера и активации эрозионных процессов на территории поверхностного водосбора озера.

Благодарности. Автор хочет выразить благодарность своему научному руководителю Л.А. Савельевой за ценные замечания и дополнения в ходе написания работы, М.В. Шитову за предоставление материалов и информации и всему коллективу экспедиции А.А. Потаповича за проведение полевых работ. Автор также выражает благодарность кураторам программы Dmitrij Mendeleev со стороны международного отдела СПбГУ и со стороны DAAD, в рамках которой была произведена и спонсирована стажировка в Геттингенском университете им. Георга Августа (грант № 57516244).

ЛИТЕРАТУРА

Герман К.Э. Культура сперрингс (современное состояние изучения) // Самарский научный вестник. 2018. Т. 7. №3 (24). С. 225–230.

Горнов Д.А. Первые результаты палинологического изучения донных отложений озера Пискарское (нижнее течение р. Свирь) // Марковские чтения 2020: Актуальные проблемы палеогеографии плейстоцена и голоцена. М: Географический факультет МГУ, 2020. С. 100–101.

Гричук В.П., Заклинская Е.Д. Анализ ископаемых пыльцы и спор и его применение в палеогеографии. М.: ОГИЗ, 1948. 223 с.

Девятова Э.И. Палеогеография и освоение человеком Карелии // Поселения древней Карелии. Петрозаводск, 1988. 109 с.

Филатова В.Ф. Мезолитические памятники Карелии. Каталог. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2012. 186 с.

Gornov D.A. Vegetation history of Eastern Ladoga region (Russia) during the Holocene based on pollen study of Piskarskoe Lake sediment core // Limnology and freshwater biology. Irkutsk, 2020. Issue 4 (SI: Paleo2020). P. 500–502.

Juggins S. C2 Version 1.5 User guide. Software for Ecological and Palaeoecological Data Analysis and Visualisation. Newcastle University, Newcastle upon Tyne, 2007. 73 p.

УДК 565.76

ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЙ РЕФУГИУМ ЛЕСНЫХ ЖЕСТКОКРЫЛЫХ НАСЕКОМЫХ (COLEOPTERA) В НОВОСИБИРСКОМ ПРИОБЬЕ

А.А. Гурина[1], Р.Ю. Дудко[1], А.А. Легалов[1], Е.В. Зиновьев[2]

[1]Институт систематики и экологии животных СО РАН, Новосибирск, auri.na@mail.ru
[2]Институт экологии растений и животных УрО РАН, Екатеринбург, zin62@mail.ru

В Новосибирской области в окрестностях п. Сузун найдены три местонахождения позднеплейстоценовых насекомых. Калиброванные радиоуглеродные датировки составили 24893–25966 лет назад (Сузун-1), 20379–20699 лет назад (Сузун-2) и 27693–28126 лет назад (Нижний Сузун), что соответствует переходу от каргинского межстадиала к сартанскому стадиалу. Комплексы жесткокрылых насекомых из тафоценозов в целом соответствуют ранее полученным данным о широком распространении открытых ландшафтов тундростепного типа на юге Западно-Сибирской равнины в позднем плейстоцене. Присутствие в энтомокомплексах Сузун-1 и Сузун-2 видов, связанных с лесными породами, позволяет предположить, что леса сохранялись лишь в виде небольших участков.

Ключевые слова: поздний плейстоцен, реконструкции, палеоэнтомология, Coleoptera, рефугиум, лесные сообщества, тундростепь.

LATE PLEISTOCENE REFUGIUM OF FOREST BEETLES (COLEOPTERA) IN THE OB RIVER REGION OF NOVOSIBIRSKAYA OBLAST

A.A. Gurina[1], R.Yu. Dudko[1], A.A. Legalov[1], E.V. Zinovyev[2]

[1]Institute of systematics and ecology of animals, SB RAS, Novosibirsk, auri.na@mail.ru
[2]Institute of Plant and Animal Ecology, UB RAS, Yekaterinburg, zin62@mail.ru

Three localities of the late Pleistocene insects were found in Novosibirskaya oblast, in the vicinity of Suzun village. The calibrated radiocarbon dates are 24893–25966 years BP (Suzun-1), 20379–20699 years BP (Suzun-2), and 27693–28126 years BP (Nizhniy Suzun) and correspond to the transition from the Karginsky interstadial to the Sartan stadial. The Coleoptera complexes from the taphocoenosis generally follow these previously obtained data. Open tundra-steppe landscapes are predominated in the south of the West Siberian Plain in the late Pleistocene. Forest species from the Suzun-1 and Suzun-2 entomocomplexes suggest only the small areas of the forests.

Key words: late Pleistocene, reconstructions, paleoentomology, Coleoptera, refugium, forest association, tundra-steppe.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-252

Энтомокомплексы Западно-Сибирской равнины конца плейстоцена делятся на два основных типа: арктический – к нему относятся энтомокомплексы, обнаруженные в пределах 60–70° с.ш., и тундростепной тип – приуроченный к 57–51° с.ш. Для тундростепного типа характерна своеобразная безаналоговая фауна, в состав которой входят виды, часть из которых в современном распространении, обитает в степных ландшафтах (*Poecilus ravus*, *Otiorhynchus bardus, O. ursus, O. obscurus, O. pullus, Stephanocleonus eruditus, S. foveifrons, Coniocleonus ferrugineus*), а часть – в тундровых (*Hemitrichapion tschernovi, Lepyrus nordenskioldi, Isochnus arcticus, Boreohypera diversipunctata*) (Gurina et al., 2018).

В 2014 году в Новосибирской области в окрестностях п. Сузун были обнаружены три местонахождения позднеплейстоценовых насекомых: Сузун-1 и Сузун-2 – на правом берегу р. Сузун (в 2 км от устья) и Нижний Сузун – на правом берегу р. Обь в 5 км ниже от устья р. Сузун. Калиброванные радиоуглеродные датировки показали возраст:

для Сузун-1 (24893–25966 л.н.), что соответствует переходу от каргинского межстадиала к сартанскому похолоданию, для Сузун-2 (20379–20699 л.н.), что соответствует первой половине сартанского похолодания, а для Нижнего Сузуна (27693–28126 л.н.), что соответствует каргинскому межстадиалу.

Из местонахождений на р. Сузун обработано 9 проб, из которых получено 1136 фрагментов, отнесенных к 641 особи насекомых. 623 особи относятся к отряду жесткокрылых. Из местонахождения Нижний Сузун на р. Обь было обработано две пробы, из которых получено 12 (проба 1) и 26 (проба 2) фрагментов насекомых, отряда жесткокрылых. Тафоценозы Сузун-1 и Сузун-2 не имеют особых различий, несмотря на существенную разницу в возрасте, поэтому анализ энтомокомплексов будет общим. В целом, большую часть энтомокомплексов составляют виды, характерные для открытых ландшафтов. Некоторые виды в настоящее время обитают южнее исследуемого региона в степях (*Otiorhynchus ursus*), либо в горах Южного Алтая и Средней Азии (*Bembidion kokandicum*). Также в тафоценозах присутствуют виды, в настоящее время обитающие восточнее исследуемого региона и предпочитающие континентальный климат в сочетании с сухими и холодными ландшафтами (*Harpalus amputatus*). В то же время обнаружены виды, характерные для более северных районов, обитающие в зонах тундры (*Diacheila polita*) и тайги (*Bembidion difficile*). В целом, подобное сочетание видов соответствует палеоэнтомофаунам из ранее изученных местонахождений юга Западно-Сибирской равнины. Имеются и существенные отличия, а именно, присутствие видов, характерных для лесных сообществ (*Phloetribus spinulosus, Pterostichus* cf. *altainus, P.* cf. *maurusiacus, Carabus henningi, Phloeostiba lapponica* – (Сузун-1); *Phloetribus spinulosus, Carabus regalis, Mycetoporus* sp. (Сузун-2). Довольно высокая численность короеда *Phloetribus spinulosus*, развивающегося, преимущественно, на ели, указывает на присутствие в области сноса небольших участков еловых лесов. Таким образом, энтомокомплексы Сузун-1 и Сузун-2 подтверждают распространение в конце каргинского межстадиала и в сартанское похолодание на юге Западно-Сибирской равнины открытых тундростепных ландшафтов. В то же время, присутствие в энтомокомплексах видов, характерных для лесных ландшафтов, и их отсутствие в ряде позднеплейстоценовых местонахождений региона (Gurina et al., 2018, 2019b), указывает на то, что в холодные периоды плейстоцена леса не имели широкого распространения на юге Западно-Сибирской равнины. Древесные породы сохранялись лишь локально, возможно в виде отдельно стоящих деревьев или небольших участков леса. Ранее уже проводились исследования спорово-пыльцевых спектров из местонахождений на реке Сузун (соответствующих оптимуму сартанского похолодания и его окончанию) и на р. Обь вблизи устья р. Сузун (соответствующих лохподгортскому и раннекаргинскому времени) (Панычев, 1979). Эти данные показывают уменьшение доли древесных пород с лохподгортского времени (в слоях, датированных 33600±2400 л.н. (СОАН-29), пыльца древесных пород составляла до 91%) к позднекаргинскому времени (в слоях, датированных 28000±6200 л.н. (СОАН-30), пыльца древесных пород составляла до 5%) (Панычев, 1979).

В местонахождении Нижний Сузун преобладают жуки семейств Curculionidae и Carabidae (по 9 видов), по одному виду представлены Scarabaeidae, Byrrhidae, Silphidae, Tenebrionidae и Chrysomelidae. Большая часть видов в тафоценозе представлена 1–2 фрагментами, поэтому можно предполагать, что нам удалось выявить лишь небольшую часть от локальной фауны этого времени. Почти все обнаруженные виды были найдены также и в тафоценозах Сузун-1 и/или Сузун-2. При этом отмечены степные, околоводные и галофильные виды. Тундровый комплекс не выражен, хотя имеются криофильные виды, свойственные тундрам, но имеющие более широкие экологические преференции (*Patrobus* cf. *septentrionis, Amara quenseli*). Лесных видов не обнаружено.

На юге Западно-Сибирской равнины концу МИС-3 соответствуют два ранее исследованных энтомокомплекса: Калистратиха (28–29 тыс. л.н.) (Gurina et al., 2018) и Кизиха-2 (29,4–31 тыс. л. н.) (Gurina et al., 2019b). В сравнении видового состава Калистратихи и Кизихи-2 с энтомокомплексом Нижний Сузун, выявляются общие черты, такие как отсутствие лесных видов жесткокрылых и слабая выраженность тундровых элементов. Это подтверждает, что в конце МИС-3 на территории современной лесостепной зоны Западно-Сибирской равнины преобладали открытые степные ландшафты, при этом климат, вероятно, был несколько холоднее современного. Иная картина представляется непосредственно на рубеже МИС-3 и МИС-2. Этому периоду соответствуют местонахождения Сузун-1 и Сузун-2, а также исследованное ранее местонахождение Дубровино (Gurina et al., 2019a). Общий облик энтомокомплексов указывает на более холодные условия, по сравнению со второй половиной МИС-3. В тафоценозах Сузун-1, Сузун-2 и Дубровино появляются виды не только тундрового, но и лесного комплекса (*Notiophilus fasciatus, Pterostichus* cf. *tomensis, Hylobius piceus и Pissodes insignatus* (Дубровино)).

Таким образом, энтомокомплексы местонахождений Сузун-1 и Сузун-2 являются свидетельством сохранения на юге Западно-Сибирской равнины обедненных лесных сообществ в холодные периоды плейстоцена. Вероятно, подобные участки стали очагами распространения некоторых лесных видов в результате изменения климатических условий в сторону потепления.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 19-04-00963.

ЛИТЕРАТУРА

Панычев В.А. Радиоуглеродная хронология аллювиальных отложений Предалтайской равнины. Новосибирск: Наука, 1979. 103 с.

Gurina A.A., Dudko R.Yu., Zinovyev E.V. et al. Late Pleistocene taphocoenosis of insects and small mammals from the upper reaches of the Ob River // Paleontol. J. 2018. V. 52. № 13. P. 1610–1622.

Gurina A.A., Dudko R.Yu., Tshernyshev S.E. et al. Late Pleistocene insects from the Dubrovino site at Ob River (West Siberia, Russia) and their paleoenvironmental significance // Palaeontol. Electron. 2019a. V. 22. Iss. 1. № 2A. P. 1–18. https://doi.org/10.26879/914.

Gurina A.A., Dudko R. Yu., Prosvirov A.S., Tshernyshev S.E., Legalov A.A., Zinovyev E.V. Coleoptera assemblages from the Quaternary deposits of Kizikha river, the southernmost late Pleistocene insects of the West Siberian Plain // Invertebrate Zoology. 2019b. V. 16. Iss. 2. P. 165–182.

УДК 551.79:562

ОСТРАКОДЫ ВОЛЧЬЕЙ ГРИВЫ КАК МАРКЕР ГЕНЕЗИСА ГРИВНОГО РЕЛЬЕФА БАРАБИНСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

А.Т. Джуманов, С.В. Лещинский, В.А. Коновалова

Томский государственный университет, Томск,
dzhumanov-97@mail.ru, sl@ggf.tsu.ru, konovalova@ggf.tsu.ru

Статья представляет результаты остракодового анализа из разреза Волчьей гривы (юг Западной Сибири). Установлен таксономический состав ископаемой ассоциации и ее геологический возраст, дана характеристика палеобассейна. Палеонтолого-стратиграфические исследования указывают на субаквальный генезис отложений основной части гривы, формирование которых завершилось в раннесартанское время.

Ключевые слова: поздний плейстоцен, юг Западной Сибири, остракоды.

OSTRACODES OF THE VOLCHIA GRIVA AS A GENESIS SIGN FOR THE MOUND RELIEF OF THE BARABA LOWLAND

A.T. Dzhumanov, S.V. Leshchinskiy, V.A. Konovalova

Tomsk State University, Tomsk, dzhumanov-97@mail.ru, sl@ggf.tsu.ru, konovalova@ggf.tsu.ru

The article presents results of ostracod analysis from the Volchya Griva geological section in the south of Western Siberia. The taxonomic composition of the fossil association and its geological age has been established, and the characteristics of the paleobasin have been given. Paleontological and stratigraphic studies indicate a subaqueous genesis of the sediments of the main part of the mound, the formation of which was completed in the early Sartan time.

Key words: Late Pleistocene, south of Western Siberia, ostracods.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-255

Введение. Барабинская низменность характеризуется выраженным гривно-ложбинным рельефом, генезис которого является остро дискуссионным на протяжении 150 лет. Один из опорных разрезов находится на Волчьей гриве, расположенной в 160 км к западу от г. Новосибирска (с. Мамонтовое, Каргатский район). Волчья грива практически прямолинейно ориентирована в северо-восточном направлении, имеет длину ~11 км, ширину 0,5–1 км и относительную высоту до 15 м. Исследования объекта проводились во второй половине XX века и возобновлены в 2015 г. с использованием комплексного подхода. Объект имеет мировое значение, так как в его пределах находится крупнейшее в Азии инситное местонахождение мамонтовой фауны (Лещинский, 2018).

Материал и методика. Отбор образцов для остракодового анализа из геологических разрезов проводился с шагом 10 см. Техническая обработка проб осуществлялась традиционным методом (Практическое…, 1989). Таксономические определения осуществлялись с помощью палеонтологических атласов, определителей и опубликованных статей (Любимова и др., 1960; Коваленко, 1988; Дыкань, 2005; Fuhrmann, 2012) с использованием материалов из коллекций лаборатории микропалеонтологии ТГУ. Впервые проведено прямое радиоуглеродное AMS датирование раковинок остракод в Центре прикладных изотопных исследований Университета Джорджии (США).

Результаты. Главная точка наблюдения находится в карьере на северо-восточном краю Волчьей гривы (координаты GPS: N 54°40′01.9′′, E 80°20′16.2′′). В строении гривы сверху вниз прослежены две пачки, характеризующие резкую смену условий осадконакопления. Верхняя пачка представляет собой субаэральный покров (средняя мощность 1–1,5 м, редко более 2 м) желто-бурых лессовидных отложений, вмещающих многочисленные ископаемые остатки мамонтовой фауны (Leshchinskiy et al., 2020). Отложения нижней пачки (более 9 м) слагают основное тело гривы. Они представлены, главным образом, субгоризонтальными тонкослойчатыми мелкозернистыми песками и глинистыми алевритами, что указывает на формирование отложений в спокойной субаквальной обстановке.

В настоящей работе представлены результаты исследований субаквальной пачки, проведенные в 2015–2020 г. Из данных отложений выделена ассоциация остракод, включающая 13 видов. Они принадлежат 8 родам, известным из отложений позднего плейстоцена Западно-Сибирской равнины (табл. 1). Раковинки остракод не имеют следов переноса, характеризуются отличной сохранностью, присутствием самцов, самок и личинок разных онтогенетических стадий, что говорит об их захоронении *in situ*.

Табл. 1

Состав остракод Волчьей гривы (указано количество створок в образцах, отобранных от кровли субаквальных отложений вниз в сантиметрах)

Таксоны	Количество створок в пробе весом 100 грамм							
	0–20	20–30	30–40	40–50	50–60	60–70	70–80	80–90
Fossiliocypris aff. *bella* (Scharapova)	-	2	1	2	9	32	14	3
Ilyocypris sp.	-	-	15	7	3	12	12	8
Ilyocypris biplicata (Koch)	-	-	3	-	-	-	-	-
Ilyocypris bradyi (Sars)	-	-	-	-	4	9	1	-
Frontocythere mosquensis (Negadaev)	-	-	-	3	17	10	2	12
Candona rawsoni (Tressler)	-	1	3	-	1	5	30	-
Candonae spp. juv.	-	-	-	-	15	5	20	7
Candona sp.	-	-	4	2	-	5	-	3
Scordiscia grinfeldi (Liepin)	-	-	1	3	20	2	5	5
Scordiscia vara (Liepin)	-	-	-	-	30	4	12	5
Limnocythere inopinata (Baird)	-	-	-	-	35	5	2	10
Tonnacypris convexa (Diebel & Pietrzeniuk)	-	-	3	-	4	4	3	-
Tonnacypris tonensis (Diebel & Pietrzeniuk)	-	-	-	1	2	-	-	-
Tonnacypris sp.	-	-	1	-	5	1	2	-
Trajancypris laevis (Muller)	-	1	-	1	5	3	2	-
Trajancypris sp.	-	-	3	-	-	1	-	-
Всего	0	4	34	18	150	97	105	53

Как видно, распространение остракод по разрезу крайне неравномерно. С уровня ниже 90 см ниже кровли субаквальных отложений створки остракод встречаются очень редко, но в тоже время присутствует множество обломков раковин моллюсков. Так, в интервале 90–100 см найдена 1 створка *L. Inopinata*; в 110–120 см: 1 – *C. rawsoni,* 1 – *C.* spp. juv., 2 – *L. inopinata*; в 130–140 см: 1 – *C. rawsoni*; в 150–160 см: 1 – *Trajancypris* sp.; в 240–250 см: 1 – *Ilyocypris* sp.; в 280–310 см: 1 – *C. rawsoni*, 1 – *C.* spp. juv., 1 – *C.* sp.; в 340–350 см: 1 – *Ilyocypris* sp. Ниже микрофауна не обнаружена.

По остаткам остракод (более 3000 створок) из интервала 50–80 см получены две прямые радиоуглеродные AMS даты, которые соответствуют периоду ~24–20 тыс. лет назад. Это согласуется с радиоуглеродными датами (не более 20 тыс. лет), полученными ранее по остаткам млекопитающих, заселивших территорию гривы после осушения водоема (Лещинский, 2018; Leshchinskiy et al., 2020).

Обсуждение. Первые данные о строении рельефа Барабинской низменности приводит еще А.Ф. Миддендорф (1871), считая гривы формами, оставленными отступавшим морем. Однако детальное исследование геологии и рельефа этого района началось лишь в 1930-е гг. За прошедший период был предложен ряд гипотез формирования грив, но наибольшим вниманием пользуются альтернативные концепции: эолового и субаквального происхождения.

Сторонники эоловой концепции считают, что гривный рельеф сформирован деятельностью ветра без участия текучих вод (Балабай, 1936; Волков, 1971; Зыкин и др., 2011; Поздняков и др., 2020). Субаквальная концепция объединяет гипотезы водно-эрозионного генезиса. Одни авторы объясняли происхождение грив флювиальными процессами, связанными с водами ледников, другие – эрозионно-аккумулятивной деятельностью рек или рассматривали их как скульптурные формы рельефа, образованные в результате деятельности текучих вод в целом (Обручев, 1934, 1937; Громов, 1940; Петров, 1948; Панадиади, 1952; Липагина 1976; Гросвальд, 1999; Бейзель и др., 2019).

Гипотеза субаквального генезиса получает веское подтверждение в виде результатов исследований на Волчьей гриве. Кроме текстурно-структурных особенностей отложений, это массовые находки остракод. Данная группа микрофауны обладает уникальным сочетанием популяционных и морфофизиологических характеристик. Благодаря четкой экологической приуроченности, остракоды дают возможность отслеживать характер и динамику изменений среды, таким образом, диагностируются изменение температуры и глубины водного бассейна, содержание кислорода, солености и прочее (Коновалова, 2012; Хазин и др., 2016). Для реконструкции палеосреды ниже рассмотрены наиболее значимые виды, современная экология которых известна.

Limnocythere inopinata обитает в толще грунта на прогреваемом мелководье, на глубинах до 1 м с небогатой растительностью и незначительной соленостью (Семенова, 1980; Хазин и др., 2016). *Frontocytherina mosquensis* встречается на глубинах до 3 м и, по-видимому, избегает течения, совсем пресных вод, а также сильного осолонения (Любимова и др., 1960; Казьмина, 1975; Krstic, 1993). Представители рода *Scordiscia* в целом являются эвритермными и предпочитают пресные воды богатые кислородом (Любимова, 1960). Остракоды рода *Candona*, а также виды *Ilyocypris bradyi, Trajancypris laevis* и *Tonnacypris convexa*, *Tonnacypris tonnensis* предпочитают существование в условиях холодного бассейна малых глубин (Шорников, 2007; Fuhrmann, 2013; Хазин и др., 2016). Анализ ископаемой микрофауны отражает три палеогеографических этапа, характеризующих субаквальные отложения Волчьей гривы.

Интервал 350–90 см показывает бедную ассоциацию остракод. Выше по разрезу произошла смена гидродинамических условий, что отражено в резком увеличении количества и таксономического состава остракод. Виды, представленные в интервале 90–50 см, предполагают существование относительно холодного водоема с прибрежными глубинами в среднем до 1 м, богатого кислородом, с нормальным уровнем солености. Значительное сокращение таксономического состава в интервале 50–20 см указывает на спуск или значительную деградацию водоема ~20 тыс. лет назад. Это привело к экологическому кризису и полному исчезновению остракод в интервале 20–0 см.

Проведенные исследования указывают, что основная часть разреза Волчьей гривы представлена озероподобными отложениями. В настоящее время наиболее молодые плейстоценовые образования близкого генезиса в Барабинской низменности соотносятся с карасукской свитой. Для данной толщи, имеющей площадное распространение, предлагается аллювиально-озерный генезис и возраст, лимитированный казанцевским временем. Согласно региональной стратиграфической схеме это соответствует интервалу ~130–70 тыс. лет назад. Из карасукской свиты Т.А. Казьминой выделен комплекс остракод: *Cytherissa lacustris*, *Limnocythere* (=*Scordiscia*) *vara, L.* (=*Scordiscia*) *dorsotuberculata*, *L. inopinata, L.* (=*Scordiscia*) *grinfeldi*, *Ampolocypris* sp. (=*Tonnacypris tonensis*), *Ilyocypris biplicata*, *Iliocypris caspiensis* (=*Fossiliocypris* aff. *bella*), *Eocypris crassa* (=*Trajancypris laevis*), *Candona arcina* (=*Candona rawsoni*) и *C. (Ps.) rostrata* (Унифицированная…, 2000; Государственная…, 2015). Данный комплекс остракод имеет большое сходство (не менее 90%) с ассоциацией, представленной нами, что дает основание предполагать соответствие субаквальных отложений Волчьей гривы карасукской свите.

Заключение. Анализ сводного разреза Волчьей гривы и автохтонной ассоциации остракод позволяют сделать вывод о формировании основной части отложений в озероподобных условиях. При этом накопление субаквальной толщи завершилось в последний ледниковый максимум. Таким образом, эоловая гипотеза формирования Волчьей гривы в целом не подтверждается новейшими исследованиями, которые могут быть использованы в решении фундаментальной проблемы генезиса гривного рельефа Сибири. При подтверждении соответствия субаквальных отложений Волчьей гривы карасукской свите, объем последней может быть расширен до сартанского криохрона. Иначе необходимо признать существование незакартированных геологических тел.

Исследования выполнены в рамках гранта РНФ № 10-17-00033 «Мегафауна и окружающая среда позднего неоплейстоцена юга Западно-Сибирской равнины: эко-ло-гия, хронология, причины вымирания». Авторы особо благодарят Е.М. Бурканову (ТГУ) за помощь и ценные советы при полевом отборе, и обработке образцов. Мы признательны С.С. Перфильеву, А.С. Самандросовой (ТГУ) и С.А. Кравчуку (г. Бердск) за помощь при полевых исследованиях.

ЛИТЕРАТУРА

Балабай Я.Я. Происхождение гривного рельефа Западно-Сибирской низменности // Землеведение. 1936. Т. 38. Вып. 1. С. 106–122.

Бейзель А.Л., Соболев Е.С., Ян П.А. Новые данные по проблеме происхождения гривного рельефа юга Западной Сибири // Интерэкспо ГЕО-Сибирь: XV Междунар. науч. конгресс. 2019. Т. 2. № 1. С. 3–9.

Волков И.А. Позднечетвертичная субаэральная формация. М.: Наука, 1971. 254 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1000000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист N-44 – Новосибирск. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2015. 392 с.

Громов В.И. Материалы по геологии Омско-Барабинского района // Тр. ИГН АН СССР. Вып. 28. Геол. сер. № 8. 1940. С. 1–47

Гросвальд М.Г. Евразийские гидросферные катастрофы и оледенение Арктики (опыт геоморфологического анализа палеогидрологических систем материка). М.: Научный мир, 1999. 120 с.

Дыкань Н.И. Ключ для определения остракод подсемейства Limnocytherinae Sars, 1925 из четвертичных отложений Украины // Геологічний журнал. 2005. № 3. С. 52–59.

Зыкин В.С., Зыкина В.С., Орлова Л.А. и др. Верхний кайнозой юга Западной Сибири: современное состояние стратиграфии и палеогеографии // Геология и геофизика. 2011. Вып. 16–17. С. 137–152.

Казьмина Т.А. Стратиграфия и остракоды плиоцена и раннего плейстоцена юга Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: Наука, 1975. 108 с.

Коваленко А.Л. Кандониды (Candonidae, Ostracoda) юго-запада СССР. Кишинев: Штиинца, 1988. 175 с.

Коновалова В.А. Новые и малоизвестные виды остракод среднего неоплейстоцена-голоцена юго-востока Западно-Сибирской равнины // Палеонтол. журн. 2012. № 3. С. 21–28.

Лещинский С.В. Результаты новейших палеонтолого-стратиграфических и геоархеологических исследований местонахождения мамонтовой фауны Волчья грива // Тр. зоологического института РАН. 2018. Т. 322. № 3. С. 315–332

Липагина В.Я. Остракоды из отложений грив Барабинской низменности // Геология и геофизика. 1976. № 10. С. 25–33.

Любимова П.С., Казьмина Т.А., Решетникова М.А. Остракоды мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности. Л.: Гостоптехиздат, 1960. 426 с.

Миддендорф А.Ф. Бараба. СПб.: Изд-во ИРГО, 1871. 123 с.

Обручев В.А. История геологического исследования Сибири (период третий – 1851–1888 годы). Л.: Изд-во АН СССР, 1934. 354 с.

Обручев В.А. История геологического исследования Сибири (период четвертый – 1889–1917 годы). М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1937. 573 с.

Панадиади А.Д. Барабинская низменность. М.: Изд-во географической литературы. 1952. 120 с.

Петров Б.Ф. Происхождение рельефа Барабы // Бюлл. комис. по изуч. четвертич. периода. 1948. № 12. С. 93–97.

Поздняков А.В., Пупышев Ю.С., Пучкин А.В., Фузелла Т.Ш. Генезис грядово-ложбинного рельефа Западно-Сибирской равнины // Геосферные исследования. 2020. № 4. С. 42–57.

Практическое руководство по микрофауне СССР: Остракоды кайнозоя / Под ред. Б.С. Соколова. Л.: Недра, 1989. Т.3. 235 с.

Семенова Л.М. К биологии *Limnocythere inopinata* (Baird) и *Isocypris priomena* (O.F.Muller) // Биология, морфология и систематика водных беспозвоночных. Л., 1980. Вып. 41 (44). С. 119–132.

Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины // Объяснительная записка / Под ред. В.С. Волковой. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2000. 64 с.; прил.

Хазин Л.Б., Хазина И.В., Кривоногов С.К. и др. Климатические изменения на юге Западной Сибири в голоцене по результатам анализа ассоциаций остракод // Геология и геофизика. 2016. Т.57. № 4. С. 729–742.

Шорников Е.И. Современные и ископаемые (четвертичные) остракоды бассейнов высокогорных озер Тянь-Шаня Сонкуль и Чатыркуль // Климат, ледники и озера Тянь-Шаня: путешествие в прошлое. Бишкек: Илим, 2007. С. 110–140.

Fuhrmann R. Atlas quartärer und rezenter Ostrakoden Mitteldeutschlands. Altenburgernaturwissenschaftliche Forschungen, 15. 2012. 320 ss., 145 pls.

Leshchinskiy S.V., Zenin V.N., Bukharova O.V. The Volchia Griva mammoth site as a key area for geoarchaeological research of human movements in the Late Paleolithic of the West Siberian Plain // Quat. Int. 2020. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.08.036

Krstic N., Schornikov E.I. Scordiscia, a new genus of Limnocytheridae // Ostracoda in the Earth and life sciences: Proc. 11th Intern. Symp.on Ostracoda, Balkema. 1993. P. 249–257.

УДК 565.76

ЖЕСТКОКРЫЛЫЕ НАСЕКОМЫЕ (INSECTA: COLEOPTERA) ИЗ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА РЕКЕ БЕЛАЯ (ЮЖНОЕ ПРЕДУРАЛЬЕ)

Р.Ю. Дудко[1], А.А. Гурина[1], А.А. Легалов[1], Е.В. Зиновьев[2]

[1]*Институт систематики и экологии животных СО РАН, Новосибирск, rdudko@mail.ru*
[2]*Институт экологии растений и животных УрО РАН, Екатеринбург, zin62@mail.ru*

В слоях среднего и позднего неоплейстоцена местонахождения Горново на левом берегу реки Белая в Южном Предуралье найдены остатки насекомых. По комплексам жесткокрылых из этих слоев охарактеризованы энтомофауны двух типов. Среднему неоплейстоцену и середине табулдинского времени (МИС-3) позднего неоплейстоцена соответствует энтомофауна перигляциальных степей, не имеющая близких современных аналогов. Энтомокомплекс из верхней части табулдинского горизонта значительно отличается от нижерасположенных. В его состав входят виды, обитающие сейчас в лесной зоне Евразии.

Ключевые слова: Coleoptera, плейстоцен, МИС-3, Южный Урал, безаналоговые фауны.

BEETLES (INSECTA: COLEOPTERA) FROM PLEISTOCENE DEPOSITS OF THE BELAYA RIVER (SOUTH URAL FORELAND)

R.Yu. Dudko[1], A.A. Gurina[1], A.A. Legalov[1], E.V. Zinovyev[2]

[1]*Institute of Systematics and Ecology of Animals, SB RAS, Novosibirsk, rdudko@mail.ru*
[2]*Institute of Plant and Animal Ecology, UB RAS, Ekaterinburg, zin62@mail.ru*

Insect remains were found in layers of middle and late Neopleistocene of the Gornovo site on the left bank of Belaya River (South Ural Foreland). Two type entomofaunas were described based on the Coleoptera assemblages. Middle Neopleistocene and middle Tabulda Horizon (MIS 3) of late Neopleistocene correspond to periglacial steppe entomofauna that has no close modern analogues. Coleoptera assemblage from upper layer of Tabulda Horizon significantly differs from the previous. Species inhabiting the forest zone of Eurasia uptodate found there.

Key words: Coleoptera, Pleistocene, MIS 3, South Ural, non-analogous faunas.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-260

Насекомые – самая богатая по числу видов группа животных, имеющая важное значение в функционировании экосистем. В четвертичных отложениях насекомых исследуют уже более 60 лет, и они успешно включены в палеонтологический анализ некоторых регионов (Kuzmina, 2017). В России наиболее хорошо изучены четвертичные энтомофауны северо-востока Сибири (Кузьмина, Мэтьюз, 2012), а также Западно-Сибирской равнины (Zinovyev, 2011). В Восточной Европе ряд работ выполнен на территории Белоруссии (Назаров, 1984), также имеются публикации по Северному Прикаспию (Бидашко, 1994).

В Южном Предуралье известно лишь одно местонахождение Горново на р. Белая, в котором остатки насекомых обнаружены в слое синевато-серых суглинков табулдинского горизонта (МИС-3) (Danukalova et al., 2016). В составе насекомых из этого местонахождения были представлены, в основном, гумидные виды жесткокрылых (Coleoptera) околоводной и лесной экологических групп, большинство из которых и сейчас обитает в районе исследования. Однако все известные энтомокомплексы возраста МИС-3 из сопредельного региона – юга Западно-Сибирской равнины имели принципиально иной состав и включали степные виды, свойственные в настоящее время зональным степям и горным котловинам Южной Сибири, а также аркто-бореальные элементы (Gurina et al., 2019a). Для выяснения причин этого несоответствия были проведены дополнительные экспедиционные исследования отложений на р. Белая. Выявленный дополнительный материал из слоев, соответствующих среднему неоплейстоцену и табулдинскому горизонту позднего неоплейстоцена, стал основой данного сообщения.

Работы проводились в августе 2018 г. на левом берегу р. Белая, ниже пос. Горново Республики Башкортостан. Ранее описанные слои, из которых были извлечены остатки жесткокрылых (Danukalova et al., 2016), оказались закрыты оползнями, поэтому была выполнена новая расчистка (54°54'16,9'' N, 55°52'46,9'' E) в 340 м выше по течению р. Белая. Остатки насекомых были обнаружены в 4 слоях, откуда взято 6 проб. Пробы 1 и 2 взяты из прослоев растительной трухи (1,10–1,13 и 1,20–1,23 м выше уреза воды) в слое среднего неоплейстоцена (427–334 тыс. л. н.). Пробы 4–7 взяты из слоев табулдинского горизонта (МИС-3) с глубин 1,70–1,80; 2,62–2,80; 3,10–3,30; 5,10–5,30 м соответственно. Для пробы 5 получена радиоуглеродная дата, соответствующая калиброванному возрасту 34,7–36,8 тыс. л. н. Проба 7 сопоставляется с исследованными ранее пробами P1 и P2, для которых получено несколько радиоуглеродных дат, соответствующих калиброванному возрасту около 31,1 тыс. лет назад (Danukalova et al., 2016).

Из проб 1–7 извлечено 943 фрагмента насекомых отрядов Coleoptera, Heteroptera и Hymenoptera, отнесенные не менее чем к 137 видам. Однако жесткокрылые (Coleoptera) резко преобладали по численности (более 99%) и по числу видов, около 100 из них, определенные до вида или видовой группы, наиболее ценны для реконструкций и сравнительного анализа.

Комплексы насекомых из проб 1–6 оказались сходными между собой, несмотря на значительную разницу в возрасте соответствующих отложений. В то же время таксономический состав жесткокрылых из пробы 7 резко отличается от предыдущих и сходен с изученными ранее пробами P1 и P2.

Жесткокрылые из проб 1–6 относятся к 17 семействам, но только два из них резко преобладают по числу видов, а именно слоники (Curculionidae), составляющие 31–39% видового состава, и жужелицы (Carabidae) – 22–36%. По числу особей доминировали два близких вида слоников из рода *Otiorhynchus*: *O.* af. *ursus* и *O. bardus*, имеющие сейчас локальные ареалы в пределах Казахского мелкосопочника и Западного Алтая. Энтомокомплексы отличаются высоким разнообразием экологических преференций видов, по которым можно реконструировать степные, лесные, тундровые, луговые и разнообразные околоводные местообитания, а также засоленные биотопы. Преобладание видов степной группы (25–30%), некоторые из которых свойственны больше полупустыням (*Taphrotopium steveni* из Brentidae), а также большое число галофильных видов, свидетельствуют о высокой аридности в регионе, в соответствующие отложениям периоды. Напротив, луговые виды и, особенно, лесной комплекс – показатели гумидного климата. Однако лесная группа немногочисленна и представлена преимущественно ксилофильными видами (например, короед *Phloetribus spinulosus*). Вероятно, леса были ограничены лишь небольшими участками в поймах рек. Тундровый комплекс представлен небольшим числом криофильных видов (например, жужелица *Diacheila polita*), свойственных тундрам или тундроподобным местообитаниям в таежной зоне. Эти виды – маркеры холодного климата. Отсутствие большинства видов из отложений (60–75%) в современной региональной фауне также свидетельствует о существенном отличии условий времени захоронения от современных. Характерно, что большая часть видов (25–39%) распространена в настоящее время южнее региона исследований, несколько меньше представлены виды, распространенные в северных (22–27%) и восточных (10–23%) регионах. Описанные энтомокомплексы из проб 1–6 местонахождения Горново не могут быть соотнесены ни с одной современной региональной фауной, но очень близки к позднеплейстоценовым (МИС-3 и МИС-2) энтомокомплексам южной части Западно-Сибирской равнины. Небольшие отличия, которые, вероятно, связаны с географическим положением местонахождения (Южное Предуралье), заключаются в заметно большей доле южных видов, свойственных степям европейской части России и Казахстана. Напротив, восточные виды, распространенные в горах Южной Сибири и Северной Монголии, были больше представлены в плейстоценовой фауне юга Западной Сибири (Zinovyev et al., 2016, Gurina et al., 2019b).

Комплекс видов насекомых из проб 7, P1 и P2, соотносимых с концом МИС-3, отличается значительно меньшим разнообразием. Он включает только жесткокрылых, преимущественно жужелиц (Carabidae), и четыре вида слоников (Curculionidae). По экологическим преференциям видов реконструируются только два типа местообитаний – гигрофитные (вероятно, пойменные) луга и хвойные леса. Большая часть видов обитает в регионе и в настоящее время, некоторые виды (*Pterostichus dilutipes*) имеют несколько более северное распространение.

Таким образом, новые данные по жесткокрылым насекомым среднего и позднего неоплейстоцена Южного Предуралья показывают, что исследуемым отложениям соответствуют два типа энтомофаун. Безаналоговая фауна среднего неоплейстоцена и середины МИС-3 свидетельствует о стабильном сухом и холодном климате этих периодов и широком развитии в регионе перигляциальных степей. Потепление конца МИС-3, обычно слабо выраженное в южных регионах (Лаухин и др., 2012), отразилось в местонахождении Горново значительной гумидизацией, что, вероятно, обусловлено региональными особенностями и требует дальнейшего изучения.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 19-04-00963.

ЛИТЕРАТУРА

Бидашко Ф.Г. Реконструкция природной обстановки плейстоцена Северного Прикаспия по палеоэнтомологическим данным: автореф. дис. ... канд. биол. наук: 04.00.09. Москва, 1994. 25 с.

Кузьмина С.А., Мэтьюз Д.В. Позднекайнозойские насекомые Берингии // Евразиатский энтомологический журнал. 2012. Т. 11. Прил. 1. С. 59–97.

Лаухин С.А., Пушкарь В.С., Черепанова М.В. Современное состояние реконструкций природной среды на севере Сибири в каргинское время (поздний плейстоцен) // Бюлл. МОИП. Отдел геол. 2012. Т. 87. Вып. 6. С. 37–48.

Назаров В.И. Реконструкция ландшафтов Беларуси по палеоэнтомологическим данным (антропоген). Москва: Наука, 1984. 96 с.

Danukalova G., Kurmanov R., Yakovlev A. et al. Palaeoenvironment of the Middle and Upper Neopleistocene at the Gornovo Upper Palaeolithic site (Southern Ural foreland, Russia) // Quat. Int. 2016. No 420. P. 24–46.

Gurina A.A., Dudko R.Yu., Prosvirov A.S. et al. Coleoptera assemblages from the Quaternary deposits of Kizikha river, the southernmost late Pleistocene insects of the West Siberian Plain // Invertebrate Zoology. 2019a. V. 16. No 2. P. 165–182.

Gurina A.A., Dudko R.Yu., Tshernyshev S.E. et al. Late Pleistocene insects from the Dubrovino site at Ob River (West Siberia, Russia) and their paleoenvironmental significance // Palaeontol. Electron. 2019b. V. 22. No 1.3A. P.1–18.

Kuzmina S.A. Macroentomology analysis: methods, opportunities, and examples of reconstructions of Paleoclimatic and Paleoenvironmental conditions in the Quaternary of the Northeastern Siberia // Contemp. Probl. Ecol. 2017. V. 10. No 4. P. 336–349.

Zinovyev E. Sub-fossil beetle assemblages associated with the “mammoth fauna” in the late Pleistocene localities of the Ural Mountains and West Siberia // ZooKeys. 2011. No 100. P. 149–169.

Zinovyev E.V., Dudko R.Yu., Gurina A.A. et al. First records of sub-fossil insects from Quaternary deposits in the southeastern part of West Siberia, Russia // Quat. Int. 2016. No 420. P. 221–232.

УДК: 551.89

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ЛАНДШАФТОВ ДОЛИНЫ РЕКИ ИЖМА В СРЕДНЕМ И ПОЗДНЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ

И.Н. Захаров, Е.С. Носевич

ФГБУ «ВСЕГЕИ» им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, igor_zaharov@vsegei.ru

История исследования отложений неоплейстоцена Европейского Северо-Востока России насчитывает несколько десятков лет. Несмотря на высокую степень изученности региона, его стратиграфическая схема и сведения о динамике природной среды могут быть существенно дополнены. При проведении геолого-съемочных работ для создания обновленного варианта карты четвертичных отложений листов Q-39-XXXV, XXXVI Тиманской серийной легенды в 2018 и 2019 годах проводились полевые исследования в долинах рек Ижма и Белая Кедва. В результате комплексного изучения и анализа материалов были получены новые данные об особенностях развития ландшафтов территории в течение среднего и позднего неоплейстоцена.

Ключевые слова: стратиграфия, неоплейстоцен, палинология, рельеф.

SOME CHARACTERISTICS OF LANDSCAPES DEVELOPMENT IN THE IZHMA RIVER VALLEY DURING THE MIDDLE AND LATE PLEISTOCENE

I.N. Zakharov, E.S. Nosevich

Russian Geological Research Institute (VSEGEI), igor_zaharov@vsegei.ru

We present first results of our investigation on the Middle and Late Pleistocene deposits of Russian European North-East (Komi republic). Geomorphological research is provided with geochemical, lithological and pollen analysis and OSL-dates of studied sites. The complex approach allows us an assessment of new data about stratigraphy of the Izhma and Belaya Kedva (White Kedva) river valleys.

Key words: stratigraphy, European North-East, geomorphology, pollen.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-264

Отложения неоплейстоцена на Европейском Северо-Востоке России развиты повсеместно, формируя мощный плащеобразный покров. Несмотря на длительную историю изучения палеогеографии региона, представления о развитии ландшафтов территории в четвертичное время могут быть дополнены. В ходе работ по созданию карты четвертичных отложений листов Q-39-XXXV, XXXVI Тиманской серии изучались долины рек Ижмы и ее притока Белой Кедвы, где вскрываются фации среднего и позднего неоплейстоцена.

На сегодняшний день изучаемая территория находится в зоне северной тайги (Исаченко, Шляпников, 1989). Преобладают сосново-еловые травяно-зеленомошные ассоциации. Заметную долю в проективном покрытии региона составляют реликтовые лиственничные сообщества, широко представленные на 1–2 речных террасах. Климат региона – резко континентальный, среднегодовая температура за последние 5 лет не превышает –1,5° С. Количество осадков достигает 579 мм, большая часть которых приходится на февраль. Рельеф рассматриваемой территории в основном определяется структурными особенностями и литологией дочетвертичных морфоструктур. В формировании его современного облика решающую роль сыграли ледниковая и водно-ледниковая экзарация и аккумуляция. Расчленение четвертичных отложений проведено на генетической и климатостратиграфической основе в соответствии с рабочей стратиграфической схемой четвертичных отложений Тимано-Печоро-Вычегодского региона, принятой в 1984 г.

Наиболее древними в бассейне реки Ижмы являются осадки печорского (днепровского) горизонта. Печорские отложения в долинах Ижмы и Белой Кедвы имеют мощность до 10 м. Преимущественно их составляют моренные суглинки темно-серого цвета с оскольчатыми отдельностями, включениями каменного угля и линзами песчано-гравийной смеси (Симонов, 1973). Печорский тилл чаще всего обнаруживается в скважинах ручного бурения, а на дневной поверхности обнажаются перекрывающие его флювиогляциальные осадки. Эти отложения представлены толщей рыхлых песков, галечников и валунов, переслаивающихся в виде косых линз, сильно ожелезненных в верхах разреза (Андреичева и др., 2015). В опорном обнажении на реке Белая Кедва из средней и верхней части толщи песков были отобраны две пробы для определения абсолютного возраста методом оптически стимулируемой люминесценции. Возраст проб оценивается в более чем 236 тыс. лет и 309 тыс. лет (RGI-0457, RGI-0465), что соответствует возрасту печорского горизонта. Также в устье ручья Кирпичаель верхняя части толщи аналогичных флювиогляциальных песков датируется 237±43 тыс. лет (RGI-0455). Вероятно, Печорский ледник простирался далеко на юг от изучаемого региона, имел большую мощность и значительно повлиял на рельеф территории (Гуслицер и др., 1985).

На отложениях печорского горизонта залегают родионовские (шкловские) осадки, преимущественно представленные алевритистыми глинами и песками с прослоями торфа лимноаллювиального генезиса. Родионовские отложения могут определяться палинологическим методом (Андреичева, 2002). Основной их особенностью является наличие в спектрах пыльцы широколиственных *Quercus, Tilia, Ulmus, Carpinus* и *Corylus* совместно с *Picea* sect. *Omorica* и спорами *Osmunda* (Девятова, Лосева, 1964). Важно отметить, что в спорово-пыльцевых спектрах может проявляться два климатических оптимума родионовского времени. Верхний максимум отличается высоким содержанием пыльцы широколиственных пород и пониженной относительно первого оптимума мезофильностью с увеличением доли Chenopodiaceae, что при отсутствии других аналитических данных или неверном определении положения горизонта дает ложные основания для датирования отложений чирвинским (лихвинским) временем. Вскрытые в среднем течении реки Белая Кедва глинисто-алевритистые отложения обладали всеми перечисленными особенностями и были дополнительно датированы по подстилающему и перекрывающему горизонтам.

Родионовские отложения практически повсеместно перекрыты основной мореной вычегодского (московского) горизонта, которая развита очень широко и плащеобразно перекрывает почти всю изучаемую территорию. В редких случаях она бывает размыта речными водами. Основная часть отложений представляет собой несортированные или плохо сортированные бурые валунные суглинки. Абляционно-сплывная морена вычегодского горизонта развита в бассейне рек Кедва, Белая Кедва и Черная Кедва и состоит из разнозернистых глинистых песков с редкими гравием и валунами. Вычегодская морена нередко наследует фрагменты родионовских отложений, затянутых в толщу морены и смятых при ее движении (Дурягина, Коноваленко, 1993). Мощность вычегодской толщи в долине Ижмы составляет от 9 до 40 м, но чаще всего не превышает 20–25 м. Чаще всего она залегает на озерно-аллювиальных образованиях родионовского горизонта. Предшественники отмечали вычегодские слои поверх морены печорского горизонта (Краснов, 1947), но, к сожалению, на сегодняшний день такие случаи можно проследить только в скважинах ручного бурения. Например, в долине ручья Изъель (приток реки Белая Кедва в нижнем течении) перекрытие морен невозможно описать из-за плотного облесения береговых откосов, хотя расчлененный рельеф дает основания полагать, что контакт морен действительно имеет место (Гуслицер и др., 1985).

В верхнем течении р. Вылыс-Койю (приток реки Ижмы в среднем течении) с помощью палинологического анализа были изучены образцы глинистых песков. Материал отличается невысокой концентрацией пыльцы и спор при неожиданно хорошей сохранности форм. Доминируют древесные (до 77,0%), выделяются *Pinus* (до 58,8%) и *Betula* (23,7%, в т.ч. *Betula nana* 11,3%). *Picea* не превышает 5,5%. Травы (до 19,3%) представлены Ericaceae (до 4,8%), Asteraceae (до 3,4%), *Artemisia* (до 1,4%), Poaceae (до 2,4%). Среди спор выделяются зерна *Sphagnum* (до 4,8%). Данные спектры указывают на холодные и суровые относительно современных климатические условия при, вероятно, умеренной влажности климата. Полученные нами спектры коррелируют с результатами предшественников (Дурягина, Коноваленко, 1993; Кузнецова, 1971). Данные образования датированы более чем 119 тыс. лет и 165 тыс. лет (RGI-0454; RGI-0453). Кроме того, получены датировки 125±35 тыс. лет и 149±15 тыс. лет (RGI-0490; RGI-0451) для аналогичных отложений в опорном разрезе в устье р. Кирпичаель; также для толщи на правом берегу среднего течения р. Белая Кедва получен возраст 149±16 тыс. лет (RGI-0458).

Поверхность вычегодской морены перекрыта толщей осадков мощностью до 25 м, формирующей в пределах изучаемой территории обширную террасовидную поверхность с абсолютными отметками до 100 м. Отложения этой террасы представлены суглинками и супесями с гравием и с галькой. Нередко наблюдается тонкая горизонтальная слоистость, обусловленная сменой песчаного и гравийного материала. Эти отложения датированы возрастным диапазоном 86±10 – 88±9 тыс. лет (RGI-0470; RGI-0467), что указывает на начало формирования террасы в сулинскую (микулинскую) эпоху и продолжение ее образование в лайское (подпорожское) время. Повсеместно суглинистые отложения в основании террасы характеризуются схожими друг с другом палиноспектрами. Для них характерна высокая концентрация пыльцы и спор и хорошая сохранность форм в отсутствие переотложений. Во всех спорово-пыльцевых спектрах преобладают древесные (до 85,9% от общего количества пыльцы и спор). Доминируют *Pinus* (до 45,1%) и *Picea* (до 34,7%), присутствуют *Betula* (до 8,4%). *Abies* достигает 1,9%, отмечена *Picea omorica* (до 2,8%). Также зафиксированы единичные широколиственные *Acer, Quercus* и *Corylus*. Травы (до 15,9%) разнообразны. Представлены Ericaceae (до 4,0%), Poaceae (до 6,4%), встречены Cyperaceae, Fabaceae, Brassicaceae, Lamiaceae, Geraniaceae. Замечены немногочисленные споры (до 2,6%) *Equisetum,* Polypodiaceae и *Selaginella*. Во всех препаратах отмечены частицы угля, споры грибов, устьица древесных и фитолиты. Таким образом, данные спорово-пыльцевые спектры указывают на теплые и достаточно сухие климатические условия. Полученные возрастные и палеоклиматические характеристики, а также общее геоморфологическое положение террасы позволят предположить ее сопряженность с озером «Коми-1» (Андреичева, 2013; Андреичева и др., 2015).

Отложения бызовского (ленинградского) и полярного (осташковского) горизонтов в долинах рек Ижма и Белая Кедва остаются нерасчлененными. Они зачастую представлены песчано-супесчаными галечно-гравийными фациями мощностью до 9 м, которые не выдерживают залегания и могут обнаруживаться как на вычегодской морене, так и на родионовском лимноаллювии или дочетвертичных образованиях. В среднем течении реки Ижма для отложений, вскрытых в устье р. Высыс-Койю, были получены спорово-пыльцевые спектры. Отложения характеризуются высоким содержанием пыльцы и спор, хорошей сохранностью форм и обилием палиноморф. Доминирует *Pinus* (до 58,7%), присутствуют *Picea* (до 33,1%), *Betula* (до 15,0%). Отмечены единично *Picea omorica, Pinus sibirica, Larix*, а также единичные широколиственные *Corylus*. В целом древесные достигают 84,9%. Травы (до 15,9%) представлены Poaceae (до 4,3%), Ericaceae (до 3,9%), а также Asteraceae (до 2,1%). Отмечены элементы бореального разнотравья. Среди спор (до 4,8%) преобладает *Sphagnum*. В препаратах отмечены различные споры грибов, устьица, фитолиты и частицы угля. Данные спорово-пыльцевые спектры отражают в целом мягкие климатические условия, но они не сопоставимы с условиями предыдущих теплых эпох. Вероятно, это является одной из причин, по которым ранг бызовского потепления на сегодняшний день не определен (Андреичева, 2015). Кроме того, полученные для этих отложений датировки очень близки друг к другу. Аналогичная закономерность отмечалась предшественниками (Арсланов, 1977). Это существенно затрудняет выделение горизонта отложений, который, по всей вероятности, имеет в изучаемом регионе очень малую мощность.

Таким образом, полученные данные хорошо коррелируют с результатами исследований предшественников, дополняя их и уточняя особенности динамики ландшафтов в долине реки Ижмы в среднем и позднем неоплейстоцене.

ЛИТЕРАТУРА

Андреичева Л.Н. Плейстоцен Европейского Северо-Востока. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 322 с.

Андреичева Л.Н. Геологическое строение и условия формирования отложений квартера на северо-западе России // Изв. Коми научного центра УрО РАН. 2013. № 3. С. 62–69.

Андреичева Л.Н., Марченко-Вагапова Т.И., Буравская М.Н., Голубева Ю.В. Природная среда неоплейстоцена и голоцена на Европейском Северо-Востоке России. М.: ГЕОС, 2015. 224 с.

Арсланов Х.А., Бердовская Г.Н., Зайцева Г.Я. О стратиграфии, геохронологии и палеогеографии средневалдайского интервала на северо-востоке Русской равнины // Докл. АН СССР. 1977. Т. 233. № 1. С. 188–191.

Гуслицер Б.И., Дурягина Д.А., Кочев В.А. Возраст рельефообразующих морен в бассейне нижней Печоры и граница распространения последнего покровного ледника // Расчленение и корреляция фанерозойских отложений европейского севера СССР. Сыктывкар, 1985. С. 97–107. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР; Вып. 54).

Девятова Э.И., Лосева Э.И. Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода в бассейне р. Мезени. Л.: Наука, 1964. 105 с.

Дурягина Д.А., Коноваленко Л.А. Палинология плейстоцена северо-востока европейской части России. СПб.: Наука, 1993. 124 с.

Исаченко А.Г., Шляпников А.А. Природа мира: Ландшафты. М.: Мысль, 1989. 504 с.

Краснов И.И. Результаты изучения четвертичных отложений Большеземельской тундры и Печорской низменности // Бюлл. комис. по изуч. четвертич. периода. 1947. № 9. С. 76–79.

Кузнецова Л.А. Плейстоцен Печорского Приуралья. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1971. 122 с.

Симонов А.Н. Генезис среднеплейстоценовых валунных суглинков роговской свиты Печорской низменности: Автореф. дис. … канд. геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1973. 24 с.

УДК 565.76

ШИРОТНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ФАУН НАСЕКОМЫХ УРАЛА, ЗАУРАЛЬЯ И СЕВЕРА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ

Е.В. Зиновьев

Институт экологии растений и животных УрО РАН, г. Екатеринбург, zin62@mail.ru

Рассмотрено широтное распределение позднечетвертичных энтомофаун Урала и северной части Западно-Сибирской равнины, сопоставляемой с периодом 38–26 т.л.н. Выделено три широтные группы фаун. Первая группа (к северу от 61°с.ш.) представлена фаунами арктического и субарктического типов с отдельными находками степных видов жуков. В составе второй группы (между 61° и 59°с. ш) также преобладают криофильные насекомые, однако отмечаются находки как бореальных видов, связанных с древесной растительностью, так и суббореальных степных видов. Фауны третьей группы не имеют современных аналогов – здесь присутствуют как криофильные виды, так и значительное число степных жуков, большинство из которых относится к долгоносикам *Otiorhynchus altaicus*, *O. kazakhstanicus*). Полученные данные хорошо соотносятся с имеющимися представлениями о широком развитии в этот период открытых гиперзональных или «гиперборейных» ландшафтов, характеризующихся специфическими териокомплексами безаналогового типа.

Ключевые слова: поздний плейстоцен, Урал, Зауралье, север Западной Сибири, насекомые, история фаун, широтная зональность.

LATITUDINAL DISTRIBUTION OF LATE QUATERNARY INSECT FAUNAS OF THE URALS, TRANS-URALS, AND THE NORTH OF WEST SIBERIA

E.V. Zinovyev

Institute of ecology of plants and animals Ural Branch of RAS, Ekaterinburg, zin62@mail.ru

The latitudinal distribution of the Late Quaternary entomofauna of the Urals and the northern part of West Siberia, compared with the period 38–26 t. l., is considered. We indetify three latitudinal groups of sub-fossil insect faunas. The first group (north of 61°N) is represented by faunas of the Arctic and subarctic types with separate finds of steppe beetle species. In the second group (between 61° and 59°C. w) cryophilic insects also predominate, but there are finds of both boreal species associated with woody vegetation and subboreal steppe species. The faunas of the third group have no modern analogues and include both cryophilic species and a significant number of steppe beetles, most of which belong to the weevils *Otiorhynchus altaicus*, *O. kazakhstanicus*);. These data correlate with the wide development of open hyperzonal or "hyperborean" ladnscapes at that time, characterized by specific teriocomplexes of “non-analogue” type.

Key words: late Pleistocene, Urals, Trans-Urals, north of West Siberia, sub-fossil insects, history of faunas, latitudinal zonality.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-268

В ходе исследований исторического развития фаун насекомых Урала и севера Западно-Сибирской равнины получены данные, позволяющие характеризовать региональные особенности фаун региона, сопоставляемые с периодом окончания так называемого каргинского времени, непосредственно предшествовавшего последнему оледенению. В это время происходило развитие ледниковых образований на северо-западе Евразии и в Северной Америке (Астахов, 2009; Hughes et al., 2016 и др.), что вызвало резкое понижение температуры воздуха и увеличение стерпени аридности. В связи с этим на огромных территориях Северной Евразии широкое распространение получили открытые гиперзональные сообщества, характеризовавшиеся специфическими териокомплексами и соответствующими им растительными ассоциациями (Маркова и др., 2002 и др.). Однако до недавнего времени энтомофауны этого времени детально исследовались только на территории Западной и Восточной Европы. а также Северо-Восточной Сибири (Coope, 2002; Kuzmina, 2015 и др.). В настоящей работе приводятся данные по региональным особенностям фаун жуков Урала, Зауралья и северной части Западно-Сибирской равнины на примере 16 местонахождений, расположенных в широтном градиенте от 72 до 57°с.ш. и отнесенных к временному интервалу от 38 до 26 т. л. н. (рис. 1).

Все перечисленные комплексы отнесены к трем типам фаун – арктическому, субарктическому и перигляциальному. Были выявлены следующие широтные группы фаун насекомых.

Группа 1 – широтный участок к северу от 61°с.ш. Известно четыре местонахождения, расположенных на Среднем Ямале (Сеяха-Мутная), Нижнем Приобье (430 км Оби), Аганских (Аганский увал-1290/2) и Сибирских увалах (Зеленый остров). Для этих комплексов характерно доминирование арктобореальных видов, высокие доли арктических жуков, практически полное отсутствие бореальных и малое число полизональных насекомых. В точках Сеяха-Мутная, 430 км Оби и Аганский увал-1290/2 присутствуют отдельные виды, нехарактерные для современных тундровых фаун. Так в местонахождении Сеяха-Мутная представлены листоеды *Donacia* и *Plateumaris*, в местонахождении 430 км Оби отмечено небольшое число суббореальных степных жесткокрылых (*Carabus sibiricus*, *Chrysolina* cf. *perforata, Ch.* cf. *aeruginosa*). В местонахождении Аганский увал-1290/2 к этой группе отнесено надкрылье суббореальной жужелицы *Poecilus* cf. *ravus*. На основании же палинологических данных (Бородин и др., 1994), на данном участке присутствовала и древесная растительность, что не нашло отражение в составе энтомокомплексов.

Группа 2 – широтный участок между 61 и 59°с. ш. Отнесены местонахождения Мега-2169, Мега-2172, Локосово и Кульеган-2247. В точках Мега-2169 и Локосово представлены исключительно арктические и полизональные виды жуков, В местонахождении Мега-2172 описан комплекс жуков субарктического типа с относительно высоким содержанием бореальных жужелиц *Pterostichus* (*Phonias*) spp. К субарктическому типу

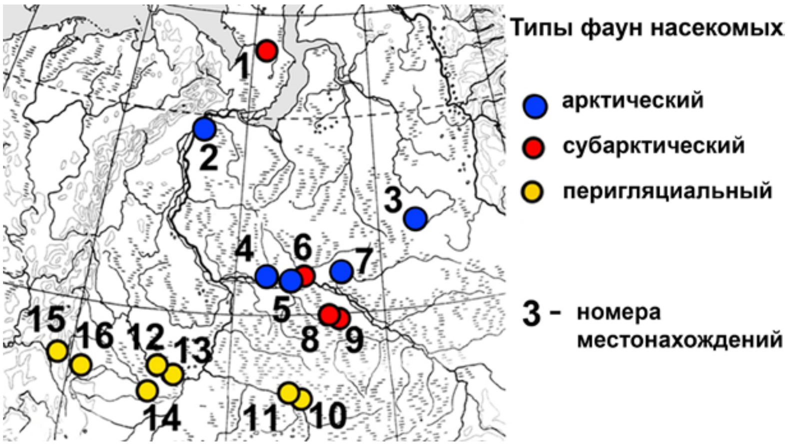


Рис. 1. Фауны жуков Урала, центра и севера Западной Сибири из отложений периода окончания МИС3. Местонахожения: 1 – Сеяха-Мутная (^{14}С дата 30700±1100 л. н.); 2 – 430 км Оби (24000±1500 л. н.); 3 – Зеленый остров (22100±325 л. н.); 4 – Локосово (22930±650 л. н.); 5 – Мега-2169 (21900±740 л. н.); 6 – Мега-2172 (33100±230 л. н.); 7 – Аганский увал-1290/2 (23300±575 л. н.); 8 –Кульеган-2247, расчистка I (21815±225 л. н.); 9 – Кульеган -2247, расчистка II (26730±250 л. н.); 10 – Казаковка (сопоставлена с т. Скородум-95); 11 – Скородум-95 (26500±550 л. н.); 12 – Андрюшино (32077±1000 л. н.); 13 – Нижняя Тавда (27400±335 и 24820±750 л. н.); 14 – Мальково (31800±350 л. н.); 15 – Шурала (27600±150 л. н.); 16 – Никитино (24480±550 и 28460±800 л. н.).

отнесен энтомокомплекс местонахождения Кульеган-2247, где наряду с преобладанием арктических и арктобореальных видов жуков, присутствуют суббореальные степные виды, имеющие современное центральнопалеарктическое и восточнопалеарктическое распространение (*Poecilus ravus*, *Stephanocleonus eruditus* и *S. leucopterus*). Здесь же обнаружены ксилобионтные формы – *Hylobius excavatus*, *Phloeotribus spinulosus*. Таким образом, на данном широтном отрезке представлены фауны двух типов – арктического и субарктического. Увеличение доли бореальных видов в составе фаун точки Кульеган-2247 по сравнению с одновозрастными комплексами насекомых, представленных на данном широтном отрезке, могло говорить о возрастающей роли древесной растительности в составе открытых тундроподобных ландшафтов. Вероятно, имело место увеличение количества деревьев на участках вблизи места захоронения, возможно, формирования небольших колков в местах уменьшения мощности вечной мерзлоты. Тем не менее, древесная растительность еще не формировала лесные массивы (пусть и локальные). Это можно связать с более холодными и более сухими условиями по сравнению с современным климатом, который можно определить в качестве криоаридного.

Группа 3 – широтный участок между 58 и 57° с. ш. Отсюда описаны энтомокомплексы, отнесенные к перигляциальному типу. В их составе сочетаются такие таксоны, которые в настоящее время никогда не встречаются вместе. По своему составу они отличаются как от современных тундровых, так и степных фаун жуков. Главной чертой представленных здесь фаун насекомых является высокое содержание суббореальных степных видов, к которым относятся *Otiorhynchus altaicus*, *O. pullus*, *O. kazakhstanicus*, отсутствующих в местонахождениях к северу от 59°с.ш. (рис. 2). В эту же группу входят и другие степные виды – *Poecilus ravus, P. hanhaicus, P. major*, *Blitophaga sericea, B. bicarinata*, *Pseudotaphoxenus tilesii, Cymindis binotata, Chrysolina perforata* и др. Другой специфической чертой данных комплексов жуков является присутствие остатков жужелиц рода *Pogonus*, связанных с берегами соленых и солоноватых водоемов в степной и лесостепной зонах. В местонахождении Скородум-95 обнаружены фрагменты чернотелок рода *Belopus* (Зиновьев, 2003).

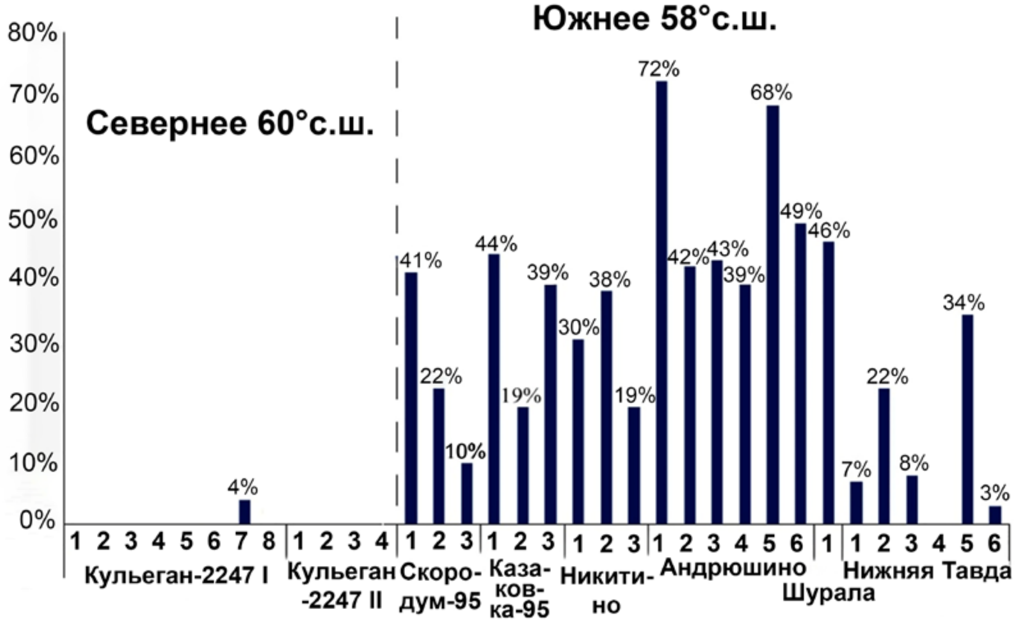


Рис. 2. Содержание долгоносиков рода *Otiorhynchus* в местонахождениях изучаемого региона, отнесенных к временному интервалу 30–24 тыс. лет назад. Цифры по оси X обозначают номера проб.

В то же время в составе фаун данного типа на территории Нижнего Прииртышья были отмечены арктобореальные (*Pterostichus* (*Cryobius*) spp., *Curtonotus torridus, Diacheila polita*) и единично арктические насекомые (*Curtonotus alpinus*). Виды, непосредственно связанные с древесиной (ксилофаги), немногочисленны или полностью отсутствуют. По своему таксономическому составу данные энтомокомплексы не имеют каких-либо аналогов среди современных фаун насекомых, поскольку современные ареалы ряда представленных в них видов не перекрываются. Южные границы арктических и большей части арктобореальных видов жесткокрылых в настоящее время достигают 58°с. ш. по равнинам, тогда как многие представители галофильного комплекса (например, жужелицы рода *Pogonus*), в настоящее время обитают гораздо южнее – в лесостепи и степи, где есть засоленные водоемы. Это же относится к долгоносикам *Otiorhynchus altaicus, O. kazakhstanicus* ныне встречающимся в степях Восточного Казахстана или Западного Алтая.

И, наконец, для большинства таких комплексов насекомых характерна малая представленность (или отсутствие в целом ряде проб) бореальных видов, в том числе непосредственно связанных с лесами – подстилочных форм и ксилобионтов, хотя в настоящее время именно лесные виды доминируют в составе современных локальных и региональных фаун. Согласно же карпологическим данным, для местонахождений Андрюшино, Никитино, Скородум (в которых представлены фауны перигляциального типа) характерна растительность рудерального типа с обилием разнотравья и маревых (Стефановский и др., 2002; Зиновьев, 2003; и др.).

Таким образом, согласно энтомологическим данным, на территории Урала и северной части Западной Сибири (широтный отрезок 73–61°с. ш.), по всей вероятности, были распространены открытые тундроподобные ландшафты с разреженными древостоями. На территориях к югу от 61°с. ш. (возможно до 59°с. ш.) существовали, судя по всему, ландшафты типа современных южных (кустарниковых) тундр или лесотундр. И, наконец, к югу от 58°с. ш. были распространены специфические открытые ландшафты, типа лугостепей с редкостойной древесной растительностью. Согласно палеокарпологическим данным, травяная растительность была представлена маревыми и прочими видами, более характерными для нарушенных участков (Зиновьев и др., 2007).

Полученные данные хорошо соотносятся с имеющимися представлениями о широком развитии в этот период открытых гиперзональных или «гиперборейных» ландшафтов, характеризующихся специфическими териокомплексами безаналогового типа (Borodin et al., 2013; и др.).

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ, проект № 19-04-00963.

ЛИТЕРАТУРА

Астахов В.И. Средний и поздний неоплейстоцен ледниковой зоны Западной Сибири: проблемы стратиграфии и палеогеографии // Бюлл. комис. по изуч. четвертич. периода. 2009. № 69. С. 8–24.

Бородин А.В., Зиновьев Е.В, Быкова Г.В., Корона О.М. Материалы к характеристике наземных экосистем бассейна реки Аган, Аганского и Сибирских увалов в позднечетвертичное время. Москва, 1994. 198 с. Деп. в ВИНИТИ 11.01.1994, N 83-В94.

Зиновьев Е.В. Характеристика позднекаргинских энтомокомплексов Нижнего Прииртышья на примере местонахождений Скородум-95 и Казаковка-95 // Евразиатский энтомологический журнал. 2003. Т. 2. № 2. С. 83–93.

Зиновьев Е.В., Корона О.М., Стефановский В.В. Реконструкция условий формирования позднеплейстоценовых отложений местонахождения Андрюшино (низовья реки Тавды) по энтомологическим и карпологическим данным // Уральский геологический журнал. 2007. Т. 56. № 2. С. 27–43.

Маркова А.К., Симакова А.Н., Пузаченко А.Ю., Китаев Л.М. Природа Русской равнины во время Брянского потепления (33–24 т. л. н. назад) // Изв. АН. Сер. биол. 2002. № 4. С. 45–57.

Стефановский В.В., Зиновьев Е.В., Трофимова С.С., Струкова Т.В. Никитино – парастратотипический разрез режевского аллювиального комплекса в Среднем Зауралье // Уральский геологический журнал. 2002. Т. 25. № 5. С. 7–19.

Borodin A., Markova E., Zinovyev E. et al. Quaternary rodent and insect faunas of the Urals and Western Siberia: connection between Europe and Asia // Quat. Int. 2013. V. 284. P. 132–150.

Coope G.R. Changes in the thermal climate in Northwestern Europe during Marine Oxygen Isotope Stage 3, estimated from fossil insect assemblages // Quat. Res. 2002. V. 57. P. 401–408.

Hughes A.L.C., Gyllencreutz R., Lohne Ø.S. et al. The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1 // Boreas. 2016. V. 45. Iss. 1. P. 1–45.

Kuzmina S.A. Quaternary Insects and Environment of Northeastern Asia // Paleontol. J. 2015. V. 49. № 7. P. 679–867.

УДК 551.79(571.1)

АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ КВАРТЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В.С. Зыкин[1,2], В.С. Зыкина[1], Д.Г. Маликов[1]

[1] *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия, zykin@igm.nsc.ru*
[2] *Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия.*

В статье рассматриваются основные актуальные проблемы стратиграфии и палеогеографии четвертичного периода Западной Сибири, связанные с разработкой стратиграфических шкал нижнеплейстоценовых отложений, лессово-почвенной последовательности и образований, выполняющих долины Чуя и Катунь Горного Алтая. Показаны климатические условия формирования ранне- и среднеплейстоценовых отложений и палеогеографические особенности образования осадков, в долинах Чуи и Катуни Горного Алтая.

Ключевые слова: Четвертичный период, Западная Сибирь, стратиграфия, палеогеография.

ACTUAL PROBLEMS OF STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY OF THE QUARTER OF WESTERN SIBERIA

V.S. Zykin[1,2], V.S. Zykina[1], D.G. Malikov[1]

[1] *V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia, zykin@igm.nsc.ru*
[2] *Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia*

The article discussed the main actual problems of stratigraphy and paleogeography of the Quaternary period of Western Siberia, associated with the development of stratigraphic scales of the Lower Pleistocene deposits, loess-soil sequence and formations filling the Chuya and Katun valleys of Altai Moutains. Climatic conditions for the formation of Early and Middle Pleistocene sediments and paleogeographic features of the formation of sediments in the Chuya and Katun valleys of Altai Moutains are shown.

Key words: Quaternary period, Western Siberia, stratigraphy, paleogeography.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-273

Несмотря на значительный прогресс в изучении четвертичных отложений Западной Сибири многие проблемы стратиграфии и палеогеографии остаются нерешенными. Это связано как с недостаточной изученностью этих образований, так и с появлением новых детальных данных иногда не вписывающихся в принятую систему представлений, а также появлением новых методик исследования. В связи с появлением все более детальных геологических и стратиграфических материалов трансформируются палеогеографические реконструкции и концепции развития этой огромной территории, уточняется влияние разнообразных природных процессов на формирование природной среды и климата в различные эпохи четвертичного периода. Появление новой геологической и стратиграфической информации приводит как к уточнению имеющихся палеогеографических концепций, так и к значительным противоречиям в палеогеографической интерпретации новых фактических данных и многочисленным дискуссиям, часто принимающих достаточно острый характер.

Одна из основных актуальных проблем стратиграфии квартера связана с недавним понижением нижней границы четвертичной системы в Международной хроностратиграфической шкале с хронологического уровня 1.8 млн лет до уровня 2.588 млн лет (Gibbard, Head, 2010) и принятием этой границы Межведомственным стратиграфическим комитетом России (МСК). После этих решений объем системы в Общей стратиграфической шкале (ОСШ) существенно увеличился. В нее включена большая часть верхнего плиоцена в объеме гелазского яруса. В результате проведенных процедур значительно изменилась структура нижней части четвертичной системы как в ОСШ, так и в региональных шкалах на территории России. В связи с этим возникли значительные трудности для точной идентификации нового варианта границы в различных регионах России, являющихся внутриконтинентальными районами, где отсутствуют многие корреляционные признаки проведения границы, пригодные для морских отложений. Детальность стратиграфического расчленения отложений, переносимых из неогена в квартер, при этом должна соответствовать по детальности стратиграфическим схемам четвертичных отложений. К сожалению, стратиграфия отложений, перемещаемых в четвертичную систему из неогена, во многих регионах России остается недостаточно изученной. Одним из таких регионов является Западно-Сибирская равнина, представляющая собой территорию широкого распространения верхнекайнозойских континентальных образований, где отложения на границе неогена и четвертичной системы мало известны и слабо исследованы. Новые материалы о строении, литологической, биостратиграфической и палеомагнитной характеристике четвертичных отложений в опорном геологическом разрезе у пос. Исаковка позволили значительно уточнить стратиграфию, геологическое строение и условия формирования нижне-среднеплейстоценовых отложений юга Западной Сибири. На основании комплексных детальных исследований разреза в нем выделены две разновозрастные толщи в ранге стратогенов – струнинский и серебрянский аллювии, имеющие четкие эрозионные нижние границы, отчетливую палеонтологическую характеристику и занимающие определенное положение в стратиграфической последовательности плейстоцена этой территории. Выявленное в струнинском аллювии совместное нахождение видов рода *Corbicula* с большим количеством ныне живущих на этой территории палеарктических видов моллюсков и остатками мелких млекопитающих *Allophaiomys deucalion, Mimomys* cf. *reidi* и последних корнезубых лагурид рода Borsodia хорошо прослеживается в континентальных аналогах верхней теплой части гелазского яруса в разных частях Северной Евразии – тиглии Северо-Западной Европы, муккурской свите Западной Сибири, ангинской свите Прибайкалья и позволяет выделять в нижнем плейстоцене этой территории отчетливый корреляционный уровень в интервале 2.44–1.76 млн л.н. Наличие в струнинском аллювии современных представителей рода *Corbicula* показывает, что среднегодовая температура во время его формирования не опускалась ниже +16°С, зимняя температура – ниже –8°С, а реки не покрывались льдом. Присутствие среди серебрянской малакофауны европейского вида *Pisidium clessini*, характерного для самых ранних межледниковых малакофаун среднего плейстоцена как Северо-Западной, так и Северо-Восточной Европы, при отсутствии в ней корбикул, преобладании ныне живущих видов моллюсков и видовой состав мелких млекопитающих дает возможность синхронизировать серебрянский аллювий с одним из самых ранних межледниковий среднего плейстоцена, соответствующих кромеру Западной Европы. Сравнительный анализ фаунистических и флористических данных, полученных из этого аллювия, показывает несколько более прохладные и влажные условия его формирования относительно струнинского аллювия. По-видимому, климатический режим этого времени был близок современному.

Увеличение объема квартера обозначило проблему, связанную с неравномерностью продолжительности формирования отдельных частей его шкалы, возможностью детальности их расчленения и корреляции, а также применения методов изучения и картирования отложений. В стратиграфической последовательности Западной Сибири в интервале 2,58–0,78 млн лет, соответствующему нижнему плейстоцену Международной стратиграфической шкале квартера, выделяются иртышский и ерестнинский горизонты, сопоставляемые с гелазским и калабрийским ярусами. Иртышский горизонт, охарактеризован лебяжьинской фауной млекопитающих, сопоставленной со средневиллафранкской фауной Европы и иртышским и муккурским комплексами пресноводных и наземных моллюсков. Этот горизонт, являющийся возрастным аналогом гелазия Средиземноморья, включает иртышскую, барнаульскую и муккурскую свиты и струнинские слои. Он отчетливо делится на два климатостратиграфических подгоризонта – относительно холодный иртышский, соответствующий претиглию Западной Европы и теплый муккурский, сопоставляемый с тиглием. Ерестнинский горизонт включает разновозрастные свиты, пачки и слои, недостаточно охарактеризованные биостратиграфически и плохо скоррелированные между собой. Продолжительность как региональных, так и глобальных стратиграфических подразделений этой части шкалы квартера составляют сотни тысяч лет, а преобладающими методами расчленения и корреляции являются биостратиграфические методы.

При расчленении и корреляции четвертичных отложений в интервале 10–900 тыс. лет для дробного расчленения и корреляции используются преимущественно климатостратиграфические и геохронологические методы, позволяющие выделять и прослеживать стратиграфические подразделения продолжительностью тысячи и десятки тысяч лет. Основным постулатом климатостратиграфии является положение о синхронности климатических событий на планете. Дополнительным доказательством одновременности климатических событий можно считать синхронное увеличение скорости таяния ледниковых щитов Антарктиды и Гренландии в настоящее время в связи с развитием глобального потепления.

На климатостратиграфическом принципе основано расчленение и корреляция широко распространенной в Евразии лессовой толщи. Стратиграфические горизонты лессово-почвенной последовательности Сибири отчетливо соответствуют стадиям изотопно-кислородной шкалы океанических осадков и других глобальных записей климата. Структура и состав лессовой толщи отражают различную интенсивность атмосферной циркуляции в холодные и теплые эпохи плейстоцена. В полной лессово-почвенной последовательности среднего и верхнего плейстоцена Западной Сибири выделяется девять педокомплексов, разделенных мощными слоями лессов. Расчленение и прослеживание стратиграфических элементов лессовой толщи возможно с точностью до подстадий MIS. Так как в стратиграфической шкале лессово-почвенной последовательности среднего и верхнего плейстоцена стратиграфические горизонты прослеживаются на значительные расстояния и отчетливо соответствуют стадиям изотопно-кислородной шкалы океанических осадков и других глобальных записей климата, она должна являться единственной эталонной шкалой для внутри региональных корреляций сибирских разрезов. Нерешенным вопросом является время начала лессонакопления в Западной Сибири, Обнаруженное в разрезе у пос. Раздолье переслаивание лессовых слоев, залегающих в верхней части раздольинского разреза, и подстилающих слоев суглинков раздольинской толщи, в ее верхней части позволяет опустить начало формирования лессово-почвенной последовательности в Западной Сибири к рубежу около 1 млн лет.

В последние годы одной из наиболее дискуссионных проблем стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Западной Сибири стали вопросы, связанные со стратиграфическим расчленением, корреляцией и генетической интерпретацией четвертичных отложений Горного Алтая. Четвертичные осадки, выполняющие долины рек и впадины Горного Алтая, сложены различными по генезису образованиями, формирующими разновозрастные толщи, имеющие разнообразный литологический состав и очень сложные взаимоотношения между собой. Их мощность местами достигает 300 м.

Наиболее полно они представлены в долинах рек Катуни и Чуи в Яломано-Катунской зоне, где образуют прекрасно сохранившиеся в рельефе разновозрастные террасы. В последнее время многие исследователи четвертичных отложений Горного Алтая придерживаются гипотезы их образования в результате прохождения по долине Чуи и Катуни катастрофических гигантских паводков, при прорыве приледниковых озер, расположенных в Чуйской и Курайской впадинах.

Одним из наиболее информативных участков для стратиграфического расчленения четвертичных отложений Алтая является отрезок долины реки Катуни от устья р. Ини до устья р. Малого Яломана. На этом участке правый и левый борта Катуни сложены высокими террасами, достигающими 180 м. К ним прислоняется терраса высотой 55 м. Высокая терраса правого борта долины сложена ининской свитой преимущественно темно-серыми параллельно слойчатыми дресвяниками со слоями и линзами темно-серых неравномерно окатанных галечников, детально описанная С.В. Парначев в 1999 г. и В.С. Зыкиным с соавторами в 2018 г. Обозначение этого разреза в качестве лектостратотипа ининской толщи И.Д. Зольниковым в 2008 г. привело к необходимости относить толщу, образованную преимущественно дресвяниками, к этому стратиграфическому подразделению. Эти же отложения Б.М. Богачкин в 1981 г. относил к яломанской фации. Высокая терраса левого борта долины Катуни высотой до 881,4 м причленяется к коренным породам и слагает междуречье рек Катуни и Мал. Яломана. Отложения мощностью более 80 м, слагающие ее уступ в долине Катуни, над 55-м террасой, были вскрыты при строительстве автомобильной дороги в 2018 г. Ее отложения представлены преимущественно серым, крупным, хорошо окатанным, плохо сортированным галечником с алевритом, заполняющим пространство между гальками. Много мелкой различно окатанной гальки, часто образующей протяженные линзы толщиной до 3 м. Слойчатость неравномерная косая или линзовидная. Встречаются хорошо окатанные валуны до 0,3 м в поперечнике. По условиям залегания, составу, текстурным особенностям эти отложения представляют собой длительно формировавшийся аллювий горной реки. В долине р. Мал. Яломан, в интервале около 1800–2000 м от устья к крупногалечной террасе со сглаженным, но отчетливо видимым тыловым швом причленяется высокая терраса, сложенная преимущественно темно-серыми, параллельно слойчатыми дресвяниками ининской толщи (рис. 1). Слабо наклоненная в сторону Мал. Яломана площадка этой террасы расположена на более чем 20 м ниже площадки галечниковой террасы. Таким образом, к ининской толще в понимании Н.А. Ефимцева относятся два самостоятельных комплекса отложений не имеющих фациальных переходов между собой и слагающие разновозрастные террасы. Обозначение лектостратотипа ининской толщи в разрезе ниже устья р. Иня за толщей параллельно слоистых дресвяников, приводит необходимость закрепления за крупногалечной толщей нового названия – арбалойский аллювий (по названию правого притока р. Мал. Яломан – руч. Арбалой). Крупногалечные отложения широко распространены в долине Катуни. Так, они слагают 160 м террасу, уступ которой вскрыт в правом борту долины Катуни, в придорожном карьере в 1 км ниже устья Чуи. Отчетливый контакт ининской толщи и арбалойского аллювия наблюдается в обрыве левого склона долины Катуни, 5.5 км ниже устья р. Большой Яломан на протяжении почти 530 м.

По поводу генезиса толщи дресвяников ининской свиты не сложилось единого мнения. Некоторые исследователи формирование параллельно слойчатых дресвяников ининской толщи связывают с прохождением в плейстоцене по долинам рек Чуя и Катунь внезапных, гляциально обусловленных суперпаводков, отнеся их к «пойменной» фации суперпаводкого циклита. Б.М. Богачкин в 1981 г. считал, что обилие неокатанного материала и тонкая, подобная ленточной слоистость, свидетельствует об озерном

Рис. 1. Долина р. Малый Яломан, в интервале около 1800–2000 м от устья. Причленение высокой террасы, сложенной дресвяниками ининской толщи к высокой крупногалечной террасе.

генезисе этих осадков. Г.Я. Барышников в 1992 г. в долине Катуни и ее притоков в Яломано-Катунской зоне по распространению ининской толщи реконструировал короткоживущее долинно-подпрудное озеро.

Критериями озерного генезиса ининской толщи параллельно слойчатых дресвяников являются следующие признаки: захоронение, встречающихся в ней неокатанных остроугольных глыб и их скоплений, в непосредственной близости от места их обрушения со скалистого обрыва в бассейн со слабо подвижной водной средой осадконакопления, не унесенных потоком от места падения; лентовидная слойчатость дресвяников без следов размыва нижележащих слойков при формировании вышележащих слойков; вертикальный профиль циклитов, слагающих ининскую толщу, характеризующийся увеличением размера зерен снизу вверх, характерный для озерных отложений; хорошая сохранность дельтовых отложений рек, впадающих в озерный бассейн со слабой гидродинамикой. Хорошая сохранность их русловых отложений показывает, что это был достаточно крупный озерный бассейн. При впадении горной реки небольших размеров в быстро текущий поток суперпаводка, переносимый ей материал не смог бы сформировать отчетливо обособленных отложений. Частое присутствие в хорошо сортированных дресвяниках округленных ксенолитов, состоящих преимущественно из крупного галечников арбалойского аллювия с сохранившимися седиментологическими текстурами и достигающих до 1,5 м в поперечнике, свидетельствует об их отрыве от береговых обрывов ранее сформировавшейся толщи в мерзлом состоянии и холодных условиях существования ининского озерного водоема. Так как для стратификации осадков квартера Горного Алтая на данном этапе изучения лучше использовать только морфолитостратиграфические подразделения толщу темно-серых, параллельно слоистых дресвяников следует обозначить ининским лимнием.

Наиболее показательным для решения проблемы наличия или отсутствия в долине Катуни образований катастрофических гляциальных паводков ининского времени является участок в северной части Яломано-Катунской зоны, вблизи устья р. Бол. Ильгумень, где долина Катуни резко меняет простирание с северного на восточное почти под прямым углом, упираясь в гранитный массив, на поверхности которого наблюдается матрацевидные округлые глыбы, образовавшиеся за счет его выветривания. Впадающая в долину Катуни слева узкая долина р. Бол. Ильгумень находится с ней на одной прямой. Наиболее древние отложения, выполняющие долину Бол. Ильгуменя, представлены ининскими параллельно слоистыми дресвяниками, залегающими трансгрессивно без базального горизонта на гранитных глыбах, сползших с коренных склонов долины. Дресвяники прослеживаются вдоль долины Бол. Ильгуменя вверх по его течению на протяжении 1,5 км. Наличие ининских дресвяников в долине Бол. Ильгуменя свидетельствует, что она существовала в ининское время. При прохождении суперпаводка по долине Катуни долина Бол. Ильгуменя, находящаяся на его пути, должна была быть заполнена валунным и глыбовым материалом селевой фации паводкового циклита. Отсутствие грубозернистых паводковых отложений под дресвяниками в устьевой части долины Бол. Ильгуменя свидетельствует об отсутствии отложений гляциальных гигантских паводков в долине Катуни.

Сальджарская толща выделена Н.А. Ефимцевым в 1964 г. без выделения стратотипа, но он указал достаточно точный критерий определения ее объема – в эту толщу врезан комплекс террас, относимых им к низким (60-7 м). В связи с этим разрез в 500 м ниже устья Чуи, предложенный в качестве лектостратотипа в разрезе 110 м террасы И.Д. Зольниковым и А.А. Мистрюковым в 2008 г. не может являться таковым. В качестве лектостратотипа можно рассматривать разрез 55 м террасы в правом борту Катуни в интервале 200–500 м ниже устья Ини. В этом разрезе на раннеплейстоценовой башкаусской свите залегают две верхнеплейстоценовые аллювиальные толщи, верхняя из которых сформировалась во время размыва морены последнего оледенения.

Характерной особенностью базального слоя суперпаводкого циклита по представлениям И.Д. Зольникова является «задирание» его подошвы на борта долины с повышением более чем на 100 м. Единственным конкретным разрезом в трудах этого исследователя, в котором приводится описание такой особенности паводковых образований, является разрез четвертичных отложений вдоль левого притока Катуни р. Мал. Яломан, относимый им к сальджарской толще. По данным И.Д. Зольникова, в его монографии, опубликованной совместно с А.А. Мистрюковым в 2008 г., на с. 129 подошва сальджарской толщи маркируется слоем валунников с глыбами и галькой мощностью от 0,5 до 4 м. При этом базальный слой валунников поднимается вдоль правого борта долины Мал. Яломана более чем на 55 м от уреза воды в р. Катунь. Как показали детальные исследования в долине р. Мал. Яломан «горизонт валунника» залегает в виде узкой ленты шириной более 100 м вдоль его долины, образует 4 самостоятельных разновозрастных горизонта, находящихся на разных гипсометрических уровнях и последовательно ориентированных на разные уровни Катуни, в валунных горизонтах встречаются валуны, имеющие специфическую форму с пологими углублениями, бороздами, ямками, резкими гребнями. Эта особенность валунов, образующаяся в результате их длительного пребывания в неподвижном состоянии в одном положении в быстро текущем потоке небольших горных рек и подвергнутая обработке движущимся более мелким песчано-галечным материалом, была описана У.Х. Твенхофелом в 1932 г. Таким образом, базальный валунный горизонт сальджарской толщи представляет собой самостоятельные слои аллювия разновозрастных, хорошо выраженных в рельефе террас р. Мал. Яломан. В случае принадлежности слоя валунников к базальному горизонту паводкого циклита этот слой должен был иметь площадное распространение.

Таким образом, новые данные, полученные авторами в последнее время, противоречат гипотезе образования четвертичных отложений в долине р. Катунь в результате деятельности катастрофических суперпаводков. Отсутствие актуалистической модели формирования образований суперпаводков приводит к произвольному толкованию признаков, относящихся к различным генетическим типам отложений. Сравнительный анализ четвертичных отложений, условий их залегания и рельефа в долинах Чуи и Катуни с аналогичными образованиями долины р. Колумбия Колумбийского базальтового плато, являющимся классической, типовой территорией проявления гигантских катастрофических паводков после прорыва ледниковой плотины приледникового озера Миссула, показывает их резкие различия. Рельеф скэбленда (срезанной земли), развитый в этой долине образован преимущественно эрозионными формами – каналами глубиной до 120 м глубиной, огромными водобойными ваннами, каскадами сухих водопадов, создавшими сеть глубоких каньонов. Напротив, долины рр. Чуя и Катунь, представляют собой мощную зону накопления четвертичных отложений с хорошо сохранившимися аккумулятивными формами рельефа и не является территорией прохождения гигантских паводков, обладающих огромной эрозионной энергией.

Работа выполнена в рамках государственного задания (проект № 0330-2019-0017) и при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты № 19-05-00513 и № 20-05-00801).

УДК 551.79; 571.53

ОСОБЕННОСТИ ФРАКЦИОНИРОВАНИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ИСКОПАЕМЫХ КОСТНЫХ ОСТАТКАХ ИЗ РАЗРЕЗА ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МАЛЫЕ ГОЛЫ (ПРЕДБАЙКАЛЬЕ)

В.В. Иванова[1,7], А.А. Щетников[2,3,4,5], И.А. Филинов[2,5,7], А.Ю. Казанский[6,7], Г.Г. Матасова[7,8]

[1]ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, vargeo66@gmail.com
[2]Институт земной коры СО РАН, Иркутск, shch@crust.irk.ru, filinov@crust.irk.ru
[3]Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН, Иркутск
[4]Иркутский научный центр СО РАН, Иркутск
[5]Иркутский государственный университет, Иркутск
[6]Геологический факультет МГУ им. М.В.Ломоносова, Москва, kazansky_alex@mail.ru
[7]Геологический институт РАН, Москва
[8]Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, MatasovaGG@ipgg.sbras.ru

Проведен анализ распределения микроэлементов и лантаноидов в костных остатках и отложениях разреза Малые Голы. Показано, что по характеру и степени обогащения лантаноидами можно судить о физико-химических условиях фоссилизации и предположительном положении в разрезе подъемного палеонтологического материала.

Ключевые слова: Предбайкалье, Малые Голы, криогенез, редкоземельные элементы.

RARE EARTH ELEMENTS FRACTIONATION IN FOSSIL BONE REMAINS FROM PLEISTOCENE SITE MALYE GOLY (PREBAIKALIA)

V.V. Ivanova[1,7], A.A. Shchetnikov[2,3,4,5], I.A. Filinov[2,5,7], A.Yu. Kazansky[6,7], G.G. Matasova[7,8]

[1]FSBI «VNIIOkeangeologia», St. Petersburg, vargeo66@gmail.com
[2]Institute of the Earth’s Crust, SB RAS, Irkutsk, shch@crust.irk.ru, filinov@crust.irk.ru
[3]Vinogradov Institute of Geochemistry, SB RAS, Irkutsk
[4]Irkutsk Scientific Center, SB RAS, Irkutsk
[5]Irkutsk State University, Irkutsk
[6]Lomonosov Moscow State University, Moscow, kazansky_alex@mail.ru
[7]Geological Institute, RAS, Moscow
[8]Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, Novosibirsk, MatasovaGG@ipgg.sbras.ru

Analysis has been carried out of the distribution of trace elements and lanthanides in fossil bone remains and sediments of the Malye Goly section. It is brought into sight that by the nature and the degree of enrichment of lanthanides it is possible to draw conclusions on the physicochemical fossilization conditions and estimated position of atrifactual paleontological remains in the section.

Key words: Prebaikalia, Malye Goly, cryogenesis, rare earth elements.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-280

Местонахождение Малые Голы (53°56.111´ с.ш., 106°04.938´ в.д.) расположено в приустьевой части долины р. Анга, правом притоке реки Лены. Впервые оно было описано Н.А. Логачевым с соавторами (Логачев и др., 1964). В ходе ревизии разреза в 2015–2016 гг. было уточнено геологическое его строение, проведены литологогеохимические исследования слагающих его отложений, собран новый палеонтологический материал (Ербаева и др., 2017).

По данным этой работы разрез имеет двучленное строение (рис. 1). Верхняя часть разреза сложена склоновыми образованиями, подстилаемыми отложениями небольшого водотока. Они имеют характерный красноватый цвет и пестрый гранулометрический состав с неизменным доминированием продуктов разрушения пород верхоленской свиты верхнего кембрия. Под ними со стратиграфическим перерывом залегают зеленоцветные отложения ангинского аллювия.

Костные остатки мелких млекопитающих были собраны почти из всех слоев ангинской свиты (6–9, 11, рис. 1). Объектом исследования послужили костные остатки косули *Capreolus* sp., найденные *in situ* на глубине 5.4 м, и подъемный материал осыпи – остатки некрупной особи *Panthera spelaea* Goldfuss, представленные поврежденной нижней челюстью, изолированными зубами верхней челюсти (P3 и P4) и фрагментом межчелюстной кости с резцами. По этому образцу была получена ^{14}C дата 20540±80 BP KGM-IBn170035. Цель исследования заключалась в обосновании стратиграфической привязки подъемного палеонтологического материала.

Костные остатки и 10 образцов пород из разреза (интервал между образцами от 0.2 м до 1 м) были проанализированы методом ICP MS в лаборатории ИГХ СО РАН на содержание ряда элементов, включая редкоземельные элементы (РЗЭ). Для сравнения использовались результаты геохимических исследований костных остатков, найденных *in situ* в слоях разреза Усть-Одинский.

Привязка костных остатков к слоям разрезов производится на основе геохимической интерпретации особенностей фракционирования РЗЭ в костных остатках и вмещающих их осадках. Этот метод появился благодаря работам по изучению спектров распределения РЗЭ в ископаемых костных остатках для выявления переотложенного костного материала (Trueman, Benton, 1997; Trueman et al., 2006; и др.), которые установили, что: 1) разновозрастные слои в разрезе отличаются друг от друга по спектрам

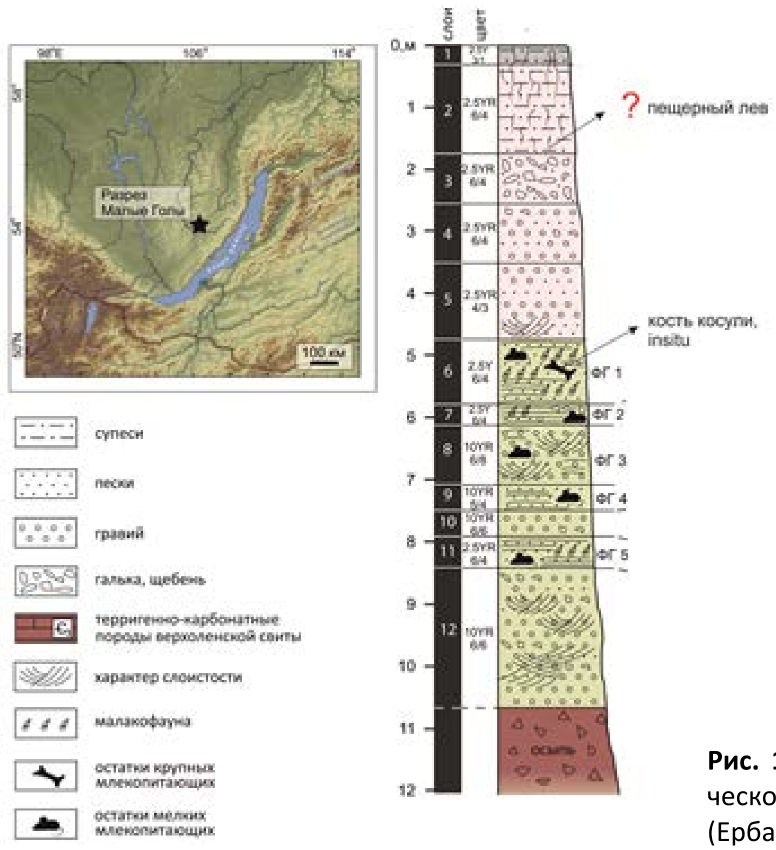


Рис. 1. Местоположение и литологическое строение разреза Малые Голы (Ербаева и др., 2017).

РЗЭ, 2) РЗЭ и другие микроэлементы поступают в костный материал в течение короткого промежутка времени после захоронения при ранних диагенетических изменениях костного апатита и 3) после этого спектр РЗЭ в костном материале остается постоянным, сохраняясь как запись условий седиментогенеза и диагенеза.

Результаты анализа полученных данных о химическом составе отложений разреза и костного материала позволяют сделать следующие выводы:

1. Кости и породы отличаются различным уровнем накопления элементов. Судя по однотипному виду распределения микроэлементов (нормированному на североамериканский сланец (NASC)), костные остатки пещерного льва принадлежат к тому же разрезу, что и кость косули, найденная *in situ* (рис. 2).

2. По содержанию лантаноидов изученные костные остатки резко различаются между собой (рис. 3). Это объясняется следующим: 1) кость косули более древняя по возрасту, соответственно, уровень накопления РЗЭ в ней будет выше; 2) кость косули, видимо, более пористая, что также объясняет высокие содержания РЗЭ. В кости косули установлены высокие содержания Mn, так же, как и в породах разреза. Видимо, мы наблюдаем проявление диффузии или присутствие иллювиированной примеси. На диаграмме видно, что минимальными содержаниями РЗЭ характеризуются отложения верхней части разреза (глубина 1–4 м). Видимо, кость льва находилась именно в этих отложениях.

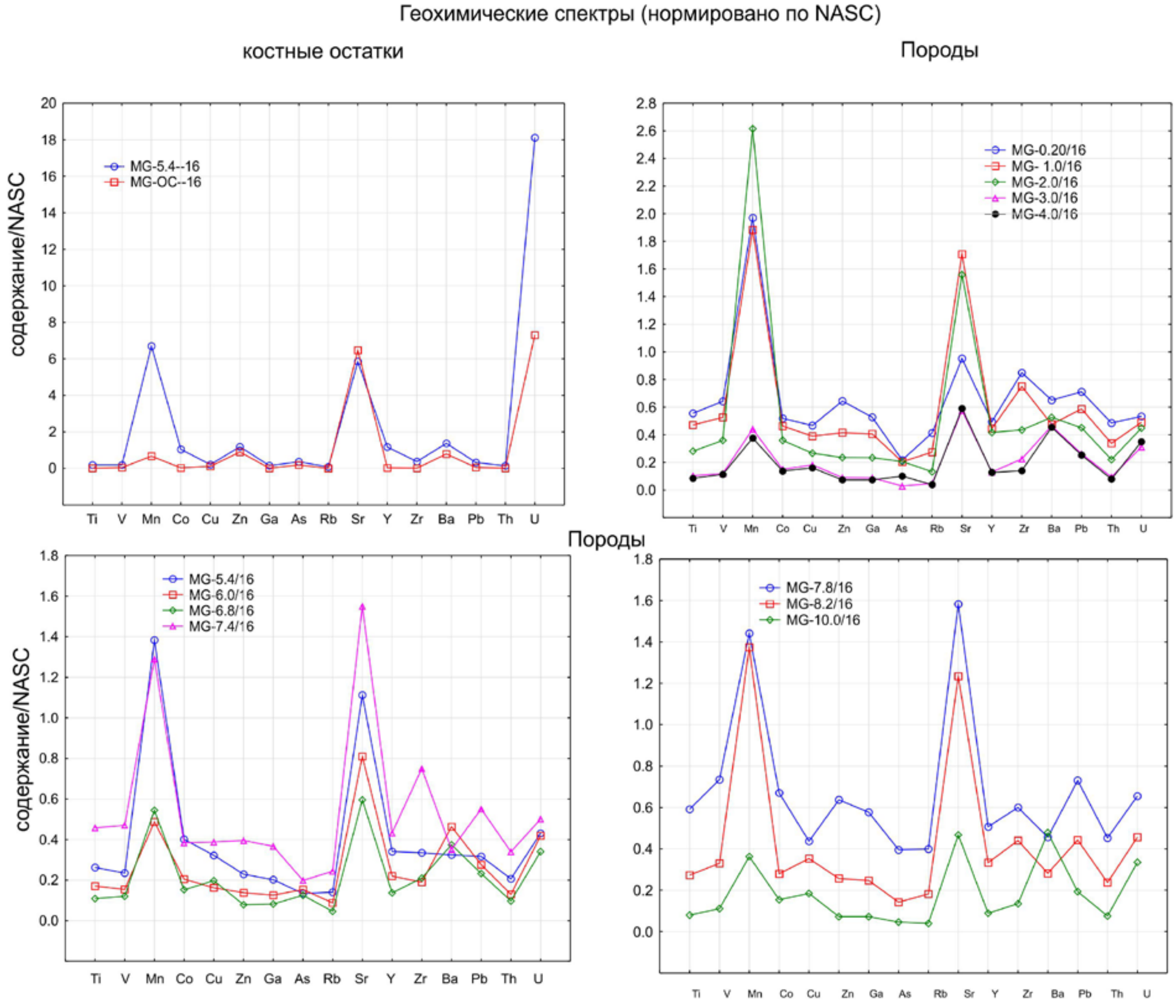


Рис. 2. Геохимические спектры распределения микроэлементов.

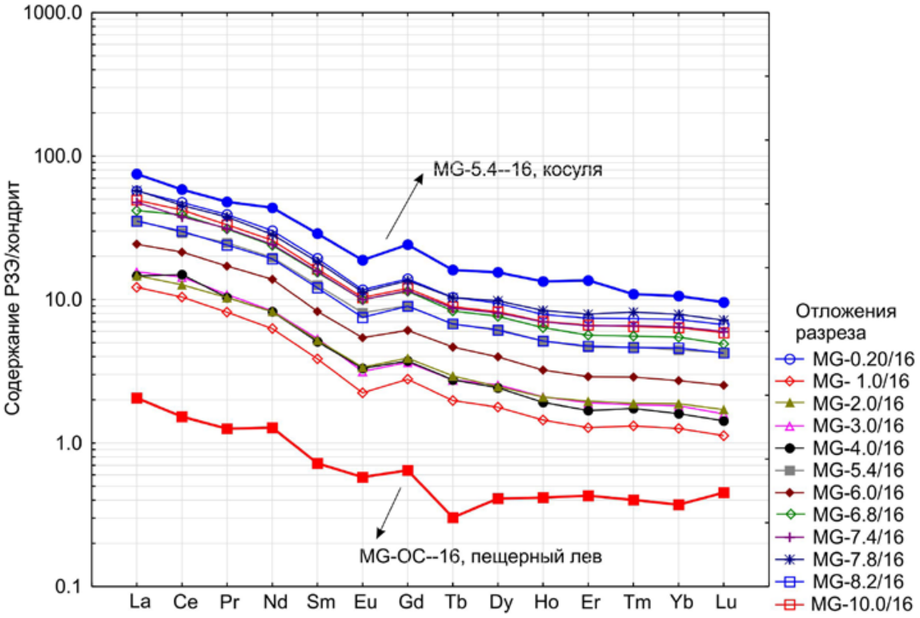


Рис. 3. Спектры РЗЭ пород и костных остатков (нормировано на хондрит).

3. Характер спектров распределения РЗЭ (рис. 3) в общем позволяет сказать, что обе кости принадлежат одному разрезу, но фоссилизировались в различных условиях: кость косули в более тонких по грансоставу отложениях, во влажной и теплой окислительной обстановке. Вид спектра кости льва однозначно по наличию тетрад-эффекта для третьей и четвертой тетрады лантаноидов, низким их содержаниям свидетельствует о фоссилизации этой кости в криогенных условиях (Иванова и др., 2020), что соответствует ее возрасту. Например, зубы грызунов МИС 2 из Усть-Одинского разреза иллюстрируют подобный вид спектра (рис. 4). Необходимо отметить, что в верхней части разреза (глубина 1–4 м) выражены проявления криогенеза: криотурбации, мерзлотные инволюции из подстилающих отложений.

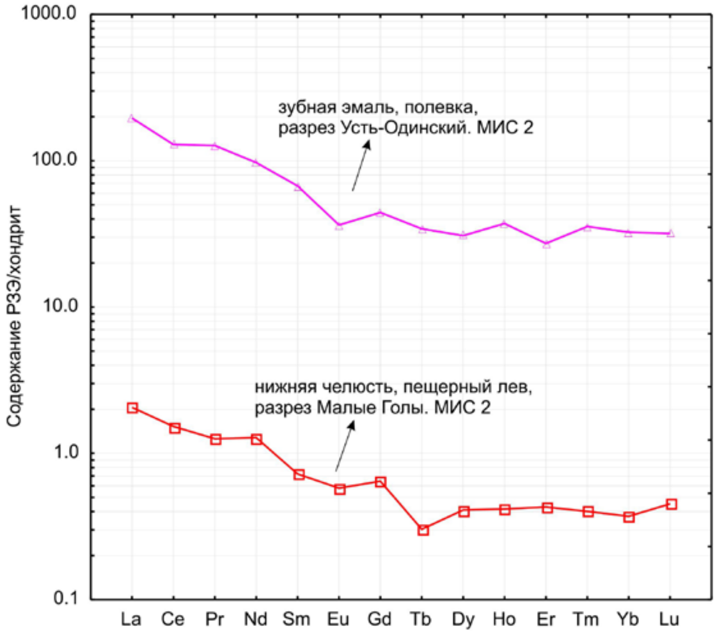


Рис. 4. Сопоставление спектров костных остатков, фоссилизированных в криогенных условиях в разных местонахождениях (нормировано на хондрит).

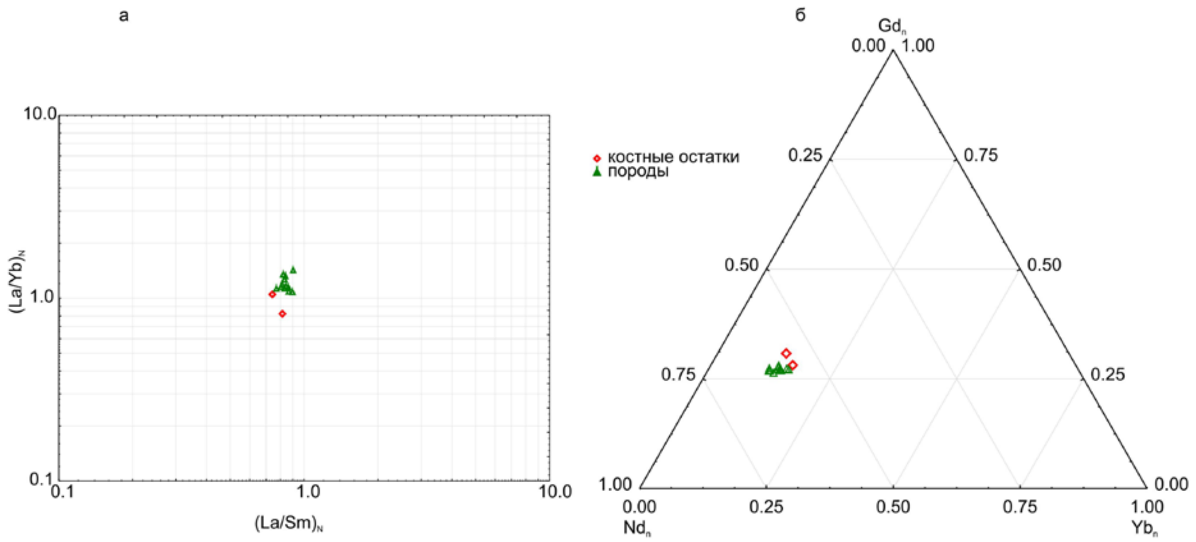


Рис. 5. Классификационные диаграммы. а– диаграмма в координатах La/Yb-La/Sm (нормировано на NASC); б – диаграмма в координатах нормированных содержаний Nd-Gd-Yb.

4. Расположение точек состава костных остатков на классификационных диаграммах (рис. 5а,б) также показывает: а) принадлежность костей к одному разрезу; б) различную физико-химическую обстановку фоссилизации костей. При доминировании сорбционных процессов отношение La/Yb возрастает, а La/Sm не изменяется. Процессы замещения в осадке могут быть связаны с изоморфным замещением Ca^{2+} в структуре аутигенных или породообразующих минералов (фосфатов, карбонатов и др.), что более характерно для ЛРЗЭ, или замещением (ионным обменом) катионов щелочных и щелочноземельных металлов в гексагональных углублениях межслоевого промежутка в структуре глинистых минералов (более характерно для СРЗЭ и ТРЗЭ).

В первом случае (фосфат, карбонат) при доминировании процессов замещения наблюдается увеличение отношения La/Sm, во втором (глинистые минералы) – уменьшение, при незначительном изменении отношения La/Yb. На диаграмме в координатах La/Yb-La/Sm (нормировано по NASC) (рис. 5а), видно, что кости косули (верхняя красная точка) фоссилизировались при доминировании сорбционных процессов, а кости льва (нижняя красная точка) – при доминировании процессов ионного обмена.

Таким образом, проведенный анализ показал, что по характеру и степени обогащения лантаноидами можно судить о физико-химических условиях фоссилизации и предположительном положении в разрезе подъемного палеонтологического материала.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (грант № 19-17-00216), РФФИ (гранты № 16-05-00586, 18-05-00215, 20-05-00247), Интеграционного проекта № 0341-2016-001 и проекта № 075-15-2019-866.

Литература

Ербаева М.А., Щетников А.А., Филинов И.А. и др. Новые данные по геологии и фауне местонахождения Малые Голы (Предбайкалье) // Бюлл. МОИП, отд. геол. 2017. Т. 92. №4. С. 27–33.

Иванова В.В., Ербаева М.А., Щетников А.А. и др. Опорный разрез Тологой (верхний кайнозой, Забайкалье): реконструкция условий осадконакопления // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 12. С. 1672–1691.

Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М.: Наука, 1964. 195 с.

Trueman C.N., Benton M.J. A geochemical method to trace the taphonomic history of reworked bones in sedimentary settings // Geology. 1997. V. 25. № 3. P. 263–266.

Trueman C.N., Behrensmeyer A.K., Potts R., Tuross N. High-resolution records of location and stratigraphic provenance from the rare earth element composition of fossil bones // Geochim. Cosmochim. Acta. 2006. V. 70. № 17. P. 4343–4355.

УДК 551.32

МОДЕЛИРОВАНИЕ МИС2 ЛЕДОВОГО ПОТОКА ЕВРАЗИЙСКОГО ЛЕДНИКОВОГО ЩИТА В СЕКТОРЕ БАРЕНЦЕВА МОРЯ: ПЕРВОЕ СРАВНЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ЧИСЛЕННОЙ МОДЕЛИ И ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

А. Кашдан[1], В.С. Шейнкман[2]

[1]*Группа палеогляциологических исследований, Монреаль, Канада, research@circucity.com*
[2]*Институт криосферы Земли Тюменского научного центра СО РАН, Тюмень, Россия*

Дно Баренцева моря это сложно построенный ансамбль положительных и отрицательных макроформ рельефа. Субаэральная поверхность, сформировавшиеся во время межстадиала между МИС3 и МИС2, могла быть здесь эродирована вследствие тектонического поднятия или понижения уровня океана. Затем Баренцево море было подвергнуто дальнейшей эрозии до его нынешней формы в результате последующего воздействия процессов, сопровождавших деградацию ледникового щита МИС2. Две граничные конфигурации дна ледникового щита (субаэральная топография и современная подводная батиметрия Баренцева шельфа) были использованы в качестве исходных данных для гляциологического моделирования ледниковых потоков в пределах ледникового щита, так что динамическая эволюция ледяных щитов максимального размера, определяемая исключительно по изменению высоты поверхности дна ледника, может быть идентифицирована. Модель ледникового потока запускалась в определенных граничных условиях на основе палеоклиматических и геологических данных, пока не была достигнута квазистабильность баланса массы по обеим граничным конфигурациям дна ледника. Было обнаружено, что простая параболическая поверхность ледяного покрова, образованная на плоской субаэральной поверхности, имеет значительные отличия по динамическому характеру в сравнении с ледниковым покровом, образованным на сегодняшней подводной батиметрии. Поэтому использовалась стохастическая модель поверхности дна ледника. Предварительное моделирование показало, что лед тек от центрального купола толщиной 1,2 км и трех локальных куполов толщиной 0,8 км основными потоками по желобам Медвежий и Зюйдкапский на запад. Значительно меньшими были потоки на север и восток, и небольшими более динамичными потоками на западе Баренцева шельфа, например, ледниковый поток по впадине Квейтехол.

Ключевые слова: поздний квартер, дегляциация, Баренцево море, гляциальная геоморфология, ледниковый и морской ледовый покровы, реконструкция ледниковых потоков, ледниковая динамика.

MIS-2 ICE FLOW SIMULATION IN THE BARENTS SEA SECTOR OF THE EURASIAN ICE SHEET: A FIRST COMPARISON OF NUMERICAL MODEL RESULTS AND GEOLOGICAL DATA

A. Kashdan[1], V.S. Sheinkman[2]

[1]*Paleoglaciology Research Group, Montreal, Canada, research@circucity.com*
[2]*Earth Cryosphere Institute, SB RAS, Tyumen*

The bottom of the Barents Sea is a complexly constructed ensemble of positive and negative terrain macroforms. The land surface of what is now the Barents Sea region may have been eroded to a sub-aerial platform, which was formed between MIS-3 and MIS-2, due to both tectonic uplift-induced and sea-level lowering-induced erosion processes. The Barents Sea was then further eroded into its present form by the subsequent action of ice sheets. Two bedrock configurations, representing the sub-aerial Barents Shelf topography and the largely submarine morphology of the present day, were used as input to a stochastic ice sheet model so that the dynamic evolution of the maximum sized ice sheets, caused solely by a change in bedrock elevation, could be identified. Our ice-sheet model was run under constant glacial environmental conditions, until mass balance stability was reached, over both bedrock configurations. The simple parabolic ice sheet surface, which formed on a flat sub-aerial bedrock platform, was found to be significantly different in dynamic character compared with an ice sheet developed on the present submarine bedrock topography. In this latter situation, the central ice dome is drained by ice streams in Bjomoyrenna, Storfjordrenna, and smaller outlet glaciers in the north and east of the ice sheet. Preliminary simulations showed that ice flowed from a central dome 1.2 km ice thickness and three local domes 0.8 km ice thickness.

Keywords: Late quaternary, Deglaciation, Barents Sea, Ice Sheet, Glacial geomorphology, Marine-based ice sheet, Ice stream reconstruction, Glacial dynamics.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-286

Введение. Поверхность дна Баренцева моря представляют собой сложно построенный ансамбль положительных и отрицательных макроформ рельефа с незавершенными тектоническими комплексами (Мусатов, 1996). Предыдущие реконструкции (Denton, Hughes, 1981; Grosswald, 1988; Lindstrom, MacAyeal, 1989; Tushingham, Peltier, 1991) в районе Шпицберген – Баренцево море показали полное покрытие наземным льдом Баренцевоморского шельфа толщиной 2,5 км Теоретическое формирование этого ледникового щита основано на двух предположениях о ледниковой среде. Во-первых, Баренцево море было покрыто постоянным морским льдом, который утолщался из-за относительно низкой скорости таяния, образуя шельфовый ледник (Hughes et al., 2016), и, как следствие, этот плавучий лед опускался на дно Баренцева моря. Во-вторых, ранее 20 тыс. л. н. было достаточное количество твердых осадков во время ледникового цикла для образования мощного покровного оледенения наподобие Гренландского ледникового щита (Denton, Hughes, 1981). Эти предположения не верны: по данным (Шейнкман, Плюснин, 2015) восточная часть Арктического бассейна не могла полностью промерзнуть, а в работе (Siegert, Dowdeswell, 1995) на основе гляциологического моделирования показано, что над северо-западной частью Баренцева моря ранее 20–18 тыс. л. н. ледниковый щит имел значительно меньшие размеры. Сегодня не имеется репрезентативных данных для оценки обоснованности этих двух предположений для позднего квартера. Следовательно, чтобы определить максимально возможные размеры ледникового покрова, с учетом шельфовых ледников и прилегающего морского льда, необходимо повторное моделирование на основе новых данных, таких, например, как база данных DATED-1 (Hughes et al., 2016).

Материалы и методы исследования. Авторы использовали в данной работе продольно-связанную одномерную модель ледяного потока (интегрированную по глубине), и на данном этапе моделирование проведено по профилю нижней части Зюйдкапского желоба. Эта модель позволяет вычислить скорость изменения толщины льда (∂H / ∂t) в соответствии с законом сохранения массы (Colgan et al., 2012a). Для создания динамической равновесной геометрии льда и полей скорости модель ледяного потока была запущена по режиму 1000-летней ритмики, которая была инициализирована с использованием современной геометрии льда и условий климата со среднегодовой температурой –15°C в районе шельфа ледника и –17°C в районе ледниковых куполов со среднегодовыми осадками 300 мм на ледниковых шельфах и 200 мм в зоне питания ледникового щита (Pelto et al., 1990). Подход характеризует динамическое равновесие как переходное решение системы уравнений, которое не показывает значительных изменений толщины льда ($| \partial H / \partial t | < 1$ м / год) в течение последних 100 лет раскрутки (Colgan et al., 2012b) (рис. 1).

Результаты и их обсуждение. Предыдущие реконструкции, предсказывающие полное оледенение Баренцевомрского шельфа (Denton, Hughes, 1981; Hughes, 1987; Grosswald, 1988; Tushingham, Peltier, 1991), показывают, что центр оледенения находился над центральной частью Баренцева моря (Schytt et al., 1968). И это не так для нашей реконструкции, где центр определялся с учетом изостатический отпечатков поднятия и направлений движений ледниковых потоков, полученных на основе петрографического и морфологического анализа псефитового материала и геофизических данных.

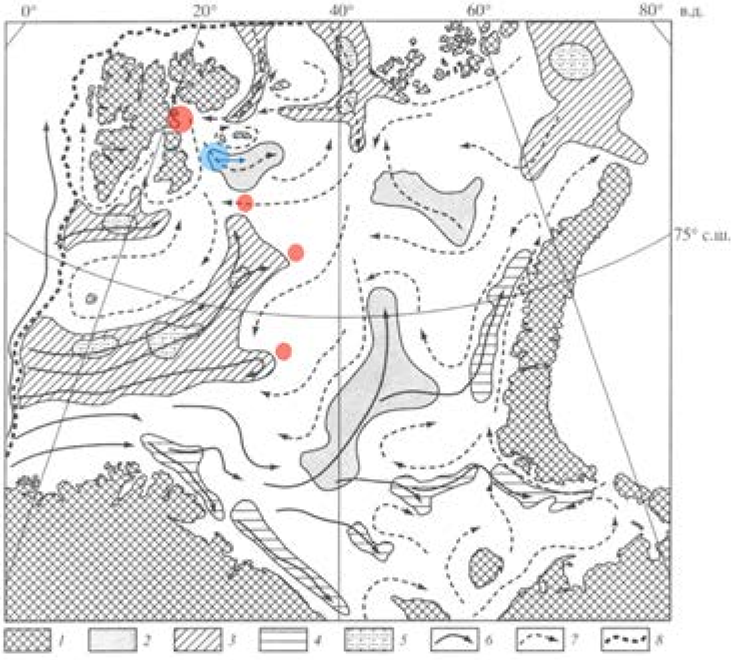


Рис. 1. Схема основных поверхностных морских течений, повлиявших на дегляциацию ледникового щита и главных отрицательных структур Баренцева моря (Митяев и др., 2007). 1 – суша; 2 – крупные внутренние котловины; 3 – краевые желоба; 4 – внутренние желоба; 5 – локальные впадины внутри краевых желобов; 6 – теплые поверхностные течения; 7 – холодные поверхностные течения; 8 – бровка континентального склона; Большим красным кружком показан ледниковый купол толщиной 1,2 км, маленькими кружками локальные купола толщиной 0,8 км. Синий кружок показывает ключевой участок в нашем предварительном моделирование и стрелка указывает направление течения ледникового палеопотока в желобе Ольги на восток (Patton et al., 2015, Kurjanski et al., 2019).

Высота прошлых береговых линий над нынешним уровнем моря является важным ограничением для объемов прошлых ледниковых щитов, и имеет решающие значение для ограничения местоположения максимальной изостатической нагрузки, а также относительного времени дегляциации. На сегодняшний день имеется достаточное количество данных абсолютного возраста и высоты береговой линии на Шпицбергене, Земле Конга Карла, Земле Франца-Иосифа и Новой Земле. На основе этих данных был определен район относительно максимальной нагрузки ледникового щита на подстилающую поверхность в позднем плейстоцене. И этот район распространяется над северной частью Баренцева моря и восточной частью Шпицбергена (Forman et al., 2004).

Наша предварительная модель была построена с постоянными входными данными, представляющими условия максимума ледникового покрова и характеризующими климатическую обстановку на поверхности ледника и геоморфологических условия на дне ледника. Прогон модели заканчивается, когда достигается равновесие в отношении баланса массы ледникового покрова. Таким образом, размеры образовавшихся ледниковых щитов можно рассматривать как максимумы, которые возможны для принятых в модели климатических и геоморфологических условий.

Выводы. Модель ледникового щита с покрытым им шельфом и откалывающимися айсбергами изначально инициировалась и запускалась с помощью метода Монте Карло (Colgan et al., 2012b) при определенный климатических и геоморфологических граничных условиях, указывающих на условия максимума ледникового покрова. Прокрутка модели была до тех пор пока не была достигнута квазистабильность в отношении баланса массы. Результаты описывают максимальные размеры ледникового покрова, которые могут быть рассчитаны в наложенных условиях. В ходе гляциологического моделирования была пока предварительно определена общая площадь наземного Баренцевоморского ледникового щита с шельфовыми ледниками, берущего начало от Шпицбергена, до зоны выхода айсбергов в Баренцево море в пределах шельфовых ледников.

Ледниковый щит достигал квазиустойчивого состояния на разных этапах с определенным подводным рельефом Баренцева моря в течение времени, заданного при моделировании ледниковых потоков. Временной интервал для компьютерного моделирования составлял от интерстадиала (Patton et al., 2015) около 28,8 тыс. л. н. до а) глобального максимума похолодания в интервале 21 тыс. лет, б) начала фазы нестабильности ледника с 18 тыс. л. н. Ледниковый щит имел центральный ледниковых купол ближе к архипелагу Шпицберген в верховьях Зюйдкапского желоба и небольшие купола как ледораздел в верховьях Медвежьего желоба.

В предыдущих работах (Siegert, Dowdeswell, 1995), на основе гляциологического моделирования, мощность льда была 1,9–2,2 км, высота 1,2–1,5 км над уровнем моря. Наше моделирование предварительно показало, что, когда субаэральная поверхность использовалась в качестве начального входа данных поверхности дна ледника, образовавшийся ледниковый щит 20–18 тыс. л. н. имел простой параболический профиль с максимальной толщиной 1,2 км, 0,8 км над уровнем моря, и с относительно высокой скоростью движения льда – до 125 м/год ближе к западным шельфам и на самом шельфе. Таким образом, направления линий течения и скорость движения льда на ледниковом щите Шпицберген – Баренцево море контролировалось конфигурацией поверхности дна ледника. Ледяной щит тек от центрального купола основными ледниковыми потоками в пределах желобов Медвежий и Зюйдкапский, и относительно небольшими потоками на северной и восточной окраине Баренцева моря и локальными быстрыми потоками на западе, по типу потока по впадине Квейтехол вблизи о. Медвежий.

В случае ледникового потока по желобу Медвежий значительное увеличение скорости льда было вызвано углублением ледникового желоба. Это увеличение скорости льда могло привести к увеличению объема ледниковых отложений, переносимых ледяным потоком к конусу выноса материала желоба Медвежий. Таким образом, образование прогиба в устье конусов Медвежий и Зюйдкапский может быть объяснено быстрым увеличением скорости ледника перед стадией его отступания и разрушения, и увеличением ледникового и флювиогляциального осадконакопления на стадии деградации оледенения.

Текущие и предстоящие сейсмические и литологические исследования конусов в устьях Медвежий и Зюйдкапский, а также впадин – таких как Квейтехол в западной части Баренцева моря, впадин в северной части рядом с Землей Франца-Иосифа и в районе островов Белый – Виктория, дадут возможность анализировать более точно ситуацию. Это касается времени формирования, продолжительности и скорость седиментации на континентальной окраине Баренцева шельфа на протяжении всего четвертичного периода. Результаты нашего исследования могут быть в дальнейшем использованы в качестве граничного условия для будущего более детального моделирования палеогляциологических обстановок с учетом влияния как подледниковой эрозии, так и переноса ледниковых и айсберговых отложений в районе и за пределами Баренцевоморского шельфа.

ЛИТЕРАТУРА

Митяев М.В., Хасанкаев В.Б., Голубев В.А. Желоба Баренцева моря – современные каналы транспортировки или ловушки осадочного вещества? // Арктика и Антарктика. 2007. Вып. 5(39). С. 72–79.

Мусатов Е.Е. Неотектоника арктических континентальных окраин // Физика Земли. 1996. № 12. С. 72–78.

Шейнкман В.С., Плюснин В.М. Оледенение севера Западной Сибири: спорные вопросы и пути их решения // Лед и Снег. 2015. No 1 (129). С. 103–120. doi: 10.15356/IS.2015.01.09.

Colgan W., Rajaram H., Anderson R.S. et al. The annual glaciohydrology cycle in the ablation zone of the Greenland ice sheet: Part 2. Observed and modeled ice flow // Journal of Glaciology. 2012a. No 58 (207). P. 51–64.

Colgan W., Pfeffer W. T., Rajaram H. et al. Monte Carlo ice flow modeling projects a new stable configuration for Columbia Glacier, Alaska, c. 2020 // The Cryosphere. 2012b. No 6 (6). P. 1395–1409.

Denton G.H., Hughes T.J. The Last Great Ice Sheets. New York: Wiley, 1981. 484 pp.

Forman S.L., Lubinski D.J., Ingolfsson O. et al. A review of postglacial emergence on Svalbard, Franz Josef Land and Novaya Zemlya, northern Eurasia // Quat. Sci. Rev. 2004. No 23(11–13). P. 1391–1434.

Grosswald M.G. An Antarctic-style ice sheet in the northern hemisphere: toward a new glacial theory // Polar Geogr. Geol. 1988. No 12. P. 239–267.

Hughes T.J. The marine ice transgression hypothesis // Geogr. Ann. 1987. No 69 P. 237–250.

Hughes A.L., Gyllencreutz R., Lohne Ø.S. et al. The last Eurasian ice sheets–a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1 // Boreas. 2016. No 45 (1). P. 1–45.

Kurjanski B., Rea B.R., Spagnolo M. et al. Morphological evidence for marine ice stream shutdown, central Barents Sea // Marine Geology. 2019. No 414. P. 64–76.

Lindstrom D.R., MacAyeal D.R. Scandinavian, Siberian, and Arctic Ocean glaciation: effect of Holocene atmospheric CO2 variations // Science. 1989. No 243. P. 628–631.

Patton H., Andreassen K., Bjarnadóttir L.R. et al. Geophysical constraints on the dynamics and retreat of the Barents Sea ice sheet as a paleobenchmark for models of marine ice sheet deglaciation // Reviews of Geophysics. 2015. No 53(4), P. 1051–1098.

Pelto M.S., Higgins S.M., Hughes T.J., Fastook J.L. Modeling mass-balance changes during a glaciation cycle // Annals of Glaciology. 1990. No 14. P. 238–241.

Schytt V., Hoppe G., Blake Jr. W., Grosswald M.G. The extent of the Würm glaciation in the European Arctic: A preliminary report about the Stockholm University Svalbard Expedition 1966 // International Association of Scientific Hydrology, General Assembly in Bern 1967. 1968. No 79. P. 207–216.

Siegert M.J., Dowdeswell J.A. Modelling ice sheet sensitivity to Late Weichselian environments in the Svalbard-Barents Sea region // J. Quat. Sci. 1995. No 10. P. 33–43.

Tushingham A.M., Peltier W.R. A new global model of Late Pleistocene deglaciation based upon geophysical predictions of post glacial relative sea level change // J. Geophys. 1991. No 96. P. 4497–4523.

УДК 569.722

ДРЕВНЕЙШИЕ НОСОРОГИ КУРТАКА (КРАСНОЯРСКОЕ ВОДОХРАНИЛИЩЕ)

А.М. Клементьев[1], В.В. Лаптенок[2]

[1]Институт земной коры СО РАН, Иркутск, klem-al@bk.ru
[2]КГБУ "Дирекция природного парка "Ергаки", Красноярск, lapvl@mail.ru

В последние годы на известном Куртакском участке Красноярского водохранилища были осуществлены сборы ископаемого материала. Среди многочисленных костей позднеплейстоценовой сохранности обнаружены сильно фоссилизованные кости ископаемых носорогов. Изучение этих остатков позволило выделить плиоценовый и раннеплейстоценовый типы сохранности. Морфологическое изучение позвонка плиоценового носорога говорит о его приспособлении к питанию лиственными кормами. Метаподиальные кости раннеплейстоценового носорога позволяет отнести его к линии носорогов центрально азиатского происхождения: *Coelodonta nihowanensis.* Это первая находка данного вида на территории России.

Ключевые слова: Куртак, Красноярское водохранилище, носороги, нижний плейстоцен, плиоцен.

THE ANCIENT KURTAK'S RHINO (KRASNOYARSK RESERVOIR)

A.M. Klementiev[1], V.V. Laptenok[2]

[1]Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk, klem-al@bk.ru
[2]Ergaki nature park, Krasnoyarsk, lapvl@mail.ru

Kurtak is the well-known section of Siberia. Numerous fossil mammals have been found here in recent years. Remains of ancient Pliocene and early Pleistocene rhinoceroses have been identified among the numerous bones. Morphometric studies have been conducted. The vertebral structure of the Pliocene rhinoceros indicates its adaptation to foliage eating. The Early Pleistocene rhinoceros is identified by its metatarsal bones. This allows to attribute it to the lineage of rhinoceroses of Central Asian origin: *Coelodonta nihowanensis*. This is the first finding of this species in Russia.

Key words: Kurtak, Krasnoyarsk reservoir, rhinoceroses, Lower Pleistocene, Pliocene.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-291

Куртак является опорной точкой изучения позднеплейстоценовых отложений среднего Енисея (Haesaerts at al., 2005). Куртакский район известен в археологической литературе и находится в пределах левого берега Приморского плеса Красноярского водохранилища (Вышегородцев и др., 2005). Млекопитающие позднеплейстоценовой эпохи достаточно хорошо известны в этом районе и описаны многими исследователями (Мотузко, Орешников, 2007а, 2008а, б; Васильев, Оводов, 2009; Маликов, 2015; Foronova, 2006; Motuzko, Oreshnikov, 2010). Здесь также известны более древние отложения, охарактеризованные фауной микромаммалий (Круковер, 1998; Дроздов и др., 2005). Согласно морфологии зубов грызунов этой фауны, древнейшие четвертичные отложения на Куртаке относятся ко времени 1,1–1,4 млн. л.н. Периодически в Куртакских разрезах и в подъемном материале обнаруживают и остатки древних крупных млекопитающих. Здесь in situ были обнаружены черепа санмэньской лошади (Горшков, 1966) и бизона Шетензака (Шпанский и др., 2020). После заполнения ложа Красноярского водохранилища, на пляжах находят ископаемые кости млекопитающих заведомо древнее позднеплейстоценового возраста (Гуляев, 1998; Мотузко, Орешников, 2007б; Оводов, Тарасов, 2009; Маликов, Бондарев, 2018). За последнее десятилетие, благодаря подъемным сборам, удалось также зафиксировать отдельные остатки ископаемых млекопитающих различной таксономической принадлежности. В нашей работе внимание уделено остаткам носорогов.

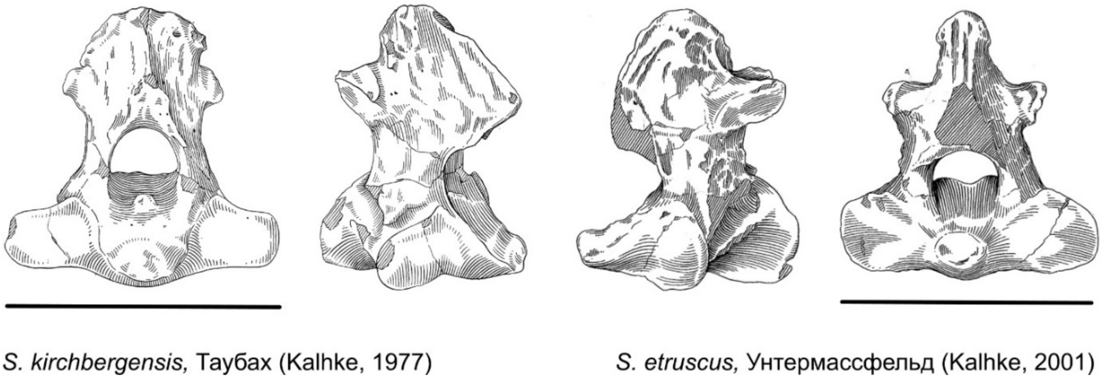
Тело эпистрофея (рис. 1, табл. 1). Цвет кости охристый, на разломах светло-желтый. Костная ткань плотная, минерализация сильная, удельный вес небольшой. При поскабливании ощущается интенсивный запах йода, звук при перекладывании тонкий, «фарфоровый». Имеются небольшие примазки глин коричневого оттенка и «журавчики» карбонатов серо-коричневых цветов. По опыту исследований образцы такой сохранности имеют возраст не моложе плиоценового времени, т.е. более 2,6 млн. л.н.

Эпистрофей имеет довольно длинное тело, широкую переднюю суставную поверхность, сильно выступающий вперед зубовидный отросток. Лопасти переднего сустава прямоугольной формы, сходятся под углом вперед и немного вверх. На нижней поверхности тела продольный срединный киль не сохранился, по бокам от него ровная вентральная поверхность. В краниальной части по обе стороны от киля имеются некрупные гребешки вентрального атланто-осевого сухожилия, они асимметричны. Отверстие сосудистого канала при взгляде спереди скрыто суставной поверхностью (как у *Coelodonta* (Черский, 1891)), диаметр канала составляет 12 мм. Самым важным отличием является расположение лопастей переднего сустава относительно тела. Лопасти сходятся краниодорсально под небольшим углом. У представителей рода *Stephanorhinus*

Rhinoceros sp., Куртак

Diceros bicornis, Африка (Pales, Garcia, 1981)

Coelodonta antiquitatis, Куртак



S. kirchbergensis, Таубах (Kalhke, 1977)

S. etruscus, Унтермассфельд (Kalhke, 2001)

Рис. 1. Вторые шейные позвонки (epistropheus) носорогов и морфология их передней суставной поверхности.

Табл. 1

Размеры вторых шейных позвонков (epistropheus) носорогов из Сибири и Европы

Промер, мм	Куртак	*S. etruscus*		*S. kirchbergensis*	*C. antiquitatis*	*C. antiquitatis*
		Унтермассфельд (Kahlke, 2001)	Европа (Fortelius at al., 1993)	Таубах (Kahlke, 1977; n=4)	Балаганск (Черский, 1891)	Польша (Borsuk-Bialynicka, 1973)
1. Наибольшая длина тела	ca113,6	120,6	117; 112	122,6–136,1	128	116–131
2. Наименьшая длина канала позвонка	51,0	46	-	45,5–50,4	-	-
3. Наибольшая ширина поверхности краниального сустава	167,4	144	134; 129	-	143,5; 141,5	140–170
4. Ширина зуба эпистрофея в основании	38,2	42,5	-	-	-	-
5. Ширина краниальная позвоночного канала	~45	41,0	-	-	-	-
6. Наименьшая ширина тела позвонка	75,0	74,5	(100); 78	-	-	120–137
7. Наибольшая ширина каудальной суставной поверхности (позвоночной ямки)	59,5	48	(69); 47	65,8–69,1	58; 62	60
8. Высота каудальной поверхности сустава (позвоночной ямки)	60,3	59,0	-	68,3–76,3	77	74
Индекс 7:3 %	35,5	33,3	51,5; 36,4	-	40,4; 43,8	42,9

и современных южноазиатских носорогов они сходятся краниально (Черский, 1891), у шерстистого носорога краниовентрально (Borsuk-Bialynicka, 1973). На рисунке 1 приведены примеры для сравнения этих отличий. В то же время выступание и форма зубовидного отростка очень похоже на *C. antiquitatis*, а большой размах краниального сустава напоминает древних европейских стефанорин (табл. 1). В связи с фрагментарностью образца позвонка и редкостью сведений по этому элементу скелета, предварительно относим его к *Rhinoceros* sp. Расположение суставных поверхностей краниального сустава свидетельствует о довольно примитивном строении и, вероятно, о листоядности обладателя этот позвонка.

Анатомическая связка плюсневых (III+IV) костей. Замковое соединение метаподий (Mc, Mt), при захоронении укрепленное связочным аппаратом сухожилий, нередко встречается в различных типах захоронений. Такие анатомические комплекты пястных костей шерстистого носорога были найдены на палеолитическом объекте Каменка (Клементьев, 2005) и на Куртаке в 2017 году. Пястные и плюсневые кости носорогов в сочленении встречаются относительно часто (Млекопитающие..., 1966; Teilhard de Chardin, Piveteau, 1930; и др.).

Кости плюсны (табл. 2) светло-желтого цвета, прокрас равномерный по всей толщине. Костная ткань плотная, минерализация сильная, кости тяжелые. При поскабливании ощущается слабый запах йода, звук при перекладывании звонкий. В углублениях костей имеются плотные карбонатные стяжения («бобовины», «кутаны») серого цвета. Наиболее близкие аналогичные по сохранности сибирские материалы известны из местонахождений Тологой (средняя толща), Засухино (третья толща) и Моген-Бурен. Сравнение плюсневых костей куртакского древнего носорога с представителями разных видов целодонтов и стефаноринусов показало их наибольшее сходство с древними целодонтами. В силу сложности диагностики метаподий носорогов приводим подробное описание материала.

Табл. 2

Размеры плюсневых костей (Mt III и Mt IV) носорогов Сибири, Китая и Европы

Образец							*C. antiquitatis*			
	Куртак	*C. nihowanensis*	*S. megarhinus*	*S. etruscus*	*S. kirchbergensis*		Хотык	Хадаска (III), Варварина Гора (IV)	Краснотуранск (Маликов, 2015), Куртак	Европа (Guerin, 1980, tabl. 153, 154)
Регион	Минусинская котловина	Китай (Tong, Wang, 2014)	Забайкалье (Fukuchi at al., 2009)	Германия (Kalhke, 2001 tabl. 48, 49)	Германия (Kalhke, 1977)	Европа (Guerin, 1980, tabl. 153, 154)	Забайкалье		Минусинская котловина	
Metatarsus III										
Промер			Среднее (n)	Среднее (n)		Среднее (n)				Среднее (n)
1. L	178,2	179	212,4	192,9 (7)	204,2	209,1 (10)	161,0	187,0	184,0; 175,0	166,5 (77)
2, DAP prox.	45,3	-	50,5	47,3 (7)	53,3	50,6 (10)	-	52,0	51,0; 51,1	47,4 (73)
3. DT prox.	57,2	55	62,5	54,3 (7)	63,7	61,3 (12)	-	62,2	61,3; 64,3	57,2 (84)
4. DAP dist.	41,0	-	47,5	41,2 (7)	54,2	49,3 (11)	44,7	50,0	47,0; 47,0	45,4 (74)
5. DT max dist.	52,7	51	68,2	55,9 (7)	73,9	71,4 (10)	53,4	57,6	61,1; 58,2	54,9 (76)
6. DT dia.	41,2	-	57,7	41,8 (7)	53,5	56,0 (11)	44,5	44,7	49,9; 46,7	47,2 (80)
Индексы, %		-								
3/1	32,1	30,7	29,4	26,0–30,7	31,2	-	-	33,3	33,3; 36,7	-
6/1	23,1	-	27,2	20,5–23,1	26,2	-	27,6	23,9	27,1; 26,7	-
5/1	29,6	28,5	32,1	27,6–30,8	36,2	-	33,2	30,8	33,2; 33,3	-
3/2	126,3	-	123,8	103,9–119,3	119,5	-	-	119,6	120,2; 125,8	-
Metatarsus IV										
1. L	-	-	-	166,3 (5)	182,6; 188,8	178,2 (3)	141,6	150,7	~141,0	144,9 (40)
2. DAP prox.	42,9	-	43,6 (7)	39,9 (5)	49,8; -	47,2 (6)	-	-	43,7	44,3 (39)
3. DT prox.	41,0	-	52,8 (7)	44,8 (5)	46,2; 48,0	50,1 (6)	-	-	46,0	46,5 (37)
6. DT dia.	30,3	-	33,6	30,8 (5)	37,8; 36,7	34,8 (4)	25,3	28,5	26,0	30,5 (40)

Правая плюсневая кость (рис. 2). Кость относительно стройная, эпифизы развиты пропорционально. Проксимальная фасетка в общем треугольная, с крупной сосудистой вырезкой в месте сочленения с Mt IV. Латеральный край этой фасетки немного выше медиального. Крупные фасетки для четвертого метатарса расположены под тупым углом друг к другу. Передняя имеет субтреугольную форму, лежит в медиолатеральной плоскости кости; задняя – округлая, прилегает к проксимальной фасетке под прямым углом и лежит в саггитальной плоскости кости. Фасетки для второй плюсневой кости отчетливые, передняя крупная, трапециевидная, задняя мельче, выпуклая, ланцетовидная. Вентральная ямка на диафизе отсутствует. Передняя поверхность дистального сустава ровная, на задней наличествует саггитальный киль и два желоба. По длине третья плюсневая кость уступает размерам *Stephanorhinus* из Европы (Fortelius et al., 1993) и Забайкалья (Fukuchi at al., 2009) (табл. 2), но превышает позднего китайского представителя этого рода (171,7 мм; Tong, Wu, 2010). По массивности эпифизов превышает представителей *Stephanorhinus* из Европы и отличается от них углом направления передней фасетки для MtIV. У *S. kirchbergensis* задняя фасетка для mtII крупнее передней (Guérin, 1980). Имеются лишь единичные сведения о размерах средней плюсневой кости нихэваньского целодонта (Tong, Wang, 2014), жившего 1,4–1,7 млн. л.н. Сходство с этим носорогом заключается в сходных размерах и одинаковых пропорциях кости, контакте проксимальной фасетки с задней фасеткой для MtIV, в выпуклости задней фасетки для MtII (передняя фасетка на фото (Tong, Wang, 2014, fig. 8-G1) не видна).

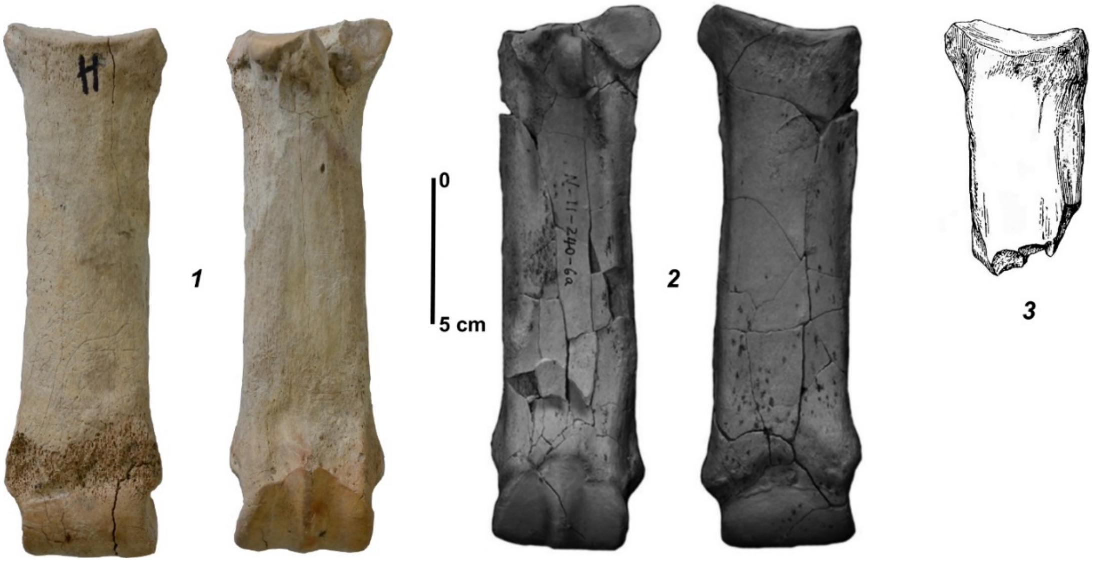


Рис. 2. Третьи плюсневые кости носорогов рода *Coelodonta*: 1. Куртак; 2. Нихэвань (Tong, Wang, 2014, fig.8, *G1,2*); 3. Тологой (Млекопитающие…, 1966, рис. 64, *2*).

Отличия незначительны: бо́льшая массивность эпифизов, отсутствие вентрального диафизарного желоба. Для тологойского носорога (Млекопитающие…, 1966) известно отсутствие фасеток для MtII и размеры верхнего эпифиза: ширина и трансверсальный диаметр соответственно 50–52 х 40–46 мм. Сходство наблюдается по переднезаднему поперечнику кости. Проксимальная ширина куртакского экземпляра заметно больше и подходит нихэваньскому виду (табл. 1). Отношение проксимальной ширины к поперечнику для Mt III *C. tologojensis* составляют 108,7–130,0 %, максимальное значение заметно превышает данные для стефаноринов (табл. 2). У куртакской кости также большой показатель этого индекса, соответствующий роду *Coelodonta*.

Проксимальный фрагмент правого Mt IV. Проксимальная фасетка (для кубоидной кости) четырехугольная трапециевидная, с округленным дорсальным краем, вогнутая посредине спереди назад. Передняя фасетка для третьей плюсневой кости полукруглая, высота ее больше половины длины (14,8 х 20,0 мм). Она образует на контакте с верхней фасеткой угол <90°. Задняя фасетка для Mt III округлой формы, отделена от проксимальной фасетки широкой перемычкой. Плантарный проксимальный связочный бугор не достигает уровня кубоидной суставной фасетки. Медиальная мозолистость диафиза в виде продольного валика размерами 51,1 х 18,2 мм. Поперечник диафиза округло-треугольный с тремя выраженными продольными ребрами. По размерам верхнего эпифиза и диафиза этот экземпляр уступает представителям рода *Stephanorhinus* (Fortelius et al., 1993) (табл. 2), а также *Elasmotherium peii* из Нихэваня (Teilhard de Chardin, Piveteau, 1930; Tong at al., 2018*)*. Морфологические признаки также свидетельствуют об отличиях. *S. megarhinus* из Удунги (Fukuchi at al., 2009) имеет выступающий плантарный проксимальный связочный бугор, форма кубоидной фасетки субтреугольная. Для *S. etruscus* также характерны эти признаки (Kalhke, 2001, tafel 90). У *S. kirchbergensis* отличия еще более значительные: при взгляде сверху дорсальный край проксимальной фасетки имеет прогиб, этот край имеет отчетливый перелом с передней фасеткой для третьей плюсневой кости, совершенно другие очертания фасеток для Mt III, округлый поперечник диафиза без резких перегибов по контуру (Guérin, 1980). У тологойского носорога приводятся размеры верхнего эпифиза – ширина и поперечник соответственно составляют 40–44 и 40–44 мм (Млекопитающие…, 1966) и заметно меньше куртакского обазца. Небольшие отличия от нихэваньского и тологойского носорогов могут говорить в пользу как географической изменчивости, так и хронологического вариетета куртакской находки. Поэтому, до находки полных плюсневых костей, достоверно принадлежащих тологойскому носорогу, относим найденные кости к *C. nihowanensis.* Это первая находка данного вида на территории России. Дополнительным фактором геологического возраста этой находки в пределах раннего плейстоцена (ок. 1,1–1,4 млн. л.н.) может служить наличие ассоциации микромаммалий с *Prosiphneus* sp., *Allophaiomys pliocaenicus*, *Prolagurus pannonicus*, *Mimomys intermedius* на одном из участков Куртакского района (Круковер, 1998). По всей вероятности, единичные находки типичных центральноазиатских видов *Equus sanmeniensis* (Горшков, 1966) и *Spirocerus* cf. *wongi* (Маликов, Бондарев, 2018) также можно коррелировать с этой фауной.

Благодаря новым сборам ископаемых костей млекопитающих на Куртакском участке Красноярского водохранилища были выявлены остатки древнейших плиоцен-раннеплейстоценовых носорогов, ранее неизвестных для этого района. Самым древним является носорог плиоценового возраста, представленный телом эпистрофея. Кости плюсны, по сохранности и своим морфологическим и метрическим характеристикам, отнесены к древней плейстоценовой эпохе и принадлежали нихэваньскому целодонту. Это первая находка данного вида в России. Судя по находкам *C. nihowanensis* в Китае и сопутствующей ему фауне на берегах Енисея в ту давнюю эпоху был этап потепления и иссушения климата. Благодаря единичным находкам в Куртакском районе древних костей ископаемых млекопитающих остро стоит вопрос дробного расчленения плиоцен-раннечетвертичных отложений этого района и обоснование их возраста палеонтологическим методом.

ЛИТЕРАТУРА

Васильев С.К., Оводов Н.Д. Бизоны (*Bison priscus* Bojanus, 1827) позднего плейстоцена Алтая и юга Средней Сибири // Енисейская провинция, Альманах 4. 2009. Красноярск. С. 77–90.

Вышегородцев А.А., Космаков И.В., Ануфриева Т.Н., Кузнецова О.А. Красноярское водохранилище. Новосибирск: Наука, 2005. 212 с.

Горшков С.П. О стратиграфии антропогеновых отложений внеледниковой зоны Приенисейской Сибири // Четвертичный период в Сибири. М.: Наука, 1966. С. 71–81.

Гуляев А.А. Плейстоценовые Equidae Куртакского археологического района (Северо-Минусинская котловина). Дипломная работа. Красноярск: КГУ, 1998. 100 с.

Дроздов Н.И., Чеха В.П., Хазартс П. Геоморфология и четвертичные отложения Куртакского геоархеологического района (Северо-Минусинская впадина). Красноярск: РИО КГПУ им. В.П. Астафьева, 2005. 112 с.

Клементьев А.М. Копытные млекопитающие и мамонт в палеолите Западного Забайкалья // Палеолитические культуры Забайкалья и Монголии (новые факты, методы, гипотезы). Новосибирск: Изд-во ИАиЭт СО РАН, 2005. С. 126–133.

Круковер А.А. Новые данные по фауне мелких млекопитающих Бережековского участка Куртакского археологического района // Палеоэкология плейстоцена и культуры каменного века Северной Азии и сопредельных территорий. Т. 1. Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 1998. С. 369–377.

Маликов Д.Г. Крупные млекопитающие среднего–позднего неоплейстоцена Минусинской котловины, стратиграфическое значение и палеозоогеография. Дис. … канд. геол.-мин. наук. Томск, 2015. 227 с.

Маликов Д.Г., Бондарев А.А. Первая находка винторогой антилопы *Spirocerus* cf. *wongi* на территории Минусинской котловины // Фундаментальная и прикладная палеонтология. Материалы LXIV сессии ПО при РАН. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2018. С. 209–210.

Млекопитающие эоплейстоцена Западного Забайкалья / Вангенгейм Э.А., Беляева Е.И., Гарутт В.Е., Дмитриева Е.Л., Зажигин В.С. М.: Наука, 1966. 164 с.

Мотузко А.Н., Орешников И.А. Мамонт и мамонтовая фауна позднего плейстоцена северных районов Минусинской котловины // IV Международная мамонтовая конференция г. Якутск, 18–22 июня 2007 г. Тез. докл. Якутск: Институт прикладной экологии Севера АН РС (Я). 2007а. С. 46–47.

Мотузко А.Н., Орешников И.А. Эоплейстоценовые медведи Минусинской котловины // Териофауна России и сопредельных территорий (VIII съезд Териологического общества). Материалы Международного совещания. Москва: Т-во научных изданий КМК. 2007б. С. 310.

Мотузко А.Н., Орешников И.А. Позднеплейстоценовые *Bison priscus* Bojanus северных районов Минусинской котловины // Материалы Международной научно-практической конференции "Палеонтологические памятники природы – природное наследие: изучение, перспективы исследований и проблемы сохранения" (2–4 октября, 2008, Павлодар). 2008а. С. 26–29.

Мотузко А.Н., Орешников И.А. Alces alces L. в структуре фаун млекопитающих верхнего плейстоцена на севере Минусинской котловины // Лось (*Alces alces* L., 1758) в девственной и измененной человеком среде. Тр. VI Междунар. симпозиума по лосю. Якутск, 2008б. С. 90–91.

Оводов Н.Д., Тарасов А.Ю. Большая кошка (Panthera sp.) и малый пещерный медведь (Ursus rossicus) в Сибири // Енисейская провинция, Альманах 4. 2009. Красноярск. С. 129–135.

Черский И.Д. Описание коллекции послетретичных млекопитающих животных, собранных Ново-Сибирской экспедицией 1885–86 г. СПб: Имп. Акад. наук, 1891. 706 с.

Шпанский А.В., Михаревич М.В., Новиков И.С. и др. Дискуссионные вопросы геоморфологии и палеогеографии долины верхнего Енисея // Геоморфология. 2020. № 3. С. 98–105.

Borsuk-Bialynicka M. Studies on the Pleistocene rhinoceros *Coelodonta antiquitatis* (Blumenbach) // Palaeontol. Polonica. 1973. № 29. P. 1–95.

Foronova I.V. Late quaternary equids (genus *Equus*) of South-western and South-central Siberia // Equids in Time and Space (ed. Marjan Mashkour), ICAZ 9. OxbowBooks, Oxford, 2006. P. 20–30.

Fortelius M., Mazza P., Sala B. Stephanorhinus (Mammalia: Rhinocerotidae) of western European Pleistocene, with a revision of *S. etruscus* (Falconer 1868) // Palaeontographia Italica. 1993. V.80. P.63–155.

Fukuchi A., Nakaya H., Takai M., Ogino Sh. A preliminary report on the Pliocene rhinoceros from Udunga, Transbaikalia, Russia // Asian Paleoprimatology. 2009. V. 5. P. 61–98.

Guérin C. Les rhinoceros (Mammalia, Perissodactyla) du Miocéne terminal au Pléistocéne Supérieur en Europe occidentale: comparison avec les espéces actuelles // Duc Lab Geol Lyon. 1980. 79: 3−1185.

Haesaerts P., Chekha V.P., Damblon F. et al. The loess-palaesol succession of Kurtak (Yenisei basin, Siberia): a reference record for the Karga stage (MIS 3) // Quaternaire. 2005. V. 16/1. P. 3–24. 10.4000/quaternaire.171.

Kahlke R.-D. Die Rhinocerotiden-Reste aus den Travertinen von Taubach // Quartarpalaontologie. Berlin. 1977. 2. C. 305–359.

Kahlke R.-D. Die Rhinocerotiden-Reste ausdem Unterpleistozän von Untermaßfeld. // (Kahlke R.-D. Ed.), Das Pleistozän von Untermaßfeld beiMeiningen (Thüringen). 2001. Teil 2. Habelt, Mainz 40. C. 501–555.

Motuzko A., Oreshnikov I. Equus ex gr. *germanicus-gallicus* as the main object of Paleolithic man hunting on the territory of Derbino archeological area // The XIIth International Symposium “Suyanggae and her neighbours. Prehistoric migrations in Eurasia and America”. Krasnoyarsk State Pedagogical University named after V.P. Astafiev. Krasnoyarsk, 2010. P. 162–166.

Pales L., Garcia M.A. Atlas ostéologique pour servir à l’identification des mammifères du Quaternaire: Herbivores. Paris: Centre National de la Recherche Scientifique, 1981. 177 p.

Teilhard de Chardin P., Piveteau J. Les mammifères fossils de Nihowan (Chine) // Annales de Paléontologie. 1930. T. 19. P. 1–134.

Tong H.-W., Chen X., Zhang B. New postcranial bones of *Elasmotherium peii* from Shanshenmiaozui in Nihewan basin, Northern China // Quarternaire. 2018. V. 29. № 3. P. 195–204. doi.org/10.4000/quarternaire.100.10

Tong H.-W., Wang X.-M. Juvenile Skulls and Other Postcranial Bones of *Coelodonta nihowanensis* from Shanshenmiaozui, Nihewan Basin, China // Journal of Vertebrate Paleontology. 2014. V. 34. № 3. P. 710–724.

Tong H.-W., Wu X.-Z. Stephanorhinus kirchbergensis (Rhinocerotidae, Mammalia) from the Rhino Cave in Shennongjia, Hubei // Chinese Science Bulletin. 2010. V. 55. № 12. P. 1157–1168.

УДК 551.88

ВОДНЫЕ ПАЛИНОМОРФЫ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ РОССИИ КАК ИНДИКАТОРЫ ИЗМЕНЕНИЙ РЕЧНОГО СТОКА В ГОЛОЦЕНЕ

Т.С. Клювиткина, Е.И. Полякова

Географический факультет, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
Москва, t.klyuvitkina@mail.ru, ye.polyakova@mail.ru

На примере голоценовой истории восточной части моря Лаптевых рассмотрена возможность использования анализа водных палиноморф для реконструкции интенсивности поступления на шельф пресных речных вод. Установлено, что примерно 11.3–11.0 тыс. лет назад в палеоэстуарии р. Яны (глубина 51 м) происходило лавинообразное накопление речной взвеси. Примерно 9 тыс. лет назад началось затопление более мелководной юго-восточной части шельфа. Маргинальный фильтр р. Лены находился на глубине 32 м примерно 8.9–8.6 тыс. лет назад.

Ключевые слова: водные палиноморфы, море Лаптевых, речной сток.

AQUATIC PALYNOMORPHS OF THE RUSSIAN ARCTIC SEAS AS INDICATORS OF THE RIVER RUNOFF CHANGES IN THE HOLOCENE

T.S. Klyuvitkina, Ye.I. Polyakova

Geographical Faculty, Lomonosov Moscow State University, Moscow,
t.klyuvitkina@mail.ru, ye.polyakova@mail.ru

On the example of the Holocene history of the eastern Laptev Sea, the possibility of aquatic palynomorph analysis for reconstruction the intensity of river runoff is considered. It was established that approximately 11.3–11.0 cal. ka in the paleoestuary of the Yana River (depth 51 m), paleoenvironmental conditions were characterized by increased precipitation of river-loaded matter. Until 9 cal. ka, the inner Laptev Sea shelf was inundated. The marginal filter of Lena River was located at a depth of 32 m approximately 8.9–8.6 cal. ka.

Key words: aquatic palynomorphs, Laptev Sea, river runoff.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-299

Для реконструкции различных параметров поверхностных вод (солености, ледовых условий, речного стока, распределения водных масс) на арктическом шельфе наиболее перспективными считаются микропалеонтологические методы, в числе которых важную роль играет анализ водных палиноморф. Эта группа микроорганизмов включает в себя, в первую очередь, цисты морских динофлагеллят и пресноводные зеленые водоросли. На сегодняшний день выявлена связь видового и количественного распределения водных палиноморф в современных осадках с гидрологическими параметрами, что позволяет использовать их в палеореконструкциях (Matthiessen et al., 2005; Zonneveld et al., 2013 и др.). На примере голоценовой истории восточной части моря Лаптевых рассмотрим возможность применения водных палиноморф для реконструкции интенсивности поступления на шельф пресных речных вод.

Выбранный регион – пологий мелководный шельф, глубина которого сегодня составляет в среднем 50 м. Летом сюда ежегодно поступает около четверти суммарного пресноводного стока в Арктический океан, главным образом, за счет р. Лены. Эта пресная вода распределяется в поверхностном слое океанических вод, в значительной степени обеспечивая их стратификацию и, следовательно, стабильность морского ледового покрова полярной области (Захаров, 1981). Очевидно, что изучение речного стока в море Лаптевых имеет важное значение для понимания процессов формирования водных масс и их эволюции в Северном Ледовитом океане.

Конец позднего плейстоцена ознаменовался значительным понижением уровня океана. Обширные пространства шельфа моря Лаптевых в максимум регрессии представляли собой арктическую лессово-ледовую равнину, которую пересекали палеорусла рек Лены, Яны, Оленека, Анабара, Хатанги (Hubberten et al., 2004 и др.).

Около 15–14 тыс. л.н. началось затопление мелководного шельфа и быстрое продвижение к югу береговой линии (Klemann et al., 2015 и др.). На сегодняшний день ход голоценовой трансгрессии уже поэтапно реконструирован – восстановлены ее основные этапы и изменение условий осадконакопления. Известно, что современные изобаты 50, 43 и 31 м затапливались 11.1, 9.8 и 8.9 тыс. л.н. соответственно, а современного положения уровень моря достиг примерно 5 тыс. л.н. (Bauch et al., 2001). В ходе миграции к югу областей маргинальных фильтров крупнейших рек происходило лавинообразное осаждение речной взвеси в их долинах, где установлены максимальные скорости осадконакопления в голоцене (Kuptsov, Lisitzin, 1996; Kleiber, Niessen, 1999).

В заполненных речных долинах в экспедициях TRANSDRIFT (1994–1998) были получены колонки PS51/135-4 (76°10’с.ш., 133°15’в.д., палеодолина Яны, глубина моря 51 м, рис. 1) и PS51/092-12 (74°36’с.ш., 130°09’в.д., палеодолина Лены, глубина моря 32 м).

Колонка PS51/135-4 длиной около 5 м охватывает, согласно детальному радиоуглеродному датированию, временной интервал 11.3–5.3 тыс. л.н. Длина колонки PS51/092-12 составляет около 6 м и соответствует последним 9 тыс. лет. Полученные радиоуглеродные датировки переведены в календарный возраст (Bauch et al., 2001).

Для выделения водных палиноморф из осадка применялся стандартный палинологический метод (Barss, Williams, 1973): карбонаты и кремнесодержащие частицы удалялись с помощью соляной (HCl) и фтороводородной (HF) кислот.

Согласно предшествующим исследованиям, установленные в поверхностных осадках моря Лаптевых водные палиноморфы включают цисты динофлагеллят, пресноводные зеленые водоросли, а также органические остатки других водных организмов (Künz-Pirrung, 1999). Концентрации диноцист варьируют от 3 до 4000 цист/г,

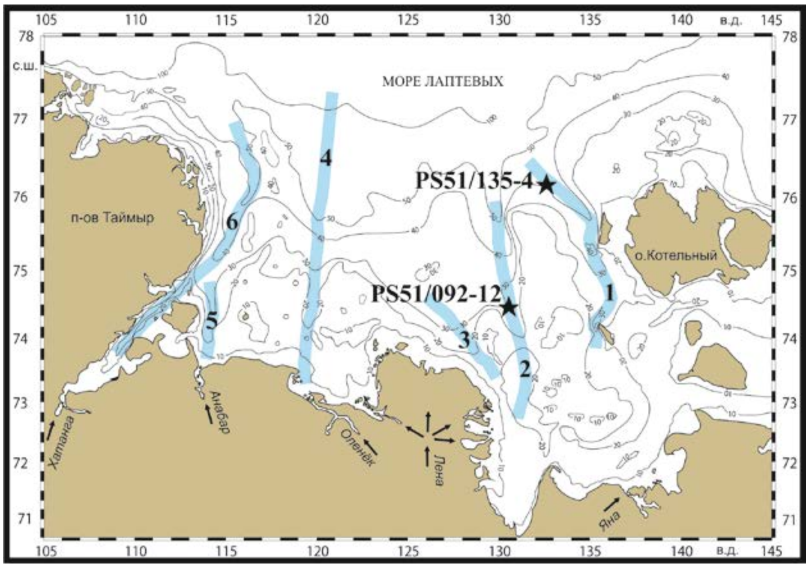


Рис. 1. Карта моря Лаптевых с указанием местоположения изученных колонок и палеодолин крупнейших рек (1 – Яна; 2 – Восточная Лена; 3 – Западная Лена; 4 – Оленек; 5 – Анабар; 6 – Хатанга).

а зеленых водорослей – от 7 до 3800 экз./г. Благодаря обильному речному стоку, количество цист динофлагеллят в прибрежных районах сравнительно невелико, а преобладают зеленые водоросли. Их доминирование отмечается в западной части моря до 73°30’с.ш., а в восточной – до 76°00’с.ш. В северной, наиболее удаленной от устьев рек части моря в поверхностных осадках преобладают цисты динофлагеллят (более 50%), а количество пресноводных водорослей резко сокращается (Künz-Pirrung, 1999). Сообщество зеленых водорослей представлено видами *Pediastrum boryanum, P. kawraiskii* и *Botryococcus cf. braunii*, характерными для рек Сибири.

Кроме концентраций пресноводных палиноморф, в качестве индикатора использовался CD-критерий — соотношение содержания в составе ассоциаций зеленых водорослей, поступающих на шельф с речными водами, и морских цист динофлагеллят (Matthiessen et al., 2000; Клювиткина, Полякова, 2019 и др.). Значения CD-критерия в поверхностных осадках моря Лаптевых варьируют в пределах от 0 до 66 (рис. 2).

Максимум (>20) выявлен в юго-восточных районах, куда направлен основной речной сток и соленость поверхностных вод не превышают 4 епс. В прибрежных зонах, около устьев крупных рек, а также в областях подводных долин значения CD-критерия изменяются от 4 до 15, при солености поверхностных вод <15 епс. В целом, по мере удаления от берега и увеличения солености вод, CD-критерий снижается. В северных частях моря, где соленость возрастает от 20 до >30 епс, его значения не превышают 2.Таким образом, предполагается, что в сочетании с концентрацией зеленых водорослей в осадках CD-критерий может отражать интенсивность речного стока.

Мы изучили водные палиноморфы в двух колонках, полученных в юго-восточных районах моря в пределах палеодолин Лены и Яны (см. рис. 1) и попытались проследить смещение их устьев во время последнего в четвертичной истории затопления лаптевоморского шельфа.

Максимальные концентрации зеленых водорослей (до 3000 экз./г) в осадках колонки PS51/135-4 (рис. 3) отмечены в ее нижней части (> 420 см, что соответствует возрасту 11.3–11.0 тыс. л.н.). CD-критерий по всей глубине колонки в целом не превышает 0.5, а максимальных значений (до 20) достигает также в ее нижней части. В осадках колонки PS51/092-12 содержание зеленых водорослей варьирует в пределах от 70 до

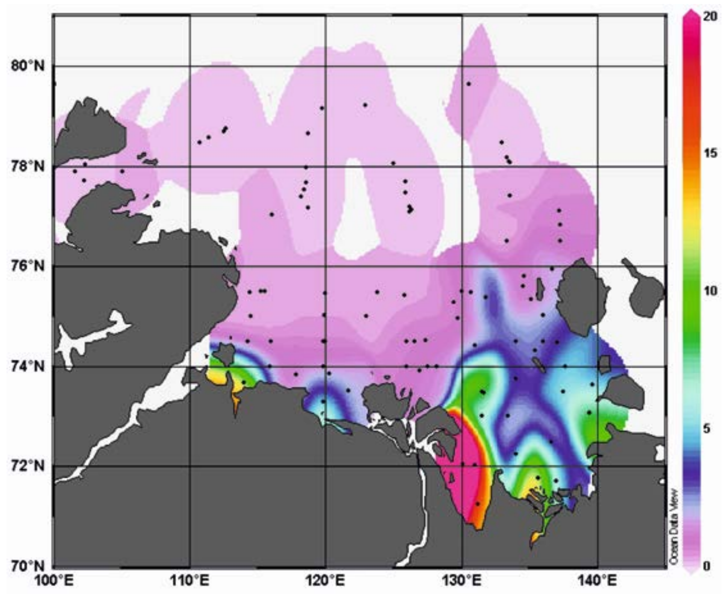


Рис. 2. Значения CD-критерия в поверхностных осадках моря Лаптевых (по данным Kunz-Pirrung, 1999).

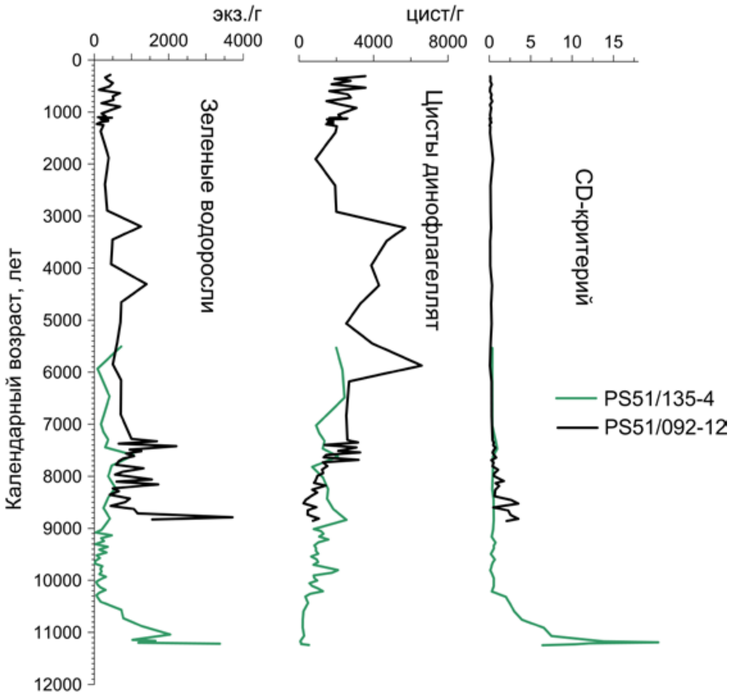


Рис. 3. Концентрации основных групп водных палиноморф и значения CD-критерия в осадках колонок PS51/135-4 (глубина моря 51 м, палеодолина р. Яны) и PS51/092-12 (глубина моря 32 м, палеодолина р. Лены).

3700 экз./г, и их наибольшие концентрации установлены в нижней части колонки (7.4 тыс. л.н. и ранее). CD-критерий максимален (до 3.5) в этом же интервале, а затем его значения постепенно сокращаются вверх по разрезу, что отражает снижение влияния речного стока в ходе развития голоценовой трансгрессии.

Таким образом, можно предполагать, что внешний шельф моря Лаптевых (глубина моря 51 м, колонка PS51/135-4) был затоплен около 11.3 тыс. л.н. (Bauch и др., 2001; Polyakova et al., 2005), о чем свидетельствует наличие в осадках на этом временном интервале морских видов диноцист. Однако согласно крайне высоким значениям CD-критерия (до 20) до 10.3 тыс. л.н данный район находился под непосредственным влиянием стока р. Яна, а всплеск концентраций зеленых водорослей 11.3–11.0 тыс. л.н. однозначно указывает на наличие здесь внутренней зоны маргинального фильтра – области лавинной седиментации р. Яны (Лисицын, 1994). В том же временном интервале (около 11.2–11.0 тыс. л.н.) выявлен максимум содержания диатомовых водорослей, причем почти 100% из них – пресноводные. Кроме того, реконструированная по диатомеям соленость поверхностных вод здесь минимальна (≤9 епс), а затем постепенно возрастает вверх по разрезу, свидетельствуя о переходе от прибрежно-морских условий к настоящим морским (Polyakova et al., 2005).

Интересно отметить, что по высоким значениям CD-критерия в осадках колонки, расположенной в западной части моря Лаптевых на глубине 60 м, установлено, что примерно на тысячу лет ранее (12.0–11.2 тыс. л.н.) данный район шельфа находился в области активного воздействия стока рек Анабара и Хатанги, общий эстуарий которых протягивался вдоль восточного побережья п-ова Таймыр (Клювиткина, Полякова, 2019).

Примерно к 9 тыс. л.н. уровень моря Лаптевых поднялся до отметок -30–-31 м (Bauch et al., 2001). В нижней части колонки PS51/092-12 уже присутствуют морские диноцисты. Однако на глубинах, соответствующих короткому временному интервалу 8.9–8.6 тыс. л.н., мы видим сообщество палиноморф, типичное для маргинального фильтра р. Лены – зоны смешения речных и морских вод, где накапливается большая часть взвешенных речных наносов (Лисицын, 1994). Об этом свидетельствуют всплеск концентраций пресноводных водорослей и высокие значения CD-критерия. Диатомовый анализ также показал пик концентраций, сформированный за счет речных планктонных видов (в основном *Aulacoseira italica, A. subarctica, A. granulata*) и минимальную соленость (около 9 епс) поверхностных вод (Bauch, Polyakova, 2003).

Условия палеоэстуария как Лены, так и Яны подтверждаются преобладанием в ассоциациях соответствующих колонок видов диноцист, способных выдерживать пониженную соленость прибрежных вод (*Islandinium minutum, Echinidinium karaense* и *Brigantedinium simplex*).

По результатам выполненных исследований можно заключить, что метод анализа водных палиноморф может успешно применяться при решении задач, касающихся вопросов изменений речного стока на шельфе арктических морей.

ЛИТЕРАТУРА

Захаров В.Ф. Льды Арктики и современные природные процессы. Л.: Гидрометеоиздат, 1981. 136 с.

Клювиткина Т.С., Полякова Е.И. Изменения палеогидрологических условий в море Лаптевых в позднем плейстоцене и голоцене по материалам исследования водных палиноморф // Океанология. 2019. Т. 59. № 3. С. 433–448.

Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 735–747.

Barss M.S., Williams G.L. Palynology and nanofossil processing techniques // Geol. Surv. Can. 1973. Paper 73–26. P. 1–25.

Bauch H.A., Mueller-Lupp T., Taldenkova E. et al. Chronology of the Holocene transgression at the North Siberian margin // Glob. Planet. Ch. 2001. V. 31. P. 125–139.

Bauch H.A., Polyakova Ye.I. Diatom-inferred salinity records from the Arctic Siberian Margin: Implications for fluvial runoff patterns during the Holocene // Paleoceanogr. 2003. V. 18(2).

Hubberten H.W., Andreev A.A., Astakhov V.I. et al. The periglacial climate and environment in northern Eurasia during the Last Glaciation // Quat. Sci. Rev. 2004. V. 23. P. 1333–1357.

Kleiber H.P., Niessen F. Late Pleistocene paleoriver channels on the Laptev Sea Shelf – implications from sub-bottom profiling // Land–Ocean System in the Siberian Arctic: Dynamics and History. Berlin: Springer-Verlag, 1999. P. 635–656.

Klemann V., Heim B., Bauch H. et al. Sea-level evolution of the Laptev Sea and the East Siberian Sea since the last glacial maximum // Arktos. 2015. V. 1. P. 1–8.

Künz-Pirrung M. Distribution of aquatic palynomorphs in surface sediments from the Laptev Sea, eastern Arctic Ocean // Land–Ocean System in the Siberian Arctic: Dynamics and History. Berlin: Springer-Verlag, 1999. P. 561–575.

Kuptsov V.M., Lisitzin A.P. Radiocarbon of Quaternary along shore and bottom deposits of the Lena and the Laptev Sea sediments // Mar. Chem. 1996. V. 53. P. 301–311.

Matthiessen J., de Vernal A., Head M. et al. Modern organic-walled dinoflagellate cysts in Arctic marine environments and their (paleo-) environmental significance // PalZ. 2005. V. 79/1. P. 3–51.

Matthiessen J., Künz-Pirrung M., Mudie P.J. Freshwater chlorophycean algae in recent marine sediments of the Beaufort, Laptev and Kara Seas (Arctic Ocean) as indicators of river runoff // Int. J. of Earth Sciences. 2000. № 89. P. 470–485.

Polyakova Ye.I., Bauch H.A., Klyuvitkina T.S. Early to Middle Holocene changes in Laptev Sea water masses deduced from diatom and aquatic palynomorph assemblages // Glob. Planet. Ch. 2005. V. 48. P. 208–222.

Zonneveld K.A.F., Marret F., Versteegh G.J.M. et al. Atlas of modern dinoflagellate cyst distribution based on 2405 data points // Rev. Palaeobot. Palynol. 2013. V. 191. P. 1–197.

УДК 902.672

ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО МОРЯ

Н.А. Костромина[1,2], Е.А. Гусев[1], А.А. Крылов[1], А.В. Крылов[3]

[1]ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, kostromina132@gmail.com
[2]Санкт-Петурбургский государственный университет, Санкт-Петербург
[3]Всероссийский научно-исследовательский институт им А.П. Карпинского, Санкт-Петербург

Изучена колонка донных отложений шельфа Восточно-Сибирского моря. Спорово-пыльцевые спектры отражают растительность арктических и типичных тундр.

Ключевые слова: спорово-пыльцевой анализ, морские отложения, Восточно-Сибирское море.

POLLEN STUDY OF SEDIMENTS FROM WESTERN PART OF EAST-SIBERIAN SEA

N.A. Kostromina[1,2], E.A. Gusev[1], A.A. Krylov[1], A.V. Krylov[3]

[1]Gramberg VNIIOkeangelogiya, St. Petersburg, kostromina132@gmail.com
[2]St. Petersburg State University, St. Petersburg
[3]VSEGEI, St. Petersburg

The core of sediments and bottom samples of the East-Siberian Sea were investigated. The pollen records from excavated sediments may reflect vegetation signal from arctic and typical tundra conditions.

Key words: pollen analysis, marine sediments, East-Siberian Sea.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-305

Осенью 2020 года силами ФГБУ «ВНИИОкеангеология» были проведены экспедиционные работы по изучению донных осадков западной части Восточно-Сибирского моря, которые выполнялись по Государственному заданию ВНИИОкеангеология в рамках «Программы Государственного геологического картирования территории и континентального шельфа Российской Федерации» (Гусев и др., 2020). Колонка донных осадков МС-2036Т мощностью 119 см была отобрана с глубины 65 м в центральной части Восточно-Сибирского моря (75°24’02,14’’с.ш., 167°07’02,20’’в.д.), в этой же точке была отобрана донная проба с помощью ковша VanVin. Изучаемые осадки представляют собой песчаные алевропелиты преимущественно голубовато-серого цвета. Текстура от массивной до линзовидно-пятнистой, в нижней части колонки отмечены примазки и линзочки гидротроилита. На промежутке с 43 по 90 см в колонке встречены раковины моллюсков различной сохранности: *Portlandia arctica* (Gray), *Hiatella arctica* (Linnaeus), *Clinocardium ciliatum* (Fabricius), *Macoma* sp., *Liocyma* cf. *fluctuosa* (Gould), *Axinopsida* cf. *orbiculata* (Sars), *Similipecten* sp., *Nuculana* sp., *Mya* sp. Методом спорово-пыльцевого анализа было изучено 29 проб в интервале глубин 0–118 см (в том числе поверхностная донная проба). Обработка проб проводилась с применением плавиковой кислоты (HF), которая позволяет удалить из осадка кремнистые соединения (Berglund, Ralska-Jasiewiczowa, 1986). Для дальнейшего расчета концентраций пыльцы при лабораторной подготовке были добавлены таблетки *Lycopodium* (Stockmarr, 1971). Методика использования индикаторов предписывает предварительно точно взвесить обрабатываемый образец, для того чтобы в дальнейшем можно было точно рассчитать концентрации. Выделено 14 пыльцевых и 5 споровых таксонов. Дополнительно выделялись и подсчитывались непыльцевые палиноморфы (водоросли) и переотложенные пыльца и споры. При расчете процентного соотношения каждого пыльцевого и спорового таксона за 100% принималась сумма пыльцы наземных растений. Процентное соотношение спор, непыльцевых палиноморф и дочетвертичных таксонов рассчитано от этой суммы. Построение спорово-пыльцевой диаграммы производилось в программе Tillia. Обработка проб для спорово-пыльцевого анализа проводилась в лаборатории «Геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана» Института наук о Земле СПбГУ.

Основываясь на полученных данных на диаграмме можно выделить 3 пыльцевые зоны (рис. 1).

В спектрах по всей глубине колонки доминирует пыльца трав, преимущественно осоковых и злаков. В группе древесных и кустарников преобладает пыльца березы, ольхи и ивы. Содержание спор в спектрах незначительно, основу данной группы составляю споры папоротников и сфагновых мхов. По всей длине колонки единично встречаются водоросли *Botryococcus*, *Zygnema*-type. В верхней части колонки отмечается присутствие спор Bryales, в нижней – водорослей *Pediastrum*. Помимо этого, отмечается наличие переотложенных спор и пыльцы во всех образцах, процентное содержание которых стабильное для нижней и средней частей колонки – около 10% от общей суммы пыльцы и спор – и увеличивается к верхней части. Основу спектра в данной группе составляет переотложенная пыльца голосеменных и дочетвертичные споры, однако в верхней части колонки отмечается присутствие переотложенной пыльцы липы и ореха.

Палинозона 1 (119–50 см). Содержание пыльцы древесных и трав примерно равно (45–60%). В группе древесных и кустарников доминирует пыльца *Betula* (20–25%), субдоминатами является пыльца *Alnaster* (7–15%) и *Salix* (5–15%). Роль пыльцы хвойных пород (*Picea*, *Pinus*) незначительна, только в нижней части палинозоны

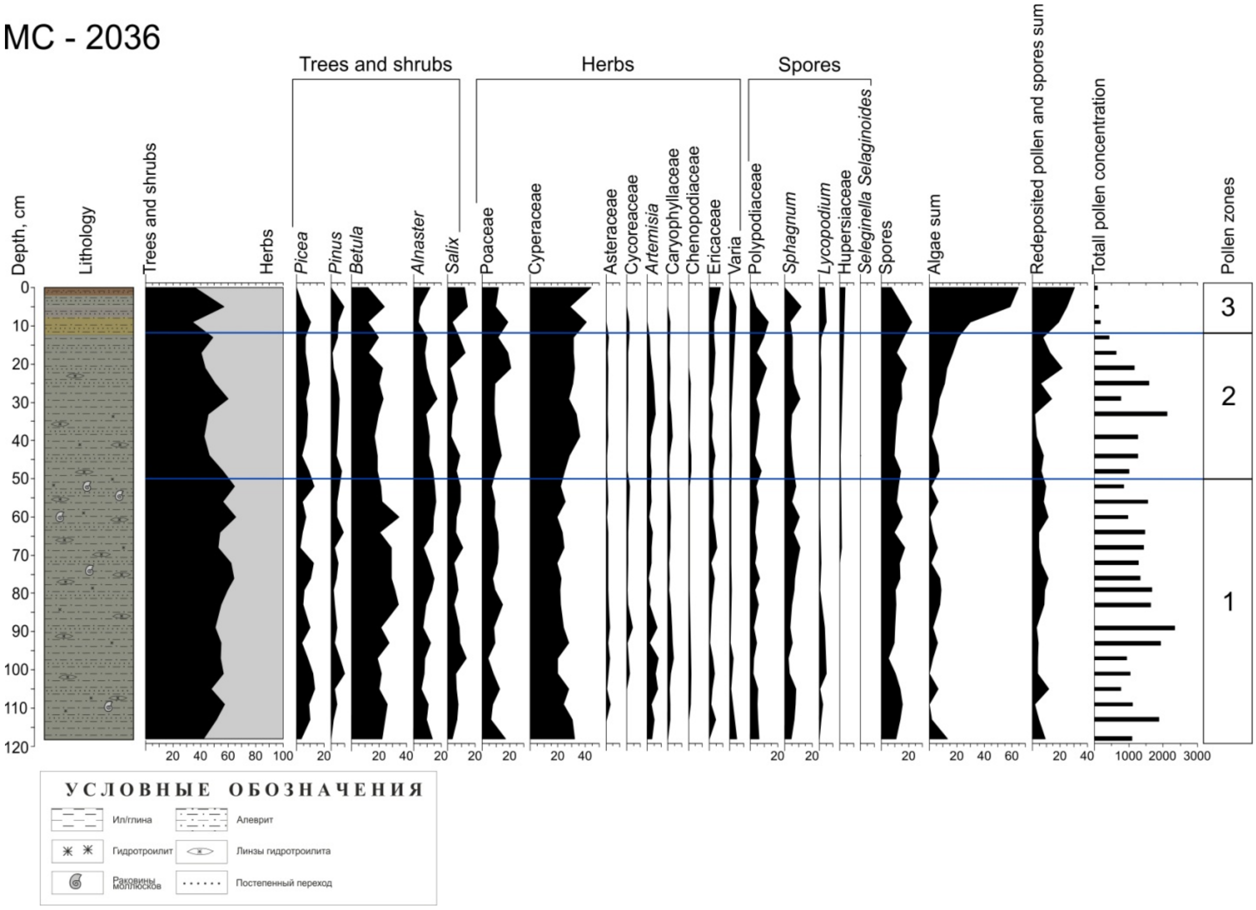


Рис. 1. Спорово-пыльцевая диаграмма колонки МС-2036Т.

содержание пыльцы *Picea* достигает 5%. В группе трав доминирует пыльца Cyperaceae (25%) и Poaceae (17%), помимо этого стабильно встречается пыльца *Artemisia* и Ericaceae (2–5%). Доминанты в группе спор не отличаются от описанных в колонке. Общий процент переотложенных спор и пыльцы не превышает 15%. Концентрация пыльцы от 1000 до 2500 пыльцевых зерен на мг осадка.

Палинозона 2 (50–12 см). Преобладает пыльца трав (65–70%). В данной группе по-прежнему преобладает пыльца Cyperaceae (35%) и Poaceae (20%). В группе древесных доминанты также сохраняются (*Betula*, *Alnaster, Salix*). Доминанты в группе спор остаются неизменными, в верхней части пыльцевой зоны незначительно возрастает содержание спор Polypodiaceae. Концентрация пыльцы от 800 до 1600 пыльцевых зерен на мг осадка.

Палинозона 3 (12–0 см) характеризуется единичным присутствием пыльцы, спор и переотложенных дочетвертичных форм. Отмечается рост процентного содержания водорослей. Определение концентрации пыльцы в данном случае нельзя считать достаточно достоверным, однако рассчитанный с помощью модуля в программе Tillia показатель составляет 250 пыльцевых зерен на мг осадка.

Основываясь на полученных к настоящему моменту результатах, можно говорить, что в период формирования изученных палиноспектров не происходило значительных изменений в условиях развития растительности. По образцам нижней и средней части колонки возможно реконструировать растительность арктических тундр, при этом, в период накопления осадков, соответствующих палинозоне 1, граница типичных тундр могла находится севернее, чем при формировании палинозоны 2. Выделение палинозоны 3 в большей степени связано с различиями в концентрации пыльцы. Граница палинозоны 3 хорошо согласуется с литологической границей. Можно отметить совпадение границы палинозоны 1 и палинозоны 2 с глубиной появления обломков малакофауны. Пыльцевые спектры палинозоны 1 (наиболее стабильной) достаточно хорошо согласуются с пыльцевыми спектрами голоценовых отложений острова Большой Ляховский (Andreev et al., 2011). Для более уверенной интерпретации полученных данных необходим более детальный анализ поверхностных проб, полученных в регионе исследования, а также подтверждение результатов методами абсолютного датирования.

ЛИТЕРАТУРА

Гусев Е.А., Крылов А.А., Яржембовский Я.Д. и др. О первых результатах проведения морских геолого-съемочных работ масштаба 1:1 000 000 в рамках листов Государственной геологической карты РФ S-57,58 (Восточно-Сибирское море) // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России, 2020. Вып. 7. С. 52–59.

Andreev A., Schirrmeister L., Tarasov P. et al. Vegetation and climate history in the Laptev Sea region (Arctic Siberia) during Late Quaternary inferred from pollen records // Quat. Sci. Rev. 2011. V. 30. Iss. 17–18. P. 2182–2199.

Berglund B.E., Ralska-Jasiewiczowa M. Pollen analysis and pollen diagrams // Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology. 1986. V. 455. P. 484–486 с.

Stockmarr J. Tablets with spores used in absolute pollen analysis // Pollen et Spores. 1971. No 13. P. 615–621.

УДК 902.672

ПАЛИНОСТРАТИГРАФИЯ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕРА ИМАНДРА

Н.А. Костромина[1,2], Л.А. Савельева[1], Г.Б. Федоров[1,3], М. Ленц[4], В.В. Колька[5]

[1]Санкт-Петербургский Государственный Университет, Санкт-Петербург, Россия, Kostromina132@gmail.com
[2]ФГБУ «ВНИИОкеангеология», Санкт-Петербург, Россия
[3]ФГБУ «ААНИИ», Санкт-Петербург, Россия
[4]Институт Геологии и Минералогии, Университет Кельна, Кельн, Германия
[5] Геологический институт Кольского НЦ РАН, Апатиты, Россия

Приводятся результаты детального изучения донных отложений озера Имандра методом споровопыльцевого анализа. Полученные результаты позволяют охарактеризовать растительность позднеледниковья и голоцена прилегающих территорий.

Ключевые слова: Спорово-пыльцевой анализ, донные отложения, Кольский регион.

PALYNOSTRATIGRAPHY OF LATEGLACIAL AND HOLOCENE BOTTOM SEDIMENTS OF LAKE IMANDRA

N.A. Kostromina[1,2], L.A. Savelieva[1], G.B. Fedorov[1,3], M. Lenz[4], V.V. Kolka[5]

[1]St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia, Kostromina132@gmail.com
[2]VNIIOkeangeologya, St. Petersburg, Russia
[3]Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia
[4]Institute of Geology and Mineralogy, University of Cologne, Cologne, Germany
[5]Geological Institute of Kola Science Centre, RAS, Apatity, Russia

The bottom sediments from Lake Imandra were studied by pollen analysis. The obtained results allowed us to reconstruct the vegetation during the Lateglacial and Holocene.

Key words: Pollen analysis, bottom sediments, Kola region.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-308

Озеро Имандра является крупнейшим внутренним водоемом Европейской Арктики. Его территория располагалась в зоне распространения ледникового щита в последнюю ледниковую эпоху и освободилась от ледникового покрова в позднеледниковье. Изучение донных отложений озера позволит реконструировать региональные изменения природной среды в позднем плейстоцене и голоцене.

В августе–сентябре 2017 года в рамках международной экспедиции по совместному проекту СПбГУ-DFG была произведена сейсмоакустическая съемка котловины Большой Имандры с целью выбора наилучшего места для отбора колонок донных отложений. Отбор керна проводился с плавающей платформы с использованием оборудования для бурения UWITEC (UWITEC Ltd., Австрия). Были отобраны две колонки донных отложений: Co1410 и Co1411. В рамках проекта была детально изучена колонка Co1410, накопление донных отложений в которой происходило в период с позднеледниковая до современности (Lenz et al., 2021). В настоящий работе представлены результаты изучения колонки Co1411, большую часть которой составляют минерагенные отложения.

Колонка донных отложений Co1411 мощностью 10 м со значительным пропуском в центральной части (инт. от 2,8 до 6 м), вследствие потери керна при бурении, в литологическом отношении разделяется на 2 части: органогенную (инт. 0–2 м) и минерагенную (инт. 2–10 м). Спорово-пыльцевой анализ проводился в лаборатории «Геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана» Института наук о Земле СПбГУ. Методом спорово-пыльцевого анализа было изучено 70 образцов колонки донных отложений Co1411 с переменным интервалом (4–20 см). Обработка проб массой от 1 до 3 г проводилась по стандартной методике с применением плавиковой кислоты (HF) (Berglund, Ralska-Jasiewiczowa, 1986). Для подсчета концентраций пыльцы добавлялись таблетки *Lycopodium* (Stockmarr, 1971). Определено 38 пыльцевых и 12 споровых таксонов. Дополнительно производился подсчет непыльцевых палиноморф (*Pediastrum*, *Botryococcus*).

По результатам спорово-пыльцевого анализа колонки Core 1411 была построена диаграмма, на которой выделено 7 палинозон. В верхней части колонки (инт. 0–230 см) основным компонентом в спорово пыльцевых спектрах является пыльца *Picea*, тогда как в нижней части (инт. 230–990 см) – пыльца карликовой березки *Betula nana* и *Salix*. К этому интервалу относятся минимальные концентрации пыльцы (не более 5000 пыльцевых зерен на г$^{-1}$ осадка). По всей длине колонки в небольшом количестве встречаются клетки пресноводных зеленых водорослей.

Палинозона 1 (инт. 990–780 см). Процентное содержание пыльцы группы древесных и кустарников и группы травянистых примерно равное. В первой группе доминирует пыльца *Betula nana* (15–25%) и *Salix* (10–25%), отмечается присутствие пыльцы *Pinus* (от 5 до 20%) и *Picea* (5%). В группе трав преобладает пыльца *Artemisia* (до 20%) и Cyperaceae (до 17%) с присутствием пыльцы Chenopodiaceae (2–10%). Для спор отмечается доминирование спор Polypodiaceae. Концентрация пыльцы не превышает 2000 пыльцевых зерен на г$^{-1}$ осадка.

Палинозона 2 (инт. 780–600 см). Выделяется по возрастанию доли пыльцы травянистых (до 60%), где по-прежнему преобладает пыльца *Artemisia* и Cyperaceae, однако возрастает содержание пыльцы Poaceae. В группе древесных и кустарников при сохранении основных доминант отмечается снижение доли пыльцы *Pinus* (до 5%), пыльца *Picea* в пыльцевых спектрах не отмечена. Концентрация пыльцы остается низкой.

Палинозона 3 (инт. 280–230 см). Преобладает пыльца древесных пород, но ее содержание не очень велико (55–65 %). Доминирует пыльца *Betula nana* (25–35%) при значительном содержании пыльцы *Pinus* (10–25%) и *Salix* (5–10%). В группе травянистых значительно преобладает пыльца Cyperaceae (10–20%) при участии пыльцы Poaceae (6–8%) и ксерофитов (*Artemisia* – 7%, Chenopodiaceae – 5%). Общее содержание пыльцы постепенно возрастает до 8000 пыльцевых зерен на г$^{-1}$ осадка в верхней части.

Палинозона 4 (инт. 230–203 см). Резко возрастает содержание пыльцы древесных и кустарников (до 87%), в группе которых преобладает пыльца *Pinus* (35–50%) и *Betula* (до 30%). Среди трав сохраняется доминирование пыльцы Cyperaceae при значительном участии Poaceae. В группе споровых преобладают споры Polypodiaceae (8%), зафиксирован пик содержания спор *Lycopodium* (4%). Общая концентрация пыльцы продолжает расти и достигает 30000 пыльцевых зерен на г$^{-1}$ осадка.

Палинозона 5 (инт. 203–178 см). Значительных изменений в составе спорово-пыльцевых спектров не зафиксировано, однако отмечается рост доли пыльцы *Pinus* (до 65%) и стабильное присутствие пыльцы *Alnus*.

Палинозона 6 (инт. 178–137 см). Общее содержание пыльцы древесных пород по-прежнему высоко (до 95%), однако количество пыльцы *Pinus* снижается до 50%, а *Betula* возрастает до 25%. Содержание пыльцы *Alnus* сохраняется в пределах 6–12%. Единично присутствует пыльца широколиственных пород (*Ulmus, Quercus, Tilia*). Концентрация пыльцы колеблется от 80000 до 230000 пыльцевых зерен на г$^{-1}$ осадка.

Палинозона 7 (инт. 137–0 см). Содержание пыльцы древесных и кустарников остается высоким (до 90%). По-прежнему доминирует *Pinus* (50–60%). Растет содержание пыльцы *Picea* до 10%. Среди споровых доминируют споры сем. Polypodiaceae (до 7%) и *Sphagnum* (до 5%). Общая концентрация пыльцы снижается до 60000 пыльцевых зерен на г$^{-1}$ осадка.

На основе данных спорово-пыльцевого анализа были выделены биостратиграфические зоны и реконструирована растительность (табл. 1).

Табл. 1

Биостратиграфические зоны колонки донных отложений Co1411

H (cm)	Литология	Пыльцевые зоны	Биостратиграфические зоны	Растительность
990–780	Минерагенные отложения (пески, алевриты, глины)	PZ–1	*Betula nana – Salix – Artemisia – Pinus–Picea*	Кустарниковые тундры и лесотундры с присутствием ксерофитов
780–600		PZ–2	*Betula nana – Salix – Artemisia –* Cyperaceae	Тундры с присутствием ксерофитов
280–230		PZ–3	*Betula nana – Salix – Pinus–* Cyperaceae – Chenopodiaceae – *Artemisia*	Кустарничковые тундры с присутствием ксерофитов
230–203		PZ–4	*Pinus – Betula* – Cyperaceae – Poaceae	Разреженные сосново-березовые леса
203–178	Органогенные отложения (илы)	PZ–4	*Pinu* – Polypodiaceae	Сосновые леса
178–137		PZ–5	*Pinus – Betula – Alnus*	Березово-сосновые леса с примесью ольхи
137–0		PZ–6	*Pinus – Betula – Picea*	Елово-березово-сосновые леса

Согласно результатам изучения колонки Co1410 (Lenz et al., 2021), самые древние отложения формировались в начальный этап дегляциации территории исследования ранее 13 200 кал. л.н. Озерно-ледниковые отложения последовательно заполняли котловину озерной системы до 11 550 кал. л.н., а переход к озерному осадконакоплению произошел на рубеже плейстоцена–голоцена (Lenz et al., 2021). Спорово-пыльцевые спектры колонок (Co1410, Co1411) достаточно хорошо согласуются между собой, однако в колонке Co1411 более полно представлен позднеледниковый этап развития озерной системы. На основе сопоставления полученных результатов с колонкой Co1410 и опубликованными ранее (Павлова и др., 2011) можно заключить, что формирование вскрытых отложений колонки Co1411 началось в аллерёде. В данный период берега крупного приледникового водоема, в состав которого входило озеро Имандра, занимали кустарниковые тундры и лесотундры. С похолоданием позднего дриаса связано развитие тундровой растительности на нарушенном почвенном покрове. Возрастание доли древесных пород в растительном покрове относится к рубежу плейстоцена и голоцена. Малая мощность отложений, сопоставляемых с ранним голоценом, не позволяет детально реконструировать динамику растительных сообществ данного этапа, однако можно отметить постепенных переход от разреженных сосново-березовых лесов к типично сосновым. С господством березово-сосновых лесов с примесью ольхи связаны наиболее благоприятные климатические условия среднего голоцена. С появлением в растительном покрове ели роль ольхи снижается, и устанавливаются елово-березово-сосновые леса, которые произрастают в бассейне и в настоящее время.

ЛИТЕРАТУРА

Павлова Е.Ю., Дорожкина М.В., Девятова Э.И. Природная среда и климат Верхнепонойской депрессии (Кольский п-ов) в позднем неоплейстоцене–голоцене (по данным палинологического анализа донных отложений оз. Чурозеро) // Тез. докл. VII Всерос. совещания по изуч. четв. периода: Квартер во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований, 2011. Т.2. С. 128–131.

Berglund B. E., Ralska-Jasiewiczowa M. Pollen analysis and pollen diagrams // Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology, 1986. T. 455. P. 484–486.

Lenz M., Savelieva L., Frolova L. et al. Lateglacial and Holocene environmental history of the central Kola region, northwestern Russia revealed by a sediment succession from Lake Imandra // Boreas. 2021. V. 55. P. 76–100.

Stockmarr J. Tablets with spores used in absolute pollen analysis // Pollen et Spores. 1971. No 13. P. 615–621.

УДК 551.79+561

РЕКОНСТРУКЦИЯ ДИНАМИКИ РАСТИТЕЛЬНОСТИ В ОКРЕСТНОСТЯХ ПЕЩЕРЫ ШУЛЬГАН-ТАШ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ (ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ)

Р.Г. Курманов

Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, Уфа, ravil_kurmanov@mail.ru

В статье приведены новые данные об этапах смены позднеплейстоценовой и голоценовой растительности в окрестностях пещеры Шульган-Таш. Палинологический анализ образцов из археологического шурфа № 1, заложенного у западной ниши Купольного зала, позволил восстановить широкое распространение открытых пространств, занятых лугово-степными сообществами, в позднем плейстоцене, осташковское (кудашевское) время. В голоцене реконструировано увеличение площадей мелколиственных и широколиственных лесов, сокращение разнообразия лугового разнотравья и появление синантропной растительности.

Ключевые слова: палинология, поздний плейстоцен, голоцен, пещера Шульган-Таш.

RECONSTRUCTION OF VEGETATION DYNAMICS IN THE ENVIRONMENT OF SHULGAN-TASH CAVE IN LATE PLEISTOCENE AND HOLOCENE (ACCORDING TO PALYNOLOGICAL DATA)

R.G. Kurmanov

Institute of Geology of the Ufa Federal Research Center, RAS, Ufa, ravil_kurmanov@mail.ru

The article presents new data on the stages of the change of Late Pleistocene and Holocene vegetation in the vicinity of the Shulgan-Tash cave. Palynological analysis of samples from a pit № 1, laid near the western niche of the Domed Hall, made it possible to restore a wide distribution open spaces occupied by meadow-steppe communities in the Late Pleistocene, Ostashkovo (= Kudashevo) time. In the Holocene, an increase in the areas of small-leaved and broad-leaved forests, a decrease in the diversity of meadow forbs and the appearance of synanthropic vegetation were reconstructed.

Key words: palynology, Late Pleistocene, Holocene, Shulgan-Tash cave.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-312

Для Южного Урала характерно широкое распространение больших и малых карстовых пещер, приуроченных к карбонатным породам протерозоя и палеозоя (Danukalova et al., 2020). Наибольшую известность среди них имеет пещера Шульган-Таш (Капова), в которой была открыта настенная палеолитическая живопись (Бадер, 1965). Данный пещерный карстово-археологический комплекс расположен в верхнем течении р. Белой, в 30 км вниз по течению от районного центра с. Старосубхангулово.

Палинологические исследования рыхлых отложений пещеры Шульган-Таш немногочисленны. За весь современный этап были изучены спорово-пыльцевые составы проб из археологических шурфов в зале Знаков (анализ проведен Г.М. Левковской) (Щелинский, 1997), в зале Рисунков (исследования А.А. Еремеева) (Еремеев, Курманов, 2011) и на уступе Каскадной галереи (анализ проведен Р.Г. Курмановым) (Котов, 2014). Следует отметить, что число полученных репрезентативных палиноспектров крайне невелико. Спектры, характеризующие флору и растительность позднего плейстоцена, и вовсе единичны. Данное исследование проведено с целью получения более полной информации о динамике позднеплейстоценовой и голоценовой растительности в окрестностях пещеры Шульган-Таш.

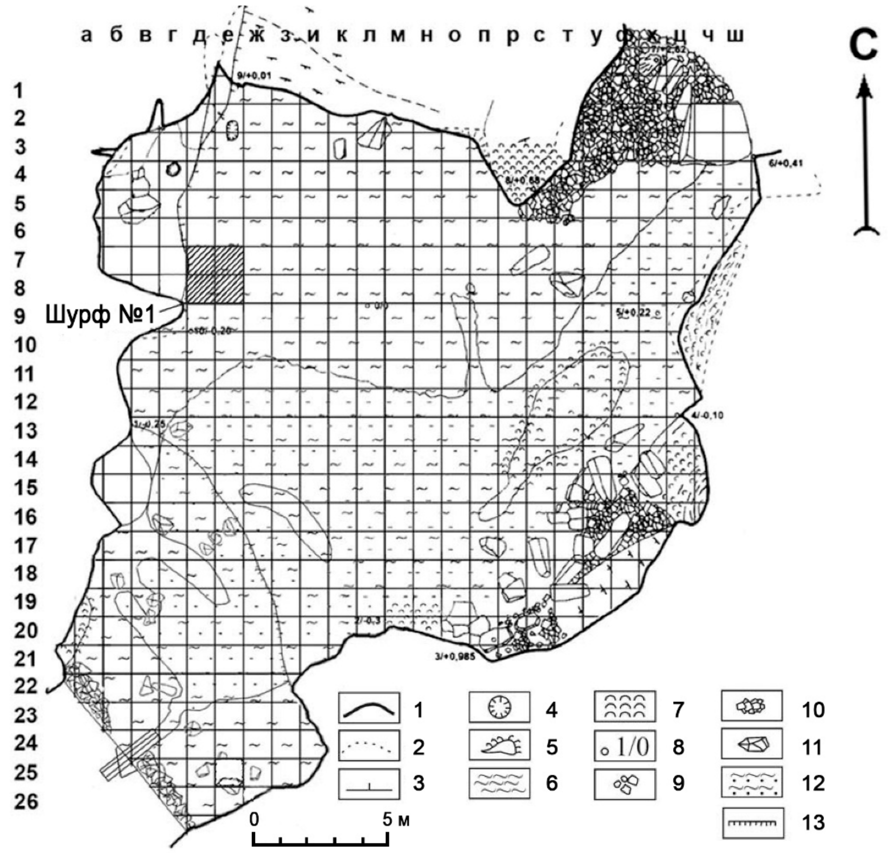


Рис. 1. Пещера Шульган-Таш, зал Купольный. План расположения шурфа № 1 (по Житеневу, 2014). Условные обозначения: 1 – периметр зала на уровне пола, 2 – контуры выступов и ниш зала, 3 – указатели наклона стен и пола, 4 – ванночки с водой, 5 – временный водоем, 6 – глинистые отложения, 7 – натечные туфовые образования, 8 – основные съемочные пикеты (номера/относительные высоты), 9 – мелкие глыбы и обломки известняка, 10 – глыбовый навал, 11 – отдельные и крупные глыбы, 12 – участки увлажнения глинистых отложений, 13 – вертикальные уступы, крутые склоны.

В период с 2010 по 2012 г. работы в западной нише Купольного зала пещеры Шульган-Таш проводились Южно-Уральской археологической экспедицией МГУ им. М.В. Ломоносова (руководитель – В.С. Житенев). Пробы на спорово-пыльцевой анализ были отобраны в 2011 г. Р.Г. Курмановым. Всего из южной стенки шурфа №1, глубиной 0,68 м, получено 10 образцов (рис. 1). Отбор проб проводился через каждый 0,07 м. При лабораторной обработке образцов использовалась стандартная методика (Гричук, Заклинская, 1948).

Исследуемый разрез сложен светло-бурым суглинком. На глубине от 0,25 до 0,33 м встречены несколько разрушенных слоев кальцитовой корки и известковый щебень. На поверхности кальцитовая корка отсутствовала. В данном разрезе культурный слой не выделен, однако культурный слой эпохи поздней бронзы / раннего железного века был отмечен В.С. Житеневым в северной части данного шурфа на глубине 0,18–0,32 м (Житенев, 2014).

В результате проведенного палинологического исследования было получено 10 репрезентативных палиноспектров (рис. 2).

В нижней части разреза (обр. 1, гл. 0,63 м) из светло-бурого суглинка получен спорово-пыльцевой спектр с преобладанием пыльцевых зерен травянисто-кустарничковых растений (40%). Диагностирована разнообразная пыльца, принадлежащая Asteroideae (17%), Cichorioideae (7%), Rosaceae (*Filipendula* sp.) (5%), Chenopodiaceae (5%), *Artemisia* sp. (4%), Poaceae, Apiaceae, Fabaceae и Lamiaceae (единично).

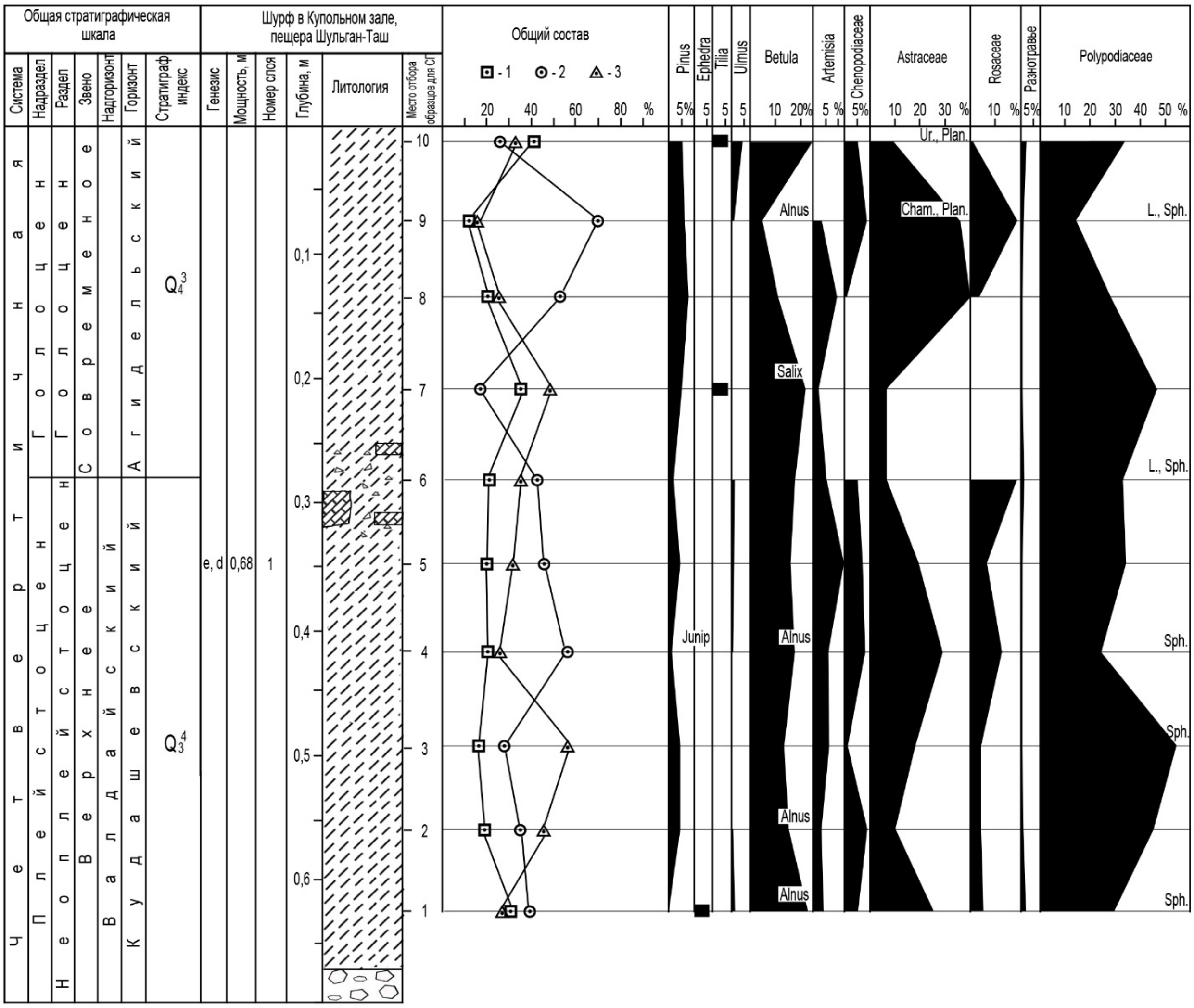


Рис. 2. Разрез верхненеоплейстоценовых и голоценовых отложений шурфа № 1 в Купольном Зале пещеры Шульган-Таш и спорово-пыльцевая диаграмма. Условные обозначения: 1 – древесно-кустарниковые, 2 – травянисто-кустарничковые, 3 – споровые растения; сокращения: Junip. – *Juniperus* sp., Alnus – *Alnus* sp., Salix – *Salix* sp., Ur. – *Urtica* sp., Cham. – *Chamerion* sp., Plan. – *Plantago* sp., L. – *Lycopodium* sp., Sph. – *Sphagnum* sp.

В группе древесно-кустарниковых растений (31%) доминируют пыльцевые зерна мелколиственных деревьев: *Betula* sp. (23%) и *Alnus* sp. (единично). Также отмечена пыльца хвойных: *Ephedra* sp. (6%) и широколиственных пород: *Ulmus* sp. (единично). Споровые (29%) представлены Polypodiaceae (28%) и *Sphagnum* sp. (единично).

Выше из светло-бурого суглинка (обр. 2 и 3, гл. 0,49 и 0,56 м соответственно) выделены палиноспектры с преобладанием спор (45 и 55% соответственно), преимущественно Polypodiaceae. Единично обнаружены зерна *Sphagnum* sp. В группе травянисто-кустарничковых растений (29–36%) преобладает пыльца Cichorioideae (9–13%) и Asteroideae (5–11%). Высока доля пыльцевых зерен Chenopodiaceae (1–9%), *Artemisia* sp. (3–6%), Rosaceae (*Filipendula* sp.) (4%), единично отмечена пыльца Fabaceae и Apiaceae. Деревья и кустарники (16–19%) представлены *Betula* sp. (13–14%), *Pinus* s/g Diploxylon (4%), *Ulmus* sp. и *Alnus* sp. (единично).

Выше по разрезу из светло-бурого суглинка (обр. 4, 5, гл. 0,35 и 0,42 м соответственно) и светло-бурого суглинка с осколками кальцитовой корки и известковым щебнем (обр. 6, гл. 0,28 м) получены спорово-пыльцевые спектры с преобладанием пыльцы трав и кустарничков (44–55%). Данная группа включает Asteroideae (11–23%), Rosaceae (*Filipendula* sp.) (7–17%), *Artemisia* sp. (5–12%), Chenopodiaceae (5–8%), Cichorioideae (2–6%), Fabaceae, Apiaceae, Brassicaceae и Scrophulariaceae (единично). Среди древесно-кустарниковых растений (20–21%) продолжает доминировать пыльца мелколиственных пород: *Betula* sp. (16–18%) и *Alnus* sp. (единично). Также идентифицированы пыльцевые зерна *Pinus* s/g Diploxylon (1–4%), *Juniperus* sp. и *Ulmus* sp. (единично). В группе споровых (24–34%) доминируют Polypodiaceae. Спорадически встречены единичные зерна *Sphagnum* sp. и *Lycopodium* sp.

Из светло-бурого суглинка (обр. 7, 0,21 м) получен палиноспектр с преобладанием спор Polypodiaceae (47%). В группе деревьев и кустарников (35%) по-прежнему доминирует пыльца *Betula* sp. (22%). Доля пыльцевых зерен хвойных деревьев тоже остается неизменной: *Pinus* s/g Diploxylon (5%). Однако значительно увеличивается содержание пыльцы широколиственных пород: *Tilia* sp. (7%). Разнообразие и процент пыльцевых зерен травянисто-кустарничковых растений (18%) снижается. Группа представлена Asteroideae (11%), Cichorioideae (5%) и *Artemisia* sp. (единично).

Выше по разрезу из светло-бурого суглинка (обр. 8 и 9, гл. 0,07 и 0,14 м соответственно) получены палиноспектры с доминированием пыльцевых зерен травянисто-кустарничковых растений (53 и 69% соответственно). Наибольшую долю в группе имеют Cichorioideae (19–30%), Asteroideae (11–18%), Rosaceae (*Filipendula* sp.) (3–18%), *Artemisia* sp. (3–9%) и Chenopodiaceae (1–9%). В небольших количествах обнаружена пыльца Poaceae, а также синантропных растений: *Chamerion* sp. и *Plantago* sp. В группе споровых (18–27%) доминируют зерна Polypodiaceae (17–27%), единично встречены споры *Lycopodium* sp. и *Sphagnum* sp. Среди древесно-кустарниковых растений (13–20%) преобладает пыльца *Betula* sp. (4–11%) и *Pinus* s/g Diploxylon (6–8%). Спорадически отмечены единичные пыльцевые зерна *Ulmus* sp., *Alnus* sp. и *Salix* sp.

В поверхностной пробе (обр. 10) получен палиноспектр с преобладанием пыльцы деревьев и кустарников (41%). В группе доминирует пыльца мелколиственных пород: *Betula* sp. (25%). Высока доля пыльцевых зерен широколиственных: *Tilia* sp. (7%) и *Ulmus* sp. (4%). Кроме того, в спектре отмечена пыльца хвойных пород деревьев: *Pinus* s/g Diploxylon (5%). В группе травянисто-кустарничковых растений (26%) выявлена пыльца Asteroideae (11%), Cichorioideae (8%) и Chenopodiaceae (5%). Также идентифицированы единичные пыльцевые зерна представителей лугового разнотравья (Rosaceae (*Filipendula* sp.), *Lilium martagon*) и синантропной флоры (*Plantago* sp, *Urtica* sp.). Споровые растения представлены Polypodiaceae (33%). Спорово-пыльцевой состав изученной пробы имеет много общего со спектром, полученным из образца 7.

Большинство выделенных палиноспектров (обр. 1, 4–6, 8–9) характеризуют открытые пространства, занятые разнообразными представителями лугового разнотравья (преимущественно сложноцветными) и полынно-маревыми группировками. Ряд спектров (обр. 2, 3, 7) отражает более широкое распространение скальной растительности, представленной многоножковыми папоротниками. Лишь последний спорово-пыльцевой спектр (обр. 10) указывает на увеличение площадей березовых и липово-вязовых лесов.

В позднем плейстоцене, осташковский (кудашевский) горизонт, (обр. 1–6) широкое распространение получают открытые пространства с лугово-степной растительностью, а также растительные сообщества скал с многоножковыми папоротниками, эфедрой и можжевельником. Изменение травянистой растительности в позднем плейстоцене и голоцене шло в сторону сокращения видового разнообразия лугового разнотравья. Появление представителей синантропной флоры (иван-чай, крапива и подорожник) в спектрах, полученных из голоценовых отложений (обр. 9 и 10), свидетельствует об увеличении антропогенной нагрузки на территорию в указанный промежуток времени.

Береза являлась основной лесообразующей породой на протяжении всего изучаемого периода. В качестве примеси в мелколиственных лесах встречались сосна и вяз. Спорадические находки пыльцы ольхи и ивы указывают на наличие поблизости пойменных лесов, а спор сфагнума – на присутствие влажных заболоченных участков.

В голоцене шло увеличение площадей, занятых лесными массивами, с возрастанием роли липы в составе древостоя (обр. 7 и 10). Климат в голоценовое время был более теплым и гумидным, чем в позднем плейстоцене.

Таким образом, в результате проведенного палинологического исследования были получены новые данные, которые позволили более детально реконструировать изменения растительных сообществ в окрестностях пещеры Шульган-Таш в позднем плейстоцене и голоцене.

Автор выражает благодарность доценту кафедры археологии Исторического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова, д.б.н. Владиславу Сергеевичу Житеневу за сотрудничество.

ЛИТЕРАТУРА

Бадер О.Н. Памятники палеолита на Южном Урале и их стратиграфическое значение // Антропоген Южного Урала. М.: Наука, 1965. С. 239–245.

Гричук В.П., Заклинская Е.Д. Анализ ископаемых пыльцы и спор и его применение в палеогеографии. М.: Географгиз, 1948. С. 127–129.

Еремеев А.А., Курманов Р.Г. Палинологическая характеристика голоценовых и верхненеоплейстоценовых отложений пещеры Шульган-Таш // Проблемы современной палинологии: Материалы XIII Российской палинологической конференции. Т. 2. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2011. С. 84–87.

Житенев В.С. Археологический контекст открытия палеоантропологических материалов в пачке голоценовых напластований Каповой пещеры // Вестник МГУ. Сер. 23: Антропология. 2014. № 2. С. 114–121.

Котов В.Г. Исследования многослойной палеолитической стоянки в пещере Шульган-Таш (Каповой) // Тр. исторического факультета Санкт-Петербургского университета. 2014. № 18. С. 120–141.

Щелинский В.Е. Палеогеографическая среда и археологический комплекс верхнепалеолитического святилища пещеры Шульган-Таш (Каповой) // Пещерный палеолит Урала. Материалы международной конференции, 9 сентября–15 сентября 1997 г. Уфа: УНЦ РАН, 1997. С. 29–38.

Danukalova G., Kosintsev P., Yakovlev A. et al. Quaternary deposits and biostratigraphy in caves and grottoes located in the Southern Urals (Russia) // Quat. Int. 2020. V. 546. P. 84–124.

УДК 551.79: 551.345

КАЙНОЗОЙ ЮЖНОГО ГЫДАНА (СЕВЕР ЗАПАДНОЙ СИБИРИ): СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕООБСТАНОВКИ

А.Н. Курчатова[1,5], В.В. Рогов[1,4], В.А. Маринов[2,6], З.Н. Гнибиденко[3], О.Б. Кузьмина[3]

[1]*Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, Тюмень, kanni@mail.ru*
[2]*Тюменский нефтяной научный центр, 625002, Тюмень, vamarinov@tnnc.rosneft.ru*
[3]*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, gnibidenkozn@ipgg.sbras.ru*
[4]*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, rogovvic@mail.ru*
[5]*АО «Мессояханефтегаз», Тюмень*
[6]*Тюменский государственный университет, Тюмень*

Представлены результаты исследований кайнозойских отложений на юге Гыданского полуострова. Выполнено сопоставление выделенных литологических пачек с региональными стратиграфическими горизонтами и свитами палеогена и четвертичной системы. Фациальная принадлежность стратонов обоснована результатами анализа их литологических характеристик (литофациального) и комплексов микрофоссилий (биофациального). Уточнены представления о палеогеографии Гыданского полуострова в палеогеновое и четвертичное время с учетом датировок зерен кварца и полевого шпата методом оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ) биостратиграфии и магнитостратиграфии.

Ключевые слова: квартер, стратиграфия, палеогеография, Гыданский полуостров.

CENOZOIC OF THE SOUTH GYDAN (NORTH WESTERN SIBERIA): STRATIGRAPHY AND PALEOENVIRONMENTS

A.N. Kurchatova[1,5], V.V. Rogov[1,4], V.A. Marinov[2,6], Z.N. Gnibidenko[3], O.B. Kuzmina[3]

[1]*Earth Cryosphere Institute, SB RAS, Tyumen, kanni@mail.ru*
[2]*Tyumen Petroleum Research Center, Tyumen, vamarinov@tnnc.rosneft.ru*
[3]*Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, Novosibirsk, gnibidenkozn@ipgg.sbras.ru*
[4]*Lomonosov Moscow State University, Moscow, rogovvic@mail.ru*
[5]*JSC Messoyakhaneftegaz, Tyumen*
[6]*Tyumen State University, Tyumen*

The results of studies of the Cenozoic in the South Gydan Peninsula are presented. The selected lithological units were assigned to regional stratigraphic correlation scheme and sequences of the Paleogene and Quaternary systems. The sedimentary facies were defined by the interpretations of their lithology (lithofacial) and microfossil association (biofacial). Paleogeography reconstructions of Gydan Peninsula in the Paleogene and Quaternary time are refined, taking into account the dating of quartz and feldspar grains by optically stimulated luminescence (OSL), biostratigraphy and magnetostratigraphy.

Key words: Quarter, stratigraphy, paleogeography, Gydan Peninsula/

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-317

Район работ и методика исследований. Кайнозойские отложения на полуострове Гыдан имеют сложное строение, содержат многочисленные перерывы и стратиграфические несогласия (Генералов, 1996; Svendsen et al., 2004; Назаров, 2011, Гусев, Молодьков, 2012) и до сих пор остаются слабоизученными. В последние годы получены новые материалы (керн и шлам) из скважин, пробуренных в южной части Гыданского полуострова (рис. 1). В качестве типового выбран разрез скважины 738 Восточно-Мессояхского месторождения.

Разрез был разбит на литологические пачки по данным макроскопического изучения керна и шлама, результатам гранулометрического анализа, а также методов электронной микроскопии (Курчатова, Рогов, 2020). Свитная принадлежность пород обоснована результатами биостратиграфических (микрофаунистических и палинологических), магнитостратиграфических и лито-биофациальных исследований. При проведении биофациального анализа использовались палеоэкологические классификации палеогеновых и четвертичных фораминифер Сибири. Выполнено ОСЛ-датирование отложений керна скважины ПМС-4. Полученные датировки укладываются в диапазон 220–20 тыс. лет. Выполнен комплекс магнитостратиграфических исследований четвертичных отложений, вскрытых скважиной ПМС-1. Исследования разреза кайнозойских отложений Восточно-Мессояхского месторождения позволили обосновать их сопоставление с региональными горизонтами палеогена и четвертичной системы Сибири.

Результаты исследований. Изученный разрез сложен преимущественно морскими алевритами и глинами разного состава и степени сортировки: Преобладание песчаной фракции характерно для аллювиальных и дельтово-эстуарных отложений регрессивной фазы.

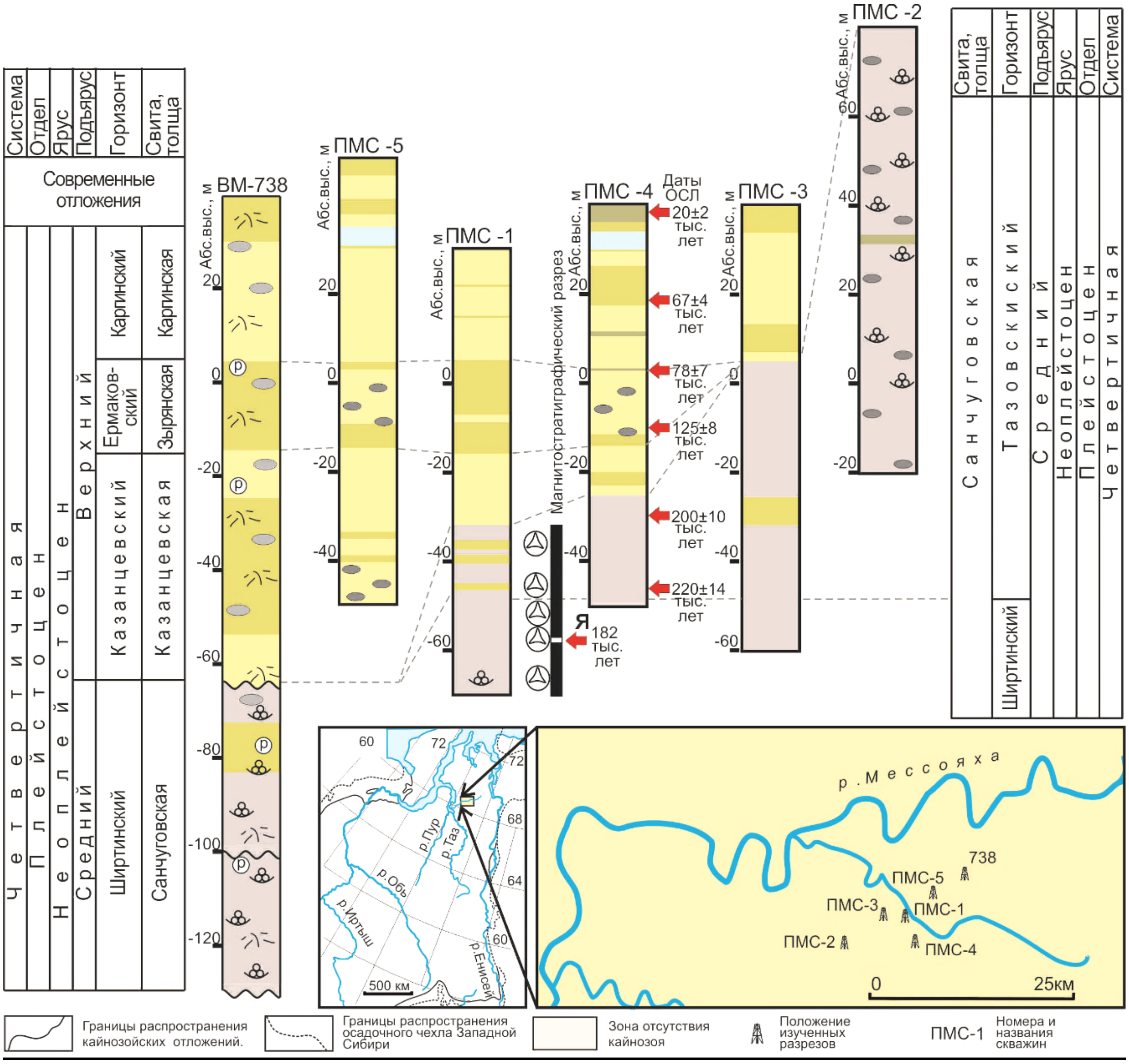


Рис. 1. Местоположение изученных разрезов и комплексная характеристика среднего и верхнего плейстоцена. Усл. обозн. см. рис. 2.

Палеогеновая система

Морские и прибрежно-морские песчано-алеврито-глинистые отложения палеоценового отдела палеогеновой системы подразделяется на две свиты: *тибейсалинскую* и *люлинворскую*. *Тибейсалинская свита* в нижней части сложена глинистыми алевритами ($H_{\text{абс}}$ = -425÷-480 м; *Hr* < 0,70), верхняя часть свиты представлена алеврито-песчаными породами, тонко-мелкозернистыми ($H_{\text{абс}}$ = -310÷-425 м; *Hr* > 0,90). Для толщи характерно большое количество карбонатных, пиритовых и фосфоритовых конкреций, янтаря, глауконита, игл морских ежей, раковин двустворок, гастропод, скафопод. Обнаружен комплекс фораминифер верхнего палеоцена с *Cibicidoides proprius*, представленный стеногалинными видам, обитавшими в пределах сублиторали (не глубже 50–100 м). *Люлинворская свита* ($H_{\text{абс}}$ = -295÷-310 м), сложенная глинистыми алевритами, содержание глинистой фракции (<0,002 мм) составляет 15%, сохранилась от предчетвертичного размыва частично.

Четвертичная система

Эоплейстоцен, кочковский горизонт, *тиутейяхская свита* ($H_{\text{абс}}$ = -275÷-295 м) представлена лагунно-морскими и дельтовыми плохо сортированными песчанистыми алевритами (*Hr* до 0,93), заполнявшими переуглубленные речные долины (Волкова, 1999). Обнаружены зерна кварца с плоскостными сколами, характерные для терригенного материала ледового и айсбергового разноса.

Нижний неоплейстоцен, талагайкинский горизонт, *казымская свита* ($H_{\text{абс}}$ = -275÷-165 м) глинами и глинистыми алевролитами (*Hr* = 0,53), которых вверх по разрезу возрастает роль песчаной фракции (*Hr* до 0,93), без переходной к основной глинисто-алевритистой, что рассматривается как свидетельство транспортировки песчаного

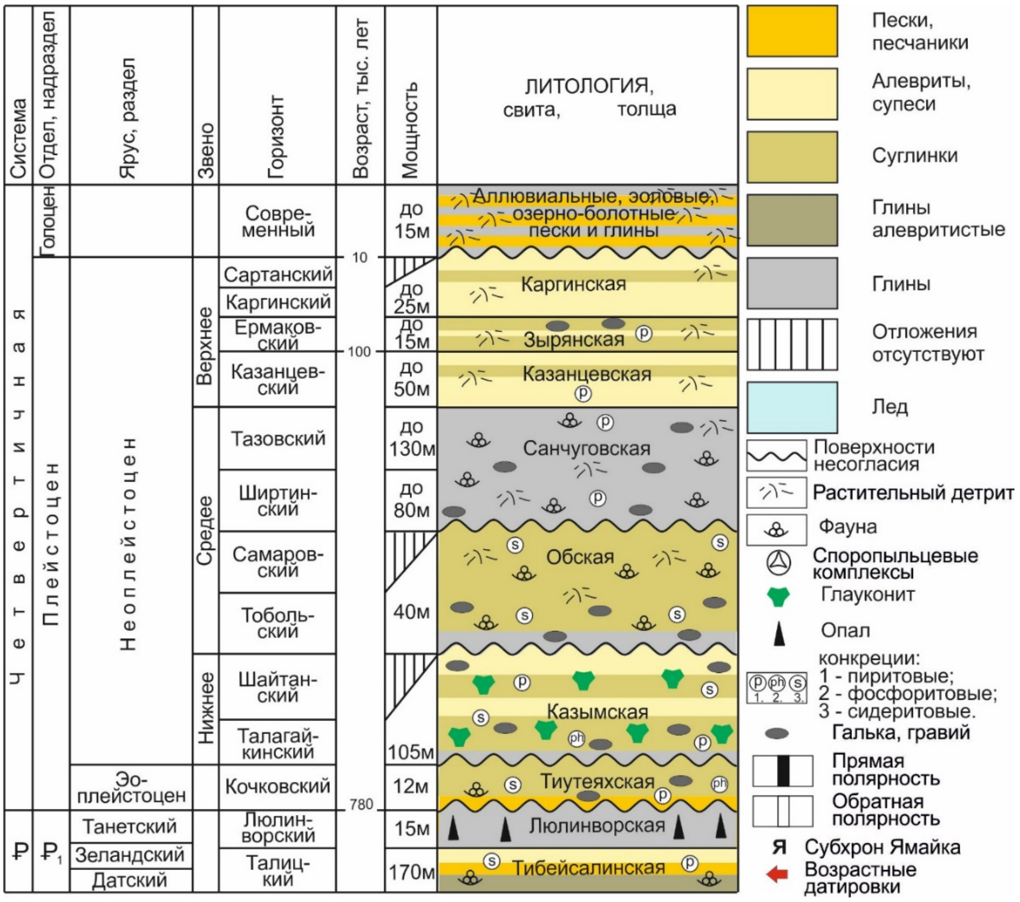


Рис. 2. Разрез кайнозоя Южного Гыдана.

материала айсбергами и припайными льдами. Встреченные фораминиферы, *Cribrononion obscurus* Gudina и *C. incertus* (Williamson) относятся к экологически пластичным видам. Морской генезис отложений подтверждается присутствием спикул губок и кокколитофорид.

Средний неоплейстоцен, тобольский горизонт, *обская свита* ($H_{абс}$=-130÷-165 м), представлена ледово-морскими отложениями песчано-алевритового состава, близкими по литологическим характеристикам верхней части казымской свиты (невыдержанность состава отложений по разрезу, плохая сортированность, *Hr* = 0,85). По всему разрезу присутствуют пиритовые конкреции, морские диатомовые. Фораминиферы редки, среди них резко преобладает вид *Elphidium selseyense*, обитающий в обстановках материковой отмели, на глубинах более 20 м.

Средний неоплейстоцен, ширтинский и тазовский горизонты, *санчуговская свита* ($H_{абс}$ = -65÷-130 м). Свита сложена морскими, относительно сортированными, (*Hr* = 0,45) и ледово-морскими несортированными (*Hr* до 0,85) алевритистыми глинами, накопившимися во время максимума плейстоценовой трансгрессии. Общая мощность отложений достигает 200–250 м. Глины содержат раковины двустворок Paleotaxodonta, остракод, спикулы губок, большое количество диатомовых и радиолярий. В нижней части толщи обнаружен представительный комплекс фораминифер, обитателей материковой отмели. Толща датирована методом ОСЛ 200±10 тыс. лет и 220±14 тыс. лет с уровней -24,9, -40,0 м соответственно. Санчуговская свита была изучена палеомагнитными и палинологическими методами в интервале глубин $H_{абс}$ = -32÷-70 м (скважина ПМС-1). Разрез характеризуется прямой полярностью геомагнитного поля с маломощным горизонтом обратной намагниченности в средней части интервала, сопоставимый с экскурсом Ямайка (182 тыс. лет) (Унифицированная…, 2000). Палинологические исследования керна ПМС-1 установили в интервале глубин $H_{абс}$ = -57,7÷-70 м пыльцу бореально-таежных растительных ассоциаций межледниковья, характерных для ширтинского горизонта. Выделяется четыре локальные зоны с спорово-пыльцевыми комплексами средне- и северотаежных ассоциаций.

Поздний неоплейстоцен, казанцевский горизонт, *казанцевская свита* ($H_{абс}$ = -20÷-65 м). Свита представлена песчано-алевритовыми отложениями (несортированные осадки, *Hr* = 0,84). В составе отложений обнаружены как морские, так и пресноводные диатомовые. Песчаные зерна имеют следы выщелачивания, указывающие на морские условия седиментации. Методом ОСЛ из средней части горизонта получены датировки 125±8 тыс. лет, из верхней 78±7 тыс. лет для кровли.

Поздний неоплейстоцен, ермаковский горизонт, *зырянская свита*, лагунно-морские алевриты и каргинский горизонт, *каргинская свита*, лагунно-морские, аллювиальные песчано-алевритовые, преимущественно несортированные отложения (*Hr*=0,90), характеризуются наибольшей льдистостью по разрезу мерзлых толщ (до 0,3). В отложениях присутствует аллохтонный растительный детрит, гифы грибов, на обломочных зернах наблюдаются новообразованные карбонатные стяжения, в ледяных прослоях – кристаллы гипса. Породы формировались в зоне эстуариев, морских лагун и прибрежных водоемов с минимальными глубинами. ОСЛ-датирование кварцевых зерен из ермаковского горизонта показало возраст 67±4 тыс. лет.

Голоцен, современные болотные отложения, представлены супесями, суглинками, мерзлыми торфяниками с повторно-жильными льдами мощностью до 3,5 м, занимающими локальные участки на водоразделах мелких водотоков (притоков 1–2 порядка р. Мессояха). Полученные датировки по зернам кварца составляют 20±2 тыс. лет.

Выводы. Уточнено положение стратиграфических перерывов в разрезе кайнозоя Восточно-Мессояхского месторождения (рис. 2). Подошва разреза сопоставлена с поверхностью предпалеоценового размыва толщи отложений мощностью около 300 м. Предчетвертичное несогласие фиксируется отсутствием осадков эоцена, олигоцена, неогена; величина понижения базиса эрозии оценивается в 700–750 м. Ранненеоплейстоценовое несогласие подтверждается выпадением из разреза шайтанского горизонта мощностью 40 м. Средненеоплейстоценовое несогласие – размывом или ненакоплением отложений самаровского горизонта мощностью до 50 м. Причиной предказанцевского несогласия явилось понижение базиса эрозии на 40–145 м. Голоценовый эпизод понижения базиса эрозии составил 40–50 м.

Реконструирован климат ряда возрастных интервалов. В палеоценовое время на территории района существовал субтропический климат, умеренный – в ширтинское время среднего неоплейстоцена. Свидетельства арктического, ледового климата установлены для позднего эоплейстоцена, завершения казымского времени раннего неоплейстоцена, тобольского и тазовского времен среднего неоплейстоцена.

Полученные результаты изучения разреза кайнозойских отложений южной части Гыданского полуострова ставят под сомнение покровные оледенения на этой территории и могут быть использованы для корректировки представлений о палеогеографии четвертичного периода севера Западной Сибири.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов РФФИ №18-05-00376 и №20-05-00076, и программы ФНИ 0331-2019-0004.

ЛИТЕРАТУРА

Волкова В.С. Палиностратиграфия четвертичных отложений полуостров Ямал и Тазовский (проблемы плиоцена) // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 8. С. 1119–1134.

Генералов П.П. Неотектоническая расслоенность и вторичные дислокации платформенного чехла Западно-Сибирской плиты // Геология кайнозоя приарктических районов Западной Сибири и Урала. Тюмень: ЗапСибНИГНИ. 1996. С. 93–112.

Гусев Е.А., Молодьков А.Н. Строение отложений заключительного этапа казанцевской трансгрессии на севере Западной Сибири // ДАН. 2012. Т. 443. № 6. С. 707–710.

Курчатова А.Н., Рогов В.В. Методы электронной микроскопии в геокриологии. Москва-Тюмень: МГУ им. М.В. Ломоносова, ТИУ. 2020. 134 с.

Назаров Д.В. Четвертичные отложения Центральной части Западно-Сибирской Арктики. Автореф. дис. … канд. геол.-минерал. наук. СПб., 2011. 26 с.

Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины / В.С. Волкова, А.Е. Бабушкин (ред.). Новосибирск, 2000.

Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I. et al. // Quatern. Sci. Rev. 2004. V. 23. P. 1229–1271.

УДК 551.89: 552.5

О МЕРЗЛОТНО-КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ ГРИВНЫХ ТОЛЩ ТОБОЛ-ИШИМСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ

С.И. Ларин[1], С.А. Лаухин[2], В.А. Алексеева[3], Н.С. Ларина[4]

[1]Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, Тюмень, silarin@yandex.ru
[2]Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе, Москва, valvolgina@mail.ru
[3]Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, valekseeva@rambler.ru
[4] Тюменский государственный университет, Тюмень, nslarina@yandex.ru

По данным вещественного состава отложений грив на юго-западе Западной Сибири выполнена реконструкция мерзлотно-климатических условий во время их формирования. Основные параметры реконструкции – морфогенетические особенности песчаных фракций, средняя годовая температура отложений на глубине 50 см, тип мерзлоты, литогеохимические условия седиментации осадочных толщ грив. Общая особенность периода аккумуляции гривных толщ – это преобладание сезонной мерзлоты, преимущественно, положительных средних годовых температур грунта в условиях южной тайги, временами сменявшейся средней либо северной тайгой. Два–три резких похолодания, отраженных в толщах некоторых грив, были относительно кратковременны, но заметно меняли ландшафтно-мерзлотные условия. В эти периоды сезонная мерзлота трансформировалась в сплошную мерзлоту. Литогеохимические данные свидетельствуют о формировании большей части гривных толщ в относительно однородных условиях седиментации в интервале условий от холодного аридного до относительно умеренного климата. В средней части некоторых разрезов фиксируется увеличение привноса вторичного материала. В верхней и приповерхностной части разрезов гривных толщ значения литохимических коэффициентов контрастны и показывают более гумидные условия.

Ключевые слова: криогенез, покровные отложения, сартанский криохрон, гранулометрия, морфоскопия песчаных зерен, криогенная контрастность, геохимические коэффициенты, эоловые процессы.

ABOUT THE CRIOGENETIC AND CLIMATIC CONDITIONS OF THE FORMATION OF THE LOW RIDGE THICKNESSES IN THE TOBOL-ISHIM INTERFLUVE

S.I. Larin[1], S.A. Laukhin[2], V.A. Alekseeva[3], N.S. Larina[4]

[1]Cryosphere Earth Institute, SB RAS, Tyumen, silarin@yandex.ru
[2]Russia State geological prospecting Universiaty, Moscow, valvolgina@mail.ru
[3] Lomonosov Moscow State University, Moscow, valekseeva@rambler.ru
[4] Tyumen State University, Tyumen, nslarina@yandex.ru

According to the material composition of the low ridge deposits in the south-west of Western Siberia, the criogenetic and climatic conditions during their formation were reconstructed. The main parameters of the reconstruction are the morphogenetic features of sand fractions, the average annual temperature of sediments at a depth of 50 cm, the type of permafrost, and the lithogeochemical conditions of sedimentation of sedimentary strata. A common feature of the period of accumulation of low ridge is the predominance of seasonal permafrost, mainly positive average annual ground temperatures in the conditions of the southern taiga, sometimes replaced by the middle or northern taiga. Two or three sharp cold spells reflected in the strata of some manes were relatively short-lived, but significantly changed the landscape-criogenetic conditions. During these periods, the seasonal permafrost was transformed into solid permafrost. Litogeochemical data indicate the formation of most of the low ridge thicknesses in relatively homogeneous conditions of sedimentation in the interval of conditions from cold arid to relatively moderate climate. In the middle part of some incisions, an increase in the secondary material is recorded. In the upper and surface parts of the incisions of the low ridge thicknesses of the value of the lithochemical coefficients are contrasting and show more humid conditions.

Key words: cryogenesis, cover deposits, Sartan cryochron, particle size analysis, quartz grains morphoscopy, cryogenic contrast ratio, geochemical indexes, aeolian processes.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-322

На юге Западной Сибири широко распространены гривы, загадочные формы рельефа, о происхождении которых спорят многие поколения исследователей. По результатам изучения вещественного состава отложений грив Тобол-Ишимского междуречья (55–57°с.ш.) авторами проведена комплексная реконструкция мерзлотно-климатических условий их аккумуляции. В качестве индикаторов использованы гранулометрический состав отложений, минералогические (коэффициент криогенной контрастности) и литогеохимические данные, а также морфоскопия кварцевых зерен.

Гранулометрический состав отложений изучен ситовым методом и методом пипетки (вариант Н.А.Качинского с подготовкой образцов к анализу пирофосфатным методом по С.И. Долгову и А.И. Личмановой). По данным гранулометрического состава методом пипетки построены кумулятивные кривые с полулогарифмической шкалой, по которым были получены основные статистические показатели (медиана Md, квартили Q1 (25%) и Q3 (75%), а также децили 10%, 60% и 90%. Название отложений дано в соответствии с номенклатурой песчаных, алевритовых и глинистых осадков (Фролов, 1993). Гранулометрический анализ показал, что гривные толщи сложены преимущественно песками, но содержание песчанистых разностей в отдельно взятых разрезах заметно варьирует. Например, в разрезе гривы возле с. Кареглазово (в 1–1,5км от с. Абатское, Тюменская обл.) снизу вверх последовательно сменяются: песок глинистый, песок сильноглинистый, песок алевритисто-сильноглинистый, песок сильноглинистый, песок алевритово-глинистый. Весь разрез гривы у с. Чуртан (Викуловский р-он, Тюменская обл.) сложен песком алевритисто-сильноглинистым и в самой верхней части – алевритом песчанистым сильноглинистым. Для интерпретации результатов гранулометрического анализа посчитаны показатели неоднородности отложений: коэффициент сортировки по П.Д. Траску (Trask,1932) $So=\sqrt{(Q_3/Q_1)}$, где So – коэффициент сортировки, Q_3 и Q_1 – размер частиц, квартили 75% и 25% соответственно и коэффициент асимметрии $Sk=(Q_1{*}Q_3)/Md^2$, где Sk – коэффициент асимметрии, Md^2 – квадрат размера частиц медианы (квартиль 50%). Коэффициенты эксцесса и неоднородности осадков не могли быть рассчитаны ввиду отсутствия на кумулятивной кривой частиц децили 10% и значительного содержания во всех изученных образцах частиц глинистой фракции (более 10%). В разрезах отложений грив у с. Кареглазово и с. Чуртан почти все значения коэффициента сортировки So>3, коэффициента асимметрии Sк>0, поэтому в соответствии с принятыми градациями (Фролов,1993) эти осадки относятся к категории низкосортированных с преобладанием мелкой фракции. Превалирование мелкой фракции является важным диагностическим критерием древних песчаных толщ, поскольку в ходе проявления эоловых процессов средние и мелкие пески продвигаются дальше всего, теряя алевритовую фракцию, уносимую ветром (Астахов, 2020).

Для оценки степени воздействия криогенеза на отложения, рассчитан коэффициент криогенной контрастности (Конищев, Рогов, 1994): ККК=$(Q_1/F_1)/(Q_2/F_2)$, где Q_1/F_1 – отношение содержания кварца и полевых шпатов во фракции 0,05–0,01 мм; Q_2/F_2 – отношение содержания кварца и полевых шпатов во фракции 0,1–0,05 мм. Значения ККК>1 показывают определяющую роль криогенных факторов в комплексе гипергенных процессов. ККК<1 указывает на формирование отложений в условиях относительно теплого климата с подчиненной ролью криогенеза. Содержание кварца и полевых шпатов фракций осадков 0.05–0.01 мм и 0.1–0.05 мм было определено методом рентгеновской дифрактометрии на дифрактометре Bruker D2 Phaser (CuKα-излучение, параметры генератора рентгеновской трубки 30 кВ, 10 мА). Рентгеновская диагностика минералов проводилась с использованием сопоставления в базах порошковых данных ICDD PDF2 и COD, полуколичественный фазовый анализ выполнялся с использованием пакета DIFFRAC.EVA.

По данным ККК определены значения температурного режима грунтов за период формирования гривных толщ по методике В.Н. Конищева (1997), выявлены ландшафты-аналоги и реконструированы палеомерзлотные условия. При интерпретации мерзлотных условий использована классификация Э.Д. Ершова (2002).

Для расчетов взяты значения ККК, рассчитанные для разрезов грив в лесостепной зоне у с. Большеудалово ($56^0$11'14,19'' с.ш., $69^0$21'24,4'' в.д.), с. Савина ($56^0$11'29,3''с.ш., $69^0$31' 22,2'' в.д.; Ишимский р-он Тюменской обл.) и с. Красноорловское ($55^0$58' 25,4'' с.ш., $68^0$00'59,6'' в.д.; Армизонский р-он Тюменской обл.). Значения ККК и реконструируемые по ним мерзлотно-климатические условия различаются между отдельными разрезами грив, но общей особенностью периода аккумуляции гривных толщ является преобладание сезонной мерзлоты и преимущественно положительных среднегодовых температур грунта в условиях развития южной тайги, временами сменявшейся средней либо северной тайгой. Два-три резких похолодания, отраженных в толщах некоторых грив были относительно кратковременны, но заметно меняли ландшафтно-мерзлотные условия. Судя по значениям ККК в эти интервалы времени, сезонная мерзлота трансформировалась в островную и сплошную мерзлоту.

Для реконструкции условий транспортировки и накопления песчаных отложений грив применен метод морфоскопии. Форма и характер поверхности кварцевых зерен изучались для фракции среднего (0.25–0.5 мм) песка с использованием сканирующего электронного микроскопа SEM TESCAN VEGA 3 LMU при ускоряющем высоком напряжении 15–30 кэВ, в режиме SE+BSE (Secondary electron+Backscattered electron) и высокого вакуума с увеличением от 300–500 раз для целых зерен до 1500–2000 раз для фрагментов зерен, отдельных элементов поверхности (Ларин и др., 2020). Окатанность зерен кварца оценивалась визуально по пятибалльной шкале. Для каждого образца вычислялся коэффициент окатанности по формуле А.В. Хабакова (1946), который характеризует среднюю окатанность зерен в выборке. Комбинация признаков морфоскопии песчаных зерен использовалась для выяснения их генезиса и роли криогенеза в формировании их облика.

Результаты исследования показывают наличие зерен с эолово-криогенными чертами в осадках грив, но в каждом отдельном разрезе они имеют свои особенности. Например, в ансамбле гривной толщи у с. Чуртан преобладают кварцевые зерна с поверхностью, характерной для эоловой обстановки седиментации (88–100%). Количество зерен с чертами водного переноса 4–12%, смешанного переноса в водной и воздушной средах от 4–8 до 16%. Доля зерен с криогенными чертами поверхности составляет от 64 до 96% (Ларин, Лаухин, 2014). В ансамбле 10-метровой толщи разреза гривы возле с. Кареглазово, за редким включением зерен элювиального облика (без следов потоковой обработки) и зерен с аллювиально-озерной обработкой, подавляющее большинство кварцевых зерен представляют собой частицы, испытавшие перенос в эоловых потоках. Доля таких частиц составляет от 68–72% до 88–96% (в среднем по разрезу 84%), в редких случаях снижаясь до 48% (образец № 31). Вместе с тем, следует отметить низкую (редко среднюю) степень выраженности эоловых текстур поверхности, которые зачастую встречаются лишь на незначительных по площади участках видимой поверхности зерен. Кварцевые зерна изученных образцов имеют также специфические криогенные текстуры поверхности в виде сколов, борозд и трещин. Они свидетельствуют о проявлении процессов раскалывания в ходе криогенного выветривания (Курчатова, Рогов, 2020). Содержание зерен с криогенными текстурами поверхности сильно варьирует по разрезу, достигая 36–68% (среднее 50%) в самой верхней части разреза (образцы №№ 36–31), затем заметно снижаясь до 4–8% и 24–28%.

Невысокий коэффициент окатанности песчаных частиц, относительно хорошая сохранность исходных текстур поверхности и незначительная встречаемость специфических для эоловых процессов текстур поверхности (в основном, только на выпуклых участках кварцевых зерен), свидетельствуют о том, что физико-географические условия (интенсивность процессов физического выветривания, количество атмосферных осадков, повторяемость и скорость ветров, характер растительного покрова) были не очень подходящими для активного протекания эоловых процессов. Практически полное отсутствие в материале гривы частиц фракции >1 мм и 1,0–0,5 мм, невысокое содержание частиц фракции 0,5–0,25 мм (2–3%, до 5–6%) и преобладание фракции мелкого песка (0,25–0,1 мм) от 23–25% до 44–50% и до 58% (в среднем по разрезу 42%) говорят о невысоких скоростях ветров и, по всей видимости, ближнем переносе. Критическая скорость ветра для сухих частиц фракции 0,5–0,25 мм составляет 7–9 м/с, фракции 0,25–0,1мм – 5–6 м/с (Динамическая геоморфология, 1992). Такие ветры по шкале Бофорта относятся к слабым, умеренным и свежим (3–5 баллов). Известно, что при распространенных скоростях ветра (до 15–16 м/с) более 90% песчаных частиц переносится в слое на высоте до 10–11 см от поверхности земли, что при условии наличия растительности ограничивает перенос материала на небольшие расстояния (первые километры – десятки километров). В целом, незначительная встречаемость криогенных текстур поверхности (за исключением самой верхней части разреза) свидетельствует скорее об умеренном климате, а широкое развитие пленок кремнезема на поверхности кварцевых зерен – об его гумидности, когда становится возможной миграция коллоидных растворов.

Химический состав проб изучен методом рентгенофлюоресцентного анализа (рентгеновский спектрометр Spectroscan МАКС-GV) по методике измерений массовой доли металлов и оксидов металлов в порошковых пробах. По значениям содержания химических элементов из проб отложений были рассчитаны показатели характера осадконакопления – литохимические коэффициенты: (SiO_2/Al_2O_3;$(CaO+K_2O+Na_2O)/Al_2O_3$; CaO/MgO), процессов выветривания ($Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O+MgO)$; Rb/Sr; Al_2O_3/TiO_2), выщелачивания (Sr/Ba), окисления ($(Fe_2O_3+MnO)/Al_2O_3$), биологической активности и биопродуктивности ($(Fe_2O_3+MnO)/Al_2O_3$; MnO/Al_2O_3; MnO/Fe_2O_3; $(Fe_2O_3+MnO)/Fe_2O_3$), засоления (Na_2O/K_2O; Na_2O/Al_2O_3), степени однородности пород (TiO_2/Al_2O_3; Zr/TiO_2), а также литохимические индексы-индикаторы палеоклимата (CIA, CIW, ICV). Обоснование этого подхода дано в работе (Алексеев и др., 2019).

Литогеохимические исследования выявили формирование толщи грив в относительно однородных условиях седиментации с увеличением привноса вторичного материала в средней части некоторых разрезов (Ларин и др., 2019). Коэффициенты выветривания показывают условия от холодного аридного до относительно умеренного климата (CIA-59-65, CIW-72-64, ICV-1,1-1,4). В основании верхних пачек ряда разрезов грив фиксируется волна похолодания и аридизации климата (CIA-51-55, CIW-55-60, ICV-1,4-1,2). Самые верхние части разрезов гривных толщ на контакте с дневной поверхностью формировались в более гумидных условиях (CIA-71-79, CIW-82-88, ICV-0,8-1,0). Мерзлотно-климатические условия во время формирования гривных толщ нашли отражение в относительно низких значениях коэффициентов биопродуктивности, отчасти отношений Rb/Sr и Sr/Ba. В приповерхностной части покровных отложений значения литохимических коэффициентов контрастны.

В совокупности полученные материалы показывают, что верхние 5–6–10 метров гривных толщ формировались в диапазоне от холодного аридного до умеренного климата при доминировании сезонной мерзлоты и преимущественно положительных среднегодовых температур грунта. Два–три резких похолодания, отраженных в толщах некоторых грив были относительно кратковременны, но заметно меняли ландшафтно-мерзлотные условия в сторону большей суровости.

Авторы благодарят чл.-корр. РАН, д.б.н. А.О. Алексеева, к.б.н. Т.В. Алексееву и к.г.-м.н. П.И. Калинина (ИФХиБПП РАН, Пущино) за проведение части аналитических определений и консультации.

Исследование выполнено в рамках госзадания №АААА-А17-117051850064-0 и АААА-А16-11632810089-5; частично при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта №20-05-00734А.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеев А.О., Калинин П.И., Алексеева Т.В. Почвенные индикаторы параметров палеоэкологических условий на юге Восточно-Европейской равнины в четвертичное время // Почвоведение. 2019. № 4. С. 389–399.

Астахов В.И. Четвертичная геология суши: учебное пособие. Спб.: Изд-во С.-Петерб. ун-та, 2020. 440 с.

Динамическая геоморфология: Учебное пособие / Под ред. Г.С. Ананьева, Ю.Г. Симонова, А.И. Спиридонова. М.: Изд-во МГУ, 1992. 448 с.

Ершов Э.И. Общая геокриология. Учебник. М.: Изд-во МГУ, 2002. 683 с.

Конищев В.Н. Криолитогенный метод оценки палеотемпературных условий формирования ледового комплекса и субаэральных перигляциальных отложений // Криосфера Земли. 1997. Т. 1. № 2. С. 23–28.

Конищев В.Н., Рогов В.В. Методы криолитологических исследований. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1994. 131 с.

Курчатова А.Н., Рогов В.В. Методы электронной микроскопии в геокриологии: Учебное пособие. Москва-Тюмень: МГУ имени М.В. Ломоносова, ТИУ, 2020. 134 с.

Ларин С.И., Алексеева В.А., Лаухин С.А., Ларина Н.С. Литолого-геохимическая индикация генезиса покровных отложений Ишимской равнины (Юго-запад Западной Сибири) // Литология осадочных комплексов Евразии и шельфовых областей. Материалы IX Всероссийского литологического совещания (с международным участием). Казань: Изд-во Казанского университета, 2019. С. 239–240.

Ларин С.И., Алексеева В.А., Лаухин С.А. и др. Особенности формирования состава реликтовых грунтовых жил в основании покровных отложений лесостепного Притоболья // Криосфера Земли. 2020. Т. XXIV. № 4. С. 5–18.

Ларин С.И., Лаухин С.А. К вопросу о генезисе гривно-ложбинного рельефа в пределах лесостепного и подтаежного Приишимья // Окружающая среда и менеджмент природных ресурсов. Тюмень: Изд-во Тюменского госуниверситета, 2014. С. 143–146.

Фролов В.Т. Литология. Т. 2. М: Изд-во Моск. ун-та, 1993. 432 с.

Хабаков А.В. Об индексах окатанности галечников // Советская геология. 1946. № 10. С. 98-99.

Trask P.D. Origin and environment of source sediments of petroleum. Houston: Gulf Pab. Co., 1932. 67 p.

УДК 565.768.1

ЖЕСТКОКРЫЛЫЕ НАСЕКОМЫЕ В РЕКОНСТРУКЦИИ ЭОЦЕНОВОЙ ФЛОРЫ БАЛТИЙСКОГО ЯНТАРЯ

А.А. Легалов[1,2,3]

[1]*Институт систематики и экологии животных СО РАН, Новосибирск*
[2]*Алтайский государственный университет, Барнаул*
[3]*Томский государственный университет, Томск, fossilweevils@gmail.com*

Рассмотрены примеры использования жесткокрылых насекомых для выявления кормовых растений, отсутствующих в палеофлоре местонахождений.

Ключевые слова: Coleoptera, Curculionoidea, кормовые растения, поздний эоцен.

BEETLES IN RECONSTRUCTION OF THE EOCENE FLORA OF BALTIC AMBER

A.A. Legalov[1,2,3]

[1]*Institute of Systematics and Ecology of Animals, SB RAS, Novosibirsk*
[2]*Altai State University, Barnaul*
[3]*Tomsk State University, Tomsk, fossilweevils@gmail.com*

Examples of the use of Coleoptera for the reconstruction of the presence of host plants that are absent in the paleoflora of localities are considered.

Key words: Coleoptera, Curculionoidea, host plants, Late Eocene.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-327

Жесткокрылые насекомые являются важным компонентом как современных, так и ископаемых экосистем. Многие их них обладают хорошо выраженной пищевой специализацией. Растительноядные насекомые подразделяются на поли-, олиго- и монофагов. В палеонтологических реконструкциях оптимально использовать представителей двух последних групп, связанных в своем развитии с несколькими родами растений в пределах семейства или с несколькими близкими видами в пределах рода.

При исследовании ископаемой фауны и флоры обычна ситуация, когда в местонахождении скудно представлены либо растения, либо насекомые. Ярким примером является позднеэоценовый янтарь Европы, где обнаружено огромное число инклюзов различных насекомых, а растительных остатков собрано значительно меньше.

Рассмотрим несколько примеров использования жесткокрылых насекомых при реконструкции растительности экосистем, где они обитали.

Род *Oxycraspedus* Kuschel, 1955 является облигатным монофагом на араукариях. Его современные представители обитают на этих растениях в пределах Чилийско-Патагонской области Южной Америки. В балтийском янтаре обнаружены *Oxycraspedus poinari* Legalov, 2016 (Legalov, 2016a) и еще несколько неописанных видов. Остатки араукарии в балтийском янтаре отсутствуют (Алексеев, 2018), но есть данные о пыльце этих растений в эоцене Великобритании, Польши, Казахстана и Дальнего Востока России. На основании находок видов рода *Oxycraspedus* можно говорить о присутствии араукарий в янтароносных лесах Европы.

Виды рода *Dorytomus* Germar, 1817 связаны с растениями семейства ивовые, в сережках которых они развиваются. Шесть видов описаны из балтийского и ровенского янтаря (Legalov, 2016a, 2016b, 2020; Bukejs, Legalov, 2019b; Legalov et al., 2019). Только один вид ивовых (*Saliciphyllum succineum*) отмечен в балтийском янтаре (Czeczott, 1961). Наличие стольких видов *Dorytomus* позволяет предполагать довольно высокое разнообразие ивовых в янтароносных лесах, причем на родовом уровне. Тополь известен начиная с раннего эоцена Чехии, *Tricolpopollenites* отмечен для среднего эоцена Германии, а пыльца ивы обычна в эоцене Европы.

Виды рода *Ceutorhynchus* Germar, 1823 облигатно связаны с крестоцветными. Четыре вида *Ceutorhynchus* известны из балтийского и ровенского янтаря (Legalov, 2013, 2016b; Legalov et al., in prep.). Современная молекулярная филогения предполагает возникновение крестоцветных в олигоцене или миоцене. Находки нескольких видов *Ceutorhynchus* в янтаре показывают не только, что крестоцветные присутствовали во флоре янтароносных лесов, но и были уже достаточно разнообразны для возможности существования четырех близких видов *Ceutorhynchus* на ограниченной территории, которые должны были развиваться на разных видах кормовых растений. Подтверждением этого является находка вымершего вида ярутки в позднем эоцене США.

Виды рода *Pseudomesauletes* Legalov, 2001 развиваются в бутонах розоцветных, в первую очередь шиповника и малины. Два вида этого рода описаны из балтийского и ровенского янтарей (Bukejs, Legalov, 2019a, 2021). Семейство розоцветные отмечено для балтийского и ровенского янтаря, но роды *Rosa* и *Rubus* из него не известны (Czeczott, 1961). Мы можем предполагать наличие родов роза и малина в позднем эоцене Европы, тем более, что они указаны для среднего эоцена Германии (Wilde, Frankenhauser, 1998).

Таким образом, представленные примеры подтверждают возможность успешного использования жесткокрылых насекомых при реконструкции палеофлоры.

Исследования поддержаны грантом РФФИ № 19-04-00465-а.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеев П.И. Ревизия видового состава голосеменных растений из эоценового балтийского янтаря // Бот. журн. 2018. Т. 103. С. 229–245.

Bukejs A., Legalov A.A. The first record of Rhynchitidae (Coleoptera) from Rovno amber // Entomologica Fennica. 2019a. V. 30. No 4. P. 168–172.

Bukejs A., Legalov A.A. A new species of the genus *Dorytomus* Germar, 1817 (Coleoptera, Curculionidae) from Baltic amber // Entomologica Fennica. 2019b. V. 30. No 4. P. 173–178.

Bukejs A., Legalov A.A. Two new species of the family Rhynchitidae (Coleoptera: Curculionoidea) from Eocene Baltic amber, with key to species and assumed trophic relationships // Fossil Record. 2021 (in press).

Czeczott H. The flora of the Baltic amber and its age // Prace Muzeum Ziemi. 1961. V. 4. P. 119–145.

Legalov A.A. New and little known weevils (Coleoptera: Curculionoidea) from the Paleogene and Neogene // Historical Biology. 2013. V. 25. No 1. P. 59–80.

Legalov A.A. Two new genera and four new species of fossil weevils (Coleoptera: Curculionoidea) in Baltic amber // Entomologica Fennica. 2016a. V. 27. No 2. P. 57–69.

Legalov A.A. New weevils (Curculionidae) in Baltic amber // Paleontol. J. 2016b. V. 50. No 9. P. 970–985.

Legalov A.A. A review of the Curculionoidea (Coleoptera) from European Eocene ambers // Geosciences. 2020. V. 10. No 1(16). P. 1–74.

Legalov A.A., Nazarenko V.Yu., Perkovsky E.E. New weevils (Coleoptera: Curculionidae) from Rovno amber // Paleontol. J. 2019. V. 53. No 10. P. 1045–1059.

Legalov A.A., Nazarenko V.Yu., Vasilenko D.V., Perkovsky E.E. First record of the genus *Ceutorhynchus* Germar (Coleoptera, Curculionidae) from Rovno amber and cabbage affairs (in prep.)

Wilde V., Frankenhauser H. The Middle Eocene plant taphocoenosis from Eckfeld (Eifel, Germany) // Rev. Palaeobot. Palynol. 1998. V. 101. P. 7–28.

УДК 551.89:551.4:910.1

К СИСТЕМНОМУ ПОДХОДУ В ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ПОСТРОЕНИЯХ

Е.Ю. Ликутов

Калуга, Россия, likutov.evgeij@gmail.com

Вследствие участившихся ошибок в результатах локальных (по объекту и методу) исследований и их абсолютизации предлагаются пути получения достоверных и конкретных результатов исследований, сводящиеся к учету всего спектра связей и взаимодействий как между объектами (и/или их свойствами и характеристиками), процессами и внешними условиями их формирования, так и методами исследований. Рассматриваются некоторые результаты, полученные предлагаемыми путями.

Ключевые слова: системный подход, учет, связи, взаимодействия, территория, несколько методов, палеогеографическая остановка, интразональные ландшафты, критерии надежности.

TO THE SYSTEM APPROACH IN PALEOGEOGRAPHIC CONSTRUCTIONS

E.Yu. Likutov

Kaluga, Russia, likutov.evgeij@gmail.com

Because of more frequent mistakes in the results of local (according to the object and the method) research and their absolutisation we suggest the ways of obtaining reliable and specific results of research coming to taking into account all spectrum of links and interrelations both between the objects (and/or their properties and characteristics), processes and external conditions of their formation and the methods of research. We consider some of the results obtained by the suggested ways.

Key words: system approach, account, links, interrelations, territory, several methods, paleogeographic stop, intrazonal landscapes, criteria of reliability.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-330

Результаты палеогеографических исследований часто отличаются, с одной стороны, неожиданностью, с другой – однозначностью. В текущем десятилетии палеогеографию буквально накрыл вал абсолютных датировок, так что продолжительность плейстоцена «увеличилась» до 2,588 млн лет (Шкатова, 2015) и даже до 2,865 млн лет. То же самое заметно в многочисленных работах, посвященных результатам исследований, локальных по выбору какого-либо одного объекта или применению какого-либо одного метода исследований. И как правило, «сенсационные» публикации и доклады о них отличаются невниманием к остальным элементам палеогеографической обстановки и палеогеографического анализа. Системный подход к палеогеографическим исследованиям или только декларируется, или не применяется, или игнорируется. Это гарантирует ошибки в их результатах. Между тем возможностей не только избежать их, но и получать достоверные и корректные результаты немало.

Пути к этому сводятся к учету связей и взаимодействий как между объектами (Ликутов, 2012) и/или их свойствами и характеристиками (Ликутов, 1993), так и методами исследований (Руководство…, 1987; Ликутов, 1993, 2011). Вот некоторые из них: 1) исследование не только определенной (интересами и возможностями исследователей, задачами исследований) территории, но и сопредельных; 2) достижение одного результата, в частности – определения возраста рыхлых образований и форм рельефа, сразу несколькими различными методами; 3) для получения данных об определенном свойстве объекта – исследования других его свойств; 4) максимально полное исследование избранного объекта – по набору исследуемых свойств и характеристик, связей и взаимодействий, методов исследований; 5) исследование не только строения объекта, но и процессов и внешних условий его формирования во всем многообразии не только их состояний, но и всего спектра их связей и взаимодействий.

Вот некоторые результаты исследований, проведенных упомянутыми или иными, своеобразными путями полного учета как природных условий и процессов, так и применения различных уместных методов исследований.

В созданной К.К. Марковым Лаборатории новейших отложений географического факультета МГУ был разработан и апробирован сопряженный анализ рыхлых отложений – целостная, пополняемая по ходу исследований, система методов и их групп: литостратиграфические (выделим подгруппы гранулометрических, минералогических, палеопедологических методов), геохимические, биостратиграфические (спорово-пыльцевой, палеофаунистический, диатомовый, палеокарпологический, лихенометрический), абсолютного возраста, геоморфологический, археологический, палеомагнитный, статистический (Разрез…, 1971, 1973; Разрезы…, 1977; Руководство…, 1987). Высокая достоверность результатов исследований сопряженным анализом подтверждается сохранением их актуальности вот уже более 40 лет; некоторые из них не повторены и не пополнены до сих пор.

Работами Зейской геоморфологической партии географического факультета МГУ под руководством С.С. Воскресенского в 60–70-е гг. XX века (Геоморфология…, 1973), решавшими зачастую проблемы строения и формирования отдельных, небольших по площади речных долин и россыпей, были охвачены громадные территории севера Амуро-Зейской равнины и низкогорной системы Малый Хинган. Для достижения достоверных результатов спорово-пыльцевого анализа, с целью полного учета не только данных спорово-пыльцевых спектров, но и ландшафтной и палеоландшафтной обстановки, были специально изучены современные ландшафты (Махова, 1973) и история развития растительности и флоры севера Амуро-Зейской равнины в кайнозое (Махова, Тер-Григорян, 1973); для палеогеографических построений были выработаны критерии расчленении отложений зейской серии (Логинова и др., 1973) – вместе с разнонаправленными исследованиями строения и формирования рельефа и россыпей.

Эти результаты помогли нам при самостоятельных исследованиях (Ликутов, 1993) внимательно относиться к данным спорово-пыльцевого анализа, в частности – к спектрам с преобладанием мхов. Они свидетельствуют о формировании анализируемых отложений не «в холодном климате», а в растительных условиях марей – интразональных ландшафтов (пока еще недостаточно изученных в этом аспекте), которые, по нашим наблюдениям, примерно одинаковы по составу растительности не только на равнинах Приамурья, но и в Западном Приохотье, и в Нижнем Приамурье, и на Кольском п-ове. Дополнительно обосновывает такую интерпретацию отбор проб на террасоувалах, занятых марями и сейчас, и в прошлые эпохи. То же самое можно сказать о спектрах с преобладанием травянистых растений, что не может служить показателем суровости климата (Голубева, 1977; Голубева, Караулова, 1982).

Достоверность результатов исследований позволяет видеть не только их надежность, но и ошибки.

Начиная исследования долин малых рек севера Амуро-Зейской равнины на послебелогорском этапе их развития, мы обратили внимание на различие в определении возраста отложений белогорской свиты по геологосъемочным данным: позднеплиоцен-раннеплейстоценового (N_2^3–Q_1) и по данным предшествующих геоморфологических исследований: ранне-среднеплейстоценового (Q_1–Q_2) (Геоморфология…, 1973). Это обстоятельство потребовало уточнения времени начала исследуемого этапа формирования долин, тем более – врезавшихся в отложения регионально распространенной белогорской свиты. И в составе ее спорово-пыльцевых спектров (Махова, Тер-Григорян, 1973) мы обнаружили присутствие теплолюбивого хвойного *Tsuga*, что для Дальнего Востока однозначно указывает на доплейстоценовый: позднеплиоценовый – возраст нижних горизонтов отложений белогорской свиты. Так была определена нижняя хронологическая граница послебелогорского (послераннеплейстоценового) этапа формирования современных долин, и стали возможными достоверные результаты их исследований (Ликутов, 1993). Позднее, после прямого нашего вопроса: «А не омолодили ли возраст белогорской свиты?» – С.С. Воскресенский ответил: «Может и омолодили.»

В условиях равнинного (почти равнинного) рельефа и практически полного отсутствия естественных обнажений и минимального числа антропогенных (борта гидравлических разрезов разработки россыпей) основным методом исследований мы избрали гранулометрический. Но вовремя заметили, что сам по себе он дает недостаточно данных для познания и рассмотрения формирования долин. Дополнили его не только известными методами исследования рыхлых отложений: спорово-пыльцевым, шлихоминералогическим, минералогии глин, диатомовым, радиоуглеродным. Детальное описание разрезов рыхлых отложений; петрографического состава крупных и грубых обломков и минерального состава – мелких и тонких, морфологии, степени выветрелости обломков при проведении грананализа позволило выявить сложный и разнообразный генезис рыхлых отложений, характер их водной переработки, источники поступления обломков в водные потоки, состав пород плотика и ряд других свойств, часть которых еще ждет специального рассмотрения. Дополнив данные грананализа положением Н.И. Маккавеева (1955) о руслообразующих наносах, определили паводковые скорости течения древних водотоков, причем – независимо от возраста отложений. На основе гранулометрического метода была создана и применена целая система методов (Ликутов, 2011), с помощью которой были охарактеризованы не только строение, но и закономерности формирования исследуемых долин (Ликутов,1993).

При выявлении минимальной рельефообразующей роли не только вертикальных тектонических движений (с изменением высоты проекции центра тяжести блока на земную поверхность), литологических (отложения белогорской свиты, однообразные по своей противоэрозионной устойчивости) и климатических внешних условий формирования рельефа оппоненты ответили (по части роли климата) не только прямыми возражениями, но и упоминанием о широком распространении т.н. площадных кор выветривания в районе исследований. В первом случае в поддержку наших данных остаются результаты исследований в сопредельном Восточном Забайкалье (Малаева, 1987) и результаты сравнения современного состава растительности и существовавшего в более ранние эпохи после раннеплейстоценового времени: практически все растительные сообщества древности отмечаются при обследовании того или иного бассейна изучаемой реки. Во втором – А.М. Сокольским (1973) в районе исследований установлены следы гидротермальной переработки минеральных зерен глин не только линейных, но и т.н. площадных кор выветривания, т.е. – эндогенное, а не экзогенное (вследствие химического выветривания в «жарком и влажном» климате) их происхождение.

Установление минимальной рельефообразующей роли внешних условий формирования рельефа и практически неизменной водности потоков в долинах малых рек севера Амуро-Зейской равнины открыло путь к выявлению механизма их формирования. При дешифрировании аэрофотоснимков были обнаружены выпуклые (а затем и вогнутые) перегибы земной поверхности поперек долин, формируемые тектоническими перекосами земной поверхности, действующими повсеместно и постоянно. Выявлено два типа перекосов: с относительным опусканием 1) нижнего и 2) верхнего (по долине) края участка. Перекосам первого типа свойственны полученные различными геоморфологическими методами аномально значительные увеличения уклонов продольного профиля, уменьшение извилистости русла, ширины поймы, мощностей рыхлых отложений в днище долины. При действии перекосов второго типа отмечаются изменения тех же свойств противоположного знака, а также в ряде случаев наблюдается увеличение числа стариц в днище долины. Реконструированные по топопланам масштаба 1:2000 схематические линии контактов между горизонтами рыхлых отложений вдоль долин позволили получить уклоны продольных профилей древних водотоков и данные об их динамике во времени (Ликутов, 1991, 1993). В результате установлен основной механизм формирования изучаемых долин: взаимодействие флювиальных процессов с тектоническими перекосами земной поверхности, причем на всем послераннеплейстоценовом этапе их развития, а не только в современных условиях (Ликутов, 1993). И в данном случае сформирована и применена система методов. При этом полученные одними методами данные становятся исходными для использования других, что подтверждает достоверность результатов исследований.

При палеогеографических построениях не всегда учитываются возможности методов, в частности – радиоуглеродного метода (C^{14}). Рамки его достоверного применения – до 40 тыс. л.н. Однако на конференциях озвучиваются и большие значения определенного им возраста (чуть ли не до 110 тыс. л.н.). Утверждается «расширение возможностей метода» до 60 тыс. календарных лет, при этом справедливо отмечена необходимость надежного определения абсолютного возраста сразу несколькими методами (Арсланов, 2017).

Таким образом, как фундамент должен быть шире и прочнее самого здания, так и территорию исследований надежнее выбирать «с запасом»; объекты исследований, процессы и внешние условия их формирования (в частности – палеогеографическую и (палео)ландшафтную обстановку), связи и взаимодействия между ними учитывать (а лучше – исследовать) во всей возможной полноте, методы применять не одиночно, а несколько и в системе. Тогда ни абсолютизация результатов, ни мода не потребуются. Они будут не нужны. Достоверные же результаты исследований нужны не только сами по себе, но и для выявления и разрешения новых проблем, следовательно – для получения новых знаний и достижения большего единства с практической деятельностью людей.

ЛИТЕРАТУРА

Арсланов Х.А. Современное состояние и перспективы применения радиоуглеродного метода датирования четвертичных отложений // Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы X Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Москва, 25–29 сентября 2017 г. М.: ГЕОС, 2017. С. 18–21.

Геоморфология Амуро-Зейской равнины и низкогорья Малого Хингана / Отв. ред. С.С. Воскресенский. М.: Изд-во МГУ, 1973. Ч.1. 275 с.; Ч.2. 97 с.

Голубева Л.В. О перигляциальной растительности плейстоцена Центральной Азии // Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена. М., 1977. С. 61–82.

Голубева Л.В., Караулова Л.П. Растительность и климатостратиграфия плейстоцена и голоцена юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1982. 143 с.

Ликутов Е.Ю. Тектонические перекосы земной коры и их роль в формировании речных долин и россыпей // Геоморфология. 1991. №1. С. 79–85.

Ликутов Е.Ю. Особенности строения и закономерности формирования долин малых рек центральной части междуречья Зеи и Селемджи / АмурКНИИ ДВО РАН. Благовещенск, 1993. 230 с. Деп. в ВИНИТИ 04.03.93, № 531-В93.

Ликутов Е.Ю. Результаты увеличения возможностей метода при системном подходе к гранулометрическому анализу рыхлых образований // Теоретические проблемы современной геоморфологии. Теория и практика изучения геоморфологических систем: материалы XXXI Пленума Геоморфологической Комиссии РАН (5–9 октября 2011 г.). Ч.II. Астрахань: «Техноград», 2011. С. 52–56.

Ликутов Е.Ю. Связи и взаимодействия как участники рельефообразования // Вестник ТюмГУ. Сер. Науки о Земле. 2012. № 7. С. 113–121.

Логинова И.Э., Махова Ю.В., Мурзаева В.Э. Критерии расчленения зейской мери на свиты и подсвиты (для севера Амуро-Зейской депрессии) // Геоморфология Амуро-Зейской равнины и низкогорья Малого Хингана / Отв. ред. С.С. Воскресенский. М.: Изд-во МГУ, 1973. Ч. 1. С. 35–42.

Маккавеев Н.И. Русло реки эрозия в ее бассейне. М.: Наука, 1955. 346 с.

Малаева Е.М. История горных лесов и проблема перигляциальных ландшафтов плейстоцена на юге Восточной Сибири и в Монголии // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 1987. № 4. С. 58–65.

Махова Ю.В. Современные ландшафты // Геоморфология Амуро-Зейской равнины и низкогорья Малого Хингана / Отв. ред. С.С. Воскресенский. М.: Изд-во МГУ, 1973. Ч. 1. С. 16–25.

Махова Ю.В., Тер-Григорян Е.В. История развития растительности и флоры на севере Амуро-Зейской равнины // Геоморфология Амуро-Зейской равнины и низкогорья Малого Хингана / Отв. ред. С.С. Воскресенский. М.: Изд-во МГУ, 1973. Ч. 1. С. 83–104.

Разрез новейших отложений Иссык-Кульской впадины / Под ред. академика К.К. Маркова. М.: Изд-во МГУ, 1971. 164 с.

Разрез новейших отложений Мамонтова Гора / Под ред. академика К.К. Маркова. М.: Изд-во МГУ, 1973. 198 с.

Разрезы отложений ледниковых районов Центра Русской равнины / А.К. Агаджанян, З.В. Алешинская, Н.С. Болиховская и др. М.: Изд-во МГУ, 1977. 189 с.

Руководство по изучению новейших отложений / Ред П.А. Каплин. М.: Изд-во МГУ, 1987. 238 с.

Сокольский А.М. Происхождение глин и суглинков междуречий // Геоморфология Амуро-Зейской равнины и низкогорья Малого Хингана / Отв. ред. С.С. Воскресенский. М.: Изд-во МГУ, 1973. Ч. 1. С. 120–128.

Шкатова В.К. Общая магнитостратиграфическая шкала полярности квартера // Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы IX Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода (г. Иркутск, 15–20 сентября 2015 г.). Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2015. С. 509–510.

УДК 551.583 551.796

ОТРАЖЕНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ И ВОЗМОЖНЫЙ ПРОГНОЗ ИХ В БУДУЩЕМ НА ОСНОВАНИИ ИЗУЧЕНИЯ АЛЛЮВИЯ РЕЧНЫХ ДОЛИН

Н.В. Макарова, Т.В. Суханова

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва,
makarovanat@yandex.ru, tanikamgu@mail.ru

Аллювий в сравнении с моренами, лессами и почвами для климатических реконструкций климата прошлых эпох имеет преимущество, т.к. он формируется во всех климатических зонах в теплые и холодные эпохи. Он отражает не только полный климатический ритм – тепло-холод, но и стадии этого ритма, выделенные по температуре и влажности. Аллювиальные свиты разновозрастных цикловых террас в долинах равнинных и горных областей состоят из четырех фаз, отвечающих стадиям эрозионно-аккумулятивного цикла – врезания, расширения долины, аккумуляции и динамического равновесия. По климатическим, текстурным, минералогическим и другим особенностям аллювий этих стадий полностью отвечает четырем стадиям климатического ритма. Поскольку самый верхний аллювий в свитах отражает холодную эпоху (оледенение), то и аллювий, формирующийся в настоящее время – голоценовое межледниковье – должен закончиться похолоданием (оледенением).

Ключевые слова: аллювий, динамические фазы, стадии эрозионно-аккумулятивного цикла, климатический ритм, оледенение.

REFLECTION OF CLIMATIC CONDITIONS AND THEIR POSSIBLE FORECAST IN THE FUTURE BASED ON THE STUDY OF ALLUVIUM OF RIVER VALLEYS

N.V. Makarova, T.V. Sukhanova

Lomonosov Moscow State University, Moscow, makarovanat@yandex.ru, tanikamgu@mail.ru

Alluvium has an advantage in comparison with moraines, loess, and soils for climate reconstructions of past epochs, since it is formed in all climatic zones during warm and cold epochs. It reflects not only the full climatic rhythm – heat-cold, but also the stages of this rhythm, distinguished by temperature and humidity. Alluvial formations of different age cycle terraces in the valleys of lowland and mountain regions consist of four phases corresponding to the stages of the erosion-accumulative cycle – embedding, valley expansion, accumulation, and dynamic equilibrium. According to the climatic, textural, mineralogical and other features of the alluvium of these stages, it fully corresponds to the four stages of the climatic rhythm. Since the uppermost alluvium in the suites reflects the cold epoch (glaciation), the alluvium that is currently forming – the Holocene interglacial – should end in a cooling (glaciation).

Key words: alluvium, dynamic phases, stages of the erosion-accumulative cycle, climatic rhythm, glaciation.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-335

Многие исследователи прогнозируют в ближайшем будущем глобальное потепление, связанное с увеличивающимся в атмосфере Земли количеством CO_2 и других парниковых газов, поставляемых деятельностью человека. В прежние геологические периоды (поздний мел, палеоген, миоцен, плиоцен) значительные потепления, действительно, происходили при более высокой концентрации углекислого газа в атмосфере, по сравнению с настоящим временем (Будыко, 1981; Борзенкова, 1992). Изменения климата в четвертичное время в виде периодических похолоданий и потеплений объясняются орбитальными причинами – количеством солнечного тепла, поступающего на поверхность Земли в зависимости от изменения параметров ее орбиты. Существует и другая точка зрения, согласно которой в будущем следует ожидать похолодания и нового оледенения. Мы присоединяемся к этой точке зрения, основываясь на закономерностях строения разновозрастного аллювия и процессах, которые сейчас происходят в речных долинах.

Для прогноза климата в будущем важны знания его изменений, происходивших в течение четвертичного периода и, в частности, голоцена – современной межледниковой эпохи. Основным показателем климата является растительность, остатки которой заключены в наиболее благоприятных для ее изучения почвах, лессах, торфяниках. Почвы и лессы – показатели, соответственно, теплого и холодного климата. Также, как и морены, они отражают не весь климатический ритм, а лишь его холодную (лессы и морены) или теплую (почвы) части. В разрезах торфяников мощностью всего первые метры отражаются детали изменения климата, происходившие преимущественно на протяжении последних 10–12 тыс. лет, а радиоуглеродные датировки позволяют коррелировать эти изменения в глобальном масштабе. Во многих торфяниках, развитых в разных климатических зонах, самые их верхние слои, образующиеся в настоящее время, демонстрируют нарастающее похолодание (Хотинский и др., 1977; Адаменко и др., 1996; Андреичева и др., 2015).

Аллювий, слагающий террасы в долинах горных и равнинных рек, обладает рядом принципиальных преимуществ перед другими, упомянутыми выше отложениями. Он развит во всех климатических зонах и образуется как в холодные, так и в теплые периоды времени. Накопленный материал по строению террас и слагающего их аллювия в долинах горных и равнинных рек и в разных климатических зонах свидетельствует о том, что он отражает, прежде всего, климатический ритм – тепло-холод, а также изменения меньшего ранга. Формирование террас происходит в процессе закономерно повторяющихся эрозионно-аккумулятивных циклов, основой которых являются общепланетарные ритмические изменения климата, сопровождаемые планетарными же импульсами тектонических движений. Последние на равнинах и в горах, как известно, проявляются по-разному, определяя глубину врезов, высоту террас, механический состав аллювия и другие его особенности.

У горных и равнинных рек во внеледниковых областях количество цикловых террас (т.е. развитых по всей долине), образовавшихся в течение 1,8 млн лет, как правило, одинаково – обычно всего 6, реже больше, в отличие от локальных террас, которых может быть множество. Следовательно, такое же количество было и эрозионно-аккумулятивных циклов. В областях развития ледниковых покровов или во впадинах, испытывающих опускание, им соответствует такое же количество погребенных аллювиальных свит. Высота цикловых террас контролируется региональными тектоническими движениями и базисами эрозии. На Восточно-Европейской платформе их высота составляет от 5–8 м у поймы до 100–160 м у высоких террас, тогда как в горах высота террас может достигать нескольких сотен метров или километра над руслом. Соответственно и мощность аллювия, формирующегося в течение одновозрастных циклов в горах и на равнинах, существенно различна, в горах она может быть значительно больше, достигая сотни метров.

Трудами многих исследователей возраст аллювия и слагаемых им террас и в горах, и на равнинах определен палеонтологическим, геоморфологическим, археологическим и радиологическим методами как эоплейстоценовый VI террасы, ранненеоплейстоценовый V террасы, средненеоплейстоценовый IV и III террас, поздненеоплейстоценовый II и I террас и голоценовый поймы. Также установлено, что аллювиальные свиты накапливались в соответствии с изменениями климата: нижние части свит – в теплые эпохи, отвечающие межледниковьям, а верхние – в холодные, отвечающие оледенениям. Таким образом, в строении аллювия отражается климатический ритм, начинающийся потеплением – межледниковьем и заканчивающийся похолоданием – оледенением.

На основании палинологического метода в аллювии разного возраста и разных климатических зон климатический ритм «тепло-холод» был детализирован и разделен на четыре стадии в зависимости не только от температуры, но и от влажности (Гричук, 1961, 1978). В нем были выделены следующие стадии, начиная от более ранних, в которых формировались нижние части аллювиальной свиты, к более поздним, в течение которых формировались верхние части свиты: термоксеротическая (тепло-сухо), термогигротическая (тепло-влажно), криогигротическая (холодно-влажно) и криоксеротическая (холодно-сухо) (рис. 1).

Аллювиальные свиты цикловых террас в горных и равнинных долинах рек, независимо от возраста, построены однотипно и закономерно. В них выделяются четыре динамические фазы, последовательно сменяющие друг друга снизу вверх по разрезу, отражающие четыре стадии эрозионно-аккумулятивного цикла (Билибин, 1938; Карташов, 1972; Гольдфарб, 2009; Макаров и др., 1979; Макарова, 2000; Макарова и др., 2011; 2019), в процессе которого формируется цикловая терраса. В начальную стадию цикла – врезания – образуется инстративный аллювий, заполняющий наиболее глубокую часть долины – тальвег; в стадию расширения долины образуется субстративный

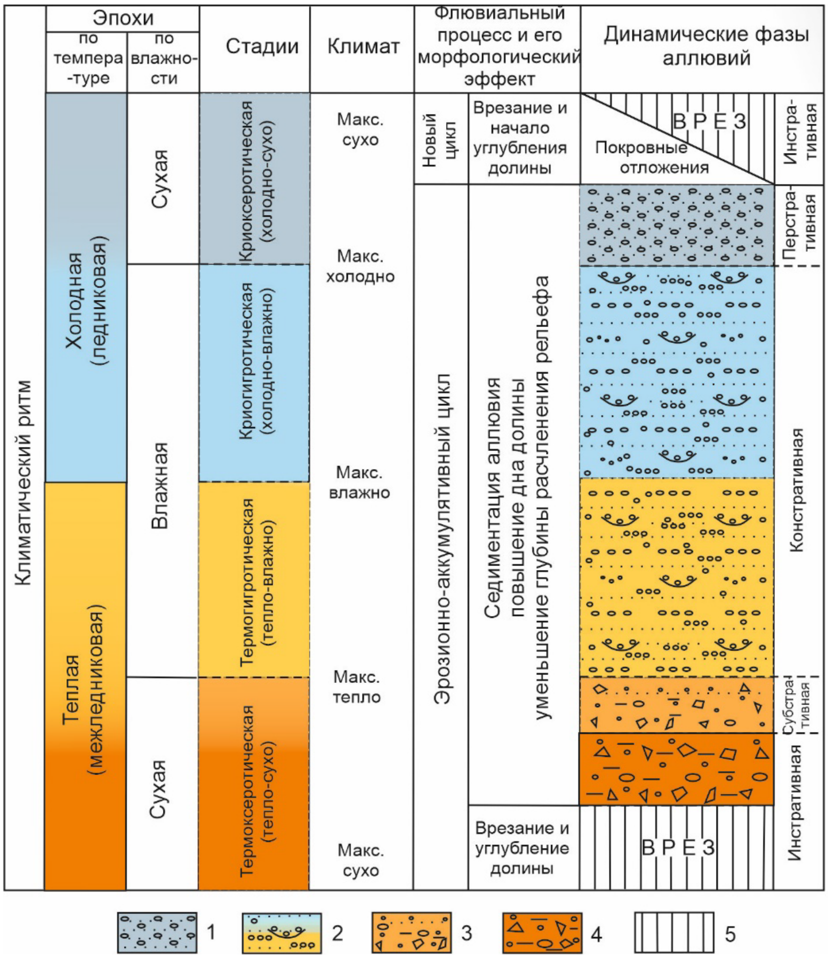


Рис. 1. Схема стадий климатического ритма (по М.П. Гричук, 1961) и их соотношение с аллювием разных динамических фаз (по Н.В. Макаровой и др., 2011). Аллювий динамических фаз: 1 – перстративный (галечники с песком), 2 – констративный (линзовидно-слоистые песчано-гравийно-галечные отложения), 3 – субстративный (плохо окатанные валунно-щебнисто-галечные отложения), 4 – инстративный (плохо окатанные и сортированные галечники, щебень, суглинок), 5 – врез.

аллювий (базальный горизонт), выстилающий широкое дно долины, в стадию заполнения долины – констративный аллювий, и в последнюю стадию динамического равновесия образуется перстративный аллювий, в состав которого входят и пойменные осадки. Характеристики аллювия всех динамических фаз – литология, текстура, минералогический состав заполнителя, данные геохимии и палеонтологии – отражают последовательное изменение климата от фазы к фазе в зависимости от температуры и влажности на протяжении всего эрозионно-аккумулятивного цикла (Макарова и др., 2011; 2019). Такая последовательность изменения климата в разрезе аллювия на протяжении всех четырех стадий каждого четвертичного эрозионно-аккумулятивного цикла полностью соответствует четырем стадиям климатического ритма (см. рис. 1). В последнюю криоксеротическую стадию перстративный аллювий несет все признаки похолодания, а в ледниковых областях он перекрыт мореной наступающего ледника или сочленяется с ней выше по долине. В конце этой стадии закладывается, а затем начинается первая стадия нового эрозионно-аккумулятивного цикла – стадии врезания, когда при изменении климата (потеплении) и импульса планетарных тектонических движений (поднятия территорий) формируется новый цикловый врез, превращающий пойму завершенного эрозионно-аккумулятивного цикла в цикловую террасу.

В строении всех фаз разновозрастного аллювия и стадий эрозионно-аккумулятивного цикла отражаются и менее длительные высокочастотные изменения климата, соответствующие кратковременным потеплениям и похолоданиям. Отражая их, речные потоки кратковременно изменяют гидрогеологический режим, вследствие чего меняется литологический состав аллювия на фоне основного тренда аккумулятивного процесса. Наиболее отчетливо они проявлены и изучены палинологами и геологами в разрезах аллювия пойм и первых террас, хотя имеются данные и по изменению климатических условий при накоплении и более древнего аллювия. Они установлены в долинах рек Волги, Камы, Оки, Днепра, Дона, Оби, Енисея, Лены и многих других, а также в разрезах аллювия рек Европы, США и др. При этом практически повсеместно осадки пойм показывают постепенное ухудшение климата. Таким образом, строение разновозрастного аллювия, слагающего цикловые террасы в долинах горных и равнинных рек, доказывает последовательное изменение климатических условий во время его формирования – от теплых межледниковых до холодных ледниковых. Кроме того, фиксируются и непродолжительные потепления и похолодания. Каждый эрозионно-аккумулятивный цикл в течение четвертичного периода заканчивался похолоданием – оледенением. И новый голоценовый цикл, соответствующий межледниковью, в течение которого в настоящее время формируются поймы в речных долинах, должен закончиться оледенением. Продолжительность ледниковых и межледниковых эпох на протяжении четвертичного периода была неодинаковой, составляя десятки тысяч лет, и с течением времени она сокращается. Голоценовый цикл продолжается всего 10–12 тыс. лет. И ему еще, по всей вероятности, далеко до окончания.

В настоящее время долины рек, по крайней мере, равнинных, находятся в стадии аккумуляции аллювия. Во время бурных весенних паводков, а также сильных дождей при выходе рек из берегов идет активная аккумуляция аллювия на поймах, местами захватывающая поверхность первой террасы, что ведет к повышению поверхности дна долин и подтоплению поселков и городов. Этому способствует повышение главного базиса эрозии рек – уровня морей и океанов в результате таяния современных ледников. Судя по закономерному строению аллювия, и основываясь на процессах, которые сейчас происходят в речных долинах, можно присоединиться к точке зрения исследователей о предстоящем похолодании климата, вплоть до оледенения в будущем. Вместе с тем на фоне тренда общего похолодания, фиксируемого в голоцене, проявляются короткопериодичные изменения климата – похолодания (например, малая ледниковая эпоха) и потепления. Одним из них может быть прогнозируемое потепление в результате техногенной причины – увеличения в атмосфере парниковых газов (хотя относительно него существуют неоднозначные мнения). Но оно обязательно должно смениться похолоданием, независимым от деятельности человека.

ЛИТЕРАТУРА

Адаменко О.М., Гольбер А.В., Осинюк В.А. и др. Четвертичная палеогеография экосистемы нижнего и среднего Днестра. Киев, 1996. 200 с.

Андреичева Л.Н., Марченко-Ваганова Т.И., Буравская М.Н., Голубева Ю.В. Природная среда неоплейстоцена на Европейском Северо-Востоке России. М.: ГЕОС, 2015. 224 с.

Билибин Ю.А. Основы геологии россыпей. М.: ОНТИ, 1938. 495 с.

Борзенкова И.И. Изменение климата в кайнозое. С.-Петербург: Гидрометеоиздат, 1992. 247 с.

Будыко М.И. Климат в прошлом и будущем. Л.: Гидрометеоиздат, 1981. 352 с.

Гольдфарб Ю.И. Стратиграфия четвертичных отложений золотоносных районов верховьев р. Колымы и возраст россыпей // Автореф. дис. … докт. геол.-мин. наук. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 2009. 50 с.

Гричук М.П. Основные черты изменения растительного покрова в Сибири в течение четвертичного периода // Палеогеография четвертичного периода СССР. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1961. С. 189–206.

Гричук М.П. О ритмах накопления аллювия в долинах рек и ритмы изменения климата в плейстоцене и голоцене // Продольный профиль рек и их террасы. М.: Моск. филиал Всес. геогр. об-ва, 1978. С. 18–32.

Карташов И.П. Основные закономерности геологической деятельности рек горных стран (на примере Северо-востока СССР). М.: Наука, 1972. 184 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 245).

Макаров В.И., Макарова Н.В., Акинин Б.Е. Основные закономерности строения четвертичного аллювия и стадии формирования террас горных рек Средней Азии // Бюлл. комис. по изуч. четвертич. периода. 1979. № 49. С. 90–104.

Макарова Н.В. О формировании речных террас и аллювия // Изв. вузов. Геология и разведка. 2000. № 3. С. 35–42.

Макарова Н.В., Макаров В.И., Постоленко Г.А., Акинин Б.Е. Представительность аллювия для стратиграфии и корреляции четвертичных отложений // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2011. № 4. С. 89–112.

Макарова Н.В. Суханова Т.В., Акинин Б.Е. Фациально-динамический анализ аллювия и его значение для поисков полезных ископаемых // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2019. Т. 94. № 2. С. 3–18.

Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977. 198 с.

УДК 551.791

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ МЕЛКИХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА ПРЕДАЛТАЙСКОЙ РАВНИНЫ

Д.Г. Маликов[1], С.Е. Голованов[1,2]

[1]Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, dgmalikov@igm.nsc.ru
[2]Новосибирский государственный университет, Новосибирск, svrgolovanov@gmail.com

В работе приводится стратиграфическое распространение мелких млекопитающих Предалтайской равнины на протяжении неоплейстоцена. Вяткинский комплекс раннего неоплейстоцена является последним комплексом мелких млекопитающих региона имеющим надежное биостратиграфическое обоснование. Более молодые фауны среднего и позднего неоплейстоцена неотличимы от современной фауны на видовом уровне. Однако обнаруженные новые местонахождения, имеющие четкое стратиграфическое положение в отложениях среднего неоплейстоцена, могут позволить разделить фауны среднего и позднего неоплейстоцена в дальнейшем.

Ключевые слова: мелкие млекопитающие, биостратиграфия, неоплейстоцен, Предалтайская равнина, юг Западной Сибири.

STRATIGRAPHIC DISTRIBUTION OF NEOPLEISTOCENE SMALL MAMMALS OF THE PREDALTAI PLAIN

D.G. Malikov[1], S.E. Golovanov[1,2]

[1]V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, dgmalikov@igm.nsc.ru
[2]Novosibirsk State University, Novosibirsk, svrgolovanov@gmail.com

The stratigraphic distribution of small mammals of the Predaltai plain during the Neopleistocene is represent in this article. The Vyatkino complex of small mammals fauna of the Early Neopleistocene is the last complex in the region that have a solid biostratigraphic proving. The younger faunas of the Middle and Late Neopleistocene are indiscernible from the modern fauna on the species level. But discovering of new localities, which have a clear stratigraphic position in the sediments of the Middle Neopleistocene, may make it possible to separate the faunas of the Middle and Late Neopleistocene in the future.

Key words: small mammals, biostratigraphy, Neopleistocene, Predaltai plain, south of Western Siberia.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-340

Юг Западной Сибири – важный регион для изучения эволюции сибирских экосистем в неогеновый и четвертичный периоды. Здесь выявлены представительные фаунистические комплексы мелких и крупных млекопитающих региона, характеризующие все основные этапы позднего кайнозоя Сибири. Однако степень изученности различных этапов четвертичного периода существенно отличается. С биостратиграфической точки зрения лучше всего охарактеризованы отложения нижних отделов четвертичной системы (эоплейстоцен и гелазский ярус). Это обусловлено длительным временем формирования этих отложений (около 1.8 млн лет), что позволяло млекопитающим успевать накапливать эволюционные преобразования и совершать преобразования на уровне видов и родов. Для этого временного интервала на юге Западной Сибири В.С. Зажигиным (1980) были описаны три комплекса мелких млекопитающих: подпуск-лебяженский, кизихинский (позднее был упразднен (Zazhigin, 1998)) и раздолинский.

Отложения неоплейстоцена Общей стратиграфической шкалы (соответствующие среднему и верхнему плейстоцену Международной стратиграфической шкалы) гораздо хуже охарактеризованы биостратиграфически. Традиционно фауны мелких млекопитающих неоплейстоцена Западной Сибири подразделяют на вяткинский комплекс (ранний неоплейстоцен), татарско-калманкскую фауну (тобольское время, начало среднего неоплейстоцена) и фауну среднего-позднего неоплейстоцена (Зажигин, 1980; Krukover, 2007).

Для нижнего неоплейстоцена на юге Западной Сибири В.С. Зажигиным (1980) был описан вяткинский комплекс мелких млекопитающих. Опорные местонахождения находятся на левом берегу Оби. Нижняя граница этого комплекса определяется исчезновением *Allophaiomys* и *Prolagurus pannonicus*, первым появлением *Lagurus transiens* и присутствием *Myospalax*. В этом комплексе практически отсутствуют мимомисные полевки (кроме *Mimomys intermedius* и *M. pusillus*), а аллофайомисы (*Allophaiomys*) полностью замещаются микротусными (*Microtus* cf. *nivaloides* и *M*. ex gr. *hintoni-gregaloides*) линиями полевок (Галкина, 1975; Зажигин, 1980; Krukover, 2007). Этот комплекс коррелирует с фауной Тирасполя Восточной Европы и Кромера Западной Европы. По мнению А.А. Круковера (Krukover, 2007), вяткинский комплекс можно разделить на три этапа. Вяткинский комплекс, является последним для юго-востока Западной Сибири комплексом мелких млекопитающих имеющим отличия от современной фауны на видовом уровне.

Для среднего и позднего неоплейстоцена юга Западной Сибири не выделено самостоятельных комплексов мелких млекопитающих. Это обусловлено тем, что имеется мало материала с надежно установленным стратиграфическим положением, а также то, что фауна этого временного интервала представлена современными видами животных. Главной отличительной особенностью фаун этого времени является присутствие рода *Arvicola*, тогда как *Mimomys* полностью отсутствует (Krukover, 2007).

Долгое время в основе корреляции отложений начала среднего неоплейстоцена лежало сопоставление изучаемых фаун с сингильским фаунистическим комплексом Восточной Европы. На этом основании к первой половине среднего неоплейстоцена на юге Западной Сибири относят отложения тобольского горизонта (Унифицированная…, 2000), представленных в стратотипическом регионе специфическим «тобольским аллювием». Однако, биостратиграфическое изучение тобольского аллювия и его аналогов показало, что к данным отложениям относятся разновозрастные образования (Зажигин, 1980; Круковер, 1989).

Наиболее четкая биостратиграфическая характеристика фауны тобольского времени юга Западной Сибири получена для местонахождений Татарка (р. Иртыш) и Калманка (р. Обь). Традиционно фауны этих местонахождений сопоставляются с миндельрисской фауной сингильского комплекса Восточной Европы (Зажигин, 1980). Однако, в свете новых данных опубликованных А.С. Застрожновым с соавторами (Застрожнов и др., 2018), возник вопрос об обоснованности этих корреляций и возрастной интерпретации фаун. По новым данным сингильская фауна является частью хазарского фаунистического комплекса и, вероятно, ее возраст соответствует стадиям 6 и 7 морской изотопной шкалы (Застрожнов и др., 2018). Таким образом, возраст комплекса фауны из местонахождений Татарка и Калманка так же требует уточнения.

В то же время, водяная полевка *Arvicola kalmankensis*, описанная В.С. Зажигиным (1980) из местонахождений Калманка и Татарка, по своему эволюционному уровню соответствует переходному этапу между *A. mosbachensis* раннего и *A. terrestris* конца среднего и позднего неоплейстоцена. Поэтому не исключено, что фауна этих местонахождений действительно соответствует тобольскому времени.

Долгое время крупные местонахождения фауны, которые можно было твердо датировать второй половиной среднего и началом позднего неоплейстоцена на юге Западной Сибири отсутствовали (Зажигин, 1980). Геохронометрически охарактеризованных разрезов, содержащих фауну грызунов этого времени, также практически нет.

Имеются лишь небольшие сборы остатков мелких млекопитающих из ископаемых нор датируемые на основании лессово-почвенной стратиграфии (Krukover, 2007; Зыкина, Зыкин, 2012) и некоторых аллювиальных местонахождений (Адаменко, 1974; Зажигин, 1980; Панычев, 1979).

Нами изучены два новых местонахождения микротериофауны второй половины среднего плейстоцена на юге Западной Сибири (Malikov, Golovanov, 2020). Местонахождения расположены на юго-восточной окраине Западно-Сибирской равнины, на территории Предалтайских увалов. В основании Ануйского (местонахождение Солоновка) и Колыванского (местонахождение Петропавловское) увалов залегают аллювиальные отложения, содержащие многочисленные остатки мелких млекопитающих и моллюсков. Сверху отложения перекрыты лессово-почвенными отложениями верхнего плейстоцена (Зыкин и др., 2017; Зыкина и др., 2018). Вероятно, фауна местонахождений Солоновка и Петропавловское одновозрастная с фауной местонахождения Малиновка-4 (Krukover, 2007). Все три местонахождения датируются второй половиной среднего неоплейстоцена (не моложе MIS 6). Фауна полевок из этих местонахождений представлена современными видами преимущественно степных биотопов. Основу комплекса составляют *Eolagurus luteus, Lagurus lagurus, Microtus gregalis* и *M. oeconomus*. Для полевок этих местонахождений характерны относительно примитивные черты в строении зубов. У *M. gregalis* отмечается тенденция к усложнению антероконидного отдела зуба m1. В изученной коллекции у большинства образцов данный процесс находится на начальном этапе, со слабовыраженным входящим углом на буккальной стороне, что соответствует начальному этапу образования новых призм (потенциальные T6 и T7). Отсутствие остатков представителей *Arvicola* в указанных местонахождениях пока не позволяет сравнить данные местонахождения с фауной местонахождения Калманка.

Остатки мелких млекопитающих позднего неоплейстоцена региона в основном происходят из разрезов субаэрального (из ископаемых нор) и аллювиального генезиса. Возраст многих фаун установлен на основании ^{14}C-датировок, полученных по ископаемым почвам, древесине или торфу (Адаменко, 1963; Панычев, 1979; Зыкина, Зыкин, 2012). Основная масса остатков этого возраста найдена в отложениях рек Обь, Бия, Катунь, Чумышь, Тальменка, Иша и др. В субаэральных разрезах Приобского лессового плато и Предалтайских увалов, остатки микротериофауны встречаются гораздо реже, но зато всегда *in situ* и занимает четкое стратиграфическое положение, поскольку происходят из ископаемых нор. Так же, как и в среднем, в позднем неоплейстоцене Предалтайская равнина была населена современными видами грызунов. Практически все из которых дожили до современности, исключение составляет *Eolagurus luteus* и *Pygerethmus* которые к настоящему времени здесь полностью вымерли.

Помимо полевок, в фауне неоплейстоцена Предалтайской равнины регулярно встречаются остатки сусликов, представленных двумя видами *Spermophilus undulatus* и *S. erythrogenys*, тушканчики родов *Allactaga* и *Pygerethmus*, зайцеобразные (*Lepus* и *Ochotona*), хомяки *Cricetus* и хомячки *Cricetulus*. Однако малое количество материала и отсутствие детальных морфологических описаний не позволяют оценить время появления современных представителей этих групп. Но уже во второй половине среднего неоплейстоцена (Солоновка, Петропавловское, Малиновка-4) эти группы уже представлены современными видами.

Таким образом, уже к началу среднего неоплейстоцена, на юго-востоке Западно-Сибирской равнины сформировался комплекс микротериофауны близкий к современному. Имеющиеся сейчас данные не позволяют проводить выделение биозон как это сделано, к примеру, для Восточной Европы (Вангенгейм и др., 2001). В то же время обнаружение новых местонахождений, имеющих четкую стратиграфическую привязку к отложениям среднего неоплейстоцена позволит уточнить эволюционную историю не только полевок, но и других представителей микротериофауны региона.

Сбор материала выполнен в рамках государственного задания ИГМ СО РАН и гранта РФФИ 19-05-00513, анализ данных в рамках гранта Президента РФ МК-74.2021.1.5.

ЛИТЕРАТУРА

Адаменко О.М. Стратиграфия четвертичных отложений Предалтайской равнины в районе слияния рек Бия и Катунь // Тр. комис. по изуч. четвертич. периода. 1963. Т. XXII. С. 150–164.

Адаменко О.М. Мезозой и кайнозой степного Алтая. Новосибирск: Наука, 1974. 167 с.

Вангенгейм Э.А., Певзнер М.А., Тесаков А.С. Зональное расчленение Квартера Восточной Европы по мелким млекопитающим // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 3. С. 76–88.

Галкина Л.И. Фауна антропогеновых грызунов и зайцеобразных Приобского плато и Кузнецкой котловины // Отв ред. Б.С. Юдин. Систематика, фауна, зоогеография млекопитающих и их паразитов. Новосибирск: Наука, 1975. С. 155–164.

Зажигин В.С. Грызуны позднего плиоцена и антропогеиа юга Западной Сибири. Тр. ГИН, вып. 339. М.: Наука, 1980. 156 с.

Застрожнов А.С., Данукалова Г.А., Головачев М.В. и др. Сингильские отложения в схеме квартера Нижневолжского региона: новые данные // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 6. С. 80–120.

Зыкин В.С., Зыкина В.С., Смолянинова Л.Г. и др. Новые данные по стратиграфии четвертичных отложений предгорий Северо-Западного Алтая (долина реки Песчаной) // Археология, этнография и антропология Евразии. 2017. Т. 45. № 3. С. 3–16.

Зыкина В.С., Зыкин В.С. Лессово-почвенная последовательность и эволюция природной среды и климата Западной Сибири в плейстоцене. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2012. 477 с.

Зыкина В.С., Вольвах А.О., Зыкин В.С., Вольвах Н.Е. Особенности строения верхнеплейстоценовой лессово-почвенной последовательности Колыванского увала Предалтайской равнины // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2018. № 3. С. 54–64.

Круковер А.А. Мелкие млекопитающие тобольского горизонта // Плейстоцен Сибири. Стратиграфия и межрегиональные корреляции. Новосибирск: Наука, 1989. С. 97–100.

Панычев В.А. Радиоуглеродная хронология аллювиальных отложений Предалтайской равнины. Новосибирск: «Наука», 1979. 102 с.

Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины: Объяснительная записка. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2000. 64 с.

Krukover A. Quaternary arvicolid faunas of the southern West Siberian Plain // Frankfurt: Forsch. Inst. Senckenberg. 2007. V. 259. P. 93–98.

Malikov D.G., Golovanov S.E. The small mammals fauna of Middle Pleistocene of the Predaltai plain // Proceedings of INQUA SEQS 2020 Conference, Wrocław, Poland. University of Wrocław &Polish Geological Society. P. 73.

Zazhigin V.S. Taxonomy and evolution of the genus *Allophaiomys* (Microtinae: Rodentia: Mammalia) in Siberia // Paludicola. 1998. V. 2. № 1. P. 116–125.

УДК: 551.3; 551.4

ОПЫТ СБОРА И ОСМЫСЛЕНИЯ СВЕДЕНИЙ ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИИ ИЗМЕНЕНИЙ ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЙ НА ФЕННОСКАНДИНАВСКОМ КРИСТАЛЛИЧЕСКОМ ЩИТЕ В MZ И KZ

А.А. Никонов

Институт физики Земли РАН, Москва, nikonov@ifz.ru

На большей части Фенноскандинавского кристаллического щита осадочные отложения от палеозоя до четвертичного периода не сохранились кроме малых фрагментов по окраинам. Поэтому геологическая история и смена ландшафтов могут реконструироваться по косвенным признакам, находимым in situ фрагментам, а именно коре выветривания, переотложенным обломкам осадочных пород. В ранних работах автор изучал особенности кор выветривания в соотношении с субстратом и перекрывающими напластованиями. В настоящей работе использован новые способ, а именно сбор сведений о переотложенных древних датируемых микрофоссилиях и их значимости для реконструкции менявшихся условий среды и ландшафтов. В конце даны предварительные обобщения по мезозою и третичному периоду.

Ключевые слова: кора выветривания, пыльца и споры, диатомовые водоросли, Фенноскандинавский кристаллический щит, мезозой, кайнозой, геологическая история, микрофоссилии, изменения географического ландшафта.

EXPERIENCE IN COLLECTING AND IMPLEMENTING INFORMATION FOR RECONSTRUCTION OF CHANGES IN NATURAL CONDITIONS ON THE FENNOSCANDINAVIAN CRYSTAL SHIELD IN MZ AND KZ

A.A. Nikonov

Schmidt Institute of Physics of the Earth, RAS, Moscow, nikonov@ifz.ru

In most of the Fennoscandian crystalline shield, sedimentary deposits from the Paleozoic to the Quaternary have not survived, except for small fragments along the margins. Therefore, the geological history and landscape change can be reconstructed by indirect signs found in situ fragments, namely the weathering crust, redeposited fragments of sedimentary rocks. In his early works, the author studied the features of the weathering crust in relation to the substrate and overlying strata. In this work, a new method is used, namely, the collection of information on redeposited ancient dated microfossils and their significance for the reconstruction of changing environmental and landscape conditions. At the end, preliminary generalizations for the Mesozoic and Tertiary periods are given.

Key words: weathering crust, pollen and spores, diatoms, Fennoscandian shield, Mesozoic, Cenozoic, geological history, microfossils, changes in the geographical landscape.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-344

Специфика геологической обстановки в пределах огромного террейна Фенносандинавский (прежде Балтийский) кристаллический щит, как известно, состоит в том, что на большей части территории и прилежащих акваторий он не несет осадочного покрова от протерозоя до антропогена. Поэтому для реконструкции изменений природной среды используются геологические документы из окружающих пространств, малые фрагменты сохранившихся в его пределах осадочных толщ и их дериваты. Идя этим путем, автор ранее уделял главное внимание 1) наличию и свойствам коры выветривания разного типа, распространения и возраста, от протерозоя до четвертичного периода, 2) находкам залегающих in situ пород на поверхности, в горных выработках и в скважинах, 3) переотложенным остаткам осадочных пород в обломках, валунах, гальке. Материалы представлены в прежних работах с обширной литературой (Никонов, 1968, 1969, 2010).

Основные положения ранних работ. В работах по корам выветривания на Фенноскандинавском щите (Никонов, 1968, 1969) на основе известной к тому времени зарубежной литературы с материалами по химическому выветриванию, были сделаны следующие важные заключения. В разных местах остатки каолиновой коры выветривания имеют предкембрийский и палеозойский возраст. Они встречены на йотнийских (Ptz) песчаниках на СВ борту Ботнического залива, в ЮЗ Норвегии, западнее оз. Венерн в Средней Швеции, под кембрийскими отложениями в ЮЗ Финляндии и севернее впадины Ладожского озера. На этой основе, с учетом равнинного, в общем, рельефа в этих местах автор признавал существование субкембрийского пенеплена. Понятно, что все выявленные периоды образования химической коры выветривания фиксируют субаэральные условия развития природной среды в районах находок. В ранней работе по корам выветривания на Кольском п-ове (Никонов, 1969) автор в отношении каолиновой коры выветривания пришел к выводу «о крупной эпохе континентального развития территории в условиях жаркого климата… она не могла сформироваться в четвертичный период и должна считаться доледниковой».

На прежней стадии исследования автор сосредоточивался на соотношениях кор химического выветривания с подстилающими и перекрывающими отложениями in situ, то на новом этапе используются рассеянные во множестве, попутные, без анализа, сообщения о микроскопических, достаточно определенного возраста, переотложенных из более глубоких горизонтов, микрофоссилий, с признаками природной среды соответствующего возраста. Этот опосредованный способ определения древних ландшафтов в локалитете и поблизости ранее не применялся.

Новый способ исследования. Здесь внимание сосредоточено на рассмотрении поздних этапов геологического развития, в мезозое и кайнозое, а опыт реконструкции разных компонентов среды распространяется на сферу водную и на смену ландшафтов в ракурсе климатических изменений, колебаний уровня моря и движений земной коры. Для решения поставленной задачи единственной возможностью является использование микрофоссилий, переотложенных в более поздние, вплоть до четвертичных, отложения. Сведения эти отрывочны и разбросаны по самым разным публикациям специалистов по четвертичному периоду, это попутные заметки, которые в работы специалистов по геологической истории и тектонике не попадали. Автор многие годы собирал таковые из источников российских и зарубежных. Всего в реестре собрано полтора десятка сообщений из публикаций разного времени. Большую часть списка, причем в широком диапазоне геологического возраста, заняли сведения о диатомовых водорослях, спорах и пыльце растений, единично и об акритархах. Регион местонахождений охватывает весь Северо-Запад РФ и Прибалтийские земли. По временным интервалам материал распределяется неравномерно. Относительно большее число пунктов и сообщений по протерозою, нижнему палеозою, мелу, палеоцену, эоцену. Отложения меловых пород in situ известны на крайнем северо-западе Фенноскандии на Лофотенских островах, а также на крайнем юге Швеции, на п-ове Сконе. На этом участке в сохранности оказалась частично и кора выветривания на них. Это очень важное подтверждение существования в мелу даже, на низменной окраине суши, полноценного развития в этот период на щите геохимически проработанной коры выветривания. На юге и севере щита в пределах РФ меловые отложения отсутствуют, но обнаружены переотложенные микрофоссилии в донных отложениях Белого и Баренцева морей.

На современной суше микрофоссилии мезозоя и кайнозоя встречались чаще в более глубоких горизонтах разрезов четвертичных отложений и в отложениях древних долин, что резонно считать не случайным. Примечательно обнаружение остатков мезозойской флоры далеко на востоке, в Волгоградской области, и далеко на юго-западе, в Гданьской бухте. А зерна кайнозойской, неогеновой флоры известны только южнее Онежско-Ладожского водораздела. Что касается диатомовых водорослей, то важны находки их остатков мезозойского возраста, морских в Понойской депрессии и пресноводных в Имандровской впадине, и третичных морских на Мурманском побережье, в устьевой части р. Вороньей, а также морских миоценовых и плиоценовых в бассейне р. Поной и на юго-западе в бассейне р. Ена, но не южнее.

Особого внимания заслуживает факт обнаружения в глубинной части акватории Белого моря, в его средине, в переотложенном состоянии меловых миоспор в трех грунтовых колонках (Дибнер, 1978, с. 27–28). В Баренцевом море подобные микрофоссилии находили при бурении в разных местах. Но маловероятно, чтобы они могли быть занесены в глубину акватории из Баренцева моря через Горло Белого моря. Предполагается местное сильное погружение и перекрытие фундамента мезозойскими отложениями. Фундамент из рифейских песчаников опущен здесь на глубину до 3 км, тогда как в СЗ части Кандалакшского грабена, и вблизи Архангельска на востоке выходит к поверхности. В самой глубинной части акватории, как теперь известно, в историческое время происходили сильные землетрясения, и при этом по бортам впадины не могла не происходить лавинная седиментация и, соответственно, перемешивание отложений.

В палеогене, до 60 млн. л.н., с учетом развития на севере морского бассейна, логично принимать, что террейн оставался невысоким, выположенным и большей частью покрывался морем. Ситуация резко начала меняться в эоцене. В это время существовала мощная трансконтинентальная река Эридан. По нормально стратифицированным ее наносам на юго-востоке Балтики, у берега Самбийского п-ова и в соседнем Гданьском заливе, установлено, что она несла материал с территории нынешней Лапландии, по впадине Ботнического залива и далее на юг, в Прибалтику, где, в ее устье, накапливались осадки с янтарем – окаменевшей смолой хвойных деревьев и с телами насекомых. Снос с гор был длительный и обильный, что должно было подвергнуть горы сильной денудации и эрозии. На это указывает и факт отсутствия в этой области каких-либо остатков древней коры выветривания, в то время как на равнинах и во впадинах Финмаркена и Лапландии ее находки многочисленны, на севере, например, в крупной впадине озера Инари (Финляндия). Другой показательный факт — это отсутствие в переотложенном состоянии на севере каких-либо, даже в микроскопическом виде, определяемых остатков самих древних пород. Это объективный показатель энергичной и продолжительной линейной эрозии, и плоскостной денудации в этот период, вплоть до начала возникновения в северном полушарии ледникового покрова 3 млн. л.н. До этого, с ~30 млн. л.н., главным тектоническим фактором в регионе Северная Атлантика служило раскрытие Средне-Атлантического хребта и латеральное давление в сторону и на Фенноскандию.

Так восстанавливается возникновение на Севере значительного поднятия материка, Скандинавских гор, гораздо раньше, чем принималось многими исследователями – в плиоцене, 13–11 млн. л.н. В миоцене и в плиоцене во всей Северной Атлантике уже действовал мощнейший геотектонический фактор, раскрытие Срединно-Атлантического хребта обеспечивало постоянное латеральное боковое давление на Фенноскандинавский щит и создавало преимущественное поднятие его западной окраины, что сохраняется и до сих пор. Наступившая 3–2.5 млн. л.н. в Северном полушарии ледниковая эпоха изменила и сильно осложнила историю всех компонентов природной среды, от общей геодинамики до региональных ландшафтов. Фактор гляциоизостазии (и эвстазии) начал действовать периодически и с преобладанием только с этого времени.

Предварительное обобщение. Составленный перечень сообщений о 15 местонахождениях, участках с находками микрофоссилий, от широты современных Мурманского побережья на севере, до южного побережья Балтийского моря на юге, дает основание для следующих заключений.

1. В мезозое на севере и в центре современной территории Кольского п-ова какое-то время располагался морской бассейн, а южнее пресноводный. Пыльца и споры растений к югу от средней части Кольского п-ова встречались везде до Польского Поморья, что указывает на сухопутные условия на этом пространстве и согласуется с фактом развития на этом пространстве химической коры выветривания.

2**.** В третичный период морские диатомовые встречены в разных частях Кольского п-ова (палеогеновый бассейн), но в срединной его части в миоцене и плиоцене существовали и пресноводные бассейны, так что имелись сухопутные пространства для развития глубокой коры выветривания и в это время.

3. Следы развития неогеновой, доледниковой, до 3 млн. л.н., флоры обнаружены только от широты Онего-Ладожского водораздела к югу, вплоть до Балтийского Поморья, что может указывать на континентальные условия в это время в южной части региона.

ЛИТЕРАТУРА

Дибнер В.Д. Морфоструктура шельфа Баренцева моря. Л.: Недра, 1978. 211 с.

Никонов А.А. Коры выветривания Фенноскандии, их возраст и палеогеографическое значение // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1968. Т. 43. Вып. 5. С. 108–118.

Никонов А.А. О коре выветривания Кольского полуострова // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1969. № 2. С. 101–106.

Никонов А.А. Коры выветривания Фенноскандии и их размыв как показатели развития северного материка в мезокайнозое // Тр. Всерос. совещания «Россыпные месторождения и коры выветривания». Новосибирск, 2010. С. 509–513.

УДК 551.89

ЭВОЛЮЦИЯ ВЕРХНЕХАРАЛЬСКОГО ПАЛЕОЗЕРА (СЕРЛИГХЕМСКАЯ КОТЛОВИНА, ТУВА)

И.С. Новиков[1], М.В. Михаревич[2], С.Г. Прудников[3]

[1]*Институт геологии и минералогии имени академика В.С.Соболева СО РАН,*
Новосибирск, novikov@igm.nsc.ru
[2]*Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья,*
Новосибирск, miharevich@yandex.ru
[3]*Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл, prudnikov_s@inbox.ru*

Изучены следы наступания поздненеоплейстоценового Азасского ледникового щита, существовавшего в понижении между Восточным Саяном и хребтом Академика Обручева. Развитие ледникового щита происходило на территории эрозионно-расчлененного среднегорья. Перегораживание эрозионных долин привело к формированию ледниково-подпрудных озер с характерными отложениями. Проведено изучение одного из таких озер в верховьях реки Харал. Выполнены палеогеографические реконструкции на период до формирования озера и на момент начала его опорожнения. По палинологическим и палеокарпологическим данным реконструированы палеоландшафты в районе ледниково-подпрудного озера.

Ключевые слова: палеогеография, палинология, палеокарпология, ледниково-подпрудные озера, ленточные глины.

EVOLUTION OF THE UPPERKHARAL PALEOLAKE (SERLIGHEM INTERMOUNTAIN DEPRESSION, TUVA)

I.S. Novikov[1], M.V. Mikharevich[2], S.G. Prudnikov[3]

[1]*Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, novikov@igm.nsc.ru*
[2]*Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources, Novosibirsk, miharevich@yandex.ru*
[3]*Tuvinian Institute for Exploration of Natural Resources, SB RAS, Kyzyl, prudnikov_s@inbox.ru*

The traces of the advance of the Late Neopleistocene Azassky ice sheet, which existed in the depression between the Eastern Sayan and the Academician Obruchev ridge, have been studied. The development of the ice sheet took place on the territory of the erosion-dissected middle mountains. The blockage of erosional valleys led to the formation of glacial-dammed lakes with characteristic sediments. A study of one of these lakes in the upper reaches of the Kharal River has been carried out. Paleogeographic reconstructions were carried out for the period before the formation of the lake and at the time of its emptying. Palynological and paleocarpological data were used to reconstruct paleolandscapes in the area of the glacial dammed lake.

Key words: paleogeography, palynology, paleocarpology, glacial-dammed lakes, band clays.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-348

Северо-восточную часть Алтае-Саянской горной области часто называют Восточно-Тувинским нагорьем. Оно включает хребты Восточный Саян и Академика Обручева, восточную оконечность хребта Западный Саян и расположенную между ними обширную область со среднегорным рельефом. Восточная половина данной области подразделяется на Тоджинскую и Серлигхемскую котловины (рис. 1).

Водораздельные части хребтов в пределах рассматриваемой территории, как и во всей Алтае-Саянской горной области (Новиков, 1998) образованы неотектоническими блоками испытавшими максимальное воздымание. Время начала интенсивного воздымания по данным сопредельных территорий составляет около 2 млн лет (Novikov, Sokol, 2007). Абсолютные отметки Восточного Саяна обычно составляют 2200–2500 м, редко достигая, 2800 м, у хребта Академика Обручева высоты водоразделов

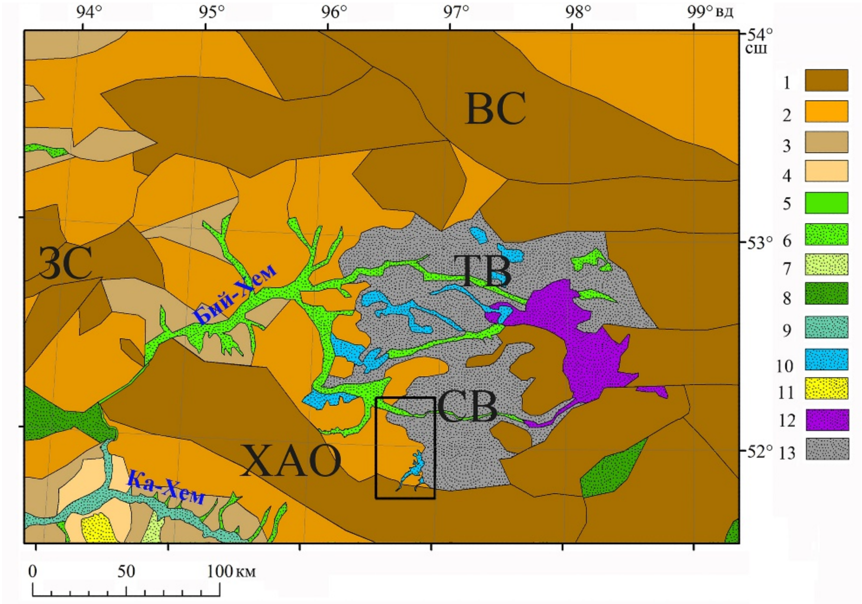


Рис. 1. Положение изученной территории в геоморфологической структуре Восточно-Тувинского нагорья.

Условные обозначения: Хребты: ВС – Восточный Саян, ЗС – Западный Саян, ХАО – Академика Обручева; межгорные котловины: ТВ – Тоджинская, СВ – Серлигхемская. Геоморфологические элементы: денудационные: 1 – эрозионно-экзарационное (альпинотипное) высокогорье, 2 – эрозионно-делювиальное среднегорье с остатками пенеплена, 3 – бугристый мелкосопочник (пенеплен), 4 – эрозионно-делювиальный куэстовый мелкосопочник, 5 – крупные эрозионные долины; аккумулятивные: 6 – аллювиально-пролювиальные и флювиогляциальнын равнины, 7 – пролювиальные шлейфы, 8 – комплексы межгорных впадин (лимно – пролювиально – аллювиально – моренные), 9 – катафлювиальные равнины, 10 – озерные равнины, 11 – эоловые пески, 12 – лавовые плато, 13 – моренные поля. Прямоугольным контуром черного цвета показана территория, изображенная на рис. 2.

лежат в диапазоне 2000–2500 м (редко до 2700 м), а у западного Саяна они обычно составляют 2100–2500 м, несмотря на незначительные абсолютные высоты, осевые части хребтов переработаны древними ледниковыми процессами с образованием альпинотипного рельефа. Отставшие в воздымании блоки с абсолютными отметками вершинных поверхностей в пределах 1200–1700 м образуют нижние ступени хребтов и обширную котловину между ними, служащую водосборным бассейном Большого Енисея (Бий-Хема). Морфология котловины типична для Алтае-Саянской горной области (Новиков и др., 1995) и включает в себя озерные, аллювиальные и ледниковые комплексы. Территория понижения расчленена системой эрозионных долин, с которой связаны богатые россыпи золота (Прудников, 2016). Восточная часть этого понижения разделена приподнятым блоком субширотного простирания с отметками вершинного плато 2000–2100 м, над которым возвышаются четвертичные вулканические постройки с отметками до 2600–2700 м. Основанием построек служит обширное четвертичное лавовое поле, которое занимает всю водораздельную часть блока и спускается в расположенную севернее впадину. Это плато называемое Азасским разделяет восточную часть межхребтового понижения на две впадины. Северная носит название Тоджинской, а южная – Серлигхемской.

При развитии мощных ледниковых щитов в районах четвертичного вулканизма периодически происходят подледные извержения, формирующие характерные вулканические отложения и формы рельефа. Такие образования, впервые описанные Б. Метьюзом на территории Канады (Mathews, 1947), к настоящему времени хорошо изучены

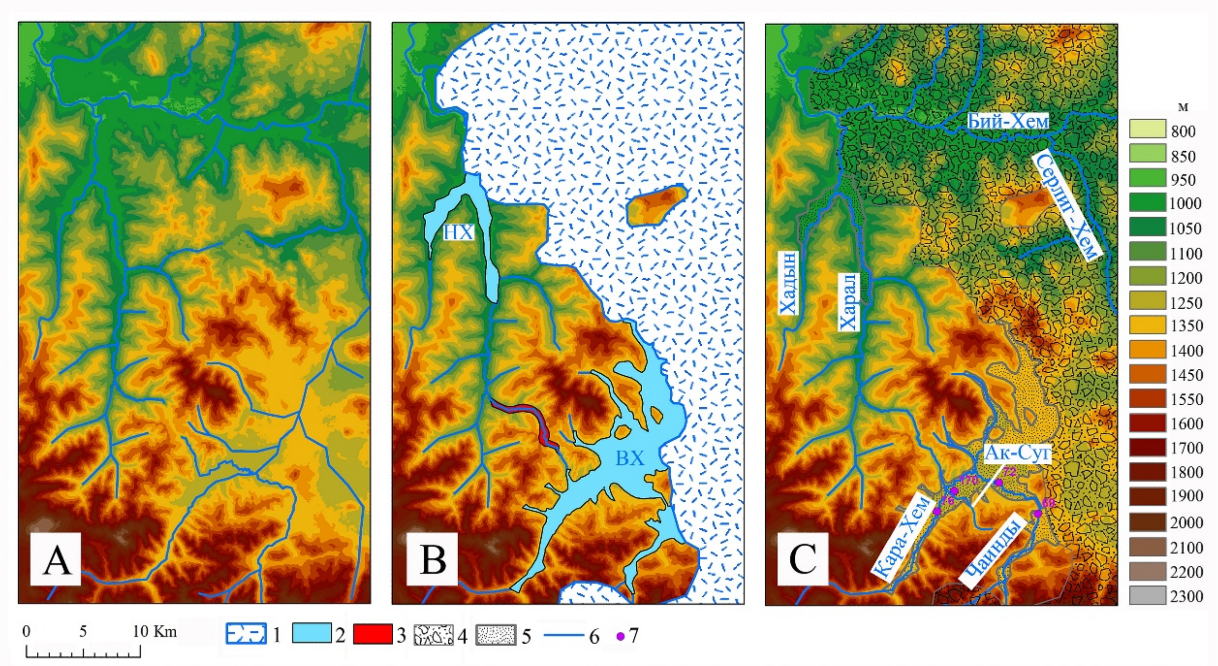


Рис. 2. Формирование приледниковых озер в Серлигхемской впадине.

Условные обозначения: A – рубеж среднего и позднего неоплейстоцена, B – время первого поздненеоплейстоценового (азасского) оледенения, C – голоцен. Цветом показана абсолютные высоты в метрах. 1 – Азасский ледниковый щит, 2 – приледниковые озера (ВХ – Верхнехаральское, НХ – Нижнехаральское), 3 – эрозионные долины спуска приледниковых озер, 4 – область распространения моренных отложений, 5 – область распространения ленточных глин, 6 – реки, 7 – положение изученных обнажений: Чаинды верхнее (№ 69), Чаинды нижнее (№ 72), Кара-Хем № 76), Ак-Суг (№ 170).

в вулканических районах высоких широт (Björnsson et al., 2002; Hodgetts et al., 2021). Они редко встречаются в умеренных широтах. Одной из таких территорий является Восточно-Тувинское нагорье, что позволяет определять возраст ледниковых событий путем датирования продуктов подледных извержений.

Гиалокластиты подледных вулканов Приозерный и Соруг-Чушку-Узю, Азасского вулканического плато по K-Ar определениям имеют возраст 60–75тыс. лет (Yarmolyuk et al., 2001), что свидетельствует о том, что первое поздненеоплейстоценовое оледенение (MIS 4) носило здесь масштабный характер и развивалось по щитовому типу. Расположенный там же и извергавшийся явно в субаэральных условиях вулкан Улуг-Аргинский по результатам K-Ar датирования имеет возраст 48 тыс. лет. (Yarmolyuk et al., 2001), что свидетельствует о полной деградации ледников в этой части Восточного Саяна в период между первым и вторым поздненеоплейстоценовыми оледенениями.

Второе позднеплейстоценовое оледенение (MIS 2) в пределах Восточного Саяна носило горно-долинный характер. Возраст ледниковых отложений в долинах Окинского плоскогорья по данным 10Be датирования, составляет 16.44 ± 0.38 тыс. л. и 22.80 ± 0.56 тыс. л. (Arzhannikov et al., 2012).

Существовавший в позднем неоплейстоцене на востоке территории среднегорного рельефа между Восточным Саяном и хребтом Академика Обручева ледниковый щит достигал в центральной части мощности 1000–1200 м, при средней мощности 300–600 м (Гроссвальд, 1965). Будучи органиченным хребтами с севера, востока и юга ледниковый щит растекался в западном направлении, нарушая сток по эрозионным долинам и формируя достаточно крупные приледниковые озера (рис. 1). Мы провели изучение отложений и форм рельефа одного из таких озер, расположенного в верховьях реки Харал и реконструировали изменения в структуре гидросети в связи с формированием и спуском Верхнехаральского озера, впервые выявленного М.Г. Гроссвальдом (1965). В конце среднего плейстоцена современные верховья Харала Кара-Хем и Чаинды, сливаясь впадали в Серлиг-Хем (рис. 2). Фронт ледникового щита запрудил долину с образование Верхнехаральского озера, сток из которого происходил через седловину в водоразделе Харал – Кара-Хем с абсолютной отметкой около 1360 м, которая и контролировала верхний уровень зеркала палеоозера. На ранних стадиях дегляциации поступление воды в озеро усилилось, что привело к усилению эрозии и формированию ущелья на месте правого притока Харала через который происходил сток из палеоозера. Изучено четыре обнажения отложений ледниково-подпрудного озера:

Чаинды верхнее (№ 69) с абсолютными отметками 1347–1360 м, Чаинды нижнее (№72) с отметками 1308–1334 м, Ак-Суг (№170 – 1290–1311 м) и Кара-Хем (№76 – 1306–1336 м). Всего изучены отложения в диапазоне высот 1290–1360 м. Нижняя половина разреза сложена типичными для приледниковых озер синими ленточными глинами, верхняя половина разнозернистыми песками проточного озера и венчает разрез пачка флювиогляциальных валунно-галечных отложений мощностью до 3–5 м.

Проведено палинологическое и палеокарпологическое изучение разрезов. Современная растительность района Верхнехаральского палеоозера относится к верхней части горно-таежного пояса, представленном кедрово-лиственничными сообществами. Граница пояса проходит на высоте около 1800 м, на южных – 2000–2100 м. Выше развита горно-тундровая растительность, субальпийские луга встречаются ограниченно по долинам ручьев. К каменистым склонам приурочены петрофитные сообщества. Ерники (*Betula rotundifolia*) занимают плоские заболоченные днища долин.

Из ленточных глин разреза Ак-Суг и нижней части разреза Кара-Хем пробы были отобраны с интервалом 10–15 см. В аллювиальных отложениях (верхняя часть разреза Кара-Хем, разрез Чаинды) опробированы линзы и прослои алевритов и супесей.

Палиноспектры ленточных глин (рис. 3) в комплексе с растительными макроостатками соответствуют марево-полынным сообществам на слабозадернованных участках в сочетании с осоково-моховыми ерниками и участками лиственничного травяного редколесья. По берегам водоема встречалась ива, а сами воды на удалении от

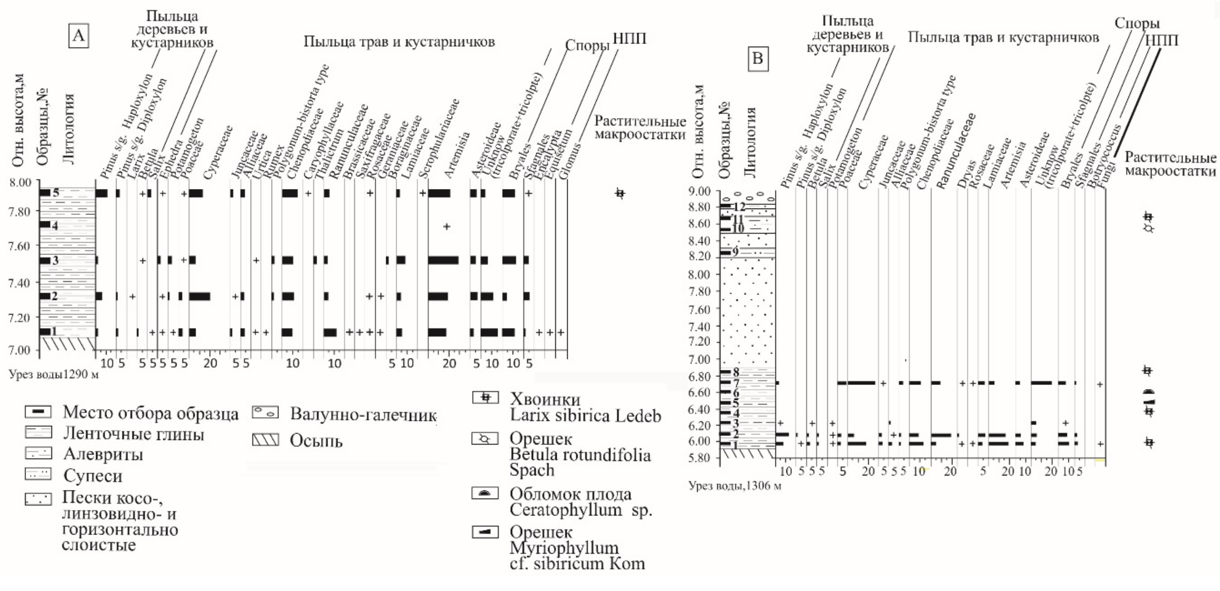


Рис. 3. Палинодиаграмма разрезов Ак-Суг (А) и Кара-Хем (В), дополненная данными по макроостаткам растений.

ледника в закрытой от него долине прогревались досточно для роста водных многолетников (рдестов, роголистников и урути). По-видимому, такие условия возникали в начале деградации щитового ледника.

Аллювиальные супеси и алевриты отличаются крайне слабой насыщенностью палиноморфами, что объясняется быстрой скоростью осадконакопления. В тоже время в образцах из разреза Кара-Хем встречаются единичные хвоинки лиственницы и орешки круглолистной березы. Последнее, вероятно, обусловлено относительной удаленностью отложений от края ледника, а также расположением истоков реки за пределами ледникового щита.

Таким образом, в условиях расчлененного рельефа угнетающее воздействие ледника на растительные сообщества носило ограниченный характер. Уже на расстоянии 10 км от ледника по днищам долин развивались лесотундра и подгольцовые луга, сменяющиеся на склонах горной тундрой, водоемы прогревались и в них развивалась водная растительность. Снижение верхней границы леса в данном приледниковом районе оценивается приблизительно в 500 м.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 20-05-00605а).

ЛИТЕРАТУРА

Гроссвальд М.Г. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья. М.: Наука, 1965. 167 с.

Новиков И.С. Роль тектоники в эволюции рельефа Горного Алтая // Геоморфология. 1998. № 1. С. 82–91.

Новиков И.С., Мистрюков А.А., Трефуа Ф. Геоморфологическое строение района Чуйской межгорной впадины (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 1995. № 10. Т. 36. С. 64–74.

Прудников С.Г. Морфоструктурное районирование Саяно-Тувинского нанорья // География и природные ресурсы. 2016. № 3. С. 111–117.

Arzhannikov S.G., Braucher R., Jolivet M. et al. History of late pleistocene glaciations in the central Sayan-Tuva Upland (southern Siberia) // Quat. Sci. Rev. 2012. No 49. P. 16–32.

Björnsson H. Subglacial Lakes and Jökulhlaups in Iceland // Glob. Planet. Change. 2002. V. 35. P. 255–271.

Hodgetts A.G.E., Mc Garvie D., Tuffen H., Simmons I.C. The Thórólfsfell tuya, South Iceland – A new type of basaltic glaciovolcano // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2021. V. 411: doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107175

Mathews W.H. “Tuyas”, flat-topped volcanoes in northern British Columbia // Am. J. Sci. 1947. V. 245. P. 560–570.

Novikov I.S., Sokol E.V. Combustion metamorphic events as age markers of orogenic movements in Central Asia // Acta Petrologica Sinica. 2007. V. 23. No 7. P. 1561–1572.

Yarmolyuk V.V., Lebedev V.I., Sugorakova A.M. et al. The Eastern Tuva region of recent volcanism in Central Asia: periods, products and types of volcanic activity // Volcanology and Seismology. 2001. No 3. P. 3–32.

УДК 551.89

ИСТОРИЯ ПРОНИКНОВЕНИЯ АТЛАНТИЧЕСКИХ ВОД В АРКТИКУ В ПОСЛЕЛЕДНИКОВОЕ ВРЕМЯ НА ПРИМЕРЕ ИЗУЧЕНИЯ МИКРОФАУНЫ ИЗ КОЛОНОК МОРСКИХ ОСАДКОВ ПРОЛИВА ВИЛЬКИЦКОГО И ЖЕЛОБА ФРАНЦ-ВИКТОРИЯ

Я.С. Овсепян[1], Е.Е. Талденкова[2], Н.О. Гречихина[1,2], А.А. Крылов[3,4],
Р.Ф. Шпильхаген[5], Х.А. Баух[5,6], Д.Дж. Вангнер[5]

[1]Геологический институт РАН, Москва, yaovsepyan@yandex.ru
[2]Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва,
etaldenkova@mail.ru, grnatusik@yandex.ru
[3]ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, akrylow@gmail.com
[4]Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург
[6]ГЕОМАР центр им Гельмгольца по исследованию океана, Киль, Германия,
rspielhagen@geomar.de, dwangner@geomar.de
[5]Институт Альфреда Вегенера, Бремерхафен, Германия, hbauch@geomar.de

Для двух новых колонок морских осадков из пролива Вилькицкого и желоба Франц-Виктория приводятся реконструкции палеосреды на основе микропалеонтологических и литологических исследований. Данные сопоставлены с колонками из районов на пути следования циркумполярного течения в Северном Ледовитом океане, что позволило проследить историю влияния водных масс атлантического происхождения на природные условия в послеледниковое время.

Ключевые слова: Арктика, атлантические воды, фораминиферы, палеогеография.

POSTGLACIAL HISTORY OF ATLANTIC WATER INFLOW TO THE ARCTIC BASED ON ANALYSIS OF MICROFAUNA FROM MARINE SEDIMENT CORES FROM VILKITSKY STRAIT AND FRANZ VICTORIA TROUGH

Ya.S. Ovsepyan[1], E.E. Taldenkova[2], N.O. Grechikhina[1,2], A.A. Krylov[3,4],
R.F. Spielhagen[5], H.A. Bauch[5,6], D.J. Wangner[5]

[1]Geological Institute, RAS, Moscow, yaovsepyan@yandex.ru
[2]Lomonosov Moscow State University, Moscow, etaldenkova@mail.ru, grnatusik@yandex.ru
[3]VNIIOkeangeologia, St. Petersburg, akrylow@gmail.com
[4]St. Petersburg State University, St. Petersburg
[5]GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research, Kiel, Germany,
rspielhagen@geomar.de, dwangner@geomar.de
[6]Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven, Germany, hbauch@geomar.de

New marine sediment cores from Vilkitsky Strait and Franz Victoria trough provide paleoenvironmental reconstructions based on micropaleontological and lithological studies. These data were compared with sediment cores from different sites on the pathway of the Arctic Circumpolar Current that helped to describe the history of Atlantic water inflow and its influence on environmental conditions during the postglacial time.

Key words: Arctic, Atlantic water, foraminifera, palaeogeography.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-353

Наблюдаемые в последнее время изменения природной среды в Арктике часто связывают с усилением атлантического влияния. Северо-Атлантическое течение имеет продолжение в виде Циркумполярного течения в Северном Ледовитом океане (СЛО), благодаря этому в структуре вод формируется более теплый и более соленый промежуточный слой на глубинах 150–800 м. Изучение летописи морских осадков позволяет проследить атлантический сигнал и изменение его интенсивности для различных районов СЛО. Для этого было сделано обобщение микропалеонтологических данных по колонкам морских осадков из районов на пути следования водных масс атлантического происхождения (пролив Фрама, Баренцево море и море Лаптевых).

Авторами рассматриваются две новые колонки, которые сопоставляются с предыдущими исследованиями, а также с данными из литературных источников (Lubinski et al., 2001; Ślubowska et al., 2005; Taldenkova et al., 2012; Овсепян и др., 2017; 2019; Ivanova et al., 2019; Аверкина и др., 2021). В качестве индикаторов присутствия вод атлантического происхождения используются субполярные планктонные фораминиферы и бентосный вид *Cassidulina neoteretis*.

Колонка АМК5636 (77°54.5 с.ш., 104°54.0 в.д.) получена с глубины 225 м из центральной части пролива Вилькицкого в 69-ом рейсе НИС Академик Мстислав Келдыш в 2017 г. Разрез изучался комплексом методов (литология, микропалеонтология, содержание стабильных изотопов кислорода и углерода). Отложения датированы ускорительным масс-спектрометрическим радиоуглеродным методом, возраст пересчитан в календарный в программе Calib 8.2 (Stuiver et al., 2021). Возраст основания колонки (длина 443 см) составляет 14 кал. тыс. лет назад.

Колонка AT19-22GC (81°15.2 с.ш., 39°11.8 в.д.) отобрана с глубины 454 м с западного склона желоба Франц-Виктория (Баренцево море) в 2019 г. в ходе 1-го этапа экспедиции «Трансарктика-2019». Для разреза проведены литологический и микропалеонтологический анализы. Образцы для определения возраста и изотопного состава раковин фораминифер пока не обработаны из-за карантинных ограничений. По литологическим характеристикам видно четкое разделение колонки AT19-22GC на дегляциальные ледниково-морские осадки стально-серого цвета, богатые гравийно-дресвяным материалом, с содержанием песчаной фракции 15–18%, и голоценовые морские осадки сероватого и коричневатого цвета без заметных включений обломочного материала (песчаная фракция 1–8%). Падение численности материала ледового и айсбергового разноса (IRD, ice- and iceberg-rafted debris) и содержания песчаной фракции отмечает разделение на дегляциальные и голоценовые слои на глубине 95 см. Возраст основания разреза до получения абсолютных датировок принимается условно за 15–16 кал. тыс. лет назад, что соответствует времени освобождения трога Франц-Виктория от ледника (Hughes et al., 2016).

Данные анализа колонки АМК5636 из пролива Вилькицкого позволяют реконструировать суровые условия времени поздней дегляциации 12–14 кал. тыс. лет назад, когда данный район был заливом моря Лаптевых. Начало этого периода, до 13.5 кал. тыс. лет назад, характеризуется опреснением и стратификацией вод в сочетании с продолжительным, почти круглогодичным ледовым покровом. В комплексе микрофауны преобладает оппортунистический вид *Elphidium clavatum*. Тем не менее о проникновении трансформированных атлантических вод свидетельствует высокое содержание вида *C. neoteretis* в интервале 13–13.5 кал. тыс. лет назад. Затем около 12 кал. тыс. лет назад произошло открытие пролива и установление стабильного водообмена с Карским морем. В раннем голоцене 8–11.7 кал. тыс. лет назад растущие численность и разнообразие микрофоссилий свидетельствуют о прогреве поверхностных вод и росте продуктивности, *Melonis barleeanus* указывает на увеличение глубины моря, а преобладание *Cassidulina reniforme* – на активное зимнее ледообразование и уменьшение стратификации. В среднем и позднем голоцене после 8 кал. тыс. лет назад пики IRD с периодичностью 1–1.5 тыс. лет и большое количество мелководных бентосных фораминифер (вероятно, перенесенных льдами из Карского моря) свидетельствуют о похолодании климата. В это же время атлантические воды циркумполярного течения с континентального склона моря Лаптевых проникают в район пролива Вилькицкого благодаря реверсивному течению, действующему в противофазе с потоком поверхностных опресненных вод, поступающим из Карского моря.

Колонка AT19-22GC находится ближе к основному потоку циркумполярного течения СЛО, через желоб Франц-Виктория осуществляется водообмен с Баренцевым морем и проникновение на юг трансформированных атлантических вод фрамовской ветви, поступающих в Арктику через пролив Фрама и огибающих архипелаг Шпицберген с запада. Состав ископаемой микрофауны в дегляциальных осадках указывает на выраженную стратификацию за счет поступления талых вод ледников на поверхности и притока атлантических вод в подповерхностном слое. Усиление этого притока отмечается на границе дегляциации и голоцена. Ранний голоцен представляется периодом с сокращенным ледовым покровом и повышенной биопродуктивностью, которая могла приводить к растворению раковин секреционно-известковых фораминифер. По сравнению с дегляциацией, приток атлантических вод был сокращен. Средний и поздний голоцен характеризуются стабильными условиями с трендом к увеличению ледовитости за счет похолодания климата.

Вышеописанные колонки хорошо сопоставляются с микропалеонтологическими данными из ранее изученных разрезов: MSM5/5-723-2 в проливе Фрама (Овсепян и др., 2017, 2019), NP94-21 (Ślubowska et al., 2005) и P191-AR-JPC5 (Lubinski et al., 2001) в Баренцевом море, PS51/154-11 (Taldenkova et al., 2012) и PS2458 (Аверкина и др., 2021) в море Лаптевых. В конце позднего плейстоцена до 12–13 кал. тыс. лет назад по данным распределения фораминифер вида *C. neoteretis* реконструируется мощный приток атлантических вод в подповерхностном слое в Арктику с фрамовской ветвью. В конце позднего дриаса и в раннем голоцене наблюдается исчезновение или резкое сокращение *C. neoteretis* в большинстве колонок. Это можно объяснить снижением интенсивности фрамовской ветви атлантического течения из-за активизации глубинной конвекции в районе пролива Фрама, а также усиления баренцевоморской ветви течения атлантических вод, идущей через баренцевоморский шельф, освободившийся к тому времени от ледника. После 7 кал. тыс. лет назад наблюдается увеличение ледовитости и стратификации вод. В то же время усиление притока атлантических вод в Арктику, которое устанавливается по увеличению процентного содержания вида *C. neoteretis*, может быть связано со стабилизацией уровня моря на современных отметках, затоплением евразийских шельфовых морей, формированием опресненных шельфовых вод, активизацией процессов ледообразования в морях. Следствием этого стало усиление поставки опресненных арктических вод и льдов в западную часть пролива Фрама, что могло вызвать активизацию противотока подповерхностных атлантических вод в Арктику (Mysak, 2001). Кроме того, этому способствовало смещение ячеек глубинной конвекции южнее пролива Фрама в Норвежско-Гренландский бассейн, а также в Лабрадорское море, которое после 7 кал. тыс. лет назад перестало испытывать влияние талых вод Лаврентийского ледника.

ЛИТЕРАТУРА

Аверкина Н.О., Талденкова Е.Е., Овсепян Я.С. и др. История восточной континентальной окраины моря Лаптевых в голоцене: литологические и микропалеонтологические данные // Вестник МГУ. Сер. 5: География. 2021. № 1. С. 43–53.

Овсепян Я.С., Талденкова Е.Е., Чистякова Н.О. и др. Позднечетвертичные реконструкции палеоклимата в проливе Фрама в контексте проникновения атлантических вод в Арктику // Геология морей и океанов: Материалы XXII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. М.: ИО РАН, 2017. Т. 2. С. 87–90.

Овсепян Я.С., Аверкина Н.О., Талденкова Е.Е. и др. Бентосные фораминиферы как индикаторы проникновения атлантических вод в арктический бассейн в конце позднего плейстоцена–голоцене // Вестник МГУ. Сер. 5: География. 2019. № 6. С. 41–50.

Hughes A.L.C., Gyllencreutz R., Lohne Ø.S. et al. The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1 // Boreas. 2016. V. 25. № 1. P. 1–45.

Ivanova E., Murdmaa I., de Vernal A. et al. Postglacial paleoceanography and paleoenvironments in the northwestern Barents Sea // Quat. Res. 2019. P. 1–20.

Lubinski D.J., Polyak L.A., Forman S.L. Freshwater and Atlantic water inflows to the deep northern Barents and Kara seas since ca 13–14C ka: foraminifera and stable isotopes // Quat. Sci. Rev. 2001. V. 20. P. 1851–1879.

Mysak L.A. Patterns of Arctic Circulation // Science. 2001. V. 293. P. 1269–1270.

Ślubowska M., Koç N., Rasmussen T.L., Klitgaard-Kristensen D. Changes in the flow of Atlantic water into the Arctic Ocean since the last deglaciation: Evidence from the northern Svalbard continental margin, 80°N // Palaeoceanography. 2005. V. 20. PA4014.

Stuiver M., Reimer P.J., Reimer R.W. CALIB 8.2 [WWW program] at http://calib.org, accessed 2021-3-31.

Taldenkova E., Bauch H.A., Stepanova A. et al. Benthic community changes at the North Siberian margin in response to Atlantic water mass variability since last deglacial times // Mar. Micropaleontol. 2012. V. 96–97. P. 13–28.

УДК551.89

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О ЛЕССОВО-ПОЧВЕННОЙ СЕРИИ РАЗРЕЗА СЕМЬ ТОПОЛЕЙ (ВОЛГОГРАДСКАЯ ОБЛАСТЬ)

П.Г. Панин[1], А.В. Бухонов[2], К.Г. Филиппова[1], М.В. Хмелева[1], Ш. Янг[3]

[1]*Институт географии РАН, Москва, pgpanin@igras.ru*
[2]*Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Пущино*
[3]*Институт геологии и геофизики КАН, Пекин*

В статье рассматривается лессово-почвенная серия (ЛПС) разреза Семь Тополей, вскрытая в Михайловском районе Волгоградской области. Подробные морфологический и физико-химический анализы отложений, дополненные значениями магнитной восприимчивости, позволяют выделить в ЛПС четыре уровня почвообразования. В работе выдвинуто предположение, что эти палеопочвы соотносятся с ранневоронской, раннеинжавинской, раннекаменской и салынской межледниковыми почвами, которые развивались в раннем, среднем и позднем плейстоцене.

Ключевые слова: палеопочва, почва, морфология, физико-химический анализ.

FIRST DATA ABOUT THE LOESS-SOIL SEQUENCE OF THE SEM' TOPOLEY SECTION (VOLGOGRAD REGION)

P.G. Panin[1], A.V. Bukhonov[2], K.G. Filippova[1], M.V. Khmeleva[1], Sh. Young[3]

[1]*Institute of Geography, RAS, Moscow, pgpanin@igras.ru*
[2]*Institute of Physicochemical and Biological Problems of Soil Science, RAS, Pushchino*
[3]*Institute of Geology and Geophysics, CAS, Beijing*

The loess-soil sequence (LPS) of the Sem' Topoley section, uncovered in the Mikhailovsky district of the Volgograd region is presented in the paper. Detailed morphological and physicochemical analyzes of the sediments, supplemented by the values of the magnetic susceptibility, make it possible to distinguish four levels of soil formation in the LPS. The paper suggests that these paleosols are related to the Early Vorona, Early Inzhavino, Early Kamenka, and Salyn interglacial soils, which developed in the Early, Middle, and Late Pleistocene.

Keywords: paleosol, soil, morphological and physicochemical analyzes.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-357

На территории центра Восточно-Европейской равнины исследования четвертичных отложений в лессово-почвенных разрезах имеют давнюю историю (Марков, 1977; Velichko, 1990; и др.). В основном, данные по этим разрезам используются для реконструкции ландшафтно-климатической обстановки прошлых эпох и построения хроностратиграфических схем четвертичного периода (Velichko et al., 2011; Величко, Морозова, 2015; Panin et al., 2018, 2019; и др.). Качество этих реконструкций и детализация схем зависит от количества изученных разрезов и их насыщенности лессовыми и палеопочвенными горизонтами. В настоящей работе рассматривается ЛПС нового разреза Семь Тополей, расположенного в Михайловском районе Волгоградской области. Разрез состоит из двух расчисток Семь Тополей-1 (N 49.87227°; E 43,140698°) и Семь Тополей-2 (N 49.872353°; E 43,141150°). В районе исследования распространен холмисто-увалистый рельеф, рассеченный овражно-балочной сетью. ЛПС изучена на склоне оврага в долине реки Медведица.

При полевом обследовании вдоль разреза Семь Тополей были отобраны образцы на физико-химические анализы сплошным методом. В зависимости от генезиса отложений, образцы отбирались с разной частотой: в палеопочвах и неоднородных слоях отбор произведен каждые 4–8 см, в лессовых – 8–12 см. Также при морфологическом описании разреза каждые 4 см с помощью прибора ПИМВ измерена магнитная восприимчивость (МВ). Для исследования микростроения ЛПС отбирались штуфы из всех слоев с детальностью, позволяющей описать свойства почвенных горизонтов и вмещающих их отложений. Помимо этого, для определения возраста почвенных горизонтов отобраны образцы на радиоуглеродное датирование (АМС) и ОСЛ. Образцы на физико-химические анализы отданы в лабораторию палеоархивов природной среды ИГ РАН на следующие показатели: pH 1:2.5 (прибор HI 98127), гранулометрический состав (прибор Malvern Mastersizer 3000) с расчетом медианы зерен, а также потери при прокаливании (ППП) при температурах 550°C и 950°C. В рамках этой статьи обсуждаются результаты только физико-химических анализов, значения МВ и морфологическое строение разреза. Остальные показатели будут приведены в следующих работах по мере их готовности.

Морфологическое строение разреза Семь Тополей и его физико-химические характеристики представлены на рис. 1.

ЛПС разреза Семь Тополей-1 представлена современной почвой – чернозем южный (Егоров и др., 1977) и четырьмя палеопочвами, подстилаемыми донской мореной. Профиль чернозема южного состоит из двух гумусированных горизонтов A и AB, почвообразующей породой для которых служит поверхностный горизонт ABk палеопочвы PS1-SP (расшифровка paleosol 1 – Sem’ Topoley). На противоположном склоне этого оврага в разрезе Семь Тополей-2 профиль современной почвы состоит из трех горизонтов A-ABk-BCk. Здесь палеопочву PS1-SP от гумусированных горизонтов чернозема южного отделяет лессовый горизонт BCk. Высокие значения МВ в двух разрезах четко выделяют гумусированные горизонты современной почвы и палеопочвы от лессовых (BCk и By), в которых эти значения понижаются. Такое же распределение характерно для графика ППП 550°, где повышенные значения указывают на наличие органического вещества. Высокие значения ППП 950° свойственны для карбонатных горизонтов. Профиль современной почвы хорошо выражен в ЛПС по пикам медианы и

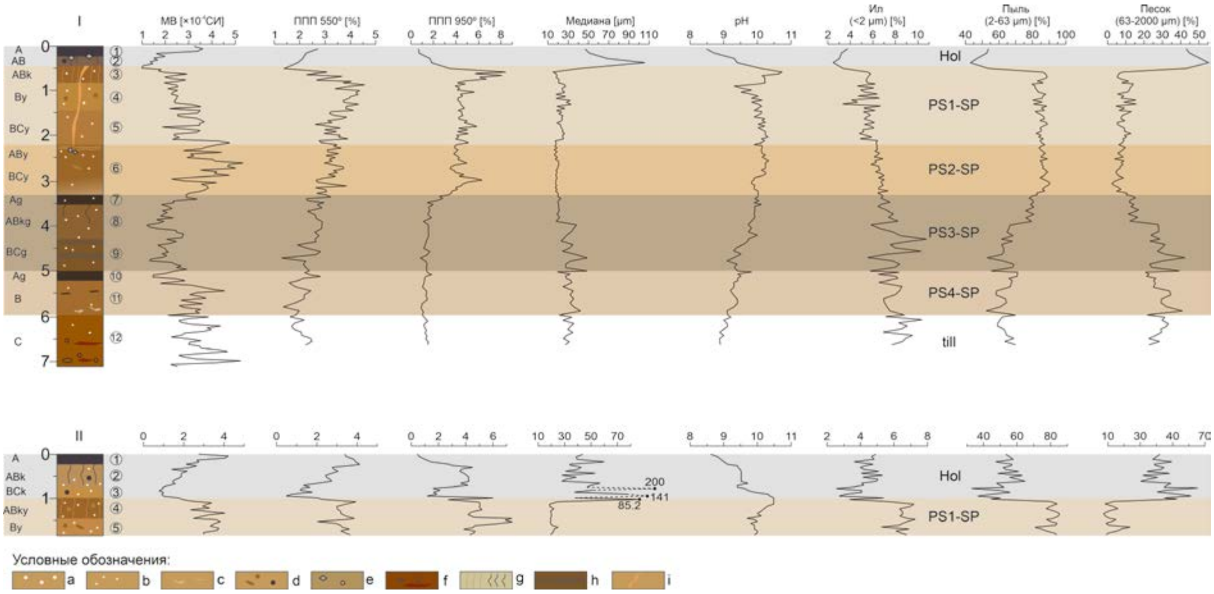


Рис. 1. Строение ЛПС разреза Семь Тополей (I – Семь Тополей-1; II – Семь Тополей-2).

Условные обозначения: a – карбонатные новообразования, b – гипсовые кристаллы, c – опесчаненные линзы и супесчаные прослои, d – кротовины разного диаметра, e – включения кремния разных форм, f – включения гравия в отложениях морены с красными подтеками, g – трещины усыхания с разным заполнителем, h – слой 9 с оглеенным прослоем, i – трещина, заполненная светло-бурым песком. Индексация почвенных горизонтов соответствует FAO (2006).

наличию высокого содержания песчаной фракции. На рисунке 1 показано, как профиль PS1-SP пробивает трещина, заполненная светло-бурым песком. Слои 2 обоих разрезов также опесчанены, но в отличие от заполнителя трещины, имеют более сероватые тона, связанные с гумусированием. Возможно, трещина имеет криогенный генезис, т.к. вмещающий ее материал не был переработан почвообразованием, а на ее конце в слое 6 сконцентрированы включения кремния (такой же кремень виден в слоях 1 и 2), что характерно для криогенных клиньев. Но мы не исключаем, что образование этой трещины связано с усыханием палеопочвы, т.к. профили современной почвы и PS1-SP пронизывают мелкие трещины усыхания.

Палеопочва PS1-SP в разрезах Семь Тополей-1 и -2 хорошо развита, в ее профиле видны кротовины и включения гипсовых новообразований. Поверхностные горизонты палеопочвы были подвержены диагенезу, вызванному современным почвообразованием. Поэтому значения ППП 950° в горизонтах ABk и ABky такие высокие. Палеопочва имеет сильнощелочную реакцию и слабо дифференцированный профиль по содержанию илистой и пылеватой фракций. Вышеперечисленные признаки характерны для степных почв (Быкова, Куст, 2011), возможно, современным аналогом PS1-SP являются почвы каштанового типа.

Для профиля палеопочвы PS2-SP в ЛПС характерны высокие значения МВ. Поверхностный горизонт ABy здесь слабо эродирован, в нем фиксируется серия прослоев супеси мощностью 1 мм. Значения ППП 950° дифференцируют горизонты, где аккумулируются карбонатные новообразования от гумусированного горизонта. По другим показателям дифференциация профиля слабая. При морфологическом описании в PS2-SP отмечены кротовины, в верхнем горизонте обильны гипсовые новообразования и Fe-Mn примазки.

В профиле палеопочвы PS3-SP значения МВ имеют несколько пиков. Первый на уровне горизонта Ag, второй между горизонтами ABkg и BCg, и третий в нижней части горизонта BCg. Как видно из морфологического строения профиль PS3-SP сильно оглеен, в слое 9 прослеживается ряд оглеенных прослоев, здесь максимально содержание илистой фракции. Обилие Fe-Mn примазок указывает на влажные условия формирования палеопочвы, но наличие гипсовых и карбонатных конкреций свойственно аридным условиям. Генезис этих новообразований вторичный, т.к. при увеличении влажности конкреции растворяются. Поэтому, почвообразование палеопочвы PS3-SP проходило в гумидных условиях, и из-за тяжелого гранулометрического состава поверхностные или грунтовые воды застаивались, что приводило к оглеению профиля.

Палеопочва PS4-SP формируется на отложениях донской морены. Высокие значения МВ в горизонте B (слой 11) связаны с нижележащей мореной, которая содержит большое количество железистых минералов и включения обломков пород. Профиль палеопочвы неоднородный, горизонт Ag в стенке разреза фрагментарный, затечный. Его фрагменты фиксируются в горизонте B этой палеопочвы. В профиле обильны Fe-Mn примазки, характерен тяжелый гранулометрический состав, есть отмытые линзы песка светло-бурого цвета. Все это указывает на преобладание гумидных условий при формировании палеопочвы PS4-SP, без ярко выраженных процессов оглеения, как в палеопочве PS3-SP.

В настоящий момент отсутствуют ОСЛ-датировки, которые могли бы указать на стратиграфическое положение палеопочв в разрезе Семь Тополей. Предварительно можно утверждать, что в разрезе выражены четыре хорошо развитые палеопочвы, возможно, межледникового типа. Согласно хроностратиграфической схеме Величко и др. (Величко, Морозова, 2015) над донской мореной расположены следующие межледниковые почвы – ранневоронская, раннеинжавинская, раннекаменская и салынская. В разрезе Себряково-Михайловка (Velichko et al., 2006), вскрытом в 26 км от разреза Семь Тополей в г. Михайловка, непосредственно на донской морене лежит ранневоронская палеопочва, в нашем случае эта PS4-SP. К сожалению, в работе Velichko et al. (2006) нет подробных морфологических описаний, изучаемых нами палеопочв, поэтому сложно провести корреляцию между этими уровнями почвообразования. Если учесть последовательность расположения палеопочв в разрезе Семь Тополей, то палеопочва PS3-SP может относится к раннеинжавинской, PS2-SP – к раннекаменской и PS1-SP – к салынской. В этом случае в исследуемом разрезе отсутствуют интерстадиальные палеопочвы – роменская, брянская и крутицкая, которые в разрезе Себряково-Михайловка были выделены.

Для уточнения стратиграфии разреза Семь Тополей, помимо АМС и ОСЛ данных, необходимо провести дополнительные исследования фауны и флоры, а также сделать палеомагнитный анализ. Дальнейшее изучение разреза Семь Тополей позволит дополнить уже существующие четвертичные хроностратиграфические схемы Восточно-Европейской равнины и улучшить реконструкцию палеопочвенного покрова с имеющимися данными по палеопочвам позднего, среднего и раннего плейстоцена.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ и ГФЕН Китая в рамках научного проекта №20-55-53003 и по теме государственного задания ИГ РАН № 0148-2019-0005.

ЛИТЕРАТУРА

Быкова Е.П., Куст Г.С. Светло-каштановые солонцеватые и солончаковатые почвы // Национальный атлас почв Российской Федерации / Под ред. С.А. Шобы. М.: Астрель: АСТ. 2011. С. 154–155.

Величко А.А., Морозова Т.Д. Основные черты почвообразования в плейстоцене на Восточно-Европейской равнине и их палеогеографическая интерпретация // Эволюция почв и почвенного покрова / Под ред. В.Н. Кудеярова, И.В. Иванова. Москва: ГЕОС, 2015. С. 321–337.

Егоров В.В., Фридланд В.М., Иванова Е.Н. и др. Классификация и диагностика почв СССР. М.: К 47 «Колос», 1977. 224 с.

Марков А.А. (ред.). Разрезы отложений ледниковых районов центра Русской равнины. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1977. 198 с.

Panin P.G., Timireva S.N., Morozova T.D., Velichko A.A. Micromorphology of the Late and Middle Pleistocene paleosols of the central East European Plain // Geography, Environment, Sustainability. 2019. V. 12(1). P. 34–62.

Panin P.G., Timireva S.N., Morozova T.D. et al. Morphology and micromorphology of the loess-paleosol sequences in the south of the East European Plain (MIS 1 – MIS 17) // Catena. 2018. V. 168. P. 79–101.

FAO. Guidelines for Soil Description. Fourth edit. Food and agriculture organization of the United Nations. Rome, 2006. 97 p.

Velichko A.A. Loess-paleosol formation on the Russian Plain // Quat. Int. 1990. V. 7–8. P. 103–114.

Velichko A.A., Semenov V.V., Pospelova G.A. et al. Matuyama–Brunhes boundary in key sections of the loess–paleosol–glacial formations on the East European Plain // Quat. Int. 2006. V. 152–153. P. 94–102.

Velichko A.A., Faustova M.A., Pisareva V.V. et al. Chapter 26 – Glaciations of the East European Plain: Distribution and Chronology // Ehlers J., Gibbard P.L., Hughes P.D. (Eds.). Developments in Quaternary Sciences. 2011. P. 337–359.

УДК 902.672

ПРИМЕНЕНИЕ НЕЙРОННЫХ СЕТЕЙ К ЗАДАЧЕ ОБНАРУЖЕНИЯ И КЛАССИФИКАЦИИ МИКРОФОССИЛИЙ

А.Ю. Петров, А.А. Томилов, Л.А. Савельева, Н.А. Костромина,
А.В. Васильева, В.Ю. Кузнецов

Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург,
a.y.petrov@spbu.ru, cogniscy@gmail.com, l.savelyeva@spbu.ru, kostromina132@gmail.com,
replvas@gmail.com, v.kuznetsov@spbu.ru

В работе представлены первые результаты по обучению искусственной нейронной сети с целью определения и статистического учета ископаемых микрофоссилий. На примере пяти типов пыльцы и спор показана возможность их идентификации с точностью до 85%. Создание в будущем программно-аппаратного комплекса с использованием микроскопа позволит автоматизировать работу палинолога и повысить точность и независимость определения типов пыльцы и спор.

Ключевые слова: распознавание пыльцевых и споровых зерен, нейронные сети, распознавание образов, спорово-пыльцевой анализ.

APPLICATION OF NEURAL NETWORKS TO TASK OF MICROFOSSILS DETECTION AND CLASSIFICATION

A.Yu. Petrov, A.A. Tomilov, L.A. Savelieva, N.A. Kostromina,
A.V. Vasilieva, V.Yu. Kuznetsov

St. Petersburg State University, St. Petersburg, a.y.petrov@spbu.ru, cogniscy@gmail.com, l.savelyeva@spbu.ru,
kostromina132@gmail.com, replvas@gmail.com, v.kuznetsov@spbu.ru

The paper presents the first results on training an artificial neural network in order to determine and statistically account for fossil microfossils. On the example of five types of pollen and spores, the possibility of their identification with an accuracy of 85% is shown. The creation in the future of a soft- and hardware complex on the base of a microscope will automatize the work of a palynologist and increase the accuracy and reliability of determining the pollen and spores types.

Key words: recognition of pollen and spore grains, neural networks, image recognition, spore-pollen analysis.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-361

Введение

Палинологический анализ является неотъемлемым инструментом для получения данных о палеорастительности и палеоклиматах. Однако это требует длительных временных затрат квалифицированного специалиста-палинолога. Задача автоматизации распознавания пыльцевых зерен решается уже с конца 1960-х (Flenley, 1968). За последние 10–15 лет, в связи с активным развитием цифровых технологий, был достигнут значительный прогресс в этом направлении, при этом подавляющее большинство работ представлено зарубежными авторами. Были предложены разнообразные методы, основанные на выделении и описании морфологических и текстурных признаков зерен (длина полярной оси, длина экваториальной оси, вес кольпуса, толщина экзины, цвет и т.д.), показавшие точность классификации около 90% для неповрежденной пыльцы (Rodriguez-Damian et al., 2006). Однако исследования последних лет показали, что использование программных комплексов на базе искусственных нейронных сетей (ИНС) дают наилучший результат с точностью до 97% для неповрежденной пыльцы (Daood et al., 2018). ИНС – это взаимосвязанная система процессоров (искусственных нейронов), каждый из которых представляет собой достаточно простую функцию. Каждый процессор подобной сети имеет дело с сигналами, которые он получает и посылает другим процессорам. Будучи соединенными в достаточно большую сеть с управляемым взаимодействием, такие по отдельности простые процессоры вместе способны выполнять сложные задачи. Важно, что в процессе обучения ИНС самостоятельно выделяет характерные визуальные признаки для соответствующего класса.

Для палеогеографических целей наибольший интерес представляет распознавание ископаемой и поврежденной пыльцы. Такая попытка предпринята в работе (Bourel et al., 2020), где был описан подобный классификатор на базе ИНС, дающий точность более 80%.

Все вышеописанные решения представляют собой классификатор, который определяет принадлежность к тому или иному классу (виду, роду) уже центрированного и увеличенного до пределов изображения пыльцы. Но они не решают проблему детектирования, то есть определения границ пыльцевого зерна непосредственно на фотоснимке слайда, где в поле зрения могут находиться несколько пыльцевых или споровых зерен, а также другие микроскопические объекты, например, непыльцевые палиноморфы. В данной работе предпринята попытка создания программы, совмещающей в себе как детектор, определяющий положение изображения пыльцевого или спорового зерна, так и классификатор, определяющий принадлежность к определенному таксону.

Материалы и методы

Для обучения и проверки создаваемой программы было выбрано пять типов пыльцы и спор: *Lycopodium clavatum*, *Pinus*, *Picea*, *Betula* и *Sphagnum*.

Обучающий и проверочный набор данных включают изображения соответственно 450 и 250 зерен пыльцы и спор из болотных и озерных отложений.

Для каждого зерна была получена серия изображений от верхнего до нижнего края с шагом фокусного расстояния 2 мкм. Таким образом, обучающий и проверочный набор данных составили соответственно 5940 и 3980 изображений с разрешением 2592*1944 пикселей. Проверочный набор данных был получен из образцов, которые не использовались для обучения ИНС.

Все изображения были получены с помощью светового микроскопа “Альтами БИО-1”, цифровой камеры с разрешением 5,1 Мп и программного обеспечения Altami Studio. Разметка (указание положения зерна на фото и присвоение класса этому объекту) производилась с помощью онлайн ресурса https://app.supervise.ly/. Примеры разметки представлены на рис. 1.

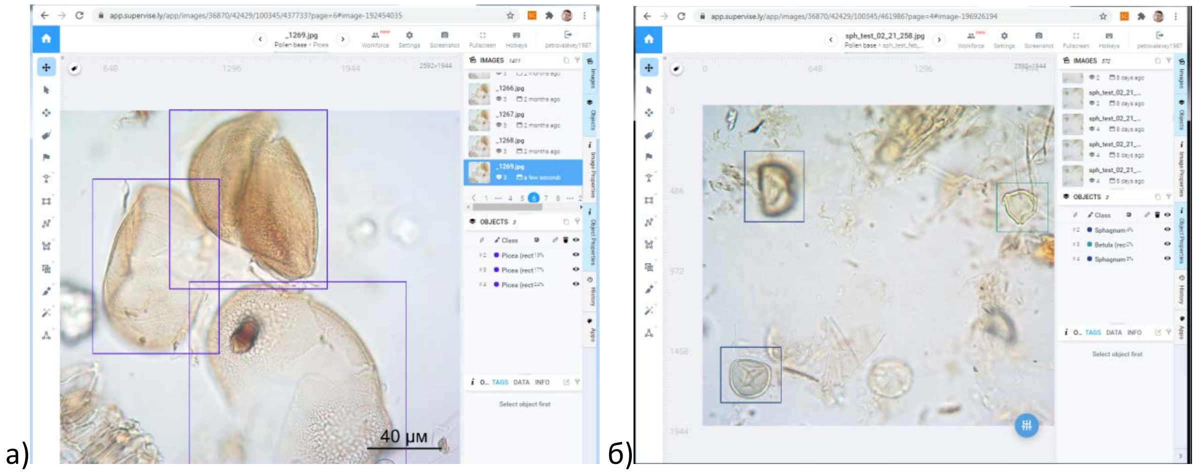


Рис. 1. Пример разметки обучающего (а) и проверочного набора данных (б).

Описание архитектуры ИНС и процесса обучения

В качестве архитектуры был выбран компромиссный вариант между точностью и простотой реализации - архитектура single shot multibox detector (SSD). За основу брался готовый код с ресурса git-hub.com с открытыми лицензиями и модифицировался (https://github.com/amdegroot/ssd.pytorch; https://github.com/NVIDIA/DeepLearningExamples/tree/master/PyTorch/Detection/SSD).

Структура ИНС типа SSD состоит из двух частей:

- блок, выделяющий характерные признаки на изображении;
- блок одновременной классификации и выделения рамочки для объекта.

Первый блок строится на основе ИНС, которые хорошо показали себя в прошлом на задачах классификации изображений (VGG, ResNet и пр.). Основу этого блока составляют свертки с обучаемым ядром и функции пулинга (уменьшения пространственного разрешения). Задача второго блока, используя результат работы первого, определить наиболее подходящую рамочку и для нее определить один из N классов (количество классов пыльцы + нулевой класс для фона).

Структуру обучения ИНС можно представить следующим образом:

- изображения считываются и сжимаются до размеров 300*300. Далее изображение рассматривается как массив чисел 3*300*300, где 3 – это RGB каналы изображения;
- из изображений формируется пакет (батч) и подается на вход ИНС;
- на выходе ИНС получается массив рамочек для объектов на изображениях и соответствующие им классы;
- положения и классы сверяются с известными из разметки и получается значение функционала ошибки;
- значения всех параметров ИНС обновляются с использованием методики обратного распространения ошибки.

Проверка сходимости ИНС делается на валидационной выборке данных, на которой не осуществлялось обучение. При этом оценивалось значение функционала ошибок на валидационной выборке. Если оно прекращало уменьшаться (или начинало расти) в течение определенного количества итераций, обучение прекращалось.

Важно отметить, что для улучшения обобщающих свойств ИНС применялись приемы аугментации данных (т.е. искусственного расширения набора данных), а именно: небольшие случайные от примера к примеру изменения резкости, яркости и цветовой насыщенности изображений, сдвиги, повороты на случайный угол, зеркальные отражения, а также случайное вырезание (crop) кусочка изображения, случайное добавление гауссового шума, размытостей на изображении, а также добавление случайного количества прямоугольников случайных размеров и цветов. В совокупности эти приемы позволяют получить инвариантность детектора к положению и вращению пыльцы, изменениям освещенности и баланса белого, а также для улучшения обобщающей способности к появлению загрязнителей на образце.

Результаты и обсуждение

В качестве основной метрики для анализа качества работы ИНС для классификации пыльцевых и споровых зерен использовалась матрица ошибок, полученная на тестовом наборе данных (рис. 2).

Рис. 2. Матрица ошибок.

В столбцах матрицы представлено то, как истинные отметки (True Labels) соответствующего класса распределены между классами, которые им присвоила ИНС. В строках же, наоборот, представлено как предсказанные нейросетью отметки (Predicted Labels) распределены между истинными отметками. Чем более диагональной получается матрица, тем точнее работает классификатор и наоборот. Важным является рассмотрение класса «Ground» (фон). Ошибочным будет невыделение пыльцы при ее действительном наличии (строка «Ground»). При этом отдельно стоит рассмотреть столбец «Ground» матрицы ошибок. Он отражает количество примеров, для которых ИНС предсказала наличие объекта (пыльцы или спор) при его отсутствии. Наибольшее число таких ошибок наблюдается для классов *Sphagnum* и *Betula*, когда нейросеть воспринимает некоторые объекты круглой формы (пузырьки воздуха и пр.) как пыльцевое или споровое зерно. А также для класса *Pinus*, что связано, вероятно, с недостаточной детальностью разметки проверочного набора данных. Бороться с подобными ошибками можно улучшая качество разметки и увеличивая количество изображений в обучающей выборке.

Анализируя матрицу ошибок на рис. 2, можно отметить, что главным образом ИНС справляется с поставленной задачей – правильно выделяет и классифицирует в целом более 85% представленных примеров (табл. 1).

Табл. 1

Анализ качества классификатора на основе матрицы ошибок (рис. 2)

	Betula	*Lycopodium*	*Picea*	*Pinus*	*Sphagnum*	Всего объектов
Всего отметок класса в ручной разметке (суммируем строки)	517	973	2063	1664	316	5533
Из них правильно выделены и классифицированы (диагональные элементы)	421	908	1547	1689	292	4857
Процент правильно выявленных и классифицированных объектов	81,43%	93,32%	74,99%	98,52%	92,41%	87,78%

Заключение

В ходе проделанной работы были собраны и вручную размечены два набора данных: тренировочный и тестовый. На тренировочном наборе данных была впервые в отечественной практике обучена ИНС, способная как находить положение пыльцы и спор на изображении, так и классифицировать ее с точностью более 85%. С целью развития данного опыта планируется:

- улучшение разметки существующего набора данных;
- расширение количество классов;
- обучение ИНС на большем изображении 424*424 вместо 300*300.

На основе представленных результатов возможно создание программно-аппаратного комплекса на базе микроскопа, который автоматически сканирует подготовленные слайды, определяет типы пыльцы и спор, и ведет их статистический учет. Таким образом, разработка и внедрение ИНС в практику спорово-пыльцевого анализа позволит (частично или полностью) автоматизировать работу палинолога и повысить точность и независимость определения типов пыльцы и спор.

ЛИТЕРАТУРА

Bourel B., Marchant R., Garidel-Thoron T. et al. Automated recognition by multiple convolutional neural networks of modern, fossil, intact and damaged pollen grains // Computers and Geosciences. 2020. V. 140. 104498.

Daood A., Ribeiro E., Bush M. Sequential recognition of pollen grain Z-stacks by combining CNN and RNN // The Thirty-First International Florida Artificial Intelligence Research Society Conference. Melbourne, Florida, USA. May 21–23, 2018. AAAI Press, Palo Alto, California, 2018. P. 8–13.

Flenley J.R. The problem of pollen recognition // Clowes M.B., Penny J.P. (Eds.). Problems of Picture Interpretation. C.S.I.R.O, Canberra, 1968. P. 141–145.

Rodriguez-Damian M., Cernadas E., Formella A. et al. Automatic detection and classification of grains of pollen based on shape and texture // IEEE Transactions on Systems, Man, and Cybernetics, Part C (Applications and Reviews). 2006. V. 36. No 4. P. 531–542.

УДК 551.79(4)+551.7

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА БАЛТИЙСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ЩИТА В ПОЗДНЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ: ФОРМИРОВАНИЕ БЕЛОГО МОРЯ, ОНЕЖСКОГО И ЛАДОЖСКОГО ОЗЕР И ФИНСКОГО ЗАЛИВА

А.Е. Рыбалко[1,2,3], Д.А. Субетто[4,5], М.Ю. Токарев[6], Л.А. Савельева[2], П.Ю. Беляев[1,5], А.О. Аксенов[2], А.В. Иванова[2]

[1]ФГБУ «ВНИИОкеангеология», Санкт-Петербург,borat78@yandex.com
[2]Институт наук о Земле СПБГУ, Санкт-Петербург, l.savelyeva@spbu.ru
[3]Центр морских исследований МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, alek-rybalko@yandex.ru
[4]Российский государственный педагогический университет им. А.И. Герцена, Санкт-Петербург, subettoda@herzen.spb.ru
[5]Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН, Петрозаводск, nwpi.karelia@yandex.ru
[6]Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, mjtokarev@gmail.com

В докладе рассматриваются особенности формирования озерных и морских бассейнов по восточной периферии Балтийского кристаллического щита. Эти бассейны возникли в результате деструкции его краевой зоны в позднем протерозое и формирования структурно предопределенных депрессий. Эти депрессии были существенно моделированы четвертичными ледниками и после отступания последнего из них – валдайского, в них сформировались приледниковые бассейны. В раннем голоцене произошло разделение этих бассейнов на озерные и внутренние морские.

Ключевые слова: Белое море, Ладожское озеро, Онежское озеро, Финский залив, Балтийское море, палеогеография, неоплейстоцен, голоцен, Скандинавский ледниковый щит, эвстатическая трансгрессия.

PALEOGEOGRAPHY OF THE EASTERN SLOPE OF THE BALTIC CRYSTALLINE SHIELD IN THE LATE PLEISTOCENE AND HOLOCENE: FORMATION OF THE WHITE SEA, ONEGA AND LADOGA LAKES, AND THE GULF OF FINLAND

A.E. Rybalko[1,2,3], D.A. Subetto[4,5], M.Yu. Tokarev[6], L.A. Savelieva[2], P.Yu. Belyaev[1,5], A.O. Aksenov[2], A.V. Ivanova[2]

[1]FSBI "VNIIOkeangeologiya", St. Petersburg, borat78@yandex.com
[2]Institute of Earth Sciences, St. Petersburg State University, St. Petersburg, l.savelyeva@spbu.ru
[3]Center for Marine Research, Lomonosov Moscow State University, Moscow, alek-rybalko@yandex.ru
[4]Herzen State Pedagogical University of Russia, St. Petersburg, subettoda@herzen.spb.ru
[5]Northern Water Problems Institute Karelian Research Centre, RAS, Petrozavodsk, nwpi.karelia@yandex.ru
[6]Lomonosov Moscow State University, Moscow, mjtokarev@gmail.com

The report examines the features of the formation of lake and sea basins along the eastern periphery of the Baltic crystalline shield. They arose as a result of the destruction of its marginal zone in the Late Proterozoic and the formation of structurally predetermined depressions. These depressions were significantly modeled by Quaternary glaciers, and after the retreat of the last of them, periglacial basins arose in these depressions. In the early Holocene, these basins were divided into lacustrine and inland marine.

Key words: White Sea, Lake Ladoga, Lake Onega, Gulf of Finland, paleogeography, Late Pleistocene, Holocene, Scandinavian Ice Sheet, eustatic transgression.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-366

Особенности формирования морских и озерных бассейнов по восточной периферии Балтийского (Фенноскандинавского) кристаллического щита давно привлекают внимание исследователей. Сходство геологического разреза во всех бассейнах – озерных (Ладога и Онега) и морских (Белое и Балтийское моря), где он представлен отложениями последнего гляциоседиментационного цикла: морена осташковского оледенения – ледниково-озерные/ледниково-морские – озерные/морские осадки. Основными палеогеографическими вопросами являются (1) время формирования морей и озер, (2) характер и время смены седиментационных режимов, (3) вещественный состав морских и озерных отложений и (4) прогноз изменения климатических условий в условиях регионального потепления и смягчающего влияний больших водных бассейнов. За прошедшие 9 лет были проведены различные по тематике экспедиции в Ладожском и Онежском озерах, проанализированы материалы предшествующих экспедиций в Белом и Балтийском (Финский залив) морях.

Методика работ предусматривала опережающее сейсмопрофилирование в выбранных ключевых участках, последующий интерпретационный геологический пробоотбор, в том числе и бурение донных осадков со льда, и использование современных методов обработки полученных результатов, включающих абсолютное датирование, томографию кернов и прочее. Подробное описание современного геолого-геофизического комплекса для палеогеографического изучения донных отложений озер и внутренних морей, включая новейшие сейсмоакустические методы, были обсуждены нами ранее (Rybalko at.al., 2018).

Формирование депрессий по восточной периферии Балтийского кристаллического щита происходило в позднем протерозое в результате деструкционных процессов в предплатформенный период развития Русской плиты. Именно в рифее и раннем венде формировались рифтогенные бассейны, представленные преимущественно узкими трогами— авлакогенами (палеорифтами), пространственно наследовавшими положение палеопротерозойских коллизионных поясов (Гарецкий, 2007; Колодяжный и др., 2019). Примером таких желобов являются Кандалакшско-Онежский, положивший начало развитию будущей беломорской котловины (Балуев и др., 2012), а также Ладожско-Пашская грабен-синклиналь, которая унаследована современным Ладожским озером (Амантов, 2014).

В течение большей части фанерозоя территория Балтийского кристаллического щита испытывала устойчивое воздымание и соответствующие отложения практически не известны. Позднекайнозойский этап развития характеризуется возрождением современной тектонической активности рифтогенных структур с заложением современных грабенов по периферии Балтийского щита на фоне его общего воздымания (Балуев, 2012), в результате чего возникли современные структурно предопределенные впадины Белого моря, Ладожского и Онежского озер, Ботнического залива Балтийского моря. Единственным исключением здесь является Финский залив, который образовался просто в результате экзарационного выпахивания. Позже эти впадины были моделированы четвертичными ледниками. Сочетание этих двух факторов (тектонический и гляциальный) послужило причиной формирования этих очень схожих как по рельефу, так и по очертаниям береговой линии водных бассейнов, но которые в зависимости от своей связи с Мировым океаном относятся либо к внутренним морям, либо к озерам. Остановимся на основных этапах их формирования в период позднего неоплейстоцена и голоцена, когда происходило освобождение территории от покровного ледника.

В Финском заливе было установлено наличие плащеобразного покрова моренных отложений, которые залегали непосредственно на вендских глинах. Ледниковые отложения перекрыты толщей ленточных глин, в основании которых Е.А. Спиридонова установила наличие спорово-пыльцевых спектров с попеременным господством в них пыльцы сосны и березы и сходными с палиноспектрами стратотипического разреза ленточных глин в среднем течении р. Невы, где был установлен палеомагнитный экскурс Гетеборг (12400–12700 лет назад,). Это послужило основанием для отнесения низов разрезов ленточных глин к охтинскому межстадиалу. Древний возраст нижних горизонтов был подтвержден и палеомагнитными исследованиями В.В. Кочегуры, который зафиксировал наличие в нескольких колонках палеомагнитный экскурс Гетеборг (Бутылин и др., 1989). Таким образом, формирование первого приледникового бассейна в современной впадине Финского залива произошло около 13000 радиоуглеродных лет назад.

Аналогичные данные были получены нами и в Онежском заливе Белого моря. Здесь краевые образования лужской стадии валдайского оледенения пересекают р. Онегу чуть выше ее устья. В Онежском заливе, в районе с. Лямцы на Онежском берегу, были установлены краевые образования, которые по данным палинологического анализа и палеомагнитных исследований были сопоставлены с невской стадией осташковского оледенения. Это позволило оценить время формирования приледникового озера в южной части Белого моря в 13000–14000 радиоуглеродных лет назад, т.е. синхронно с приледниковым бассейном в Финском заливе Балтийского моря (Рыбалко и др., 1987).

В настоящее время большой объем палеолимнологических исследований и реконструкций развития в позднем неоплейстоцене-голоцене выполнен для Онежского озера (Демидов, 2005; Hang et al., 2019; Saarnisto, Saarinen, 2001; Subetto et al., 2020; Zobkov et al., 2020). В начале 2000 годов финскими исследователями были выполнены отбор длинных грунтовых колонок в центральной части Онежского озера и определение возраста ленточных глин. Эти колонки не достигли базальных ледниковых слоев, но вошли в нижнюю часть горизонта лимногляциальных глин. Полученные данные позволили считать, что уже 13000 радиоуглеродных лет назад во впадине Онежского озера существовало приледниковое озеро (Saarnisto, Saarinen, 2001), а 12300 радиоуглеродных лет назад освободился исток р. Свирь и начался сток в Ладожское озеро, которое уже существовало в это время (Демидов, 2005). Формирование Ладожского озера началось сразу после завершения ледниковой стадии сальпаусселькя III и окончательного разрушения ледника. Результаты последних исследований с использованием варвохронологических, радиоуглеродных и палеомагнитных анализов ленточных глин, показали, что Ладожское озеро освободилось ото льда в интервале 14000–12500 календарных лет (Субетто, 2007; Gromig et al., 2019).

Можно констатировать, что все внутренние морские и озерные (Великие озера) бассейны начали формироваться в виде приледниковых озер 13000–14000 лет назад в структурно предопределенных депрессиях по восточной периферии Балтийского кристаллического щита. Они были существенно моделированы покровным ледником как в результате экзарации коренных пород и формирования специфического друмлинообразного рельефа, так и образования холмисто западинных и грядовых форм ледникового и флювиогляциального генезиса. Ледниково-озерный (ледниково-морской в Белом море) этап играл огромную роль в формировании осадочного покрова этих бассейнов, так как именно на протяжении 3000–4000 лет в них поступила основная масса обломочного материала вместе с талыми водами. Именно пульсационный характер поступления этого материала привел к формированию ленточнослоистых текстур (гляциотурбидитовое осадконакопление как в озерных, так и в морских условиях), к значительной роли в гранулометрическом составе донных осадков материала алевритовой размерности, как результат ледникового перетирания. Формировались своеобразные алевропелитовые осадки, тонкозернистость которых являлась результатом истирания горных кристаллических пород, предопределивших преимущественно гидрослюдисто-хлоритовый состав этих осадков.

Важным этапом формирования современных озер и внутренних морей Северо-Запада является смена приледникового режима озерным (или морским). Как показывают последние исследования эта смена тоже была синхронной, хотя и обусловлена другими причинами. Происходило это в раннем голоцене (пребореальном и бореальном времени). В Балтийском море, частью которого и является Финский залив, первое соединение с Мировым океаном произошло в пребореале, когда произошел спуск Балтийского приледникового озера через центральные шведские проливы и уровень упал более чем на 25 метров. Морские условия в это время существовали преимущественно в юго-западной части Балтики, а в восточной части (Финский залив) господствовали пресноводные условия. В результате снижения уровня воды в Балтике произошла изоляция Ладожского озера. В акваторию современного Финского залива морские воды проникают в стадию Литоринового моря в предатлантическое время. В Белом море проникновение морских вод произошло в конце аллереда, когда уровень эвстатической трансгрессии превысил высотные отметки Горла Белого моря. В пребореале и бореале происходило постепенное становление морских условий в беломорской котловине, а с бореального времени здесь установился устойчивый морской режим (Рыбалко и др., 2017). В Ладожском и Онежском озерах с пребореального периода уже никогда не было морского режима. Переходный период нашел свое отражение и в литологии донных осадков. Для них характерно аутигенное образование сульфидов и резкое возрастание концентраций биогенных химических соединений (Сорг., $CaCO_3$ и $SiO_{2\ аут}$), что связано с развитием органической жизни как на суше, так и в самих бассейнах.

Таким образом, формирование водных бассейнов по восточной периферии Балтийского кристаллического щита связано с тектонической деструкцией его краев в позднем протерозое, возобновлении неотектонической активности в позднекайнозойское время и с дегляциацией покровных четвертичных оледенений. Это привело к сходству многих элементов геологического строения как в дочетвертичном фундаменте, так и в четвертичном покрове и синхронному развитию приледниковых бассейнов в тектонически предопределенных депрессиях. Гляциоизостатическое поднятие и активизация современных геодинамических движений привели к изоляции Великих озер (Ладога и Онега) в начале голоцена и с этого времени жизнь внутренних морей и озер пошла по индивидуальным траекториям и разделению характера седиментогенеза на континентальный и морской. В это же время ландшафтная зональность сменила субмеридиональную направленность, обусловленную положением края ледника, на современную – субширотную.

Работа выполнена при поддержке грантов СПбГУ № 18.42.1258.2014, 18.42.1488.2015, 0.42.956.2016 (полевые работы в 2014–2016 гг.), а также гранта РФФИ № 18-05-00303 (полевые работы в 2017–2018 гг.) и гранта Российского научного фонда № 18-17-00176 (бурение и полевые работы в 2018–2019гг.). Практически все аналитические работы также были сделаны за счет указанных грантов.

ЛИТЕРАТУРА

Амантов А.В. Геология дочетвертичных образований и тектоника Ладожского озера // Региональная геология и металлогения. 2014. № 58. С. 22–32.

Балуев А.С., Журавлев В.А., Терехов Е.Н., Пржиялговский Е.С. Тектоника Белого моря и прилегающих территорий. М.: ГЕОС, 2012. 104 с.

Бутылин В.П., Жамойда В.А., Козин М.Б. и др. Литостратиграфия верхнечетвертичных отложений Финского залива и их корреляция с аналогичными образованиями Центральной Балтики. // Геология субаквальной части Балтийского щита и Русской плиты в пределах Финского залива. Л.: ВСЕГЕИ, 1989. С. 32–50.

Гарецкий Р.Г. Особенности тектоники и геодинамики Восточно-Европейской платформы // Лiтасфера. 2007. Т. 27. № 2. С. 3–13.

Демидов И.Н. Деградация поздневалдайского оледенения в бассейне Онежского озера // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2005. Вып. 8. С. 134–142.

Колодяжный С.Ю., Балуев А.С., Зыков Д.С. Структура и эволюция северо-запада беломорско-северодвинской зоны сдвига в позднем протерозое и фанерозое (Восточно-Европейская платформа) // Геотектоника. 2019. № 1. С. 62—86.

Рыбалко А.Е., Журавлев В.А., Семенова Л.Р., Токарев М.Ю. Четвертичные отложения Белого моря и история развития современного беломорского бассейна в позднем неоплейстоцене–голоцене // Система Белого моря, т. IV, Процессы осадкообразования, геология и история. М.: Научный мир, 2017. С. 16–84.

Рыбалко А.Е., Спиридонов М.А., Спиридонова Е.А., Москаленко П.Е. Четвертичные отложения Онежского залива и основные черты его палеогеографии в плейстоцене–голоцене // Комплексные морские геолого-геофизические исследования внутренних морей гляциального шельфа. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. С. 38–52.

Субетто Д.А. История формирования Ладожского озера и его соединения с Балтийским морем // Общество. Среда. Развитие. 2007. Вып. 1. С. 111–120.

Gromig R., Wagner B., Wennrich V. et al. Deglaciation history of Lake Ladoga (northwestern Russia) based on varved sediments // Boreas. 2019. V. 48. No 2. P. 330–348.

Hang T., Gurbich V., Subetto D. et al. Local clay-varve chronology of Onega Ice Lake, NW Russia // Quat. Int. 2019. No 524 P. 13–23.

Rybalko A.E., Tokarev M.Yu., Subetto D.A. et al. Methods of conducting complex studies to restore the paleolimological conditions and underwater landscapes of large lakes by the example of Petrozavodsk bay of lake Onega // Paleolimnology of Northern Eurasia: experience, methodology, current status and young scientists school in microscopy skills in paleolimnology: proceedings of the 3rd International Conference (Kazan, Republic of Tatarstan, Russia, 1–4th of October 2018). Kazan: Publishing House of Kazan University, 2018. P. 96–97.

Saarnisto M., Saarinen T. Deglaciation chronology of the Scandinavian Ice Sheet from the Lake Onega basin to the Salpausselkä End Moraine // Glob. Planet. Change. 2001. V. 31. P. 333–405.

Subetto D., Rybalko A., Strakhovenko V. et al. Structure of Late Pleistocene and Holocene Sediments in the Petrozavodsk Bay, Lake Onego (NW Russia) // Minerals. 2020. V. 964. No 10. https://doi.org/10.3390/min10110964

Zobkov M., Potakhin M., Subetto D., Tarasov A. Reconstructing Lake Onego evolution during and after the Late Weichselian glaciation with special reference to water volume and area estimations // J. Paleolimnology. 2019. V. 62. Iss. 1. P. 53–71.

УДК 551.89; 551.4.07; 911.5

РЕЛИКТОВЫЙ КРИОГЕННЫЙ МИКРОРЕЛЬЕФ МЕЖСОПОЧНЫХ ДОЛИН ГУБЕРЛИНСКИХ ГОР НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

А.Г. Рябуха [1], Д.Г. Поляков [1], И.В. Ковда [2], И.Д. Стрелецкая [3], И.Г. Яковлев [1]

[1]*Институт степи УрО РАН, Оренбург, annaryabukha@yandex.ru*
[2]*Почвенный институт им. В.В. Докучаева, Москва, ikovda@mail.ru*
[3]*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, irinastrelets@gmail.com*

Выявлен и изучен реликтовый криогенный микрорельеф: полигональный и полигонально-бугристый в плоскодонных сухих межсопочных долинах Губерлинских гор. В шурфах, заложенных через элементы микрорельефа обнаружены признаки криотурбированности почв, грунтовые жилы и криотекстуры. Это предполагает существование в этом регионе палеомерзлоты в неоплейстоцене и возможно, начальные холодные этапы голоцена.

Ключевые слова: реликтовый криогенный микрорельеф, криотурбации, грунтовые жилы, неоплейстоцен, Южный Урал.

RELICT CRYOGENIC MICRORELIEF IN THE FLAT-BOTTOMED DRY INTERSTITIAL VALLEYS OF THE HUBERLIN MOUNTAINS IN THE SOUTH URAL

A.G. Ryabukha [1], D.G. Polyakov [1], I.V. Kovda [2], I.D. Streletskaya [3], I.G. Yakovlev [1]

[1]*Leading Researcher, Institute of Steppe, UB RAS, Orenburg, annaryabukha@yandex.ru*
[2]*V.V. Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, ikovda@mail.ru*
[3]*Lomonosov Moscow State University, Moscow, irinastrelets@gmail.com*

A relict cryogenic microrelief was identified and studied in the flat-bottomed dry interstitial valleys of the Huberlin Mountains including thepolygonal and the hummocky-polygonal microrelief. The evidence of soil cryoturbations, ground wedges and cryotextures were found in the trench across the elements of the microrelief. This suggests the existence of a paleopermafrost in this region during Neopleistocene and possibly at the initial cold stages of the Holocene.

Key words: relict cryogenic microrelief, cryoturbations, ground wedges, Neopleistocene, South Ural.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-371

Введение

Реликтовые криогенные образования представлены широким комплексом мерзлотно-геологических явлений и формируют палеокриогенный микрорельеф (Величко, 1973; Горбунов, Северский, 2015). Детальность изучения реликтовых мерзлотных явлений и форм рельефа неодинакова на территории Северной Евразии. Они хорошо изучены на Восточно-Европейской равнине и юго-западе Западной Сибири, однако практически не известны на территории соединяющего их Южного Урала. Известны единичные и разрозненные сведения, такие как палеокриогенные реликты в виде псевдоморфоз по «ледяным» клиньям близ Мугоджар (Москвитин, 1940). На восточном склоне Южного Урала описаны криотурбации, грунтовые жилы и «котлы кипения» в разрезах рыхлых осадков, также к реликтам термокарстового рельефа отнесены широко распространенные замкнутые, бессточные округлые озерные котловины (Бойцов, 1958; 1959).

Наши исследования были направлены на поиск ландшафтных и почвенных признаков палеомерзлоты как в почвенных разрезах, так и в морфологической структуре ландшафтов.

Объекты и методы исследования

Губерлинские горы находятся на востоке Оренбургской области, в бассейне реки Губерля (правый приток реки Урал) и представляют собой останцовый мелкосопочник. Мелкосопочник простирается с севера на юг на 70 км, занимает площадь около 400 км^2 и состоит из системы сближенных конических, резко очерченных сопок высотой 30–50 м, расчлененных многочисленными балками, оврагами и плоскодонными сухими долинами (Энциклопедия…, 2000).

Климат континентальный ($T_{ср.год}$ ~4°C) с холодной малоснежной зимой (ср.$T_{янв}$ -15°C), жарким летом (ср.$T_{июля}$ +21°C), среднегодовое количество осадков – 350–400 мм. Продолжительность безморозного периода составляет около 140 дней. Глубина зимнего промерзания составляет 120–140 см, высота снежного покрова около 30 см (Географический атлас…, 2020).

Зональный почвенный покров представлен черноземами сегрегационными, встречаются солонцы и солонцеватые почвы. В ботанико-географическом отношении изучаемая территория относится к зоне типчаково-ковыльных разнотравных степей (Географический атлас…, 2020).

По космическим снимкам и полевой верификации выделено 12 межсопочных плоскодонных сухих долин с полигональным микрорельефом (рис. 1).

Для детального изучения был выбран ключевой участок, расположенный в 1,5 км северо-восточнее деревни Старохалилово Гайского района Оренбургской области (51°27'22.34"С, 58° 7'20.38"В). Ключевой участок находится в межсопочной плоскодонной сухой долине, расположенной в среднем течении реки Губерля.

Долина вытянута субширотно в направлении с востока на запад. Длина долины ~1,4 км, площадь – 0,35 км^2. Изучаемый участок расположен на абсолютных высотах ~260–280 м над уровнем моря. Перепад высот между вершинами сопок и днищем долины достигает ~25 м. Сопки, окружающие долину сложены серпентинизированными, сильно выветрелыми разновидностями ультраосновных пород гарцбургитами и дунитами.

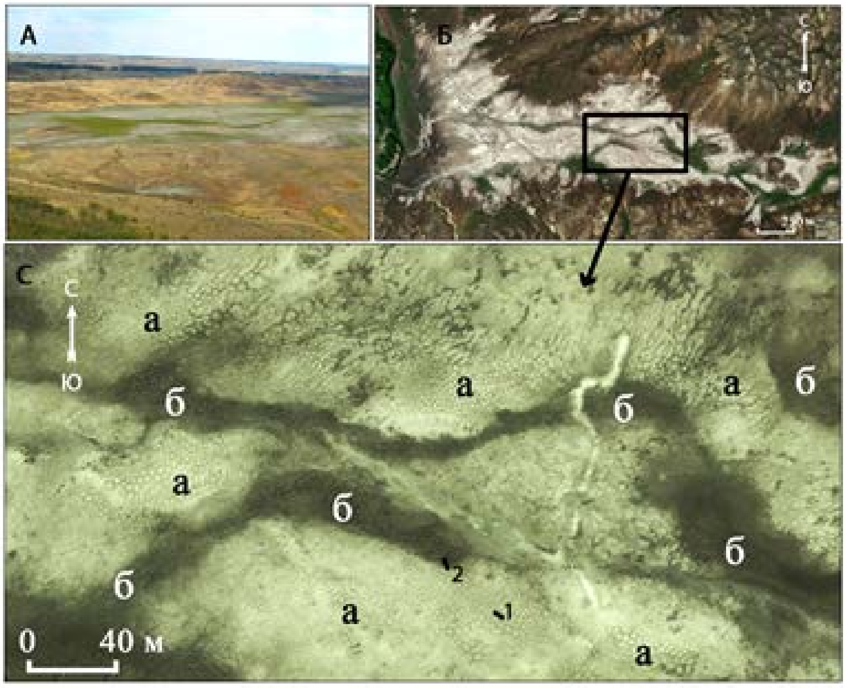


Рис. 1. Фотография участка Старохалилово (А) и фрагменты космических снимков (Bing Maps) участка Старохалилово (Б, С): а – полигональный микрорельеф, б – полигонально-бугристый микрорельеф, 1, 2 – почвенные траншеи.

Их склоны перекрыты лессовидными суглинками мощностью до 2–3 м, дно долины выполнено кайнозойскими отложениями преимущественно песчаного состава (Лисов и др., 2017).

Пологонаклонное плоское днище долины, осложненно денудационными останцами-сопками коренных пород. Ширина дна долины в верховье составляет 200 м, в средней части – 320 м, в нижней, расширяется до 500 м. Здесь можно выделить несколько террасовидных поверхностей, и разветвленную сеть сухих микродолин, занятых влаголюбивой растительностью. Грунтовые воды в долине находятся на глубине ~1,8 м.

Результаты и обсуждение

Изучено два типа реликтового криогенного микрорельефа: полигональный и полигонально-бугристый (туфуры), расположение которых в долине имеет строгую приуроченность (рис. 2А).

Полигональный микрорельеф представлен неправильными многоугольниками размером от 1,5 до 3 м в поперечнике, с медианой 2 м, разделенными ложбинообразными микропонижениями шириной около 0,3 м и глубиной 0,1–0,15 м. Полигоны имеют форму пяти- или шестиугольников, с равновеликими спрямленными сторонами. Полигональная сеть подчеркивается растительностью, освоившей ложбинообразные микропонижения Поверхность полигонов плоская, лишена растительности, светло-серого, до белого цвета, разбита сетью трещин усыхания, которые образуют полигоны со стороной 0,1–0,15 м.

Полигональный микрорельеф занимает значительную часть дна долины и приурочен к плоским, практически ровным, ее участкам, сложенным с поверхности тонкодисперсными осадками суглинистого состава. На космоснимках такие участки имеют однородный светло-серый тон и четкий полигональный рисунок, состоящий из светлых пятен-многоугольников, ограниченных темными линиями.

Для исследования внутреннего строения полигонального микрорельефа была заложена почвенная траншея через полигоны, секущая расположенное между ними микропонижение (рис. 3). В траншее вскрывается слоистое, криотурбированное строение толщи. Верхний слой представлен светло-серым суглинком, разбитым трещинами шириной 2–3 мм на крупные блоки. Трещины, ограничивающие блоки, прослеживаются до глубины 0,6 м. Структура плитчатая, толщина отдельностей 3–4 мм. Нижняя граница слоя неровная, волнистая, с внедрениями из нижележащего горизонта. С глубины 0,61 м до 1,00 м залегает уплотненный желтовато-светло-коричневый суглинок, с плитчатой структурой толщиной 5–6 мм. Граница с нижележащим слоем резкая, турбированная. С глубины 1,00 м залегает неоднородно окрашенная светло-оливково-

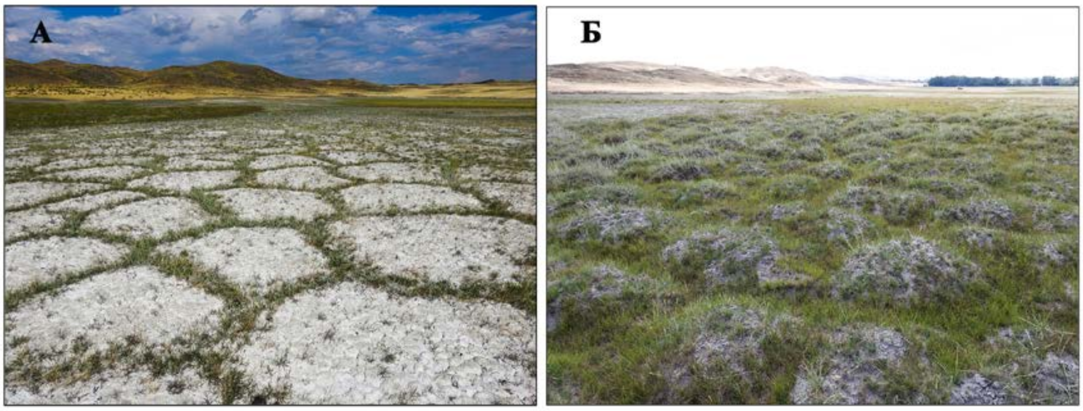


Рис. 2. Полигональный микрорельеф (А) и полигонально-бугристый микрорельеф (Б).

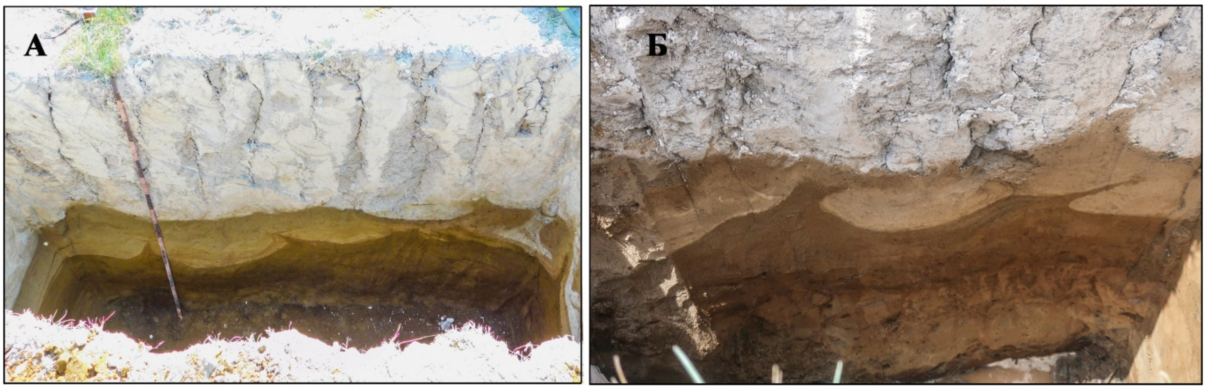


Рис. 3. Траншея с криотурбациями на участке с полигональным микрорельефом: северная (А) и южная (Б) стенки.

коричневая супесь с темными и светлыми полосами, гнездами и оглеенным и глинистыми линзами. Встречаются включения тонких гумусированных и ожелезненных прослоев.

В микропонижении межу полигонами вскрыта грунтовая жила, которая имеет двухчленное строение: верхнюю расширенную часть шириной 0,3 м, которая на глубине 0,2 м сужается до 0,07 м, далее до глубины 0,68 м постепенно сужается до 0,05 м, ниже переходит в тонкую открытую трещину, прослеживающуюся до 0,8 м. Грунтовая жила отличается от окружающих пород более темным цветом и хорошо читается по структуре слагающих ее пород. Жила выполнена пылеватым суглинком с комковатой структурой, пронизана открытыми трещинами и хорошо выделяется на фоне плотного суглинка плитчатой структуры.

Полигонально-бугристый рельеф (туфуры) состоит из серии изометричных бугров, разделенных ложбинообразными понижениями (рис. 2Б). Размер бугров составляет в поперечнике от 0,5 до 3 м, с медианой 2 м, высота – от 0,2 до 0,4 м. Форма бугров чаще округлая, иногда слегка вытянутая, с крутыми склонами и уплощенной вершиной. Бугры покрыты выцветами солей и разреженной растительностью. Бугры отделены друг от друга ложбинообразными понижениями, шириной от 0,2 до 0,4 м, с медианой 0,3 м, которые хорошо видны благодаря густой зеленой растительности. Бугры расположены строго упорядоченно, образуя сетчатый рисунок. В плане ложбинообразные понижения образуют сплошную сеть, в ячеях которой расположены бугры, вытянутые серией параллельных цепочек.

Туфуровые поля приурочены к ложбинообразным понижениям рельефа, выработанным в днище депрессии, и по форме и конфигурации следуют границам микродолин. В плане они имеют разветвленный рисунок, состоящий и магистральных микродолин, шириной 7–10 м и расширенных участков, шириной до 70 м. Таким образом, участки с туфурами не разобщены, а соединены в закономерно построенную сеть. Заросшие растительностью туфуры, на космоснимках также имеют полигонально-сетчатый рисунок и состоят из темных полигонов, ограниченных светлыми линиями.

Для исследования внутреннего строения туфуров была заложена почвенная траншея, которая вскрыла слоистое, криотурбированное строение толщи, нарушаемое в микропонижениях клиновидными структурами, проникающими до глубины 0,6 м (рис. 4).

Верхний слой представлен темно-серым гумусированным суглинком, и имеет тонкоплитчатую структуру. С глубины 0,54 до 0,94 м залегает криотурбированный коричневый суглинок с желтоватым, палевым и серым оттенками различных слоев и завихрений. Толща подстилается с неоднородной коричневой супесью с темно-коричневыми вкраплениями и слоями, а также серий тонких осветленных, гумусированных и ожелезненных параллельных прослоев.

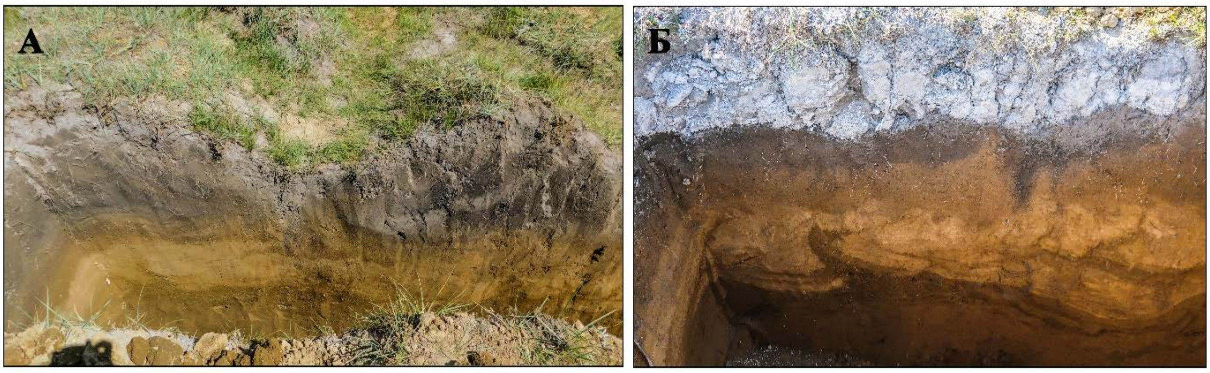


Рис. 4. Траншея на участке с полигонально-бугристым микрорельефом: северная (А) и южная (Б) стенки.

В микропонижениях вскрываются двухъярусные грунтовые жилы, шириной поверху 0,5 м, проникающие до глубины 0,5–0,6 м. Нижние части жил ветвятся. Грунтовые жилы заполнены гумусированным суглинком темно-серого цвета, отличающимся от вмещающих отложений более легким гранулометрическим составом и рыхлым сложением.

Зимой участки с изученным микрорельефом испытывают процессы льдовыделения и сергегационного шлирообразования. Шлиры льда формируются в пределах микроповышений и микропонижений. Криогенная текстура пород верхних горизонтов на участках с полигональным микрорельефом слоистая и слоисто-сетчатая, создаваемая повторяющимися через 3–4 мм шлирами льда толщиной 1–1,5 мм, с глубиной расстояние между шлирами увеличивается до 5–6 мм (рис. 5А). На поверхности полигонов в результате процессов морозного пучения образуется бугорки высотой 0,02–0,03 м, диаметром около 0,01 м. Криогенная текстура на участке с туфурами – тонкошлировая, слоистая, создаваемая повторяющимися через 1–2 мм шлирами льда толщиной 0,5 мм (рис. 5Б).

Выводы

В межсопочных долинах Губерлинских гор встречены микрорельеф и морфологические признаки, которые интерпретированы как следы реликтовых криогенных структур. В шурфах обнаружены признаки криотурбированности почв, грунтовые жилы и палеокриотекстуры. Это предполагает существование в этом регионе палеомерзлоты в неоплейстоцене и возможно, в начальные холодные этапы голоцена.

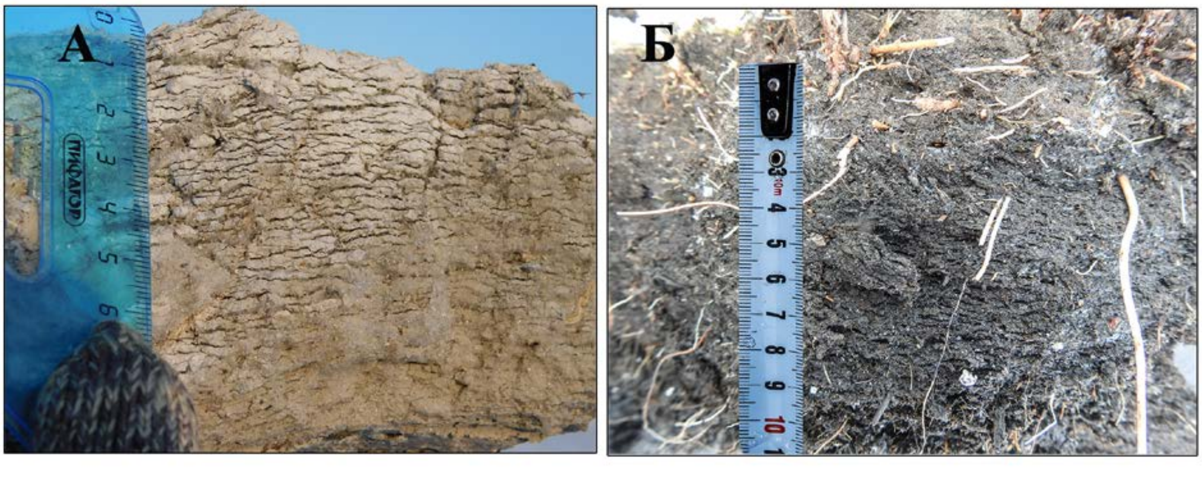


Рис. 5. Криотекстура верхних горизонтов: полигональный микрорельеф (А) и полигонально-бугристый микрорельеф (Б).

Морфологические особенности полигонального и полигонально-бугристого микрорельефа указывают на его образование в результате морозобойного растрескивания в и формирования полигонально-жильных льдов в неоплейстоцене. Криотурбации в почвенном слое связаны с нарушением слоев в момент первичного промерзания и неглубокого залегания мерзлых пород.

Различия в морфологии рельефа и строении почвенных профилей изученных типов микрорельефа, могут быть связаны, с различными мерзлотно-гидрологическими условиями, которые в свою очередь предопределены геоморфологическим положением участков. Полигонально-бугристый рельеф занимает сеть разветвленных понижений, относящихся к системе позднеплейстоценового поверхностного стока, во время формирования которого эрозионными процессами частично был смыт верхний суглинистый горизонт. Можно предположить, что в это время ложбины были заняты плохо дренированными заболоченными торфяными участками. Об этом может свидетельствовать темно-серый гумусированный суглинок, слагающий бугры. Грунтовые жилы в микропонижениях между буграми свидетельствуют о глубоком сезонном оттаивании и, возможно, существовании маломощных полигонально-жильных льдов. Полигонально-жильные льды в результате термоэрозии и оттаивания верхних частей жил сформировали полигонально-бугристый микрорельеф. При этом происходило оплывание стенок трещин и края полигонов приобрели выпуклый профиль. В результате изначально плоская поверхность превратилась в бугристую.

Полигональный микрорельеф сформировался на слабонаклонных, более дренированных участках долины, не подверженных заболачиванию и торфообразованию. Можно предположить, что верхний слой, представленный светло-серым суглинком, маркирует сезонно-талый слой в неоплейстоцене.

В настоящее время почвенная толща участков с полигональным и полигонально-бугристым микрорельефом испытывает сезонное промерзание пород и сегрегационное шлирообразование, вызванное миграцией воды к фронту промерзания. Сильнее процессы пучения испытывают участки с полигональным микрорельефом, где формируются небольшие бугорки, поверхность которых после таяния шлиров льда нивелируется.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 20-05-00556, НИР АААА-А21-121011190016-1, Программы развития Междисциплинарной научно-образовательной школы МГУ «Будущее планеты и глобальные изменения окружающей среды».

ЛИТЕРАТУРА

Бойцов М.Н. О следах многолетней мерзлоты в разрезах рыхлых осадков восточного склона Южного Урала // Докл. Первичной организации Научно-технического горного общества / Под ред. В.А. Котлукова; М-во геологии и охраны недр СССР. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-т (ВСЕГЕИ). Ленингр. обл. науч.-техн. горное о-во. Л.: [б. и.], 1958. Т. 1. С. 55–65.

Бойцов М.Н. О реликтах мерзлотного рельефа на восточном склоне Южного Урала // Информационный сборник ВСЕГЕИ. Л.: Госгеолтехиздат, 1959. № 15. С. 55–56.

Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973. 256 с.

Географический атлас Оренбургской области / А.А. Соколов, А.А. Чибилев, О.С. Руднева и др. Оренбург: Институт степиУрОРАН; РГО, 2020. 160 с.

Горбунов А.П., Северский Э.В. Криогенные реликты плейстоцена в Казахстане // Вопросы географии и геоэкологии. 2015. № 2. С. 26–35.

Лисов А.С., Кваснюк Л.Н., Игошкина Н.Н. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист M-40-V (Гай). Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2017. 128 с.

Москвитин А.И. «Ледяные клинья» – клиновидные трещины и их стратиграфическое значение. Бюллетень МОИП, отд. геол. М.: Наука, 1940. Т. 18 (2). С. 34–41.

Энциклопедия «Оренбуржье». Т. 1. Природа / Авт. тома А.А. Чибилев, гл. ред. И.А. Бехтерев. Калуга: Золотая аллея, 2000. 192 с.

УДК 569.322; 569.323; 551.89

ОСТАТКИ ГРЫЗУНОВ И ЛИСИЦ ИЗ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ МАМОНТОВОЙ ФАУНЫ ВОЛЧЬЯ ГРИВА (БАРАБИНСКАЯ НИЗМЕННОСТЬ)

А.С. Самандросова, С.В. Лещинский

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск,
a.samandrosova@gmail.com, sl@ggf.tsu.ru

В статье представлены результаты исследований остатков грызунов и лисиц из местонахождения Волчья грива (юг Западной Сибири). В ходе изучения щечных зубов отряда Rodentia были получены сведения о динамике окружающей среды в позднем плейстоцене – голоцене на востоке Барабинской низменности. Разнообразие лис представлено, в основном, *Vulpes lagopus* L. Остатки грызунов и лисиц показывают преобладание открытых пространств мамонтовой степи.

Ключевые слова: поздний плейстоцен, голоцен, юг Западной Сибири.

RODENT AND FOX REMAINS FROM THE VOLCHIA GRIVA MAMMOTH FAUNA SITE (BARABA LOWLAND)

A.S. Samandrosova, S.V. Leshchinskiy

National research Tomsk State University, Tomsk, a.samandrosova@gmail.com, sl@ggf.tsu.ru

The paper presents study results of rodent and fox remains from the Volchia Griva site south of Western Siberia. The information on the environment dynamics at the Late Pleistocene – Holocene in the east of the Baraba Lowland was obtained during the buccal teeth study of the order Rodentia. The fox variety is represented mainly by *Vulpes lagopus* L. The rodent and fox remains indicate a predominance of the mammoth steppe open spaces.

Key words: Late Pleistocene, Holocene, south of Western Siberia.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-378

Введение

Местонахождение мамонтовой фауны Волчья грива расположено на востоке Барабинской низменности (юг Западно-Сибирской равнины). Оно приурочено к северо-восточной части небольшой одноименной возвышенности (длина ~11 км, ширина 0,5–1 км), ориентированной в северо-восточном направлении по азимуту ~50–55˚ (Leshchinskiy et al., 2020). Костеносный горизонт пространственно расположен в пределах с. Мамонтовое Каргатского района Новосибирской области (рис. 1). Широкомасштабные работы здесь проводились геологами, палеонтологами и археологами во второй половине XX века. В этот период здесь на ~490–500 м^2 обнаружено более 5700 (или 7000) остатков не менее 70 мамонтов, 5 лошадей, 3 бизонов и 1 волка, а также 37 каменных артефактов. В 2015 г. начат новейший этап изучения Волчьей гривы.

Разрез гривы, в целом, состоит из двух пачек. Нижняя (более 9 м) представляет собой тонкослойчатые пески и глинистые алевриты субаквального генезиса. Верхняя пачка (в среднем 1–1,5 м, редко более 2 м) – субаэральный чехол, представленный эоловыми и склоновыми отложениями, перекрытыми современной почвой (рис. 2). К нижней части субаэрального чехла приурочено местонахождение мамонтовой фауны и палеолита. В границах местонахождения выделено два фаунистических скопления: северо-восточное и центральное. В центральном скоплении костеносный горизонт делится на три уровня. С 2016 г. основные работы проводятся на центральном участке, где выявлена рекордная концентрация костей – более 130 на 1 м^2 (Лещинский, 2018).

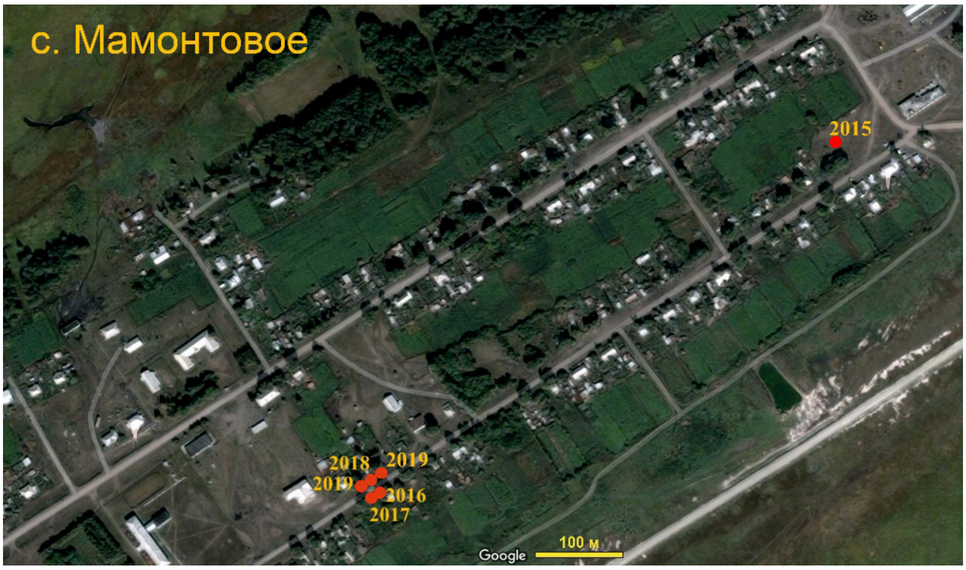


Рис. 1. Расположение раскопов на Волчьей гриве в пределах северо-восточного (2015 г.) и центрального (2016–2019 гг.) участков.

Материал и методы

Данная статья акцентирует внимание на результатах работ 2015–2019 гг., которые проходили в виде классических раскопок на общей площади ~46 м^2. Раскопки производились послойно с описанием и сбором палеонтологического и археологического материалов, что сопровождалось зарисовками, фотографированием, измерением глубины залегания ископаемых остатков и артефактов. В результате получено более 2000 ископаемых остатков, принадлежащих минимум 14 мамонтам, 3 или 4 лошадям, 1 бизону, 1 медведю, 2 волкам, 7 лисицам, а также грызунам; кроме того, найдено 44 каменных артефакта. Мощность костеносных линз составляла 0,15–1,1 м. ^{14}C датирование показало период захоронения ~20–10 тыс. лет назад.

Рис. 2. Разрез Волчьей гривы в раскопе 2016 г.

Результаты и обсуждение

Исследования 2015–2019 гг. дали очень богатый ископаемый материал. Основные находки, как и в XX веке, принадлежат крупнейшему представителю растительноядных млекопитающих финала плейстоцена – *Mammuthus primigenius* Blum. Данные остатки представляют собой все части скелета, в отдельных случаях залегающие в виде анатомических сочленений.

Впервые в 2016 г. и в последующие годы в центральном скоплении обнаружены остатки грызунов и лисиц (*Vulpes* sp.). Находки сделаны как при непосредственных раскопках, так и получены с помощью промывки через сито с ячеей 1 мм.

Остатки грызунов представляют собой два комплекса: 1) приуроченный к ходам землеройных животных, которые пронизывают весь костеносный горизонт, 2) синхронный с нижним уровнем костеносного горизонта мамонтовой фауны. Для четкого разделения двух комплексов отложения костеносного горизонта и порода, заполняющая древние ходы мелких млекопитающих, промывались отдельно.

<u>Комплекс грызунов из заполнений древних ходов.</u> Выявлено большое количество костей и зубов, обнаруженных как изолированно, так и в виде анатомических последовательностей. Представлены все части скелетов – черепа, нижние челюсти, позвонки, кости конечностей, включая самые мелкие фаланги. Сохранность костей соответствует нулевой и первой стадиям выветривания (Behrensmeyer, 1978). Кости этого комплекса светло-коричневые, на некоторых заметны следы корней растений.

Таксономическое определение проводилось по черепам, нижним челюстям и изолированным зубам (главным образом, по первому нижнему коренному зубу – m1). В результате остатки грызунов из заполнений древних ходов представлены водяной, обыкновенной и узкочерепной полевками, алтайским цокором и степной пеструшкой (табл. 1).

Табл. 1

Таксономический состав комплекса грызунов из древних ходов
(по m1, включая зубы в челюстях)

Таксон	Количество зубов, m1
Arvicola terrestris L. – водяная полевка	2
Microtus arvalis Pall. – обыкновенная полевка	1
Microtus gregalis Pall. – узкочерепная полевка	1
Lagurus lagurus Pall. – степная пеструшка	5
Myospalax myospalax Laxmann – алтайский цокор	2

Возраст данного комплекса определен прямой AMS датой по черепу *Arvicola terrestris* из раскопа 2017 г., полученной в ЦКП «Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии» Института географии РАН и Центре прикладных изотопных исследований Университета Джорджии (США). Итоговое значение, как и предполагалось ранее, соответствует позднему голоцену – 1590±20 радиоуглеродных лет назад (проба IGAN-8206).

<u>Комплекс грызунов из костеносного горизонта мамонтовой фауны.</u> Редкие нижние челюсти и изолированные зубы, обнаруженные при промывке отложений и непосредственно при раскопках. Выявлен только один таксон – *Lagurus lagurus* (m1 – 14 шт., включая зубы в челюстях). Цвет костей серо-коричневый. Сохранность костных поверхностей соответствует нулевой – третьей стадиям выветривания (Behrensmeyer, 1978). Находки залегали в среднем и нижнем уровнях костеносного горизонта, что определяет их геологический возраст между 20 и 14 тыс. лет назад.

Рис. 3. Последние хвостовые позвонки *Vulpes* sp. в анатомической последовательности из нижнего костеносного уровня Волчьей гривы, 2016 г. Вид с левой стороны.

Остатки лисиц принадлежат минимум четырем песцам – *Vulpes lagopus* L. (фрагменты трех нижних и 2 верхних челюстей, изолированные зубы и кости), возможно, одной рыжей лисице – *Vulpes* cf. *vulpes* L. и еще двум особям рода *Vulpes*, не определенным до вида. Некоторые изолированные позвонки, включая хвостовые в анатомическом положении (рис. 3) и фаланги могут принадлежать песцу, рыжей лисице или даже корсаку – *Vulpes corsac* L. Возраст данных остатков также определяется интервалом ~20–14 тыс. лет назад.

Новые находки, сделанные на Волчьей гриве в последние годы, хорошо дополняют существующие данные. Грызуны, ввиду быстрой эволюции, богатой ископаемой летописи, широкого географического распространения и экологической специфики выбраны в качестве палеоэкологических маркеров. Для палеогеографической реконструкции использованы данные по экологии современных видов и их распространению.

<u>Голоценовый комплекс.</u> Таксономический состав грызунов представлен 5 видами. Доминирующим является степная пеструшка, обитающая в злаково-разнотравных и ковыльно-типчаковых степях, лесостепях и северных полупустынях. В пище данного вида преобладают полынь и узколистые злаки (Виноградов, Громов, 1984). Следующим по численности идет алтайский цокор, который предпочитает населять степи и лесостепи с мягкими луговыми почвами и обильной травянистой растительностью, избегая сухих степей (Громов, Ербаева, 1995). В то же время присутствие водяной полевки указывает на наличие водоемов. Эти грызуны ведут полуводный образ жизни в поймах рек, вблизи озер и болот (Громов, Ербаева, 1995). Полевки, представленные единичными экземплярами, предпочитают открытые пространства.

<u>Позднеплейстоценовый комплекс.</u> Палеогеография финальной стадии плейстоцена достоверно устанавливается по находкам крупных растительноядных млекопитающих – шерстистого мамонта, лошади и бизона – типичных обитателей открытых пространств. Это, вместе с находками песца и рыжей лисицы и, возможно, корсака (Аристов, Барышников, 2001), а особенно степной пеструшки, ясно указывает на существование высокопродуктивной мамонтовой степи на юге Западной Сибири. Наиболее дискуссионным вопросом остается температурный режим сартанского времени и особенно периода последнего ледникового максимума.

Исследования выполнены в рамках гранта РНФ № 10-17-00033 «Мегафауна и окружающая среда позднего неоплейстоцена юга Западно-Сибирской равнины: экология, хронология, причины вымирания».

За помощь в проведении исследований и консультации авторы благодарят В.Н. Зенина, Н.А. Кулик и А.А. Дудко (ИАЭТ СО РАН), Я.В. Кузьмина (ИГМ СО РАН), Е.М. Бурканову, А.В. Гулину, Н.С. Москвитину, С.С. Москвитина, Н.Я. Федяева, Д.В. Туманцеву, А.Т. Джуманова, Е.Ю. Самойлову, А.Ю. Колесову, С.С. Перфильева, К.Е. Протодьяконова, И.А. Горностаеву, А.С. Семирякова и Е.В. Канищеву (ТГУ), П.А. Косинцева (ИЭРЖ УрО РАН), L. Garbé (Университет Лилль 1, Франция), U. Ratajczak, A. Kotowski и A. Marciszak (Вроцлавский Университет, Польша), С.А. Кравчука, Н.С. Кравчука и Г.В. Баталову (г. Бердск), Д.Ю. Кадочникова, Б.Н. Ермакова и С.В. Гайдук (с. Мамонтовое).

ЛИТЕРАТУРА

Аристов А.А., Барышников Г.Ф. Млекопитающие фауны России и сопредельных территорий. Хищные и ластоногие. Определители по фауне России, издаваемые Зоологическим институтом РАН. Вып. 169. СПб, 2001. 560 с.

Виноградов Б.С., Громов И.М. Краткий определитель грызунов фауны СССР. Л.: Наука, 1984. 140 с.

Громов И.М., Ербаева М.А. Млекопитающие фауны России и сопредельных территорий. Зайцеобразные и грызуны (ред. Аристов А.А., Баранова Г.И.). СПб.: ЗИН РАН, 1995. 522 с.

Лещинский С.В. Результаты новейших палеонтолого-стратиграфических и геоархеологических исследований местонахождения мамонтовой фауны Волчья грива // Тр. зоологического института РАН. 2018. Т. 322. № 3. С. 315–332.

Behrensmeyer A.K. Taphonomic and ecologic information from bone weathering // Paleobiology. 4 (2). 1978. P. 150–162.

Leshchinskiy S.V., Zenin V.N., Bukharova O.V. The Volchia Griva mammoth site as a key area for geoarchaeological research of human movements in the Late Paleolithic of the West Siberian Plain // Quat. Int. 2020. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.08.036.

УДК 567/569/56(4/9) (470.51)

БИОРАЗНООБРАЗИЕ ПЛЕЙСТОЦЕНОВОЙ ФАУНЫ МЛЕКОПИТАЮЩИХ УДМУРТИИ

А.В. Сергеев

Удмуртский государственный университет, Ижевск, avsergeev106@gmail.com

Приведены сведения о находках плейстоценовой фауны на территории Удмуртии. Дан анализ размещения местонахождений и видового состава, а также определены источники поступления костей.

Ключевые слова: кости, млекопитающие, ископаемые, мамонтовый фаунистический комплекс, музей, плейстоцен, голоцен, отмель.

BIODIVERSITY OF THE PLEISTOCENE FAUNA OF UDMURTIA

A.V. Sergeev

Udmurt State University, Izhevsk, avsergeev106@gmail.com

Information about the finds of the Pleistocene fauna in the territory of Udmurtia is presented. An analysis of the location of localities and species composition is given, as well as the sources of bone supply.

Keywords: bones, mammals, fossils, mammoth faunistic complex, museum, Pleistocene, Holocene, sandbank.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-383

Территория Удмуртской Республики расположена в перигляциальной (приледниковой) области позднего неоплейстоцена, о чем свидетельствует широкое распространение характерных отложений в долинах рек, нередко содержащие кости ископаемых животных мамонтового фаунистического комплекса: мамонтов, шерстистых носорогов, первобытных бизонов, большерогих оленей и других представителей холодоустойчивой фауны.

Ранее, в начале 2000-х годов, проводился анализ видового состава ископаемой неоплейстоценовой фауны, находки которой хранятся в музеях Удмуртии (Алексеева и др., 2001; Сергеев, 2004; Алексеева и др., 2016). Кости ископаемых животных, собранные за столетие населением Удмуртии, хранятся в Национальном краеведческом музее Ижевска, в трех музеях Удмуртского госуниверситета (УдГУ), в районных краеведческих и школьных музеях. Так, в 2001 г. было выявлено более 500 костей ископаемых животных, из которых 40% принадлежали мамонту, 15% бизону, 14% носорогу, 5% лошади, 2,4% лосю, 2,2% бобру, около 1% и менее составляют кости овцебыка, кабана, волка, зайца, благородного, северного и гигантского оленей, кулана, гиены. Данный видовой состав характерен для холодовыносливого животного мира позднего неоплейстоцена (верхнего палеолита) – мамонтового фаунистического комплекса. Определены представители 2 классов, около 10 отрядов, более 10 семейств и около 20 видов.

Примерно с 2000 года ряд энтузиастов, преимущественно студентов-биологов и географов УдГУ, начали планомерно собирать кости плейстоценовой фауны практически по всей территории республики. Со временем выявились наиболее богатые костеносные районы, приуроченные к прирусловым отмелям средних и малых рек, а также надпойменным террасам р. Кама. Причем в этих сборах преобладают кости рыб, птиц, болотной черепахи, мелких грызунов, бобров (Алексеева и др., 2016). Заметно отличающийся от «музейного» видовой состав связан с двумя причинами. Во-первых, в музеи поступают, в основном, кости крупных животных (мамонты, носороги, лошади, олени и т.д.), а на пляжах собирается весь макроскопически видимый палеонтологический материал; во-вторых, резко увеличивается роль водных и околоводных животных, жизнь которых непосредственно связана с данной рекой. В наших сборах преобладают кости бобров и мелких грызунов 25%, диких лошадей 13%, мамонтов 10%, оленей 8,4%, носорогов и хищных по 7,4%, бизонов 5%. Остальные находки (23,8%) принадлежат птицам, рыбам и черепахам.

Ключевым объектом сборов стала долина р. Кырыкмас (Крикмас), где были найдены все известные на данный момент ископаемые виды четвертичной фауны. Это левый приток р. Иж, в 30 км от слияния его с р. Камой. Долина р. Кырыкмас простирается в субширотном направлении в юго-восточной части Удмуртии. Река течет с востока на запад. Исток Кырыкмаса расположен на Сарапульской возвышенности, на высоте более 122 м над уровнем моря, абсолютная отметка устья – 62 м, поэтому при длине реки 108 км уклон составляет более 0,5 м/км. С таким уклоном связана сравнительно большая скорость течения реки – 0,6 м/сек. (относительно остальных малых рек республики) и достаточно глубоко врезанная долина. Отсюда и довольно активная для равнинной реки глубинная и боковая эрозия, благодаря которой водоток интенсивно размывает берега надпойменной и пойменной террас и формирует прирусловые отмели. Кости вымываются из берегов во время половодий и паводков, откладываются на отмелях, поэтому легко доступны для сбора.

Ежегодно группы сплавляются по реке на байдарках, катамаранах и резиновых лодках. Основным районом поисков является среднее течение реки протяженностью более 50 км. В последние несколько лет костеносные пляжи нумеровали, находки этикетировали, в камеральных условиях диагностировали. В ходе сплава описывались потенциально первичные для залегания костей разрезы; характеризовались геоморфологические условия мест накопления ископаемых костей.

За 20 лет сборов костей энтузиастами-ветеранами обследовано и закартировано 234 отмели (пляжа), начиная от устья р. Шадринки. Отмечено, что с течением времени речные отмели беднеют находками (Алексеева и др., 2017).

Находки ископаемых костей приурочены к голоценовым (современным) аллювиальным отложениям размытых террас позднего неоплейстоцена (первая надпойменная терраса) и раннего голоцена (пойма).

Периоды повышенного уровня воды (половодье, паводки) сопровождаются усилением эрозионной деятельности, что приводит к вымыванию костей из первичного коренного залегания, транспортировке вниз по течению. После спада высокой воды кости аккумулируются вместе с другим крупнообломочным материалом в излучинах на выпуклых пологих берегах – прирусловой отмели (пляже). Именно современные аккумулятивные русловые формы являются основными коллекторами ископаемых костей. В русловых осадках складываются наиболее благоприятные условия захоронения костей и их последующей литификации (быстрое перекрытие остатков рыхлыми отложениями, анаэробная среда, наличие подземных растворов). В местонахождениях кости бывают полуугловаты и полуокатаны и находятся в современных отложениях, т.е. имеют вторичное залегание.

Случаи коренного обнажения костей, когда их фрагменты или скелеты видны в береговом обрыве, очень редки.

Поскольку наиболее доступной для размыва является самая нижняя из неоплейстоценовых надпойменных террас – первая, ленинградско-осташковская (возраст 45000–10500 лет) – то она и оказывается главным источником ископаемых костей четвертичного возраста. В труднодоступных участках костей временами даже сохраняются песчано-глинистые осадки перигляциальной формации осташковского горизонта, указывающие на коренное залегание в террасе. Этот горизонт соответствует времени одноименного оледенения.

Итак, в целом видовой состав характерен для холодовыносливого животного мира позднего неоплейстоцена (верхнего палеолита) времени осташковского оледенения – мамонтового (палеолитического) фаунистического комплекса. Наряду с типичными холодоустойчивыми представителями данного комплекса выявлены современные виды, являющиеся сквозными для позднего неоплейстоцена и голоцена (заяц, бобр, песец, северный олень и др.). Причем одни виды исчезли с территории республики, переместившись в другие районы страны (песец – в северные тундры, сайгак – в южные степи и полупустыни и т.д.), другие же продолжают существовать в Удмуртии в настоящее время.

Таким образом, всю совокупность описанных видов плейстоценовых ископаемых можно разделить на три группы: 1) обитающие на территории республики до сих пор; 2) исчезнувшие с территории Удмуртии, но существующие в других районах нашей страны; 3) вымершие животные.

На основе наших последних опубликованных данных (Атлас, 2020), с небольшими дополнениями, можно сделать следующие выводы.

1. Несмотря на относительно небольшую площадь Удмуртии (42 тыс. км^2), описано 67 местонахождений плейстоценовой фауны млекопитающих. Большинство из них приурочено к прирусловым отмелям малых и средних рек – преимущественно Чепцы, Валы, Ижа, Кырыкмаса и Камы. Подавляющая часть местонахождений сосредоточена в южной и юго-восточной части республики – вдоль Камы и ее притоков. Это обусловлено низким базисом эрозии, что способствует активной русловой эрозии, размыву коренного залегания костей и переотложению их на современных отмелях.

2. Диагностировано 28 видов млекопитающих, из которых 10 принадлежат отряду хищных (35,7%), 10 – парнокопытных (35,7%), 3 – непарнокопытных (10,7%), 2 – хоботных (7,1%), 1 – насекомоядных (3,6%), 1 – зайцеобразных (3,6%), 1 – грызунов (3,6%). Представители отряда хищных принадлежат 5 семействам: медвежьим (3), куньим (3), псовым (2), кошачьим (1) и гиеновым (1); отряда парнокопытных – 3: оленьих (6), полорогих (3), свиных (1); отряда непарнокопытных – 2: лошадиных (2) и носороговых (1); у остальных отрядов – по одному семейству: у хоботных – слоновые, у насекомоядных – кротовые, у зайцеобразных – зайцевые, у грызунов – бобровые. Итого – 14 семейств.

3. В местонахождениях наиболее распространенным представителем оказался мамонт (36 местонахождений, 57,3%), часто обнаруживаются кости шерстистого носорога (25 местонахождений, 37,3%), дикой лошади (24 местонахождений, 35,8%) и первобытного бизона (20 местонахождений, 29,8%). Кости остальных видов встречаются лишь в единичных местонахождениях (от 1 до 8). Такой видовой состав обнаруженной ископаемой фауны не только является типичным для мамонтового фаунистического комплекса, но и однозначно указывает на «человеческий фактор». С одной стороны, именно крупные фрагменты скелетов привлекают внимание человека при поисках и подлежат сбору в первую очередь. С другой стороны, преобладание упомянутых выше животных и чрезвычайно низкий процент находок костей хищников, в т.ч. крупных, свидетельствует о размыве палеолитических стоянок, в пределах которых накапливались остатки именно тех животных, которые являлись основным объектом охоты людей палеолита.

4. Из 28 описанных видов вымершие животные составляют 11 видов (39,3%); исчезнувшие с территории республики, но существующие в других районах нашей страны, насчитывают 6 видов (21,4%); обитающие на территории республики до сих пор –

11 видов (39,3%). Большой процент видов (17; 60,7%), характерных для гумидных условий и сквозных для плейстоцена и голоцена, говорит о размыве не только перигляциальных осадков осташковского горизонта, но и подстилающего ленинградского горизонта, соответствующего одноименной межледниковой эпохе.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеева Э.В., Бакаев А.С., Сергеев А.В., Шишкин Д.П. Изучение костей мамонтового комплекса в Удмуртии // Териофауна России и сопредельных территорий: Материалы междунар. конференции (X съезд Териологического общества при РАН). Биологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова. Москва, 2016. С. 16.

Алексеева Э.В., Меньшиков А.В., Сергеев А.В., Чукавина И.В. Кости древних животных в музеях Удмуртии // Материалы 5-ой Российской университетско-академической научно-практич. конференции. Ч.6. Ижевск, Изд. УдГУ, 2001. С. 48–49.

Алексеева Э.В., Сергеев А.В., Шишкин Д.П. Палеонтологические исследования в долине р. Кырыкмас Удмуртской Республики // Материалы VII Всероссийской научно-практич. конференции с международным участием, посвященной памяти знаменитого российского океанолога, исследователя Арктики и Антарктики, академика Алексея Федоровича Трешникова. Ульяновск: Изд-во УлГПУ им. И.Н. Ульянова, 2017. С. 12–13.

Атлас Удмуртской Республики / Под общей ред. И.И. Рысина. Изд. 2-е, доп. и перераб. М.: Феория; Ижевск: Удмуртия, 2020. 288 с.

Сергеев А.В. Палеонтологические новинки Удмуртии // Вестник Удмуртского университета. 2004. № 8. С. 141–146.

УДК 551.793

ТЕКУЩИЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В БАССЕЙНЕ Р. НАДЫМ (2016–2020 гг.)

О.С. Сизов[1], А.О. Вольвах[2], А.Н. Молодьков[3]

[1]Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, kabanin@yandex.ru
[2]Институт геологии и минералоги им. Соболева СО РАН, Новосибирск, sizikova@igm.nsc.ru
[3]Таллинский технологический университет, Таллин, anatoli.molodkov@ttu.ee

В работе на примере бассейна р. Надым рассматриваются особенности различных генетических типов четвертичных отложений. Показаны примеры литологических и дистанционных признаков, которые могут использоваться при детальном геологическом изучении территории. Результаты работ в целом подтверждают и уточняют предположение В.Н. Сакса о ведущей роли плейстоценовых покровных оледенений в формировании рельефа и четвертичных отложений на севере Западной Сибири.

Ключевые слова: четвертичные отложения, оледенение, эоловые процессы, Надым, Западная Сибирь.

CURRENT RESULTS OF QUATERNARY SEDIMENTS STUDYING OF THE NADYM BASIN (2016–2020)

O.S. Sizov[1], A.O. Volvakh[2], A.N. Molodkov[3]

[1]Oil and Gas Research Institute, RAS, Moscow, kabanin@yandex.ru
[2]Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, sizikova@igm.nsc.ru
[3]Tallinn Technological University, Tallinn, anatoli.molodkov@ttu.ee

In this work, the features of various genetic types of Quaternary sediments are considered on the example of the Nadym river basin. Examples of lithological and distance features that can be used for detailed geological study of the territory are shown. The results of the work generally confirm and clarify the assumption of V.N. Saks about the leading role of the Pleistocene ice sheets in the formation of the relief and Quaternary deposits of the north of Western Siberia.

Key words: Quaternary deposits, glaciation, aeolian processes, Nadym, Western Siberia.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-387

Современный этап развития представлений о генезисе четвертичных отложений на севере Западной Сибири характеризуется отсутствием единой точки зрения среди исследователей относительно наличия на данной территории крупных покровных оледенений. Даже применение современных методов исследований и большой объем полученного за последние 20 лет фактического материала не позволили достичь компромисса представителям двух основных научных концепций – ледниковой и морской (маринистской). Предложенная В.Н. Саксом (1953) стратиграфическая схема четвертичных отложений севера Западно-Сибирской низменности, в которой ведущая роль отводилась чередованию в плейстоцене покровных оледенений различной мощности, ставится под сомнение вплоть до настоящего времени.

Отсутствие плодотворной дискуссии выражается, в частности, в том, что на государственных геологических картах различных поколений содержание может кардинально различаться, а ледниковые формы рельефа (камы, озы, конечные морены и т.п.) после обновления интерпретируются как эрозионные, абразионные и термоабразионные останцы, связанные с эрозионно-мерзлотно-тектоническими и иными рельефообразующими процессами. Ситуация осложняется отсутствием единой общепризнанной методики геологического картографирования.

В этом отношении бассейн р. Надым, располагаясь на границе влияния Уральского (Карского) и Среднесибирского (Таймырского) палеогляциорегионов (Сухорукова и др., 1987), является одним из ключевых участков в плане выявления устойчивых признаков осадконакопления и рельефообразования на протяжении среднего и позднего неоплейстоцена.

Изучаемая территория по долготе простирается от водораздельных пространств Сибирских Увалов в районе г. Муравленко до южного побережья Обской губы в районе устья р. Надым (рис. 1). В зону интереса попадают бассейны основных притоков Надыма – Ярудей, Хейгияха, Левая Хетта, Танлова и Правая Хетта. Общая площадь района работ составляет 89 тыс. км^2, перепад абсолютных высот – от 0 до 150 м.

Активное планомерное исследование четвертичных отложений в бассейне р. Надым начинается с 2016 г. после получения финансовой поддержки Российского фонда фундаментальных исследований и Ямало-Ненецкого автономного округа. Накопленный на текущий момент фактический материал включает результаты изучения 32 полноценных разрезов и 24 зачисток. Расположение разрезов (рис. 1) определяется транспортной доступностью наиболее показательных обнажений и карьеров с учетом их приуроченности к характерным формам рельефа (холмам, грядам, террасам и др.).

Комплекс работ на разрезах включает широкую расчистку обнажения или стенки карьера, фотографирование, морфологическое описание и отбор проб для определения гранулометрического состава и валового содержания оксидов (РФА), абсолютного датирования (в зависимости от типа осадков радиоуглеродным методом, ИК-ОСЛ, УМС), а также морфоскопию и морфометрию кварцевых зерен (рис. 2). В отдельных случаях отбирались образцы для определения петрографического состава крупных обломков пород и выполнялась съемка с БПЛА участка разреза с точной географической привязкой (погрешность ±1 м). Работы на зачистках включают ограниченную расчистку

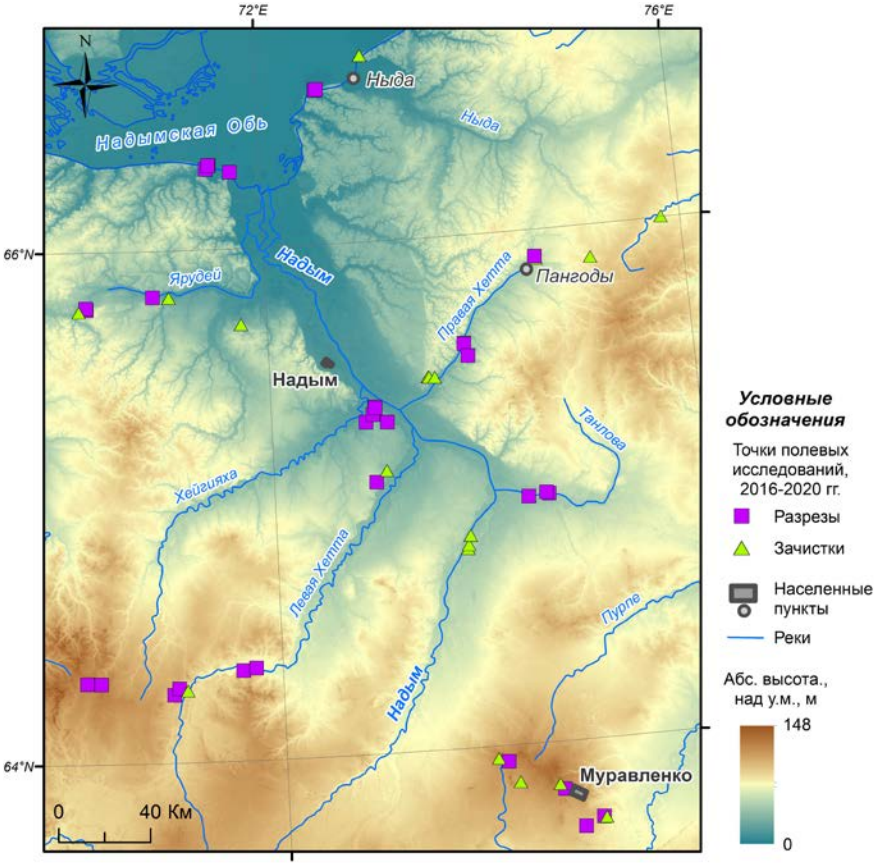


Рис. 1. Обзорная карта района проведения исследований 2016–2020 гг.

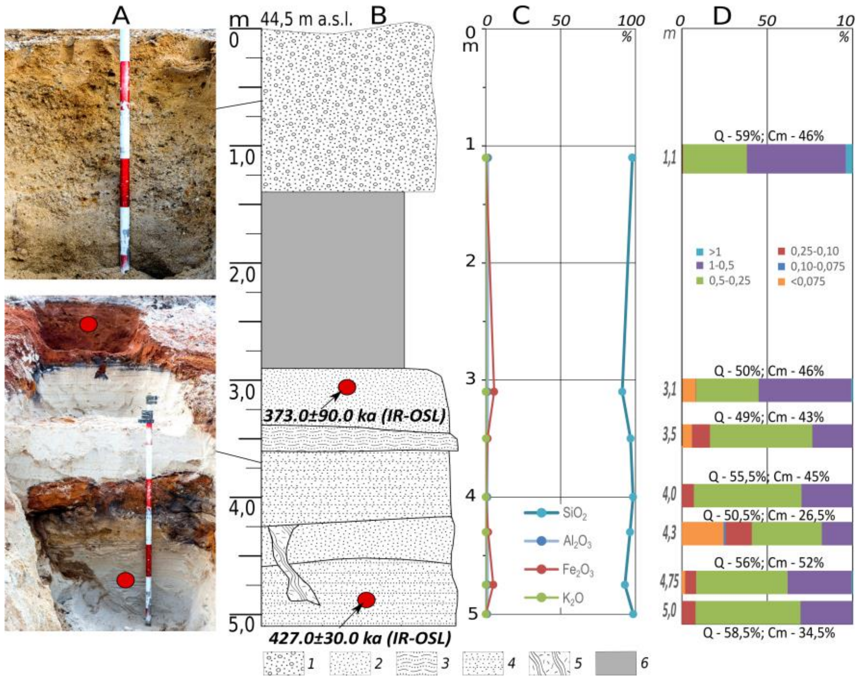


Рис. 2. Пример сводных результатов исследований по одному из разрезов: A – фотографии; B – геологическое строение; C – результаты РФА; D – результаты гранулометрии (фракции, мм). Условные обозначения: 1 – пески крупнозернистые с галькой; 2 – пески неслоистые бордового цвета; 4 – пески волнистослоистые черного цвета; 5 – морозобойный клин; 6 – осыпь; Q – коэффициент окатанности песчаных кварцевых зерен, Cm – степень заматованности кварцевых зерен (Sizov et al., 2020).

обнажения или стенки карьера, фотографирование и краткое описание. Дистанционный блок работ обеспечивают детальные космические снимки (разрешение 0,3–10 м) и цифровые модели рельефа (ЦМР, разрешение 2–12 м), покрывающие всю рассматриваемую территорию.

В результате изучения четвертичных отложений в бассейне р. Надым можно выделить следующие закономерности.

1. В пределах нижнего геоморфологического уровня (до 40–45 м. над у.м.) преобладают морские, дельтовые, аллювиальные и эоловые обстановки осадконакопления. Морские отложения представлены горизонтально слоистыми коричневатыми суглинками с включениями органики. Дельтовые отложения в разрезах встречаются в виде толщ (мощностью до 15 м) волнистослоистых серых песков с чередованием органических прослоев. В средней части разрезов речных террас преобладают мелко- и среднезернистые косослоистые и горизонтальнослоистые пески с включением крупнообломочного материала. Пески большей частью имеют минеральный состав, содержание SiO_2, вниз по профилю возрастает до 95% и более, доля других химических элементов незначительна. Эоловые отложения встречаются в виде светло-коричневых мелкозернистых песков с горизонтальной (нивейной) или косой слоистостью. Основным ландшафтным индикатором эоловых песков являются сосново-лишайниковые редколесья, которые формируются на бедных подзолистых почвах с промывным гидрологическим режимом (Сизов и др., 2017). Отложения нижнего уровня формировались в позднем неоплейстоцене и голоцене во внеледниковых обстановках (Зыкина и др., 2017).

2. На среднем геоморфологическом уровне (45–90 м над у.м.) встречаются ледниковые, водно-ледниковые, морские, аллювиальные, склоновые и эоловые отложения. Обнаруженные в верховьях рр. Ярудей и Правая Хетта маломощные (1–2 м) море-

ны имеют суглинистый состав с незначительными включениями плохо окатанных валунов и галек. Водно-ледниковые осадки представлены значительными толщами (до 15 м) мономинеральных средне- и крупнозернистых серых песков. Останцы морских равнин в нижнем течении Надыма (ниже устья р. Хейгияха) и вдоль правого берега Правой Хетты сложены чередующимися пачками песчаных и суглинистых осадков, которые в обнажениях выдержаны по простиранию на 1–2 км. Высокие речные террасы сложены светло-коричневыми и серыми песками с включением серых суглинистых прослоев. Склоновые отложения приурочены к верхней части разрезов и нередко криотурбированы и дислоцированы. Эоловые отложения по составу и структуре не отличаются от подобных осадков нижнего геоморфологического уровня. Локально в разрезах верхней части холмов и гряд встречаются прослои галечникового материала (рис. 2). Водно-ледниковые осадки в среднем имеют возраст 100–130 тыс. л., однако в отдельных случаях выявляются и более древние отложения (до 430 тыс. л.) (рис. 2).

3. На верхнем геоморфологическом уровне (90–150 м) доминируют ледниковые, водно-ледниковые и эоловые отложения. Морены имеют песчаный состав при отсутствии слоистости и обильном включении гальки и валунов, размером до 1–1,5 м. Водно-ледниковые отложения представлены мелкозернистыми и даже пылеватыми серыми песками с горизонтальной слоистостью. В песках отсутствует органика и обломки раковин моллюсков, кроме того, пески не засолены. Полученные абсолютные датировки варьируют от 100 до 150 тыс.л. Примечательной особенностью является наличие эоловых отложений и форм рельефа на водоразделах. Здесь они приурочены как правило к зандровым равнинам и склонам камовых гряд и холмов. По составу и строению они сходны с эоловыми отложениями нижних уровней.

По итогам геоморфологического дешифрирования предполагаемых форм ледникового и водно-ледникового рельефа установлено следующее (Sizov et al., 2020):

- все выделенные формы находятся южнее рр. Ярудей и Правая Хетта, при этом в междуречье Ярудея и Хейгияхи объекты встречаются единично, а в южной и западной частях района работ разнообразие и плотность форм максимальны (водораздел рр. Танлова и Правая Хетта, левобережье р. Надым в среднем течении);
- все выделенные формы фиксируются выше 40 м над у.м., плотность объектов значительно увеличивается на водораздельных участках выше 70–75 м над у.м.

Уверенно дешифрируется сеть протяженных конечных («камовых») морен, маркирующих финальные стадии положения ледниковых массивов. Они имеют различное простирание (субширотное, северо-западное и др.), что может свидетельствовать об отсутствии единого направления движения покровного льда. Морены в большинстве случаев приурочены к водоразделам, при этом часто они сопровождаются другими ледниковыми формами (камовыми холмами, ложбинами стока и др.). Ложбины стока хорошо выражены в южной и восточной частях района исследований и практически не прослеживаются ниже 40 м над у.м. Сеть ложбин практически не наследуется современными водотоками, которые могут располагаться как параллельно, так и пересекать ложбины под прямым углом. Сохранность ложбин является одним из основных признаков отсутствия морских трансгрессий в среднем течении р. Надым со времени последнего для данной территории оледенения. К единичным объектам относятся линейные гряды, имеющие видимые признаки эрозии (размыв, просадки). Дренированные сухие участки зандровых песков вблизи камовых гряд в настоящее время нередко подвергаются дефляции – обширные песчаные раздувы на водоразделах хорошо дешифрируются на космических снимках (Соромотин, Сизов, 2007).

Таким образом, в ходе проводимых исследований рассмотрены особенности всех основных генетических типов четвертичных отложений, характерных для бассейна р. Надым. Обширный фактический материал в целом подтверждает и детализирует предположение В.Н. Сакса (1953) о ведущей рельефообразующей роли покровных оледенений на севере Западной Сибири. Подтвердилось также утверждение А.А. Земцова (1976) о том, что основным натурным признаком ледникового генезиса четвертичных толщ является наличие обломочного материала – слабо окатанной угловатой гальки, гравия и крупных валунов со следами ледниковой штриховки. К ледниковым отложениям относятся плотные несортированные крупнозернистые пески с обилием галечникового материала, а также моренoподобные толщи комковатых глин, суглинков и глинистых песков с гравием и крупными валунами. К водно-ледниковым отложениям на территории исследований относятся косослоистые хорошо промытые пески серого цвета, отличающиеся бедностью химического состава (доля SiO_2 составляет 94–97%) и также содержащие примеси гравия и гальки (Стрелков и др., 1965; Земцов, 1976). Универсальным парагенетическим признаком наличия ледниковых обстановок является повсеместное развитие эоловых отложений на всех геоморфологических уровнях (Sizov et al., 2020). Песчаные и суглинистые отложения морского генезиса имеют ограниченное распространение и, по всей видимости, средненеоплейстоценовый возраст на среднем геоморфологическом уровне и поздненеоплейстоценовый – на нижнем. Дальнейшие перспективы работ связаны с уточнением времени и пространственной структуры покровных оледенений, а также с расширением границ территории исследований.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ и Ямало-Ненецкого автономного округа в рамках научного проекта №19-45-890008.

ЛИТЕРАТУРА

Земцов А.А. Геоморфология Западно-Сибирской равнины (северная и центральная части). Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1976. 343 с.

Зыкина В.С., Зыкин В.С., Вольвах А.О. и др. Строение, криогенные образования и условия формирования верхнечетвертичных отложений Надымского Приобья // Криосфера Земли. 2017. Т. XX. № 6. С. 14–25.

Сакс В.Н. Четвертичный период в Советской Арктике. Л.-М.: Водтрансиздат, 1953. 627 с.

Сизов О.С., Лоботросова С.А., Соромотин А.В. Лишайниковые сосняки северной тайги Западной Сибири как индикатор ледниковых условий рельефообразования // Проблемы региональной экологии. 2017. № 2. С. 60–68.

Соромотин А.В., Сизов О.С. Активизация эоловых процессов на севере Западной Сибири в связи с возросшим антропогенным воздействием // Проблемы региональной экологии. 2007. № 4. С. 12–15.

Стрелков С.А., Сакс В.Н., Архипов С.А. и др. Проблема четвертичных оледенений Сибири // Основные проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1965. С. 188–205.

Сухорукова С.С., Костюк М.А., Подсосова Л.Л. и др. Морены и динамика оледенений Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1987. 159 с.

Sizov O., Volvakh A., Molodkov A. et al. Lithological and geomorphological indicators of glacial genesis in the upper Quaternary strata, Nadym River basin, Western Siberia // Solid Earth. 2020. V. 11. No 6. P. 2047–2074.

УДК 551.793.9

РАЗВИТИЕ РАСТИТЕЛЬНОСТИ В ДОЛИНЕ КОЛЕСДАЛЕН (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ О. ЗАПАДНЫЙ ШПИЦБЕРГЕН) В ГОЛОЦЕНЕ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВОГО АНАЛИЗА

Д.А. Соловьева[1,2], Л.А. Савельева[2], С.Р. Веркулич[1]

[1]*ФГБУ «Арктический и антарктический научно-исследовательский институт»,*
Санкт-Петербург, ultimuscaurus@gmail.ru
[2]*Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург*

В докладе представлены реконструкции изменения растительности в среднем и верхнем течении р. Колес (долина Колесдален, о. Западный Шпицберген) в голоцене по данным пыльцевого анализа и радиоуглеродного датирования. Полученные результаты в сочетании с опубликованными ранее позволяют уточнить и детализировать историю растительности района исследования.

Ключевые слова: спорово-пыльцевой анализ, четвертичные отложения, торф, голоцен, архипелаг Шпицберген.

VEGETATION DEVELOPMENT IN THE KOLESDALEN VALLEY (CENTRAL PART OF WESTERN SPITZBERGEN ISLAND) DURING THE HOLOCENE BY THE RESULTS OF POLLEN ANALYSIS

D. Soloveva[1,2], L. Savelieva[2], S. Verkulich[1]

[1]*Department of Geography of Polar Countries, Arctic and Antarctic Research Institute,*
St.Petersburg, ultimuscaurus@gmail.ru
[2]*Institute of Earth Sciences, St. Petersburg State University, St. Petersburg*

The report presents reconstructions of changes in vegetation cover in the middle and upper riches of the Coles River (Colesdalen valley, West Spitsbergen Island) during the Holocene, according to pollen analysis and radiocarbon dating. Received data with published data combination provide a more detailed of vegetation history on the study area.

Key words: pollen analysis, Quaternary deposits, peat sequences, Holocene, Svalbard.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-392

Долина Колесдален расположена в центральной части Земли Норденшельда, о. Западный Шпицберген. Ее протяженность около 12 км. Для реки Колес, протекающей по днищу долины, характерны многорукавность и миграция русел. Ее высокая пойма заболочена. Река впадает в Колес-бухту, залив Ис-фьорд. Центральное положение района исследования, удаленность от океана и крупных ледниковых систем обусловили относительно благоприятные условия для развития растительности. Район относится к зоне средне-арктической тундры, подзоне преобладания кассиопеи (*Cassiope tetragona*) (Elvebakk, 2005). Здесь произрастают – карликовая березка, дриады, кассиопея и др. Пыльца и макроостатки этих кустарничковых форм в отложениях являются показателем оптимума голоцена в палиноспектрах для о. Западный Шпицберген (Birks, 1991 и др.).

В районе исследования распространены относительно мощные органогенные отложения. Палеоботанические исследования торфяника на правом берегу верхнего течения реки Колес были проведены советскими исследователями в конце прошлого столетия (Сурова, 1988). По результатам изучения толщи было выделено четыре этапа развития растительности от 4600 до 3200 л.н. Для получения новой информации о развитии растительного покрова в долине Колесдален в послеледниковье сотрудниками палеогеографического отряда Российской Арктической Экспедиции на архипелаге Шпицберген (ФГБУ «ААНИИ») были проведены полевые и аналитические работы по изучению органогенных отложений. В результате были исследованы три разреза речных и озерно-болотных образований (К18-15, К18-16, К18-23).

Разрезы пойменных отложений в среднем течении долины р. Колес К18-15 (координаты: 78.09492^{o} с.ш., 15.2097^{o} в.д.) и К18-16 (координаты: 78.09533^{o} с.ш., 15.20435^{o} в.д.) были обнаружены на останцах первой надпойменной террасы на правом берегу реки на высоте 22 м над у.м. (по GPS) (рис. 1). Отложения представлены алевритом с включениями гравия и прослоями (линзами) торфа разной степени разложения. Вскрытые отложения были изучены методом спорово-пыльцевого анализа и радиоуглеродного датирования.

Разрез К18-23 (координаты: 78.07478^{o} с.ш., 15.2624^{o} в.д.) расположен в верховьях р. Колес, на ее левом борту (рис. 1), на останце первой надпойменной террасы абсолютной высотой 32 м. Видимая мощность болотных отложений (гипнового торфа без минеральных включений) достигает 1,5 м. Вероятно, истинная мощность значительно больше. Поверхность террасы разбита на блоки морозобойными трещинами, которые заполнены галечно-гравийным серым пролювиальным материалом. Склоны останцов сглажены оползневыми и солифлюкционными процессами, местами наблюдаются сползания целых блоков грунта.

Для левобережья верхнего течения долины р. Колес по результатам изучения разреза К18-23 были выявлены этапы развития растительности в период от ~11000 до ~3000 л.н.

Формирование толщи биогенных образований (90–75 см) до ~11000 л.н., происходило в условиях развития кустарничково (березово) – разнотравной тундры при относительно благоприятном климате.

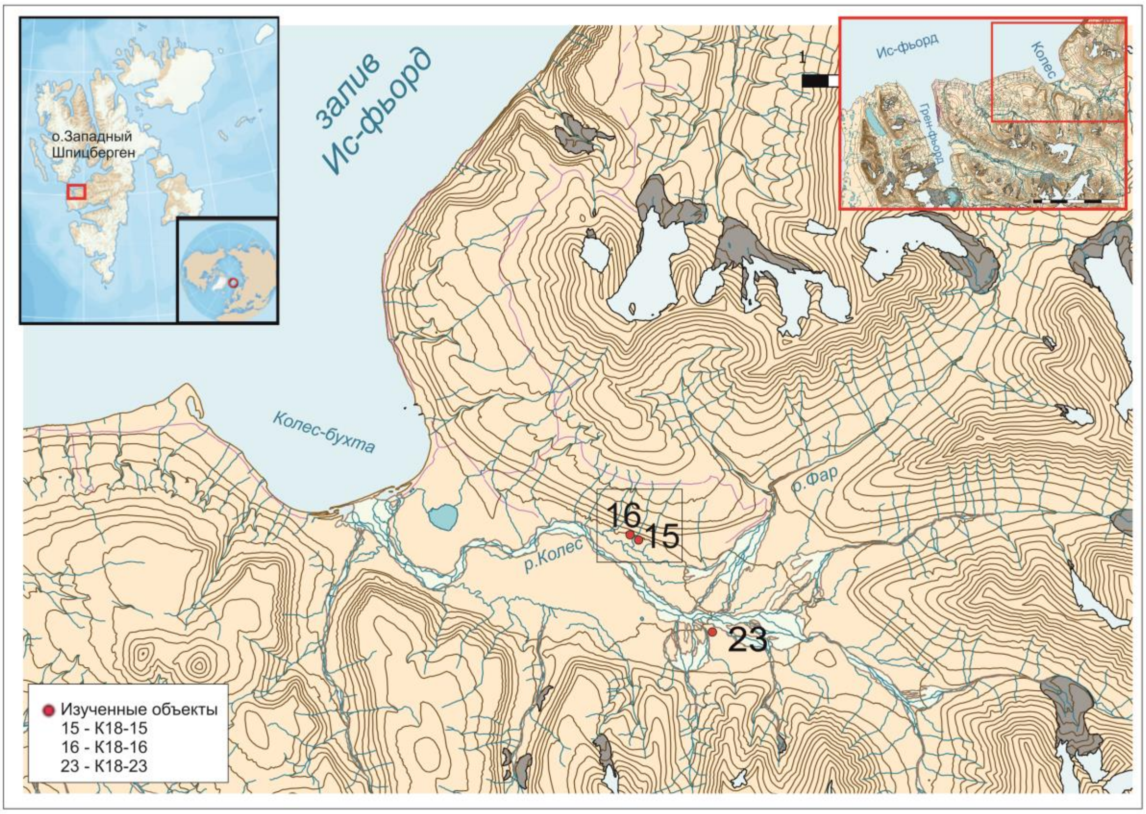


Рис. 1. Район и расположение объектов исследования.

~11000 л.н. увеличивается значение полярной ивки в растительном покрове (травяно-ивковой тундре), что свидетельствует об увеличении количества осадков (в особенности, снега) и общем похолодании.

~11000–6500 л.н., отмечается смягчение климата при сохранении избыточного увлажнения территории. Об этом, в первую очередь, свидетельствует высокая концентрация четвертичных микрофоссилий. На окружающей территории развивалась осоково-злаковая тундра с участием кустарничковых.

~6500–3000 л.н. развитие получила кустарничково (ивовая) – травяная (злаковая) тундра, что вероятно свидетельствует об уменьшении общего увлажнения территории, небольшом похолодании и увеличении количества твердых осадков.

~3000–2500 л.н. – период значительного увеличения роли полярной ивки и развития кустарничково-разнотравной тундры.

Субрецентные спорово-пыльцевые спектры поверхностных проб отражают развитие типичной травяно-ивковая тундры с единичными вкраплениями карликовой березки, что согласуется с составом современной растительности в точке исследования.

Результаты изучения разрезов К18-15 и К18-16 среднего течения р. Колес позволяют выделить следующие этапы развития растительности:

~6000–5500 л.н. – развитие кустарничково-травяных тундр. Участие кустарничковых ив и берез значительно, среди трав лидируют злаковые и осоковые. Преобладание ивки полярной и кустарничковой свидетельствует о значительной снежности (накопление достаточного снежного покрова в холодный сезон). Вероятно, климатические условия были относительно теплыми и влажными, с установлением устойчивого снежного покрова.

Низкая концентрация четвертичных микрофоссилий в отложениях, соответствующих этапу 2 и временному интервалу от ~5500 до 5000 л.н., может свидетельствовать о неблагоприятных климатических условиях. При этом в растительном покрове по-прежнему преобладали злаковые. Следует отметить увеличение содержания пыльцы полярной ивки и уменьшение – березы в спорово-пыльцевых спектрах. На наш взгляд, это также связано с небольшим похолоданием и увеличением количества осадков. Вероятнее всего, в этот период доминировали ивово-травяные сообщества в относительно прохладном и влажном климате.

~5000 л.н. при общем сохранении в растительности основных преобладающих таксонов (злаковые), условия осадконакопления были значительно благоприятнее, о чем свидетельствует рост концентрации четвертичных микрофоссилий и увеличение роли пыльцы карликовой березки. Зафиксировано относительно высокое содержания растительных остатков в отложениях. Господствовала кустарничково-травяная тундра.

Увеличение концентрации микрофоссилий, количества растительных остатков в интервале глубин от 70 до 45см свидетельствуют о перестройке природной среды и новом 4 этапе в развитии растительности и климата.

От ~5000 до 4500 л.н., условия для сохранения четвертичных спор и пыльцы были наиболее благоприятными, формировались относительно мощные торфяные горизонты. В растительном покрове преобладают осоковые, роль злаковых значительно снизилась. В палиноспектрах фиксируется увеличение количества кустарничковых. Среди них значительна роль ивки, что свидетельствует о высокой степени увлажнения.

Обстановка осадконакопления от ~4500 до 3000 л.н. была менее благоприятной для сохранения пыльцы и спор. Вероятно, это связано с изменением динамики осадконакопления. Растительный покров на этом этапе представлял собой кустарничковую (березовую) злаково-осоковую и осоково–злаковую тундру с незначительным участием ивки.

На заключительном этапе – последние ~3000 л.н. развивалась злаково-осоковая тундра. Количество кустарничковых значительно сократилось.

Таким образом, были полученые новые данные о развитии растительности в среднем и верхнем течении реки Колес (долина Колесдален). Палинологические записи из разрезов К18-15-16 и К18-23 позволили дополнить имеющиеся представления об эволюции растительного покрова в районе исследования.

ЛИТЕРАТУРА

Сурова Т.Г., Троицкий Л.С., Скоробеева Е.И., Пуннинг Я.-М.К. Об изменении гляциоклиматических условий в Суббореальном периоде на архипелаге Шпицберген // Материалы гляциологических исследований. Хроника обсуждения. 1988. С. 108–112.

Birks H.H. Holocene vegetational history and climatic change in west Spitsbergen – plant macrofossils from Skardtjorna // The Holocene. 1991. V. 1. P. 209–218.

Elvebakk A. A vegetation map of Svalbard on the scale 1:3.5mill // Phytocoenologia. 2005. 35 (4). P. 951–967.

УДК 551.79, 551.89

ДЕТАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ И ЕЕ КОРРЕЛЯЦИЯ С ДРУГИМИ РЕГИОНАЛЬНЫМИ СХЕМАМИ

С.А. Сычева[1], М. Фрехен[2], Е.В. Пономаренко[3], А.Н. Симакова[4]

[1]Институт географии РАН, Москва, Россия, sychevasa@mail.ru, paninpa1@mail.ru
[2]Лейпцигский институт прикладной геофизики, Ганновер, Германия, M.Frechen@bgr.de
[3]Оттавский Университет, Оттава, Канада, eponomarenko@yahoo.com
[4]Институт геологии РАН, Москва, Россия, simak2001@mail.ru

Изученная последовательность лессов, палеопочв и криогенных горизонтов в Александровском карьере является одним из наиболее подробных почвенно-осадочных наземных архивов в Восточной Европе благодаря своему специфическому геоморфологическому положению в московско-микулинской палеобалке. Здесь отражены климатические изменения от микулинского межледниковья до голоцена. В основании палеодепрессии залегает рышковский педолитокомплекс (МИС 5е, 127–117 тыс. лет), педогенетические стадии которого чрезвычайно детализированы. Первое ранневалдайское похолодание, которое отражает сеймский слой, имеет возраст по ОСЛ 115 тыс. лет. В ранневалдайское время (МИС 5с и МИС 5а) были сформированы две интерстадиальные палеопочвы: кукуевская и стрелецкая. Разделяющий их млодатьский лесс имеет возраст по ОСЛ 91 тыс. лет. Средний валдай представлен двумя главными интерстадиальными палеопочвами: александровской (53 тыс. лет по ^{14}C) и брянской (33 тыс. лет по ^{14}C). Представленная хроностратиграфическая схема сопоставлена с аналогичными, полученными для других лессово-почвенных архивов Восточной, Центральной и Западной Европы.

Ключевые слова: поздний плейстоцен, палеодепрессия, детальная педостратиграфия, ОСЛ- и ^{14}C-датирование, центр Русской равнины.

DETAILED STRATIGRAPHIC SCHEME OF THE LATE PLEISTOCENE OF THE EAST EUROPEAN PLAIN AND ITS CORRELATION WITH OTHER REGIONAL SCHEMES

S.A. Sycheva[1], M. Frechen[2], E.V. Ponomarenko[3], A.N. Simakova[4]

[1]Institute of Geography, RAS, Moscow, Russia, sychevasa@mail.ru, paninpa1@mail.ru
[2]Leipzig Institute of Applied Geophysics, Hannover, Germany, M.Frechen@bgr.de
[3]University of Ottawa, Ottawa, Canada, eponomarenko@yahoo.com
[4]Geology Institute, RAS, Moscow, Russia, simak2001@mail.ru

The studied sequence is one of the most detailed soil-sedimentary terrestrial archives in Eastern Europe due to its specific geomorphological position – into the paleo-balka. The climate changes are reflected from the Mikulino interglacial to the Holocene. At the base of paleodepression the Ryshkovsky pedolithocomplex (MIS 5e, 127–117 ka) lies, the pedogenetic stages of which are extremely detailed. The first early Valdai cooling, which is reflected by the Seim stratum, has an OSL age of 115 ka. In the early Valdai time (MIS 5c and MIS 5a) two interstadial paleosols were formed: Kukuevskaya and Streletskaya. The Mlodatsky loess separating them has an OSL age of 91 ka. The Middle Valdai is represented by two main interstadial paleosols: Alexandrovsky (53 ka BP in ^{14}C) and Bryansk (33 ka BP in ^{14}C). The presented chronostratigraphic scheme is compared with similar ones obtained for other loess-soil archives of Eastern, Central, and Western Europe.

Key words: Late Pleistocene, paleodepression, detailed pedostratigraphy, OSL and ^{14}C dating, Central Russian Upland.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-396

Разрез Александровский карьер изучается в мониторинговом режиме с конца 80-х годов прошлого столетия. Карьер расположен в 10 км южнее г. Курска на междуречье рек Сейма и Млодати. Его координаты 51°36′09′′ с.ш. 36°06′51′′ в.д., высота над ур. м. 240 м. С 2007 г. данный объект является охраняемым памятником геологии регионального значения. Расположение разреза на водоразделе территории, никогда не подвергавшейся оледенениям, большая мощность позднеплейстоценовых отложений – свыше 10 м, детальность и полнота их строения, не имеющие аналогов на всей Восточно-Европейской равнине, предопределили исключительное значение этого объекта для решения многих вопросов эволюционной географии, палеопочвоведенения, геоморфологии и палеокриолитологии и ряда других наук о Земле.

Стратиграфия и хронология. В карьере вскрыта погребенная балка, на склонах и в днище которой развита межледниковая рышковская палеопочва микулинского межледниковья. В заполнении залегают валдайские делювиально-солифлюкционные отложения и интерстадиальные палеопочвы. Почвы разделены разновозрастными педоседиментами и лессами со следами посткриогенных деформаций (Сычева, 2012). Разрез изучен инструментально. Получено 14 радиоуглеродных и 9 ОСЛ-дат. Сводный профиль разреза включает следующие слои:

1. Голоценовый чернозем (МИС 1).

2. Поздневалдайский буровато-палевый лесс (МИС 2). К этому слою приурочены делли – свидетели Ярославского криогенного горизонта (КГ). Для педолитов в заполнении позднеледникового делля, нарушающего поздневалдайский лесс получены радиоуглеродные некалиброванные даты около 11–12 тыс. л.н., позволяющие сопоставить эти события с последними предголоценовыми потеплениями – беллинг-аллеред.

3. Брянская палеопочва (МИС 3а) нарушена крупными клинообразными структурами Владимирского КГ. 14С-дата около 33,1 тыс. л.н. наиболее сохранившейся части гор. А.

3а. Тускарьский оглееный лесс (МИС 3b) развит над днищем палеобалки. В этом слое найдены костные остатки доисторической лошади и шерстистого носорога. Для тускарьского лесса получена OSL-дата 50±3 тыс. лет.

4. Александровская палеопочва (МИС 3с). Получена 14С-дата около 56,0 тыс. кал. лет.

4а. Селиховодворский лесс (МИС 4), включая педоседимент стрелецкой палеопочвы. С ним связаны котлообразные псевдоморфозы, разбивающие ранневалдайскую толщу палеопочвы.

5. Стрелецкая ранневалдайская интерстадиальная палеопочва (МИС 5а) с гумусовыми языками глубокого сезонного промерзания.

5а. Млодатьский лесс (МИС 5b) включает педоседимент кукуевской палеопочвы. С ним связан одноименный млодатьский КГ. Для млодатьского лесса получена OSL-дата 91±1 тыс. лет (МИС 5b).

6. Кукуевская ранневалдайская интерстадиальная палеопочва (МИС 5с) с гумусовыми языками сезонного промерзания.

7. Сеймские ранневалдайские солюфлюкционно-делювиальные лессовидные суглинки (МИС 5d) включают педоседименты рышковской почвы. Мощность 2–5 м. С сеймским слоем связан одноименный КГ с разнообразными пластичными, реже структурными деформациями. В верхней части этого слоя получена OSL-дата 115±7 тыс. лет, которая позволяет отнести время захоронения межледниковой почвы к МИС 5d – первому ранневалдайскому похолоданию.

8. Рышковская палеопочва микулинского межледниковья (МИС 5е), временной аналог салынской почвы схемы проф. А.А. Величко. В днище палеобалки – это педолитокомплекс, мощностью 2,5–3,0 м, состоящий из 3–4 почвенных профилей, наложенных друг на друга или разделенными аллювиально-пролювиальными отложениями. В основании профиля межледниковой рышковской почвы получена OSL–дата 127±8 тыс. лет.

Палеопочвы, лессы и криогенные горизонты. Рышковская палеопочва (МИС 5е) является основным стратиграфическим элементом, залегает в основании позднеплейстоценовых отложений на позднемосковском лессовидном среднем суглинке. На пологом склоне балки палеопочва имеет наиболее простое строение, сходное с салынской палепочвой в разрезах плакоров Русской равнины. Ее профиль включает: серогумусовый горизонт, серию элювиальных и текстурных элювиально-иллювиальных горизонтов. Гумусовый горизонт сформирован при периодическом привносе материала в результате постпожарной эрозии, его последующей биогенной проработки, а также пирогенного воздействия in situ. Развитый профиль Ah-AEl-E-BE-Bt1-Bt2-Bt3-BtC позволили классифицировать палеопочву на склоне как дерново-палево-подзолистую.

В днище палеобалки сформирован рышковский трехчленный педолитокомплекс: IAh–E1–IIAh–E2/Eg–IIIAhBt–Bt/Btg. Гумусовые горизонты выделяются по содержанию гумуса и фиксируют частные профили почв. Варьирование пространственно-профильного строения педолитокомплекса связано с образованием разновозрастных донных овражков и трещин глубокого сезонного промерзания. Нарушения почвенного покрова днища балки происходили неоднократно в экстремальные стадии формирования ландшафтов. В особых условиях склонов и днищ палеоформ сохранились следы сезонной мерзлоты.

В днище и нижних частях склона балки, между рышковским педолитокомплексом и сеймским педоседиментом сохранился пирогенный прослой, содержащий большое количество углей, фрагменты обожженного красного суглинка и плотные карбонатно-силикатные конкреции. Он является свидетелем катастрофического лесного пожара, случившегося в самом конце межледниковья. Палеопочва перекрыта сеймским слоем, с которым связаны первичные льдогрунтовые жилы, разбивающие ее, возникшие в МИС 5d.

Палеопочвы ранневалдайских интерстадиалов – кукуевская и стрелецкая сохранились в днищах вторичных палеоформ, сформированы на неслоистых или слабослоистых эолово-делювиально-солифлюкционных суглинках. Профили интерстадиальных почв менее мощные (0,5–1,2 м) и слабо дифференцированные, что связано с меньшей длительностью их развития (3–5 тысяч лет против 12–15 тысяч лет для межледниковой рышковской почвы). Кукуевская палеопочва (МИС 5с) имеет профиль Ah–Bt–C и частично сформирована на педоседименте рышковской почвы. Профиль нарушен трещинами, проникающими из вышележащего млодатьского лесса (МИС 5b), а также гумусовыми языками стрелецкой палеопочвы и псевдоморфозами, проникающими из селиховодворского лесса. Она перекрыта млодатьским слоем, сформированным за счет разрушения и переотложения почв, развитых на водоразделах. Стрелецкая палеопочва (МИС 5а) имеет профиль Ah–AB–B. Для обеих палеопочв фиксируются одинаковые элементарные почвообразовательные процессы: гумусонакопление, оструктуривание, текстурная дифференциация, оглеение и сегрегация соединений Fe и Mn, но разная их выраженность. Стрелецкая палеопочва отнесена к лесостепным лугово-черноземным почвам (оподзоленным черноземам). Кукуевская палеопочва диагностирована как лугово-черноземная, развивавшаяся с периодами весеннего переувлажнения и значительного летнего иссушения в условиях умеренной лесостепи.

Крупные постмерзлотные деформации, разбивающие стрелецкую, кукуевскую палеопочвы и проникающие в сеймский слой – псевдоморфозы приурочены к селиходворскому лессу. Это дает основание для отнесения время его формирования к наиболее холодному этапу раннего валдая – МИС 4. Александровская почва образовалась в первый средневалдайский интерстадиал (МИС 3). Она развита над днищем и на склонах московско-микулинской палеобалки. Гумусовый горизонт почти представлен фрагментарно из-за последующих криотурбаций. Особенности профиля александровской почвы позволяют отнести почву к луговым почвам западин холодной лесостепи умеренного пояса, в завершающую стадию, подвергшимся воздействию многолетней мерзлоты. С перекрывающим тускарьским КГ связаны как пластичные, так и структурные деформации, нарушающие нижележащую александровскую палеопочву. Брянская ископаемая почва в отличие от других палеопочв развита не только над заполненными палеоформами, но и на межбалочных водоразделах, отсутствует лишь на водоразделах более высокого порядка. Профиль почвы Ah–AB–Bca–Bg разбит псевдоморфозами по ледяным клиньям (владимирский КГ). Гумусовые горизонты фрагментарны, иногда сохраняются в центре крупных клиньев в виде грушевидных ядер. Карбонатный горизонт расположен между клиньями. Сильнейший криогенез на заключительном этапе развития почвы привел к деформации основных горизонтов, перемешиванию почвенной массы, вторичному оглеению. Почву можно назвать дерновой иллювиально-карбонатной надмерзлотно-глеевой, в центре слабовыраженной депрессии, где есть мощный глеевый горизонт, – мерзлотный дерново-глеевой.

Изменение растительности в позднем плейстоцене. Реконструкция изменения растительности выполнена с применением спорово-пыльцевого (Сычева, Гунова, 2004) и педоантракологического анализов. Микулинское межледниковье (МИС 5e): первая половина – преобладание березовых лесов; вторая половина – распространение сосновых лесов, на более благоприятных местообитаниях – с участием широколиственных пород (липы, дуба, вяза, граба); заключительная фаза – преобладание березового леса. Отмечены обугленные склероции древесной микоризы и мелкий окатанный уголь лиственных и хвойных пород, эпигенетически трансформированный в Fe-Mn конкреции с угольным ядром. Обезлесение в результате пожаров сопровождалось непродолжительным, но резким увеличением поверхностного стока и застоем влаги в днищах балок, обусловившим аккумуляцию окислов железа на поверхности окатанного угля.

Сеймский педоседимент (МИС 5d): в основном отражает состав пыльцы переотложенных горизонтов рышковской почвы с увеличением доли травянистых растений. Фрагменты угля в нем более крупные и угловатые, что указывает на их локальное происхождение – древесная растительность существовала только в балке и на ее бортах.

Первый ранневалдайский интерстадиал (МИС 5c): господство лесостепи с участием сосново-березовых группировок, позже – открытые пространства с разнотравно-злаковыми ассоциациями. Кукуевская почва содержит единичные угли ели и более многочисленные склероции древесной микоризы: комбинация, характерная для верховых пожаров в ельниках. В угольном пуле отражена лишь заключительная, лесная стадия развития растительного покрова балки. Ей предшествовала степная фаза, во время которой сформировался растянутый гумусовый профиль с ходами землероев. Второй ранневалдайский интерстадиал МИС 5a: лесостепи с господством остепненных участков (злаково-разнотравных ассоциаций) и участием сосново-березовых лесов с примесью широколиственных пород сменились сосновыми лесами с участием широколиственных пород. В стрелецкой почве преобладают мелкие угли кустарников из семейства розоцветных. Растительная формация – кустарниковая степь. Отмечены признаки многократных пожаров и высокотемпературного обжига минеральной поверхности почвы. В отличие от более древних почв, в этой почве многочисленны обугленные семена, что свидетельствует об изменении сезонности пожаров в этот период – появлении позднелетних и осенних пожаров.

Александровская почва МИС 3: в основном доминирование лесостепных ландшафтов. В составе угля александровской почвы отмечены дуб, мелколиственные породы, и немногочисленные склероции древесной микоризы. Брянская почва МИС 3: лесостепной мозаичный ландшафт, представляющий сочетание лиственнично-сосновых лесов, с участием ели и сосны сибирской, злаково-маревых степей, суходольных лугов и тундровых сообществ.

Поздневалдайский лесс МИС 2: доминирование разнотравно-маревых степей с участками сосновых и сосново-березовых лесных ценозов, тундровых и пионерных растительных ассоциаций.

Корреляции. Строение почвенно-седиментационных разрезов в палеоврезах междуречий Среднерусской возвышенности более детально и достоверно фиксирует события позднего плейстоцена, чем они отражены в разрезах плакоров Русской равнины. Реконструированная история ландшафтно-климатических событий Среднерусской возвышенности вполне согласуется с представлениями европейских исследователей (Antoine et al., 2013; Kukla et al., 2002; Pecsi, 1992; Rousseau et al., 2013 и др.), что позволяет провести следующие корреляции: рышковская палеопочва соответствует эемскому межледниковью (127–117 тыс. л.н., кукуевская – интерстадиалам Амерсфорт + Бреруп – Сен-Жермен 1 (105–95 тыс. л.н.); стрелецкая – интерстадиалу Оддераде – Сен-Жермен 2 (около 85–75 тыс. л.н.); александровская – интерстадиалу Оерелу (56–52 тыс. л.н.); гидроузелская – интерстадиалу Моерсфолд – Поперенге (44–45 тыс. л.н.), а также интерстадиалу Хенгело (40–38 тыс. л.н.); брянская (33–27 тыс. л.н.) – интерстадиалам Штильфрид B, Денекамп или Гранд Буа.

Наиболее близкое строение изученная позднеплейстоценовая почвенно-седиментационная последовательность имеет с аналогичной лессово-почвенной серией Украины на Днепровском левобережье (Gerasimenko, 2006). Рышковская межледниковая палеопочва (МИС 5е) коррелирует с кайдакской палеопочвой, кукуевская (МИС 5с) и стрелецкая (МИС 5а) – с 1-й и 2-й прилукскими почвами, александровская, гидроузелская и брянская палеопочвы (МИС 3) – с 1-й, 2-й и 3-й витачевскими палеопочвами.

Близкое строение с изученным разрезом имеют такие полные разрезы Центральной Европы, как Дольни Вестонице в Моравии, Штильфрид в Австрии, Майнц-Вензенау в Германия, Менде в Венгрии и другие опорные разрезы позднего плейстоцена (Antoine et al., 2013; Kukla et al., 2002; Pecsi, 1992; Rousseau et al., 2013 и др.).

Изученный разрез Александровский карьер в некоторой степени сходен по строению с разрезами Западной Сибири и, в большей степени, с разрезами Восточной Сибири (Зыкина, Зыкин, 2012; Frechen et al., 2005). Рышковская палеопочва коррелирует с нижней (межледниковой) палеопочвой бердского педокомплекса, а кукуевская и стрелецкая палеопочвы – с верхней палеопочвой этого же комплекса Западной Сибири и с сухоложским педокомплексом, развитым в Восточной Сибири. Александровская, гидроузелская и брянская палеопочвы соответствуют искитимскому педокомплексу Западной Сибири, состоящему из двух почв, и более детальному куртакскому педокомплексу Восточной Сибири. Дивногорский педокомплекс коррелирует с суминской палеопочвой.

Публикация подготовлена при поддержке РФФИ, грант 19-29-05024 мк и по теме госзадания ИГРАН 0148-2019-0006.

ЛИТЕРАТУРА

Зыкина В.С., Зыкин В.С. Лессово-почвенная последовательность и эволюция природной среды и климата Западной Сибири в плейстоцене. Новосибирск: ГЕО, 2012. 478 с.

Сычева С.А. Палеомерзлотные события в перигляциальной области Среднерусской возвышенности в конце среднего и в позднем плейстоцене // Криосфера Земли. 2012. № 4. С. 45–56.

Сычева С.А., Гунова В.С. Результаты изучения позднеплейстоценового лессово-почвенного комплекса в погребенной балочной системе Среднерусской возвышенности // Бюлл. комис. по изуч. четвертич. периода. М.: ГЕОС. 2004. № 65. С. 86–101.

Antoine P., Rousseau D.-D., Degeai J.-P. et al. High-resolution record of the environmental response to climatic variations during the Last Interglacial-Glacial cycle in Central Europe: The loess-palaeosol sequence of Dolní Věstonice (Czech Republic) // Quat. Sci. Rev. 2013. No 67. P. 17–38.

Gerasimenko N.P. Upper Pleistocene loess-palaesol and vegetational successions in the Middle Dnieper Area, Ukraine // Quat. Int. 2006. No 149. P. 55–66.

Frechen M., Zander A., Zykina V.S., Boervigk W. The loess record from the section at Kurtak in Middle Siberia // Palaeogeorg., Palaeoclimatol., Palaeoecolog. 2005. V. 5. P. 228–244.

Kukla G.J. et al. Last interglacial climates // Quat. Res. 2002. V. 58. No 1. P. 2–13.

Pecsi M. Loess of the last glaciation // Atlas of paleoclimates and paleoenvironments of the Northern Hemisphere (Late Pleistocene–Holocene). Budapest: Geographical Research Institute HAS; Stuttgart: Gustav Fisher Verlag. 1992. P. 110–120.

Rousseau D.-D., Ghil M, Kukla G. et al. Maior dust events in Europe during marine isotope stage 5 (130–74 ka): a climatic interpretation of the Cmarkers” // Climate of the Past. 2013. V. 9. P. 2213–2230.

УДК 551.89

СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ АРКТИЧЕСКОГО БАССЕЙНА В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ ПО ЛИТОЛОГИЧЕСКИМ И МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Е.Е. Талденкова[1], Е.А. Гусев[2], С.Д. Николаев[1], Я.С. Овсепян[3], Е.С. Новихина[2], А.Ю. Степанова[4], Н.О. Аверкина[1], О.В. Руденко[5]

[1]Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, etaldenkova@mail.ru, cdnikolaev@yandex.ru, natal-y@mail.ru
[2]ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, gus-evgeny@yandex.ru, khelizaveta@yandex.ru
[3]Геологический институт РАН, Москва, yaovsepyan@yandex.ru
[4]A&M Университет Техаса, Колледж Стэйшн, США, a.yu.stepanova@gmail.com
[5]Орловский государственный университет им. И.С. Тургенева, Орел, olrudenko2011@yandex.ru

Изучен литологический состав и макро-/микрофоссилии из осадков 2-х колонок из евразийской (хребет Ломоносова, подножье отрога Геофизиков) и 2-х колонок из амеразийской (хребет Менделеева) частей Северного Ледовитого океана. Проведено стратиграфическое расчленение разрезов колонок, основанное на распределении пиков содержания материала ледового/айсбергового разноса (IRD) из фракции >500 мкм, изменениях петрографического состава обломков, вариациях численности и видового состава планктонных и бентосных фораминифер, остракод, макрофоссилий и водных палиноморф, и сравнении полученных результатов с имеющимися опубликованными данными. Выявлены существенные различия между исследованными регионами в степени сохранности карбонатных микрофоссилий, количестве и амплитуде пиков IRD, скоростях осадконакопления и проявлении ледниково-межледниковой цикличности.

Ключевые слова: стратиграфия, палеогеография, плейстоцен, Арктический бассейн, хребет Ломоносова, хребет Менделеева, литология, материал ледового и айсбергового разноса, фораминиферы, остракоды, водные палиноморфы.

PLEISTOCENE STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY OF THE ARCTIC BASIN BASED ON LITHOLOGICAL AND MICROPALEONTOLOGICAL DATA

E.E. Taldenkova[1], E.A. Gusev[2], S.D. Nikolaev[1], Ya.S. Ovsepyan[3], E.S. Novikhina[2], A.Yu. Stepanova[4], N.O. Averkina[1], O.V. Rudenko[5]

[1]Lomonosov Moscow State University, Moscow, etaldenkova@mail.ru, cdnikolaev@yandex.ru, natal-y@mail.ru
[2]Gramberg VNIIOkeangelogiya, St.Petersburg, gus-evgeny@yandex.ru, khelizaveta@yandex.ru
[3]Geological Institute, RAS, Moscow, yaovsepyan@yandex.ru
[4]A&M Texas University, College Station, USA, a.yu.stepanova@gmail.com
[5]Turgenev Orel State University, Orel, olrudenko2011@yandex.ru

The lithological composition and macro-/microfossils were analyzed in four marine sediment cores, 2 from the Eurasian (Lomonosov Ridge, Geophysicists' spur) and 2 from the Amerasian (Mendeleev Ridge) basins of the Arctic Ocean. Stratigraphic subdivision of the cores is based on the downcore variability in ice- and iceberg-rafted debris (IRD) from the fraction> 500 µm, petrographic composition of lithic fragments, total abundance and species composition of planktonic and benthic foraminifera, ostracods, macrofossils, and aquatic palynomorphs, and comparison of the obtained results with available published data. Significant differences between the studied regions were revealed in the degree of preservation of calcareous microfossils, the number and amplitude of IRD peaks, sedimentation rates, and the manifestation of glacial-interglacial cyclicity.

Key words: stratigraphy, paleogeography, Pleistocene, Arctic Basin, Lomonosov Ridge, Mendeleev Ridge, lithology, ice- and iceberg-rafted debris, foraminifers, ostracods, aquatic palynomorphs.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-402

Введение. Четвертичные осадки Арктического бассейна содержат данные об изменениях ледового покрова и биопродуктивности, а также о вариациях размеров ледниковых щитов на окружающих континентах и связанных с ними флуктуациях уровня моря и водообмене с соседними океанами (Stein et al., 2010; Polyak et al., 2010, 2013; Jakobsson et al., 2014; Marzen et al., 2016). За два последних десятилетия получены новые данные по стратиграфическому подразделению осадочной толщи океана, что стало возможным благодаря единственному глубоководному бурению на хребте Ломоносова в 2004 г. и комплексному исследованию колонок морских осадков длиной до 10 метров из различных частей океана (Jakobsson et al., 2001, Spielhagen et al., 2004; Backman et al., 2004; Polyak et al., 2004, 2009, 2013; Stein et al., 2010; Hanslik, 2011; Крылов и др., 2011; Cronin et al., 2013, 2014; Dipre et al., 2018; и многие другие). Тем не менее, остается множество нерешенных проблем, таких как оценка возраста осадков, скоростей осадконакопления и особенностей проявления ледниково-межледниковой периодичности в разных частях океана. Дискуссионной проблемой долгое время являлось наличие двух возрастных моделей, «древней» (“sediment-starved” по Backman et al., 2004) и «молодой». Модели подразумевают разные средние скорости осадконакопления для колонок морских осадков Арктики, прежде всего, в зависимости от интерпретации и возрастной привязки палеомагнитных данных. При этом принимаются во внимание положение колонки в зависимости от глубины моря и близости к берегу, характер ледового покрова и течений, неравномерность скоростей седиментации во времени и возможные перерывы в осадконакоплении в определенные эпохи. За последнее время получено много данных, свидетельствующих об относительно высоких средних скоростях осадконакоплений до нескольких см в тыс. лет, прежде всего, в евразийской части Арктического бассейна, в его амеразийской части они обычно ниже. Изучение физических свойств осадков большого числа колонок позволило Sellén et al. (2010) выделить шесть географических областей в пределах Арктического бассейна со специфической литостратиграфией, так называемой “composite stratigraphy”. В то же время, палеомагнитные и изотопные данные для колонок плейстоценовых осадков иногда интерпретируются в рамках «древней» модели, подразумевающей низкие средние скорости осадконакопления менее 1 мм/тыс. лет и возрастную привязку основного события изменения направления остаточной намагниченности к границе Брюнес-Матуяма (Not, Hillaire-Marcell, 2010; Piskarev, Elkina, 2017). В силу больших временных и пространственных различий в характере осадконакопления, любое региональное исследование представляет несомненный интерес.

Результаты и выводы. В данной работе кратко представлены результаты детального изучения литологических особенностей и состава микрофоссилий из 4-х колонок, двух с хребта Ломоносова (евразийская Арктика) и двух с хребта Менделеева (амеразийская Арктика) (табл. 1). Подробное описание результатов содержится в предыдущих публикациях авторов (Талденкова и др., 2009, 2016, 2020; Николаев и др., 2013; Гусев и др., 2012, 2017).

Табл. 1

Характеристики исследованных колонок

станция	широта	долгота	глубина моря, м	длина керна, см
АЛР-26С, хр. Ломоносова	80°48,841 с.ш.	140°34,739 в.д.	1359	940
АЛР-15С, отрог Геофизиков	83°09,88 с.ш.	156°19,45 в.д.	2500	796
AF-0731, хр. Менделеева	78°37,49' с.ш.	171°56,52' з.д.	2280	355
KD-12-03, хр. Менделеева	79°25,75' с.ш.	171°55,08' з.д	2200	575

Исследовались вес. % содержание фракции >63 мкм, содержание материала ледового/айсбергового разноса (IRD) из фракции >500 мкм и петрографический состав обломков, численность и видовой состава планктонных и бентосных фораминифер, остракод, макрофоссилий и водных палиноморф. Совокупность этих данных и их корреляция с известными стратиграфическими реперами позволили провести стратиграфическое подразделение колонок, а на его основе реконструировать некоторые особенности природной среды прошлых ледниковых и межледниковых эпох, а также переходных периодов ледниковых терминаций. Наибольший интерес представляет колонка KD12-03-10C с восточного склона хребта Менделеева (табл. 1), которая является одной из немногих колонок, охватывающих весь неоплейстоцен, тогда как большинство неглубоких колонок (как и три остальные изученные нами колонки) не вскрывают осадки древнее морской изотопной стадии (МИС) 7-9. Уникальность исследованной колонки состоит в том, что она содержит карбонатные микрофоссилии хорошей сохранности по всей длине осадочной толщи. Подобных колонок с хорошей сохранностью карбонатных микрофоссилий древнее стадий МИС 7-9, когда произошел переход от преимущественно карбонатных бентосных фораминифер к агглютинированным, в Арктике крайне мало.

Осадки исследованных колонок из района приевразийской части хребта Ломоносова не содержат карбонатных микрофоссилий. Пики численности агглютинированных фораминифер в колонке АЛР07-26С с вершины хребта Ломоносова, в основном, совпадают с пиками IRD возрастом морских изотопных стадий (МИС) 1/2, 3/4, 4/5 и 5/6 (максимальный пик). Ниже 400 см и до основания колонки (930 см) вариации количества IRD и численности агглютинированных фораминифер существенно сглажены. Средние скорости седиментации для верхней части разреза оцениваются в ~3 см/10^3 лет, а экстраполированный возраст основания колонки полагается примерно равным МИС 9. Отсутствие карбонатных микрофоссилий в осадках исследованной колонки, соответствующих МИС 1–6, отличает ее от колонок из центральной части хр. Ломоносова и районов, прилегающих к Гренландии. Возможно, это свидетельствует о менее сплоченном ледовом покрове и более высокой продуктивности в приевразийской части хребта Ломоносова, в том числе за счет притока трансформированных атлантических вод, что приводило к растворению карбонатных раковин.

Осадки колонок с хребта Менделеева, расположенные в районе круговорота Бофорта со сплоченным ледовым покровом, содержат многочисленные карбонатные фоссилии, особенно в период МИС 1-11, благодаря чему ледниково-межледниковая цикличность выражена в чередовании пиков IRD, приуроченных к оледенениям и ледниковым терминациям, и пиков содержания планктонных и бентосных фоссилий, соответствующих межледниковьям и межстадиалам. Согласно комплексу полученных данных, возраст основания самой длинной по временному охвату колонки KD12-03-10C оценивается как МИС 19. Скорости осадконакопления существенно ниже, чем в колонках с хребта Ломоносова, и составляют в среднем 1.5 см/10^3 лет для района колонки AF07-31, и 0.7 см/10^3 лет для более удаленного от берега района, в котором расположена колонка KD12-03-10C. В колонке KD12-03-10C выделено 9 пиков содержания IRD возрастом МИС 15/16-16, МИС 11/12-12, МИС 9/10-10, два пика в пределах МИС 7-8, МИС 5/6-6, МИС 5d, МИС 3/4-4 и МИС 1/2. В колонке AF-0731 выделены 5 верхних пиков IRD, от МИС 1/2 до МИС 7. Растворение карбонатных остатков, присутствие агглютинированных форминифер в «доледниковый» период МИС 16-19 указывает на преобладание сезонного ледового покрова и высокую биопродуктивность. Увеличение вверх по разрезу содержания карбонатов в составе обломков после МИС 12 свидетельствует о росте поставок материала Лаврентийским щитом из Канадской Арктики вследствие прогрессирующей экзарации, растущего похолодания и усиления круговорота Бофорта. Основные пики численности микро- и макрофоссилий приурочены к межледниковьям стадий МИС 11, МИС 5а, МИС 5с, МИС 1-3. Слабая «выраженность» межледниковья МИС 5е связывается с влиянием притока талых вод и вызванной ими стратификации поверхностных вод после таяния обширных ледниковых щитов и шельфовых ледников стадии МИС 6. Важным стратиграфическим репером является интервал межледниковья МИС 11. Высокая численность всех фоссилий, доминирование субполярного симбионтсодержащего вида планктонных фораминифер *Turborotalita egelida* и других субполярных видов среди планктонных фораминифер, обилие шельфовых видов бентосных фораминифер и остракод, крайне низкое количество IRD свидетельствуют о сокращенном ледовом покрове, высокой биопродуктивности и, вероятно, значительном влиянии тихоокеанских вод. После МИС 11 наблюдается направленное похолодание, приведшее к развитию многолетнего ледового покрова после МИС 7, и усилению контрастности климатических колебаний.

ЛИТЕРАТУРА

Гусев Е.А., Кузнецов А.Б., Талденкова Е.Е. и др. Скорость и условия осадконакопления позднекайнозойских осадков поднятия Менделеева: Sr-изотопная и $\delta^{18}O$-хемостратиграфия // ДАН. 2017. Т. 473. № 3. С. 336–340.

Гусев Е.А., Максимов Ф.Е., Новихина Е.С. и др. К вопросу о стратиграфии донных осадков поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) // Вестник СПбГУ. 2012. Сер. 7. Вып. 4. С. 102–115.

Крылов А.А., Шилов В.В., Андреева И.А., Миролюбова Е.С. Стратиграфия и условия накопления верхнечетвертичных осадков северной части поднятия Менделеева (Амеразийский бассейн Северного Ледовитого океана) // Пробл. Арктики и Антарктики. 2011. № 2. С. 7–22.

Николаев С.Д., Талденкова Е.Е., Рекант П.В. и др. Палеогеография приевразийской части подводного хребта Ломоносова в неоплейстоцене // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 2013. № 5. С. 51–59.

Талденкова Е.Е., Николаев С.Д., Гусев Е.А. и др. Некоторые аспекты стратиграфии и палеогеографии евразийской и амеразийской Арктики в плейстоцене по литологическим и микропалеонтологическим данным // Актуальные проблемы палеогеографии плейстоцена. Научные достижения Школы академика К.К. Маркова / Под ред. Т.А. Яниной. М.: Географ. ф-тет МГУ, 2020. С. 226–278.

Талденкова Е.Е., Николаев С.Д., Рекант П.В. и др. Палеогеография хребта Ломоносова (Северный Ледовитый океан) в плейстоцене: литология осадков и микрофауна // Вестник МГУ. Сер. 5. Геогр. 2009. № 4. С. 45−54.

Талденкова Е.Е., Николаев С.Д., Степанова А.Ю. и др. Стратиграфия и палеогеография Амеразийского бассейна Арктики в неоплейстоцене по литологическим и палеонтологическим данным // Вестник МГУ. Сер. геогр. 2016. № 6. С. 3–17.

Backman J., Jakobsson M., Løvlie R. et al. Is the central Arctic Ocean a sediment starved basin? // Quat. Sci. Rev. 2004. V. 23. P. 1435–1454.

Cronin T.M., DeNinno L.H., Polyak L. et al. Quaternary ostracod and foraminiferal biostratigraphy and paleoceanography in the western Arctic Ocean // Mar. Micropal. 2014. V. 111. P. 118–133.

Cronin T.M., Polyak L., Reed D. et al. A 600-ka Arctic sea-ice record from Mendeleev Ridge based on ostracodes // Quat. Sci. Rev. 2013. V. 79. P. 157–167.

Dipre G.R., Polyak L., Kuznetsov A.B. et al. Plio-Pleistocene sedimentary record from the Northwind Ridge: new insides into paleoclimatic evolution of the western Arctic Ocean for the last 5 Ma // Arktos. 2018. 4 (1), [24]. Doi: 10.1007/s41063-018-0054-y.

Hanslik D. Late Quaternary biostratigraphy and paleoceanography of the central Arctic Ocean. PhD Thesis, Stockholm University, 2011. 32 p.

Jakobsson M., Andreassen K., Bjarnadóttir L.R. et al. Arctic Ocean glacial history // Quat. Sci. Rev. 2014. V. 92. P. 40–67.

Jakobsson M., Løvlie R., Arnold E.M. et al. Pleistocene stratigraphy and paleoenvironmental variation from Lomonosov Ridge sediments, central Arctic Ocean // Glob. Planet. Change. 2001. V. 31. P. 1–22.

Marzen R., DeNinno L.H., Cronin T.M. Calcareous microfossil-based orbital cyclostratigraphy in the Arctic Ocean // Quat. Sci. Rev. 2016. V. 149. P. 109–121.

Not C., Hillaire-Marcell C. Time constraints from 230^{Th} and 231Pa data in late Quaternary, low sedimentation rate sequences from the Arctic Ocean: An example from the northern Mendeleev Ridge // Quat. Sci. Rev. 2010. V. 29. P. 3665–3675.

Piskarev A., Elkina D. Giant caldera in the Arctic Ocean: evidence of the catastrophic eruptive event // Scientific Reports. 2017. 7:46248. Doi:10.1038/srep46248.

Polyak L., Alley R., Andrews J.T. et al. History of sea ice in the Arctic // Quat. Sci. Rev. 2010. V. 29. P. 1757−1778.

Polyak L., Best K.M., Crawford K.A. et al. Quaternary history of sea ice in the western Arctic based on foraminifera // Quat. Sci. Rev. 2013. V. 79. P. 145–156.

Polyak L., Bischof J., Ortiz J. et al. Late Quaternary stratigraphy and sedimentation patterns in the western Arctic Ocean // Glob. Planet. Change. 2009. V. 68. P. 5–17.

Polyak L., Curry W.B., Darby D.A. et al. Contrasting glacial/interglacial regimes in the western Arctic Ocean as exemplified by a sedimentary record from the Mendeleev Ridge // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2004. V. 203. P. 73−93.

Sellén E., O’Regan M., Jakobsson M. Spatial and temporal Arctic Ocean depositional regimes: a key to the evolution of ice drift and current patterns // Quat. Sci. Rev. 2010. V. 29. P. 3644–3664.

Spielhagen R.F., Baumann K.-H., Erlenkeuser H. et al. Arctic Ocean deep-sea record of northern Eurasian ice sheet history // Quat. Sci. Rev. 2004. V. 23. P. 1455−1483.

Stein R., Matthiessen J., Niessen F. et al. Towards a better (litho-) stratigraphy and reconstruction of Quaternary paleoenvironment in the Amerasian Basin (Arctic Ocean) // Polarforschung. 2010. V. 79. No 2. P. 97–121.

УДК 911.5

УСЛОВИЯ И ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЛЕССОВО-ПОЧВЕННЫХ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЕЙ НА ТЕРРИТОРИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ (ДАРХАНСКО-СЕЛЕНГИНСКИЙ РАЙОН)

С.Н. Тимирева[1], Ю.М. Кононов[1], С.Н. Сычева[1], О.С. Хохлова[2], А.Н. Симакова[3], Ochirbat Batkhishig[4], Ganbat Byambaa[4], К.Г. Филиппова[1]

[1]Институт географии РАН, Москва, Россия, stimireva@mail.ru
[2]Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Пущино, Россия, olga_004@rambler.ru
[3]Геологический институт РАН, Москва, Россия, simak2001@mail.ru
[4]Институт географии и геоэкологии МАН, Улан-Батор, Монголия, batkhishig@gmail.com

На основе комплексного изучения рыхлых отложений и семнадцати дат AMS ^{14}C двух разрезов в бассейне р. Орхон, были реконструированы ландшафтно-климатические изменения за последние ˜14000 кал. л. на севере Монголии. Разрез Орхон находится непосредственно у русла реки, недалеко от горного массива, в то время как, разрез Дархан – в овраге, прорезающим поверхность террасы, на некотором удалении от реки и гор. Оба разреза имеют сложную почвенно-седиментационную последовательность с несколькими разновозрастными палеопочвами, разделенными наносами разного генезиса, преимущественно эолового и флювиального. Погребенные почвы образовывались в периоды замедления скоростей рельефообразования, отражая наиболее благоприятные биоклиматические условия. Разделяющие почвы наносы отражают фазы ухудшения этих условий вследствие учащения засух и усиления эоловых процессов, со спорадичными и катастрофическими ливнями (горизонтально- и линзовидно-слоистые толщи с большим количеством щебня и гравия). По полученным данным, в позднеледниковье сформировалась палеопочва, профиль которой свидетельствует о гумидном почвообразовании. По палинологическим данным установлено, что в это время здесь были широко развиты луговые растительные группировки. В раннем голоцене фиксируется один этап оптимальных условий благоприятных для развития почв на Севере Монголии. В среднем голоцене их больше: не менее трех. В позднем голоцене задокументированы два этапа развития почв, как периодов повышения увлажненности климата. В раннем голоцене на севере Монголии существовали более гумидные лесостепные условия, сменившиеся степными в среднем голоцене. В палиноспектрах среднеголоценовых почв отмечается расширение ареалов лесной растительности (сосновых лесов), вероятно, на северных склонах. В позднем голоцене восстановлен период гумидизации климата, когда господствовали луговые степи.

Ключевые слова: изменения ландшафта и климата, лессы, палеопочвы, осадконакопление, позднеледниковье, голоцен, Монголия.

CONDITIONS AND TIME OF FORMATION OF LOESS-SOIL DEPOSITS IN THE CENTRAL PART OF NORTHERN MONGOLIA (DARKHANSK-SELENGINSKY DISTRICT)

S.N. Timireva[1], Y.M. Kononov[1], S.A. Sycheva[1], O.S. Khokhlova[2], A.N. Simakova[3], Ochirbat Batkhishig[4], Ganbat Byambaa[4], K.G. Filippova[1]

[1]Institute of Geography, RAS, Moscow, Russia, stimireva@mail.ru
[2]Institute of Physicochemical and Biological Problems of Soil Science, RAS, Pushchino, Russia, olga_004@rambler.ru
[3]Geological Institute, RAS, Moscow, Russia, simak2001@mail.ru
[4]Institute of Geography and Geoecology, MAS, Ulaanbaatar, Mongolia, batkhishig@gmail.com

A study of landscape and climate changes over the last 14000 cal year BP in Northern Mongolia is presented in the paper, based on a comprehensive analysis of friable sediments and seventeen AMS ^{14}C dates from two sections in the Orkhon River basin. The Orkhon section is located directly at the riverbed, not far from the mountain range, while the Darkhan section is located in a ravine that cuts the terrace surface, at a distance from the river and mountains. Both sections have a thick soil-sediment sequence with several heterochronous paleosols separated by sediments of varying genesis (mainly aeolian and fluvial). The paleosols were formed during periods of slow relief transformation, reflecting the most optimal bioclimatic conditions. The interlaying sediments display the phases of soil degradation due to frequent droughts and increased aeolian processes, with sporadic and catastrophic rainfalls (horizontally and lenticularly layered strata with a large amount of detritus and gravel). According to our data, the soil profile that was formed in the Late glacial period is characterized by a humid type of soil formation, and according to palynological data, meadow vegetation was widespread. In the Early Holocene, there was one stage of optimal conditions proper for soil development in Northern Mongolia. In the Middle Holocene, there are at least three stages. Finally, there were two stages with increased climate humidity in the Late Holocene. In the Early Holocene, Northern Mongolia had more humid forest-steppe conditions, which were replaced by steppe conditions in the Middle Holocene. An expansion of forest vegetation (pine forests), probably on the northern slopes, is noted in the pollen spectra of Middle Holocene soils.

Key words: Landscape and climate changes, Loess, Paleosol, Sedimentation, Late Glacial, Holocene, Mongolia.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-407

Исследования проводились в северной части Монголии в пределах Байкало-Улан-Баторского лессового коридора, где преобладают мощные эоловые отложения. Район представляет собой пролювиально-аллювиальную равнину, окруженную невысокими горами Бурэнгийн – Нуру, которые сложены в основном гранитами и кристаллическими сланцами.

Объектами полевых исследований были два разреза лессово-почвенных отложений. Один из них расположен в обрыве первой надпойменной террасы левого берега реки Орхон, примерно в 150 км южнее ее впадения в реку Селенгу. Второй разрез, вскрыт в борту оврага, прорезающего поверхность первой надпойменной террасы р. Хара-Гол – правого притока р. Орхон, вблизи южной окраины г. Дархан. Разрез Дархан расположен на расстоянии около 60 км к северо-востоку от разреза Орхон.

В 7-метровой толще берегового обрыва разрезом Орхон вскрыт комплекс континентальных отложений. В разрезе отмечено 5 погребенных почв (PS), разделенных лессами и/или песчано-гравийными отложениями. Для разреза Орхон было получено 13 AMS дат. В исследуемых образцах радиоуглеродной возраст варьирует от 13969 кал. л. н. до 1284 кал. л. н.

В основании разреза Дархан, вскрытом в овраге, под почвенно-седиментационной свитой залегают облессованные пески (супеси). Под ними залегает слоистый, тонкозернистый песок – это перигляциальный аллювий старичной фации первой надпойменной террасы. Выше отложения четырехметрового разреза Дархан представлены преимущественно слоями песков, чередующихся с тремя палеопочвами супесчаного состава: PS1, PS2 и PS3. Для разреза Дархан были получены 4 AMS даты. Радиоуглеродный возраст разреза составил от 9004 тыс. кал. л. н. до 672 кал.л.н.

На основе полевых и лабораторных исследований, включающих: полевое морфологическое описание разрезов, измерение магнитной восприимчивости, гранулометрический анализ, определение потерь при прокаливании, радиоуглеродное датирование, спорово-пыльцевой и микроморфологический анализ из основных горизонтов почв, лессов и других отложений установлено, что строение разреза Орхон состоит из трех основных пачек: нижней – лессовидной с двумя палеопочвами, средней – опесчаненной и слоистой с тремя палеопочвами и верхней – наиболее мощной песчанистой, не содержащей погребенных почв. Все палеопочвы – черноземовидные с разной степенью развития и сохранности. Для них характерно увеличение содержания гумуса и карбонатов, величины магнитной восприимчивости по сравнению с вмещающими породами, а также увеличения содержания алеврита и физической глины. Архив разреза Дархан более простой и неполный. Здесь зафиксированы три палеопочвы, разделенные преимущественно песчаными наносами эолового генезиса. Тем не менее, дополняя друг друга, разрезы Орхон и Дархан представляет собой полную, непрерывную и довольно детальную последовательность голоценовых палеопочв, эоловых и флювиальных отложений. Полученные радиоуглеродные данные свидетельствуют о том, что с конца позднеледниковья здесь образовались шесть почв: пять погребенных и современная. Это означает, что на протяжении голоцена, по крайней мере, шесть раз динамика геоморфологических процессов в этом районе замедлялась, дневная поверхность стабилизировалась, а климатические условия становились благоприятными для развития растительности. В такие периоды доминировали степные и полупустынные ландшафты. Незначительное расширение ареалов лесной растительности, в основном сосновых лесов отмечается в периоды формирования верхних палеопочв (PS1 и PS2 разреза Орхон), в спектрах которых также фиксируется максимальные количества почвенных грибов. В засушливые периоды, когда накапливались лессы и пески, доминировали полупустынные ландшафты. Споры Selaginella sanguinolenta подтверждают участие в ландшафте каменистых степей и щебнистых почв.

Позднеледниковье – ранний голоцен (14–8.5 тыс. кал. л. н.)

Данные AMS датирования самого нижнего слоя разреза Орхон, по-видимому, связаны с органическими соединениями, созданными в процессе почвообразования в аллередское потепление (13900 кал. л.н.). Нижняя почва разреза Орхон (PS5) имеет черноземно-луговой генезис, она оглеенная с мерзлотными трещинами, карбонатная, в кровле с прослоем угля. Ведущие процессы ее образования – накопление органического вещества, деятельность мезофауны хорошо выражена, но заметны и признаки временного переувлажнения и контрастного иссушения почвенного профиля. Это свидетельствует об относительно гумидном почвообразовании.

Почва PS5 Орхон в отличие от других почв формировалась на слоистых, вероятно, аллювиальных наносах. Микростроение подтверждает ее недавний выход из-под влияния паводков и грунтовых вод. Материал почвообразующей породы – тонкодисперсный, обогащенный карбонатами, поэтому обнаружение признаков переувлажнения и оглеения в нем было несколько затруднено. Но они проявляются отчетливо по различию окраски различных микрозон в шлифе, сделанном из образца этой почвы.

Согласно исследованиям Ryzhov et al. (2016), выполненным на серии разрезов расположенных в российской части Селенгинского речного бассейна (к северу от района наших исследований) в позднеледниковый период выделяются три фазы педогенеза (14,5–14,1; 14–13,3 и 13–12,6 тыс. кал. л. н.) и соответствующие им стадии потепления и увлажнения климата. В связи с этим мы можем допустить, что отложения нижней части разреза Орхон содержат следы почвенных процессов, соответствующих второй фазе педогенеза выделенной нашими коллегами.

Исходя из радиоуглеродных дат, в раннем голоцене сформировалась палеопочва PS4 Орхон и кротовинно-карбонатный горизонт нижнего педолитокомплекса в разрезе Дархан, причем основной этап их образования пришелся, по-видимому, на бореальное потепление. Относительно высокое содержание органики и карбонатов PS4, свидетельствует о черноземном типе почвообразования. Также PS4 Орхон содержит слабые признаки передвижения тонкодисперсного материала (его вокругскелетная ориентировка). Возможно, это следствие краткого поселения леса на этом участке. Здесь есть угли с выраженным клеточным строением, что характерно для древесных углей.

По результатам спорово-пыльцевого анализа установлено, что луговые растительные группировки были широко развиты во время формирования палеопочвы PS5. Затем в процессе аридизации климата стали развиваться степные ценозы. Почва PS4 формировалась в условиях доминирования степных ландшафтов.

Средний голоцен (8.5–3.0 тыс. кал. л. н.)

Почвы среднего голоцена PS3, PS2 и PS1 разреза Орхон и почвы PS3/2 и PS2 разреза Дархан сформировались в самом начале и середине атлантического периода, соответственно. Они содержат наименьшее количество органики, показатель засоленности увеличен, что связано с более засушливыми климатическими условиями (даже в оптимальные периоды) по сравнению с ранним голоценом.

PS3 разреза Орхон образовалась в первую половину среднего голоцена – в начале атлантического периода, палеопочва PS2 – в его конце. Палеопочвы PS4 и PS3 разделяет полутораметровая пачка песков и облессованной супеси. В ней появляются явные признаки перекристаллизации литогенного известняка и образования вторичного кальцита in situ. Это означает, что климат становится суше. И в слое 13, разделяющем PS4 и PS3, и в почве PS3 становится заметно больше углистых частиц именно травянистой растительности (недифференцированных, очень мелких, истертых, иногда залегают прослойками).

С палеопочвой PS2 связана смена источника поступления лессового материала (помимо кварца и полевых шпатов появляются зеленоокрашенные минералы и обломки эффузивов, размер минеральных частиц очень разный и контрастный), в ней опять видны признаки гумидного почвообразования: не происходит инситной перекристаллизации карбонатов, обнаруживается множество пятен оксидов железа, деятельность биоты снижается, фиксируются зерна первичных минералов без покровов в порах – признаки процессов элювиирования (оподзоливания). Углистых частиц заметно меньше, чем в вышележащей пачке.

В самом конце среднего голоцена сформировалась PS1 разреза Орхон – наиболее гумусированная и полно развитая черноземная палеопочва с профилем Ah-AB-BC. Вверх по простиранию эта почва спорадически эксгумирована, подходит близко к дневной поверхности и даже выходит на поверхность террасы. PS1 Орхон имеет типичные для черноземной микропризнаки: активная деятельность мезофауны, оструктуренность, обогащенность растительными остатками и аморфным органическим веществом верхнего горизонта и наличие карбонатных аккумуляций в средней части профиля. Но вместе с тем, наличие специфических форм карбонатных аккумуляций, а именно фитоморфоз карбонатов по растительным остаткам (Bronnikova et al., 2010; Golubtsov et al., 2021) позволяет сделать вывод о длительном сезонном промерзании во время формирования этой почвы.

PS2 разреза Дархан – луговая, богатая органическим веществом, здесь отчасти сохраняются вторичные карбонатные аккумуляции, и хорошо видны признаки перемещения оксидов железа и тонкодисперсного материала (тонкие пленки железисто-глинистого состава на зернах минерального скелета).

В палиноспектрах среднеголоценовых почв возрастает количество пыльцы древесных (*Pinus*) и кустарниковых (*Ephedra*) растений. Расширение ареалов лесной растительности в горах отмечается в палинокомплексе IV (PS2).

Поздний голоцен (3.0–0 тыс. кал. л. н.)

Для позднего голоцена характерны наиболее благоприятные условия (более гумидные), которые зафиксированы только в PS1 Дархан. В структуре этой палеопочвы присутствуют пленки железисто-глинистые тонкие и прерывистые на зернах минерального скелета, но почва резко обедняется биогенными признаками.

В современной почве очень хорошо выражены биогенные признаки, имеются редко встречающиеся фитоморфные карбонатные новообразования, характерные для длительно сезонно-промерзающих почв.

Палинологические спектры указывают на расширение степных растительных ассоциаций. В то же время на более высоких уровнях, возможно, произрастали хвойные леса, а низкие гипсометрические уровни были покрыты степной растительностью.

В палиноспектре нижней части современной почвы сокращается количество сосен. Доминирует пыльца ивы. Ландшафты были покрыты луговой растительностью. По берегам реки и в пойме существовали ивовые заросли. В самой верхней части современной почвы в палиноспектре возрастает количество Asteraceae, т.е. луговая растительность преобладала.

Перекрывающая метровая толща песков отражает современный этап усиления эоловых процессов, связанных с антропогенной эрозией. Результаты радиоуглеродного датирования свидетельствует, что наиболее выраженный период эолизации начался после формирования палеопочвы PS1 Дархан, а именно, в последние 600–650 лет.

Таким образом, почвообразование, которое протекало в относительно влажные периоды, чередовалось с аридными интервалами, во время которых активизировались эоловые процессы. Наиболее интенсивно они проявились во второй половине позднего голоцена и, возможно, связаны также с усилением влияния антропогенного фактора.

По палинологическим данным установлено, что от позднеледниковья до позднего голоцена преобладали открытые степные и полупустынные ландшафты. В среднем голоцене отмечается незначительное расширение ареалов лесной растительности, в основном сосновых лесов.

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ №18-55-91010 и по теме госзадания ИГРАН 0148-2019-0005. Микроморфологические исследования выполнены на оборудовании ЦКП ИФХиБПП РАН в рамках выполнения госзадания № 0191-2019-0046.

ЛИТЕРАТУРА

Bronnikova M.A., Panin A.V., Turova I.V. et al. Cryo-Geomorphological Evolution of Soils on Islands of Terekhol Lake, Tyva, Southern Siberia // Eurasian Soil Science. 2010. V. 43. No 13. P. 1503–1514.

Golubtsov V., Bronnikova M., Khokhlova O. et al. Morphological and isotopic study of pedogenic carbonate coatings from steppe and forest-steppe areas of Baikal region, South-Eastern Siberia // Catena. 2021. 196. 104817. https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104817

Ryzhov Y.V., Golubtsov V.A., Kobylkin D.V., Snytko V.A. New data on sedimentation and pedogenesis in the Selenga Midland (western Transbaikalia) during Late Glacial and Holocene // Dokl. Earth Sciences. 2016. V. 467. Iss. 2. P. 376–379.

УДК 563.12

НОВЫЕ НАХОДКИ ФОРАМИНИФЕР В ТАВДИНСКОЙ СВИТЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Я.С. Трубин

Тюменский государственный университет, Тюмень, iyr-2009@mail.ru

В работе приведены сведения о составе и структуре комплекса фораминифер тавдинской свиты по материалам скважины, пробуренной на Кыштырлинском месторождении керамзитовых глин. На основании анализа комплекса фораминифер разрешаются некоторые вопросы палеоэкологии Тавдинского моря, в частности вопросы касающиеся его солености.

Ключевые слова: тавдинская свита, Западная Сибирь, фораминиферы, палеоэкология.

NEW FINDINGS OF FORAMINIFERA FROM THE TAVDA FORMATION OF THE WESTERN SIBERIA

Ya.S. Trubin

University of Tyumen, Tyumen, iyr-2009@mail.ru

The paper provides information on the composition and structure of the foraminiferal assemblage from a well drilled at the Kyshtyrlinskoye deposit. The well was drilled in Tavda formation. The result of assemblage analysis solves paleoecological issues of Tavda basin, in particular, salinity basin.

Key words: Tavda formation, Western Siberia, foraminifera, paleoecology.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-412

Тавдинская свита широко распространена в пределах Западно-Сибирской низменности. Впервые она выделена А.К. Богдановичем в 1944 году и именовалась, как «тавдинские слои» по обнажению возле г. Тавда в Свердловской области (Ростовцев, 1955). Окончательно в унифицированной стратиграфической схеме Западной Сибири, в качестве самостоятельного стратиграфического подразделения, тавдинская свита утверждена на четвертом межведомственном региональном стратиграфическом совещании в 1976 году (Решение…, 1981). Ранее эти отложения входили в состав чеганской свиты, стратотип которой располагается в северном Устюрте (Вялов, 1930). До начала полномасштабных геологоразведочных работ XX века на территории Западной Сибири тавдинская свита выделялась под названием «надопоковая толща» (Карпинский, 1883).

В литологическом отношении тавдинская свита сложена преимущественно полиминеральными сине-зелеными глинами морского генезиса в разной степени алевритистыми (Смирнов и др., 2019). Их формирование связано с завершающей стадией эволюции морского Западно-Сибирского бассейна, который на тот момент сообщался с мировым океаном через Тургайский пролив (Васильева, 2018). В стратиграфическом отношении согласно принятой схеме (Унифицированная…, 2001) тавдинская свита относится к бартонскому и приабонскому ярусам. В ее объеме выделяется две зоны по бентосным фораминиферам: нижняя (бартонский ярус) – Haplophragmoides, Gaudryina, которая соответствует зоне Subbotina turcmenica по планктонным фораминиферам, и верхняя (приабонский ярус) – Cribroelphidium rischtanicum, для которой зона по планктонным фораминиферам не выделяется (Унифицированная…, 2001). Однако положение и объем тавдинской свиты в общей стратиграфической шкале являются предметами достаточно острой дискуссии. В.М. Подобина относит тавдинскую свиту к рюпельскому ярусу и выделяет в ее объеме зону Cibicidoides pseudoungerianus, Evolutononion decoratum (Подобина, 1998, 2009) на основании находок олигоценовых фораминифер характерных для Северной Европы, Северной Америки и Атлантики (Подобина, 2020). По результатам изучения диноцист О.Н. Васильева (2018) относит тавдинскую свиту к лютетскому и бартонскому ярусам. Такое противоречие в интерпретации биостратиграфической информации связано с эндемизмом ископаемой фауны и микрофитофоссилий Западной Сибири, высокой степенью удаленности региона от стратотипов ярусов, располагающихся в Европе (Gradstein et al., 2020), и приуроченности находок ископаемых к разным фациям. Кроме того, палеоэкологические условия в различных секторах Западно-Сибирских бассейнов остаются не ясными (Ахметьева, 2004; Popov et al., 2019). Для разрешения вопросов палеоэкологии возникает потребность в привлечении данных по микрофауне, имеющей высокое палеоиндикационное значение – фораминиферы. Целью настоящей работы является выявление особенностей состава и структуры комплекса фораминифер тавдинской свиты Западной Сибири по новым данным.

Материалами для проведения исследований послужил керн скважины, пробуренной в 2018 году на Кыштырлинском месторождении керамзитовых глин (рис. 1). Месторождение располагается в 33 км к югу от г. Тюмень. Глубина скважины составила 60 метров. Отбор проб для микрофаунистических исследований проводился с интервалом 1 м и весом до 200 г. Лабораторная обработка проб осуществлялась по стандартной методике (Практическое…, 2005). Расчет относительной численности выполнен суммарно для всех раковин из интервала 22–60 м, чтоб учесть акцессорные виды, которые не встречаются во всех интервалах.

В составе изученного комплекса доминирует вид *Quinqueloculina eoselene* Putrja (58%), а также представители семейства Elphidiidae – виды *Cribroelphidium rischtanicum* (N. Bykova) (19%) и *C. differensapertio* Uschakova (11%). Доминирование вида *C. rischtanicum* и присутствие в акцессорных количествах бентосных фораминифер *Donsissonia laxata* Podobina, *Cibicidoides borislavensis* Aisenstat и *Evolutononion decoratum* (Cushman et McGlamery) (рис. 2) является характерным признаком зоны Cribroelphidium

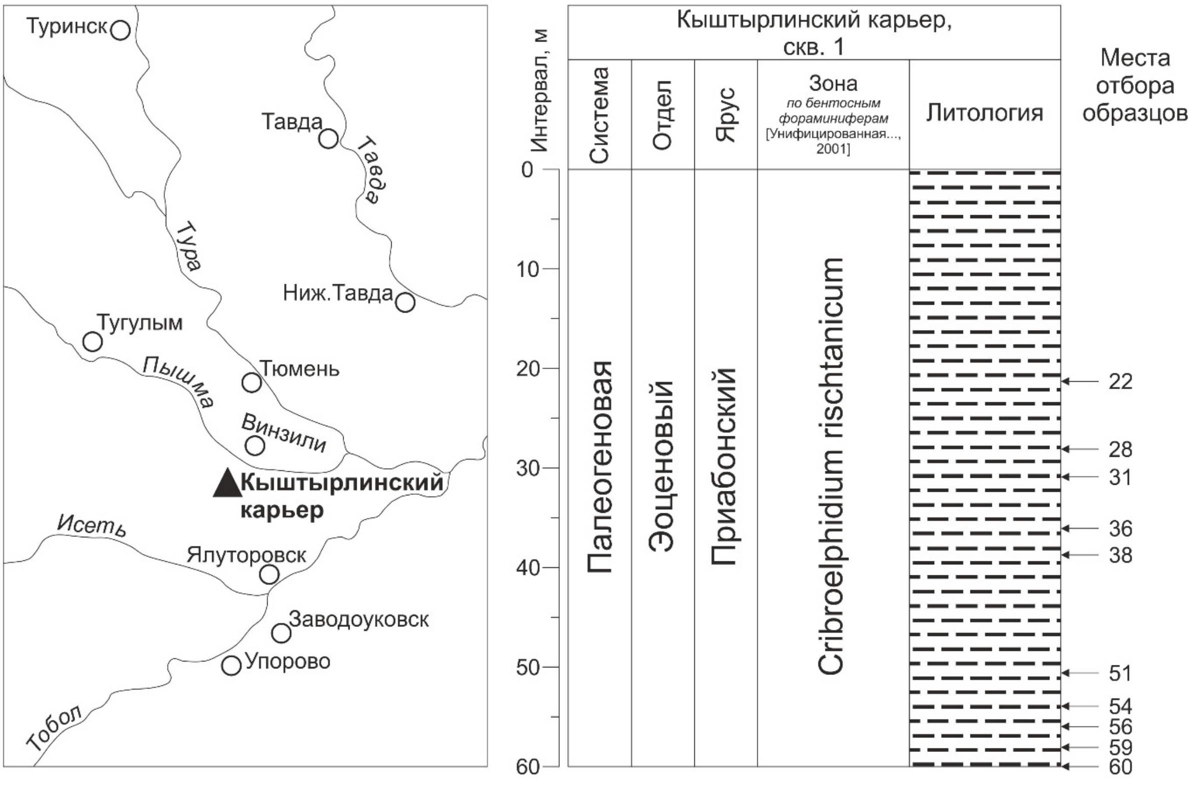


Рис. 1. Местоположение Кыштырлинского карьера и места отбора образцов.

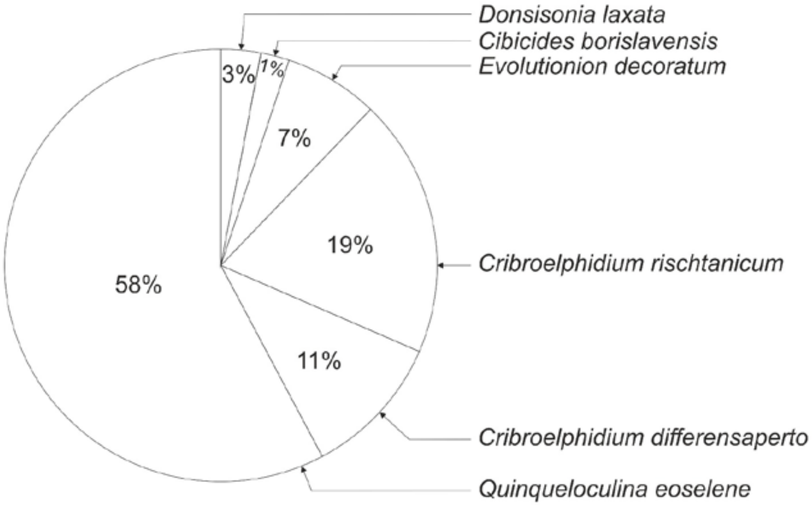


Рис. 2. Относительная численность фораминифер тавдинской свиты из скважины, пробуренной на Кыштырлинском месторождении керамзитовых глин.

rischtanicum, которая согласно принятой стратиграфической схеме (Унифицированная…, 2001) отвечает фораминиферовой зоне Globigerinatheka tropicalis стратотипического разреза субтропической области и соответствует бартонскому ярусу (Беньямовский, 2001).

Изученный комплекс фораминифер демонстрирует целый ряд отличий от описанного В.М. Подобиной (1998, 2009) в восточном секторе Западной Сибири. Тавдинская свита в восточной части характеризуется редкими находками *Quinqueloculina eoselene* в отличии от изучаемой западной части, а также присутствием булиминид и планктонных фораминифер – глобигеренид (Подобина, 1998, 2009). Вид *Quinqueloculina eoselene* является эвригалинным организмом и, как правило, активно колонизирует солововноватоводные или опресненные бассейны, которые редко испытывают влияние морских соленых вод (Iglikowska, Pawłowska, 2015). Фораминиферы семейств Eponididae, Cibicididae и Elphidiidae менее толерантны к условиям низкой солености (Murray, 1963). Однако, как показали наблюдения над современными Elphidiidae (Bradshaw, 1955), они способны существовать в условиях пониженной солености, но все их биологические процессы оказываются замедленными, в том числе и процесс размножения. Это может объяснить обилие *Cribroelphidium rischtanicum* и *C. differensapertio* относительно других Rotaliida в опресненном бассейне.

Доминирование эвригалинных фораминифер в тавдинской свите западного сектора Западной Сибири является свидетельством в пользу возможности существования опресненного бассейна на данной территории. В биостратиграфическом отношении изучение именно фораминифер не позволяет внести разрешение в дискуссию о ярусной принадлежности тавдинской свиты в силу высокой степени эндемизма фауны и невозможности провести прямую корреляцию комплекса Западно-Сибирского бассейна с комплексами стратотипов ярусов в Европе (Gradstein et al., 2020).

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования в рамках государственного задания FEWZ-2020-0007 «Фундаментальные закономерности развития природной среды юга Западной Сибири и Тургая в кайнозое: седиментология осадочных толщ, абиотические геологические события и эволюция палеобиосферы» Исследования выполнены с использованием оборудования ЦКП «Биокосные системы криосферы», Тюменский научный центр СО РАН.

Автор выражает искреннюю признательность своему руководителю П.В. Смирнову за ценные профессиональные советы и содействие в получении материалов для выполнения настоящей работы и В.А. Маринову за помощь в диагностике фораминифер, подборе литературы и за обсуждение результатов.

ЛИТЕРАТУРА

Ахметьев М.А., Запорожец Н.И., Макулбеков Н.М. Растительные мегафоссилии, споры, пыльца и диноцисты эоцена из тавдинской свиты Павлодарского Прииртышья // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 2. С. 64–71.

Беньямовский В.Н. Обоснование детальной стратиграфической схемы нижнего палеогена Крымско-Кавказской области // Пути детализации стратиграфических схем и палеогеографические реконструкции. М.: ГЕОС, 2001. С. 210–223.

Васильева О.Н. Диноцисты и биостратиграфия палеогена Зауралья, Тургайского прогиба и Прикаспийской впадины. Автореф. дис. … доктора геол.-мин. наук. Екатеринбург, 2018. 37 с.

Вялов О.С. О возрасте чеганских глин на Устюрте // Изв. ГГРУ. 1930. Т. 49. № 4. С. 97–101.

Карпинский А.П. Третичные осадки восточного склона Урала // Зап. Ур. общ. естествоиспытателей. Т. VII. В. 3. 1883. В кн.: А.П. Карпинский. Собрание сочинений. Т. II. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1939. 427 с.

Подобина В.М. Фораминиферы и биостратиграфия палеогена Западной Сибири. Томск: Изд-во Научно-технической литературы, 1998. 337 с.

Подобина В.М. Фораминиферы и биостратиграфия верхнего мела и палеогена Западной Сибири. Томск: ТГУ, 2009. 432 с.

Подобина В.М. Олигоценовые фораминиферы Западной Сибири и других регионов. Проблема латдорфского яруса // Геосферные исследования. 2020. № 2. С. 16–31.

Практическое руководство по микрофауне. Т. 8. Фораминиферы кайнозоя. СПб.: ВСЕГЕИ, 2005. 324 с.

Решения 3-го межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири. Объяснительная записка. Новосибирск, 1981. 91 с., прил.

Ростовцев Н.Н. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности // Информационный сборник. Л.: ВСЕГЕИ, 1955. Вып. 1055. № 2. С. 3–11.

Смирнов П.В., Дерягина О.И., Новоселов А.А. и др. Глины тавдинской свиты эоцена: литогеохимические и седиментологические аспекты (Кыштырлинское месторождение, Западная Сибирь) // Изв. Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2019. Т. 330. № 11. С. 130–144.

Унифицированные региональные стратиграфические схемы неогеновых и палеогеновых отложений Западно-Сибирской равнины. Объяснительная записка / Ф.Г. Гурари, В.С. Волкова, А.Е. Бабушкин и др. Новосибирск: СНИИГГиМС. 2001. 81 с.

Bradshaw J.S. Preliminary laboratory experiments on ecology of foraminiferal populations // Micropaleontology. 1955. No 1. С. 351–358.

Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. Geologic Time Scale. Elsevier, 2020. V. 2. 809 p.

Iglikowska A., Pawłowska J. The Adaptations of the Foraminifera and Ostracoda to Fresh Water Colonisation // Zielinski T., Weslawski M., Kuliński K. (eds). Impact of Climate Changes on Marine Environments. GeoPlanet: Earth and Planetary Sciences. Springer, Cham, 2015. P. 91–113.

Murray J.W. Ecological experiments on Foraminiferida // J. Mar. Biol. Assoc. U. K. 1963. V. 43. P. 621–642.

Popova S.V., Trubinb Ya.S., Smirnov P.V. et al. On the Taxonomic Composition of Mollusks from the Tavda Formation of Western Siberia // Paleontol. J. 2019. V. 53. No 1. P. 20–29.

УДК 561.26:551.782.1(1-925.16)

ТАКСОНОМИЧЕСКАЯ, СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ И ЭКОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДИАТОМЕЙ ИЗ МИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАРГУЗИНСКОЙ ДОЛИНЫ

М.В. Усольцева[1], А.И. Хассан[2,3], Е.В.Родионова[1], И.С. Чувашова[2,4],
С.В. Рассказов[2,4], Л.А. Титова[1]

[1]Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, Россия, usmarina@inbox.ru
[2]Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия
[3]Университет Аль-Басс, Хомс, Сирия
[4]Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

Исследованы таксономический состав и стратиграфическое распределение видов диатомей в керне скважины 532 Баргузинской долины (Байкальская рифтовая зона). Выявлено 70 видов, относящихся к 47 родам, 22 семействам, 11 порядкам, 2 классам и 1 отделу. На основании распределения диатомей в керне выделено 4 диатомовые зоны. Возраст отложений определен как средне-позднемиоценовый. Эколого-географический анализ показал, что диатомеи развивались в водоеме с хорошо развитой мелководной зоной.

Ключевые слова: миоцен, диатомеи, Баргузинская долина, Байкальская рифтовая зона, стратиграфия, экология.

TAXONOMIC, STRATIGRAPHIC AND ECOLOGICAL-GEOGRAPHICAL CHARACTERISTICS OF DIATOMAS FROM MYOCENE SEDIMENTS OF THE BARGUZIN VALLEY

M.V. Usoltseva[1], A.I. Hassan[2,3], E.V. Rodionova[1], I.S. Chuvashova[2,4],
S.V. Rasskazov[2,4], L.A. Titova[1]

[1]Limnological Institute, SB RAS, Irkutsk, Russia, usmarina@inbox.ru
[2]Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk, Russia
[3]Al-Bass University, Homs, Syria
[4]Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

The taxonomic composition and stratigraphic distribution of diatom species in the sediments of core 532 of the Barguzin Valley (Baikal rift zone) were studied. 70 species belonging to 47 genera, 22 families, 11 orders, 2 classes and 1 department were identified. Based on the distribution of diatoms in the core, 4 diatom zones were identified. The age of the deposits is determined to be the Middle-Late Miocene. Ecological and geographical analysis showed that diatoms developed in a reservoir with a well-developed shallow water zone.

Key words: Miocene, diatoms, BarguzinValley, Baikal Rift Zone, stratigraphy, ecology.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-417

Большой интерес в плане изучения древних палеоозер представляет Баргузинская долина, расположенная в центральной части Байкальской рифтовой системы. Она простирается северо-восточнее полуострова Святой Нос и отделена от Байкала Баргузинским хребтом (рис. 1).

Исследование диатомей из палеоводоемов Баргузинской долины впервые начато нами (Hassan et al., 2019, Усольцева и др., 2019, Usoltseva et al., 2020). Показано, что эти диатомеи являются более древними, чем известные для Байкальского региона на сегодняшний день. Для дальнейшей корреляции отложений и понимания, в каких условиях происходило осадконакопление древних водоемов, необходим таксономический и эколого-географический анализ.

Рис. 1. Расположение оз. Байкал (а) и скв. 532 в Баргузинской долине (б).

Целью настоящего исследования является таксономический, стратиграфический и эколого-географический анализы видов диатомей из неогеновых озерных отложений Баргузинской долины скв. 532.

Данная скважина была пробурена в 2012 г. Байкальским филиалом “Сосновгеология” ФГУГП “Урангеологоразведка” в районе села Бодон (рис. 1). Вскрыты осадки мощностью 222.5 метра.

Согласно принятой схеме стратиграфии (Логачев, 1958), в разрезе Баргузинской долины выделяются танхойская свита миоцена – нижнего плиоцена (глубины 222.5–50.0 м), аносовская свита верхнего плиоцена – нижнего плейстоцена (глубины 50.0–7.2 м) и полифациальные четвертичные отложения (плейстоцен–голоцен, $Q_{II–IV}$) (глубины <7.2 м).

Таксономический анализ диатомовой флоры показал, что она состоит из 70 видов, относящихся к 47 родам, 22 семействам, 11 порядкам, 2 классам и 1 отделу. В ассоциации доминировали планктонные диатомовые водоросли. На их долю приходилось 60.9–100% от общей численности всех диатомей. Встречались как вымершие виды (30% от общего количества), так и существующие в настоящее время.

Учитывая распределение видов в керне скв. 532, появление и исчезновение видов-маркеров, выделены 4 диатомовые зоны (рис. 2, 3, ДЗ 1-ДЗ 4).

ДЗ 1 (интервал 154.0–152.5 м). Всего обнаружено 2 планктонных (рис. 2) и 6 бентосных видов (рис. 3). В ассоциации доминировала планктонная диатомея *Aulacoseira canadensis* (Hustedt) Simonsen. Ее численность в нижней части керна достигала 91.8 млн ств./г). В заметном количестве (2.4 млн ств./г) встречался другой планктонный вид *Actinocyclus gorbunovii* (Sheshukova) Moisseeva et Sheshukova. Среди бентосных диатомей в небольшом количестве (0,3–2 млн ств./г) определены *Tryblionella acuminata* W. Smith, *Tetracyclus glans* (Ehrenberg) Mills, *Eunotia neosiberica* Lange-Bertalot, Kulikovskiy et Witkowski, *Encyonema silesiacum* (Bleisch) D.G. Mann, *Pinnularia* sp., *Nupela* sp.

ДЗ 2 (интервал 112,5–107,5 м). В палеосообществах этой зоны выявлено 6 планктонных, 5 литорально-планктонных (рис. 2) и 8 бентосных таксонов (рис. 3). Доминировали планктонные диатомеи. Их количество варьировало от 9.9 до 28.7 млн ств./г, что составляло 91.7–97.8% от общей численности всех диатомей. В направлении верхней границы зоны общая концентрация диатомей снижалась. В качестве маркера выделена мелкоклеточная *Aulacoseira* sp. 1. Это вид с неопределенным таксономическим статусом, который в дальнейшем будет описан как новый. Сопутствующими видами были *Aulacoseira spiralis* (Ehrenberg) Houk et Klee, *Alveolophora tscheremissinovae* Khursevich, *Actinocyclus krasskei* (Krasske) Bradbury et Krebs, *Pseudoaulacoseira moisseevae* (Lupikina) Lupikina et Khursevich. Среди литорально-планктонных видов отмечены *Aulacoseira distans* (Ehrenberg) Simonsen, *Melosira varians* Agardh, *Ellerbekia kochii* (Pantocsek) Moisseeva, *Stauroneis smithii* Grunow, *Staurosira subsalina* (Hustedt) Lange-Bertalot, *Staurosira venter* (Ehrenberg) Cleve et Möller и *Karayevia suchlandtii* (Hustedt) Bukhtiyarova. Комплекс бентосных диатомей был представлен *Tetracyclus ellipticus* (Ehrenberg) Grunow*, T. glans, Diploneis* sp., *Planothidium* sp., *Staurosirella pinnata* (Ehrenberg) Williams et Round*, Cavinula jaernefeltii* (Hustedt) Mann et Stickle, *Gyrosigma* sp., *Frustulia* sp., *Pinnularia gibba* Ehrenberg, *Psammothidium rechtense* (Leclercq) Lange-Bertalot*, Psammothidium lauenburgianum* (Hustedt) Bukhtiyarova et Round, *Psammothidium* sp., *Navicula* sp., *Fragilaria* sp. и *Amphora* sp.

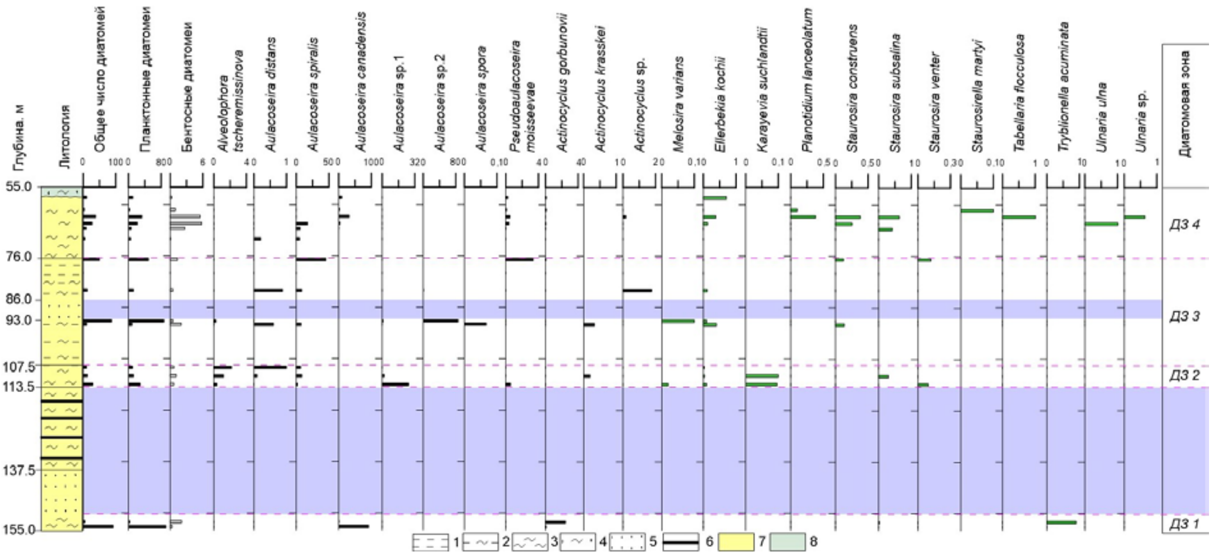


Рис. 2. Распределение планктонных и литорально-планктонных диатомей (млн ств./г) в озерных отложениях скв. 532. Черные столбики – планктонные виды, зеленые – литорально-планктонные. Литология: 1 – аргиллит, 2 – алевро-аргиллит, 3 – алевролит, 4 – алевро-песчаник, 5 – песчаник разнозернистый, 6 – бурый уголь, 7 – танхойская свита, 8 – переходный слой от танхойской к аносовской свите.

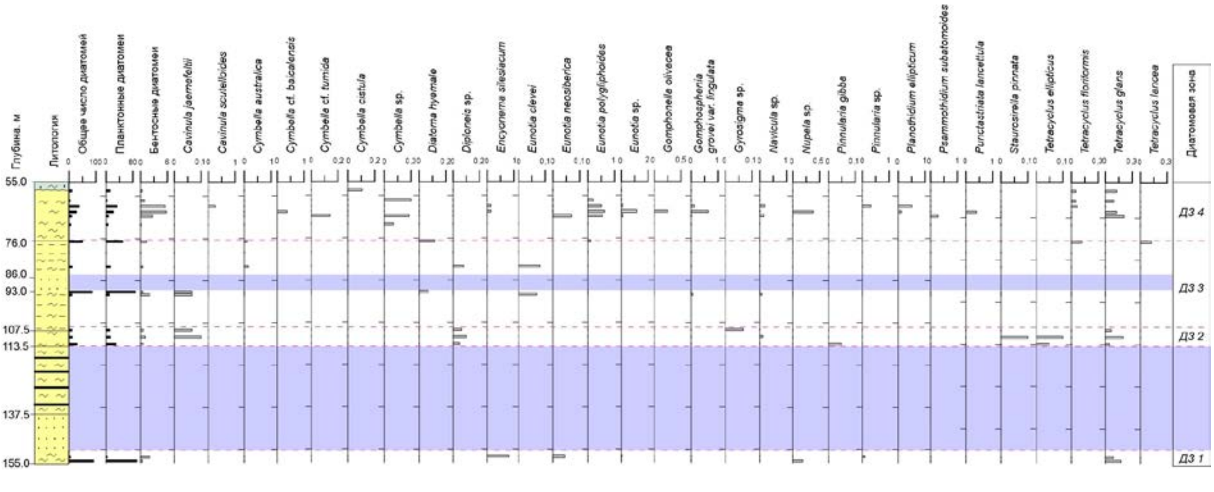


Рис. 3. Распределение бентосных диатомей (млн ств./г) в озерных отложениях скв. 532.

ДЗ 3 (интервал 95–76 м). Выявлено 20 видов, из них 8 планктонных, 3 литорально-планктонных и 9 бентосных. Доминировали представители с овальными створками, обозначенные как *Aulacoseira* sp. 2. Их максимальная численность (85.7 млн ств./г) отмечена на глубине 94 м. Сопутствующим видом была *Aulacoseira spiralis* (7–45 млн ств./г). В небольшом количестве обнаружены спора *Aulacoseira* и створки других планктонных диатомей – *Alveolophora tscheremissinova*, *Pseudoaulacoseira moisseevae*, *Actinocyclus krasskei*, *A. gorbunovii*, *Actinocyclus* sp. Среди литорально-планктонных выделены *Aulacoseira distans*, *Melosira varians*, *Ellerbekia kochii*, *Staurosira construens* (Ehrenberg) и *S. venter*. Из бентосных представлены *Tetracyclus floriformis* Tscheremissinova, *T. lancea* (Ehrenberg) M. Peragallo, *Tetracyclus* sp., *Cavinula jaernefeltii*, *Cymbella australica* (A.W.F. Schmidt) Cleve, *C. subcistula*, *Diploneis* sp., *Eunotia polygliphoides* V.S.Sheshukova-Poretskaja, *Eunotia clevei* Grunow, *Diatoma hyemalis* (Roth) Heiberg, *Planothidium* sp., *Frustulia* sp., *Navicula* sp. и *Gomphosphenia grovei* var. *lingulata* (Hustedt) Lange-Bertalot.

ДЗ 4 (интервал 70–58 м) отличается большим разнообразием (21 видов) бентосных диатомей (рис. 3). Хотя в количественном соотношении (75.1–98.2% от общей численности) преобладали планктонные *Aulacoseira canadensis* и *A. spiralis.* В небольших количествах встречались *Pseudoaulacoseira. moisseevae*, *Actinocyclus gorbunovii* и *Actinocyclus* sp. Из литорально-планктонных диатомей представлены *Ellerbekia kochii*, *Tabellaria flocculosa* (Roth) Kützing, *Staurosira subsalina*, *S. martyi*, *S. construens*, *Planothidium lanceolatum*, *Ulnaria ulna* (Nitzsch) Compère, *Ulnaria* sp. Комплекс бентосных диатомовых водорослей включал *Tetracyclus glans*, *T. floriformis*, *Tetracyclus* sp., *Cavinula scutelloides* (W.Smith) Lange-Bertalot, *Cymbella cistula* (Ehrenberg) O. Kirchner, *Cymbella* cf. *baicalensis*, *Cymbella* cf. *tumida*, *Cymbella* sp., *Eunotia polygliphoides*, *E. neosiberica*, *Eunotia* sp., *Encyonema silesiacum, Pinnularia* sp., *Planothidium ellipticum* (Cleve) Edlund, *Psammothidium subatomoides* (Hust.) Bukht. et Round, *Psammothidium* sp., *Navicula* sp., *Gomphosphenia grovei* var. *lingulata*, *Punctastriata lancettula* (Schumann) Hamilton et Siver, *Stauroneis* sp., *Nupela* sp., *Gomphonella olivacea* (Hornemann) Rabenhorst, *Placoneis* sp. 1, *Placoneis* sp. 2, *Fallacia forcipate* var. *densestriata* (A.W.F. Schmidt) Gogorev, *Rhoicosphenia* sp., *Fragilariforma mesolepta* Rabenhorst.

Показано, что доминирующий комплекс видов скв. 532 Баргузинской долины коррелирует с таковым для скважин 2917 (глубины 216, 211, 210, 203 м), 2807 (глубины 217 и 210 м) и 2905 (глубина 196 м) Витимского плоскогорья (Рассказов и др., 2007, Усольцева и др., 2013, Usoltseva et al., 2010). Это позволяет датировать возраст вмещающих отложений второй половиной среднего и поздним миоценом.

Для понимания условий обитания диатомей в прошлом проведен эколого-географический анализ видов, для которых известны биоиндикационные характеристики. По отношению к галобности исследовано 28 таксонов. Доминировали олигогалоб-индифференты (64%). К олигогалоб-галофобам относились 5 видов, олигогалоб-галофилам – 3 вида, мезогалобам – 2 вида. По отношению к pH преобладали алкалифилы (54%), предпочитающие щелочную среду обитания. На долю ацидофилов и индифферентов приходилось по 5 таксонов, или 20.8%.

По географическому распространению проанализировано 40 таксонов. Большинство из них являлись космополитами – 17 видов (57%). На долю бореальных видов приходилось 23%, арктоальпийских космополитов (14%), арктоальпийских и голарктических – по 3%.

На основании настоящего анализа экологических характеристик диатомей скв. 532 Баргузинской долины можно предположить, что они развивались в небольшом холодном водоеме с хорошо развитой зоной литорали. Об этом свидетельствует наличие во флоре ряда холодноводных элементов (*Aulacoseira distans, Diatoma hyemalis, Punctastriata lancettula, Eunotia clevei*). Присутствие обитателей современных тропических и субтропических озер *Ellerbeckia kochii, Melosira varians, Staurosirella pinnata, Staurosira construens*, *Eunotia neosiberica, Cymbella australica* говорит о наличии хорошо прогреваемых участков озера – заливов и мелководий.

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ № 19-04-00746 и бюджетного проекта ЛИН СО РАН 0279–2021–0008 на базе приборного центра "Электронная микроскопия", входящем в ЦКП "Ультрамикроанализ" ЛИН СО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

Логачев Н.А. Кайнозойские континентальные отложения впадин байкальского типа // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1958. № 4. С. 18–29.

Рассказов С.В., Лямина Н.А., Черняева Г.П. и др. Стратиграфия кайнозоя Витимского плоскогорья: феномен длительного рифтогенеза на юге Восточной Сибири. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2007. 193 с.

Усольцева М.В., Рассказов С.В., Михеева Е.А. и др. Литологические и стратиграфические иссследования миоценовых отложений Хойготской палеодолины Витимского плоскогорья (Забайкалье) // Континентальный рифтогенез, сопутствующие процессы: Мат-лы Всероссийского симпозиума с международным участием, 2013. Иркутск: Институт земной коры СО РАН. С. 125–129.

Усольцева М.В., Титова Л.А., Хассан А. и др. Центрические диатомовые водоросли из палеозер Байкальской рифтовой зоны, Россия // Вопросы современной альгологии. 2019. № 2. С. 279–284.

Hassan A., Usoltseva M., Rasskazov S. et al. First study of fossil diatom flora from Middle Miocene-Lower Pliocene lacustrine sediments in BarguzinValley, Baikal Rift Zone // Quat. Int. 2019. V. 524. P. 24–30.

Usoltseva M.V., Hassan A., Rodionova E.V. et al. The first finding of diatoms from the Early Miocene lacustrine deposits of the Barguzin Valley (Baikal Rift Zone) // Limnology and Freshwater Biology. 2020. No 4. P. 752–754.

Usoltseva M., Khursevish G., Rasskazov S., Vorob'eva S., Chernyaeva. G. Morphology of *Actinocyclus* and *Lobodiscus* species from the Miocene deposits of the Vitim Plateau, Russia // Plant Ecology and Evolution. 2010. V. 143. No 3. P. 352–364.

УДК 551.435.4

ВЗГЛЯД НА ГЕОЛОГИЧЕСКУЮ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЛЕДНИКОВ И ИНТЕРПРЕТАЦИЮ ИХ СЛЕДОВ ПРИ ПРОВЕДЕНИИ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ С ПОЗИЦИЙ ПРИНЦИПА АКТУАЛИЗМА

В.С. Шейнкман

Институт криосферы Земли, ФИЦ Тюменский НЦ СО РАН, Тюмень, vlad.sheinkman@mail.ru

В ходе многолетнего исследования ледников и сопутствующих им явлений автором собран большой фактический материал, на основе которого, и опираясь на принцип актуализма, анализируется потенциал проведения ими геологической работы. Оцениваются формы геологическая деятельность ледников, а также возможность их погребения на длительное время. Сделан вывод, что ряд устоявшихся, исторически сложившихся стереотипов в отношении этой деятельности необходимо пересмотреть и соответственно изменить подходы к ряду палеогеографических реконструкций.

Ключевые слова: геологическая деятельность ледников, палеогеографические реконструкции, принцип актуализма.

A VIEW ON BOTH GEOLOGIC WORK OF GLACIERS AND INTERPRETATION OF THEIR RELICS IN THE COURSE OF PALEOGEOGRAPHIC RECONSTRUCTION FROM THE POSITION OF PRINCIPLE OF ACTUALISM

V.S. Sheinkman

Earth Cryosphere Institute, FRS Tyumen RS, SB RAS, Tyumen, vlad.sheinkman@mail.ru

In the course of studying the glaciers and phenomena accompanied them, the present author have obtained significant factual material, and от such a base, as well as founded on principle of actualism, potential to carry out geological work by the glaciers been analyzed. Forms of geological work of glaciers and possibility of their burial and duration of stay in that condition have been estimated too. A conclusion has been drown that it is necessary to reconsider historically habitual prevalent stereotypes concerning that work, and to change, correspondingly, approaches to some of paleogeographical reconstructions.

Key words*:* geological work of glaciers, paleogeographical reconstructions, principle of actualism.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-422

Основой всех палеогеографических реконструкций является принцип актуализма, но в отношении его применения к геологической деятельности ледников накопились противоречия. Причина в том, что изначально для выводов о проводимой ледниками работе служили данные изучения их внешнего облика в Альпах, где были заложены основы учения о гляциальных явлениях (Saussure, 1779, 1796; Penck, Brückner, 1909). Визуально фиксируя большое количество обломочного материала на поверхности альпийских ледников и по их периферии, первые исследователи пришли к выводу, что ледники активно эродируют свое ложе, насыщая поток льда обломочным материалом и перенося его, причем слой базальной морены может содержать большой ее объем и иметь значительную мощность. Сформировался устойчивый стереотип, и при проведении палеогеографических реконструкций многие исследователи, встречая различные скопления эрратического материала, привычно относили его к ледниковым отложениям, в том числе на территории России (Кропоткин, 1876; Обручев, 1951), и с ними стали сопоставлять практически все виды диамиктона. Хотя этот термин (Flint, 1960) предложен как не несущий генетической нагрузки – характеризующий сугубо структурные свойства рыхлых несортированных грубообломочных пород.

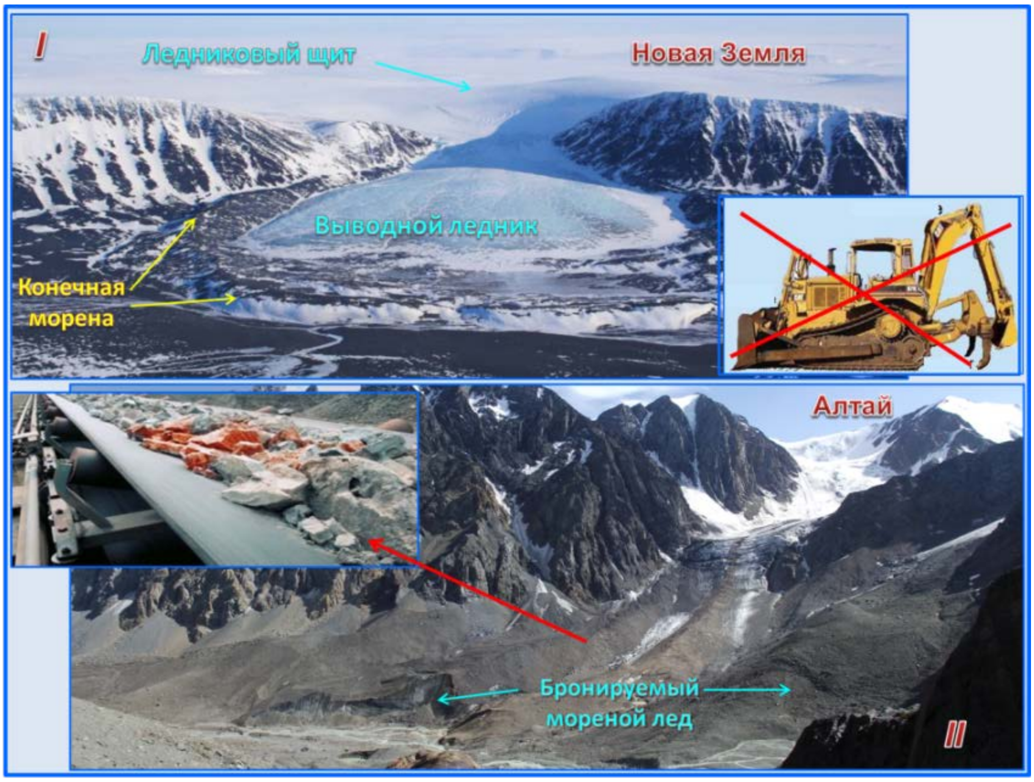


Рис. 1. Различный характер морен у покровных и горных ледников: *I* – ледник Большой Правый Актру, Алтай, июль 2011 г., фото В.С. Шейнкмана; *II* – покровный ледник Астрономический и его выводной поток льда, Новая Земля.

Фото из архива https://www.google.ru/search?q=ледник+новая+земля&newwindow. Пояснения в тексте.

Детальное изучение различных современных ледников – и покровных, и горных, показало, что эродирующее воздействие потоков льда, который является веществом вязкопластическим, невелико и выражается в основном в истирании пород ложа, а не в его выпахивании и экскавации. А главная геологическая работа ледников выражается в перемещении продуктов выветривания, попадающих на поверхность ледников с их склонов Ледники, по сути, работают не по принципу бульдозера-экскаватора, как считалось раньше, а по принципу конвейера (рис. 1-*1-II*): сносимый на их поверхность материал перемещается на ней в краевую часть.

Об этом свидетельствует и опыт работы автора на разных современных ледниках, и проведенный им анализ литературы, тем более что строение уже многих ледников вскрыто бурением (Чувардинский, 2012; Шейнкман, 2017; Dowdeswell et al., 2004; Talalay, 2013; Sheinkman, 2016). Особенно это касается покровных ледников, поверхность которых практически стерильна; исключение составляют выводные потоки льда: у них на выходе из области основного покрова могут иметься скальные склоны, с которых, как на горных ледниках, будут осыпаться продукты выветривания, формируя поверхностную морену (см. рис. 1-*I*).

Покровные ледники долгое время считались атрибутом обстановок квартера и в Сибири, причем к следам их деятельности относили различные, весьма значительные скопления обломочного материала. Однако использование принципа актуализма показало иное. Уже первые исследования ледникового покрова Антарктиды зафиксировали, что слои с заметным включением обломочного материала наблюдаются только в придонном льду, в основном, у края выводных ледников, и мощность таких слоев невелика – 30–40 м, что несопоставимо мало относительно 3–4-км толщи ледникового щита, тело которого сложено преобладающе чистым льдом. При этом обломки пород, обычно представляя собой дисперсный мелкозем, только у самого ложа ледника имели в мореносодержащем придонном льду долю до 25%, а в целом она была менее 2% – вытаяв, они давали слой всего около 70-см толщиной, лишь в отдельных местах – 1–3 м (Евтеев, 1964). Позднее лед Антарктиды был пройден серией скважин, и как в отдалении от краевой части выводных ледников, так и на шельфе керны практически по всей толще льда были чистые. Только у самого ложа фиксировались малой мощности (первые метры) слои льда с мелкоземом, причем лишь отдельные частицы в нем измерялись миллиметрами (Большиянов, 2006; Чувардинский, 2012; Talalay, 2013). Иными словами, содержащего морену льда с включением заметной доли обломочного материала, тем более крупного, за пределами краевой зоны выводных ледников не обнаруживается. Выявлены те же черты на ледниках островной Арктики, многие из которых тоже пройдены бурением.

Дело в том, что покровные ледники формируются в холодных климатических условиях, приморожены к ложу, и их движение происходит послойно: расположенные выше слои скользят по находящимся ниже. А на контакте с ложем лед, будучи вязкопластической субстанцией, намного уступающей по прочности скальным породам, способен лишь истирать и абразивно царапать ложе включенным в него мелкоземом. Для примера: недавние материалы (Bierman et al., 2014) по керну 3054-м скважины GISP-2, прошедшей ледниковый щит Гренландии, продемонстрировали, что придонный лед имел возраст около 300 тыс. лет, охлажден до –9°C, приморожен к ложу, и на нем фиксирован слой с мелкообломочным материалом льда около полуметра, а выше – 13-м слой с рассеянными алевритовыми частицами. Остальная 3-км толща была чистой. Аналогичны результаты по другим скважинам (Talalay, 2013).

Большое количество обломочного материала переносят в виде поверхностной морены только горные ледники, но под ней лед тоже преобладающе чистый. Это хорошо видно на рис. 2, где под слоем поверхностной морены везде проглядывает голубой лед, а в стенках туннелей, пробитых в основании ледника, прослеживаются лишь отдельные тонкие прослои мелкозема.

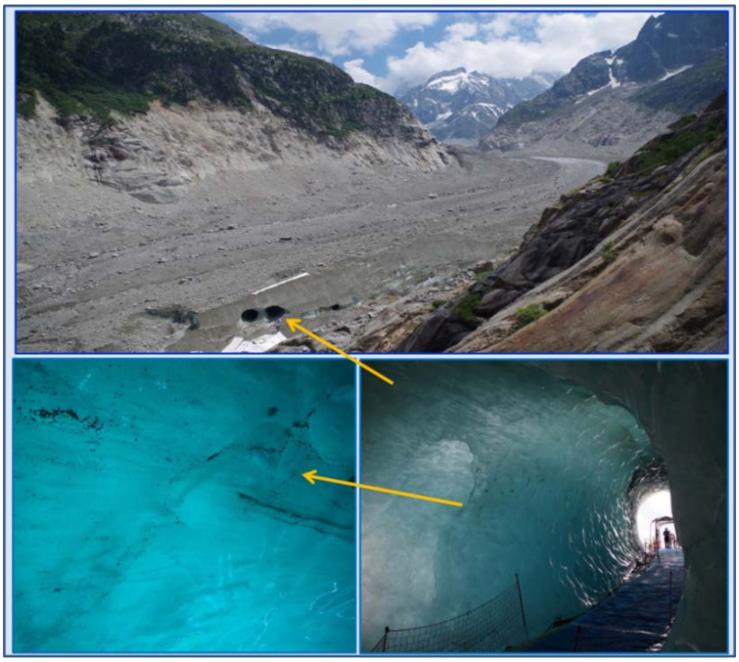


Рис. 2. Ледник Мер де Глас, Альпы, июль, 2018.
Фото В.С. Шейнкмана. Пояснения в тексте.

Поскольку горные ледники спускаются в долины и абсорбируют лежащий на их днище обломочный материал различного генезиса, придонный мореносодержащий лед у них может быть выражен лучше. Тем не менее даже на крупнейших горных ледниках обычно толщина такого льда измеряется лишь первыми метрами, при объеме обломков в нем около 25% (Серебряный и др., 1989). Главную же роль в формировании переносимой и затем отлагаемой ледниками морены играет осыпной материал со склонов и нунатаков.

Покровные ледники приповерхностного мореносодержащего льда практически лишены. Внутренняя морена на них также практически отсутствует. Очень мало ее и на горных ледниках. Крупные обломки на них не успевают, накопить тепло, достаточное для их впаивания в лед, компенсируя затем охлаждение во льду и лежат на нем, предохраняя его на некоторое время от таяния (рис. 3-*IV*). Плохо проникает в лед и мелкозем: его частицы вбирают мало тепла и быстро отдают его льду; обычно залегая дисперсно, они затемняют лед, усиливая абляцию, но если образуют локальные покрытия, могут замедлить на некоторое время активное таяние льда тоже (рис. 3-*III*).

Успевают днем прогреться и на первые дециметры внедриться в лед лишь обломки в размерности среднего щебня: глубже нет поступления к ним потом тепла и они не могут быть впаяны в холодный лед. На большую глубину обломки попадают редко – например, через трещины и оторвавшись от нунатаков.

Поскольку ледник работает как конвейер, сплошное покрытие поверхностной мореной формируется в его краевой части (рис. 3-*I*). В случае стационарности ледника она станет перегружаться обломками, создавая видимость мощного покрытия, но и в этом случае обломки лишь облекают лед слоем малой мощности (рис. 3-*II*), а в объеме содержащего морену льда их доля будет не велика (Серебряный и др., 1989; Чувардинский, 2012). При отступании ледников бронирование его обломками начнет охватывать область абляции (см. рис. 1, 2), но лед это предохранит ненадолго. При омертвении лед, будучи не возобновляемым, все равно начнет таять, так как сквозь отмеченный грубодисперсный материал с жидкими осадками, воздухом и талыми водами будет проникать тепло, и, согласно разработкам Г.М. Фельдмана (1977), лед под таким слоем обломков вытаивать будет достаточно быстро.

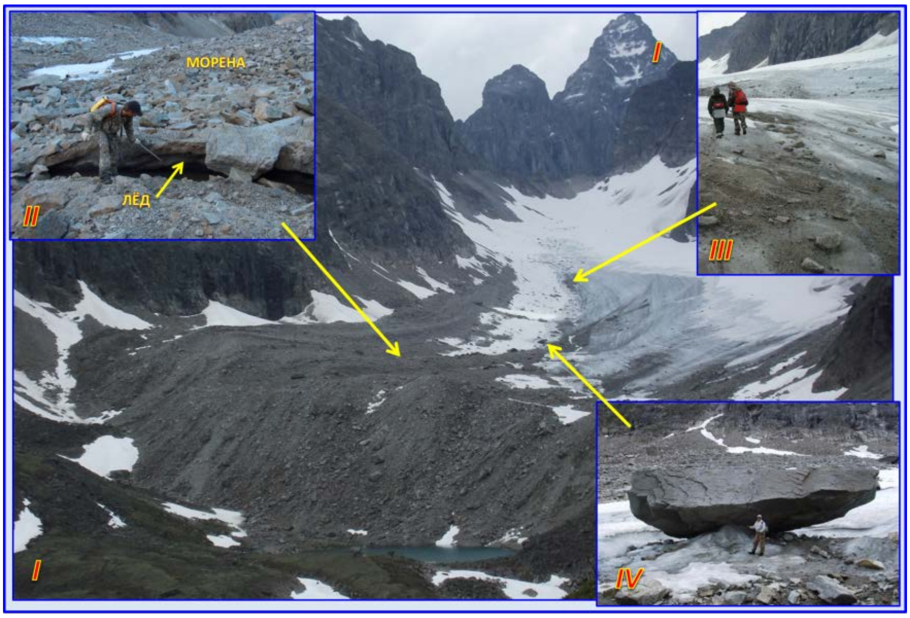


Рис. 3. Ледник Азаровой, хр. Кодар, Забайкалье, июль 2013 г.
Фото В.С. Шейнкмана. Пояснения в тексте.

Таким образом, имеющийся сегодня материал изучения современных ледников убедительно говорит, что стереотипы об их деятельности с большой ролью экзарации, активным формированием базальной морены и ее мощным накоплением требуется пересматривать. Особенно на севере Западной Сибири, анализ закономерностей гляциологического развития которой (Шейнкман и др., 2014, 2017) говорит об отсутствии здесь условий для формирования ледниковых щитов.

Работа выполнена в рамках тем госзаданий: регистрационный № НИОКТР АААА-А19-119071990006-3 и АААА-А17-117051850064-0.

ЛИТЕРАТУРА

Большиянов Д.Ю. Пассивное оледенение Арктики и Антарктиды. СПб.: ААНИИ, 2006. 296 с.

Евтеев С.А. Геологическая деятельность ледникового покрова Восточной Антарктиды. М.: Наука, 1964. 120 с.

Кропоткин П.А. Исследования о ледниковом периоде. Записки РГО по общей географии. Вып. 1. Т. 7. СПб, 1876. 836 с.

Обручев В.А. Признаки ледникового периода в Северной и Центральной Азии // Избранные работы по географии Азии. М.: Географгиз, 1951. Т. 3. С. 49–128.

Серебряный Л.Р., Орлов А.В., Соломина О.Н. Морены – источник гляциологической информации. М.: Наука, 1989. 236 с.

Фельдман Г.М. Прогноз температурного режима грунтов и развития криогенных процессов. Новосибирск: Наука, 1977. 190 с.

Чувардинский В.Г. Результаты сквозного разбуривания ледниковых покровов Арктики и Антарктиды и их значение для решения проблем четвертичного периода // Изв. РГО. 2012. Т. 144. Вып. 2. С. 28–41.

Шейнкман В.С. Пластовые залежи подземного льда в свете данных об оледенении Сибири // Геосферные исследования. 2017. № 2. С. 14– 32.

Шейнкман В.С., Мельников В.П. Ледники Сибири как компонент криолитогенно-гляциальных геосистем // Криосфера Земли. 2014. Т. XVIII. № 2. С. 3–23.

Шейнкман В.С., Мельников В.П., Седов С.Н., Парначев В.П. Новые свидетельства внеледникового развития севера Западной Сибири в квартере // ДАН. География. 2017. Т. 477. № 4. С. 480–484.

Bierman P.R., Corbett L.B., Graly J.A. et al. Preservation of a Preglacial Landscape Under the Center of the Greenland Ice Sheet // Science. 2014. V. 344. P. 402–405.

Dowdeswell J.A., O Cofaigh C., Pudsey C. Thickness and extent of the subglacial till layer beneath an Antarctic paleo-ice stream // Geology. 2004. No 32. P. 13–16.

Flint R.F. et al. Diamictite, a substitute term for symmictite // Bull. Geol. Soc. Amer. 1960. V. 71. P. 1809–1810.

Penck A., Brückner E. Die Alpen im Eiszeitalter. Bd. 1—3. Lpz., 1909. 1199 p.

Saussure O.B. Voyages dans les Alps. V. 1: Neuchatel, Switzerland, 1779. 638 p.; V. 2: Geneve, Switzerland, 1796. 540 p.

Sheinkman V. Quaternary glaciation in North-Western Siberia – New evidence and interpretation // Quat. Int. 2016. V. 420. P. 15–23.

Talalay P.G. Subglacial till and bedrock drilling // Cold Regions Science and Technology. 2013. V. 86. P. 142–166.

УДК 551.34 + 551.24

ВНЕЛЕДНИКОВОЕ РАЗВИТИЕ СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В ПОЗДНЕМ КВАРТЕРЕ – АНАЛИЗ С ПОЗИЦИЙ ПАЛЕОКРИОЛОГИИ, КРИОПЕДОГЕНЕЗА И НЕОТЕКТОНИКИ

В.С. Шейнкман[1], **В.П. Парначёв**[2], **С.Н. Седов**[1]

[1]Институт криосферы Земли, ТюмНЦ СО РАН, Тюмень, vlad.sheinkman@mail.ru

[2]Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, dingeo@ggf.tsu.ru

Представлены материалы, характеризующие развитие обстановок позднего квартера на севере Западной Сибири с позиций палеокриологии, криопедогенеза и неотектоники и показывающие внеледниковое развитие региона в квартере. В основе подхода лежит комплексный анализ изучаемых объектов, объединенных криогенной системой. Освещен опыт применения подхода для анализа причин противоречий о строении четвертичного комплекса и динамике в плейстоцене земной коры, а также для разрешения этих противоречий. На этой основе показаны характерные черты развития рассматриваемой территории.

Ключевые слова: криогенные системы, криогенез, плейстоцен, тектоника, север Западной Сибири.

NON-GLACIATED DEVELOPMENT OF NORTH-WESTERN SIBERIA IN THE LATE PLEISTOCENE – ANALYSIS FROM THE POSITION OF PALEOCRYOLOGY, CRYOPEDOGENESIS AND NEOTECTONIC

V.S. Sheinkman[1], **V.P. Parnachev**[2], **S.N. Sedov**[1]

[1]Earth Cryosphere Institute, Tyumen Scientific Centre, SB RAS, Tyumen, vlad.sheinkman@mail.ru
[2]National Research Tomsk University, Tomsk, dingeo@ggf.tsu.ru

Materials characterizing Pleistocene environments in North-Western Siberia from the position of paleocryology, cryopedogenesis and neotectonics, and showing non-glaciated development of the region are presented. The approach has been based on complex analysis of studied objects united by a cryogenic system. An experience of applying the working out approach to analyze the causes of contradictions in respect to structure of the Quaternary complex and dynamics of the earth crust during the Pleistocene in the region and to solve these contradictions has been elucidated. On such a base, characteristic features of development of the studied area have been considered.

Key words*:* cryogenic systems, cryogenesis, Pleistocene, tectonics, North-Western Siberia.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-427

Для севера Западной Сибири долгое время применялась модель устойчивой платформы, периодически перекрываемой в квартере покровными ледниками, свидетельством развития которых считалось периодическое присутствие в составе осадков валунного материала. Возможные проявления тектоники связывались тогда с появлением или снятием нагрузки на земную кору мощного ледникового щита (Земцов, 1976; Архипов, 2000). В пользу этого говорило отсутствие в историческое время свидетельств ощутимых землетрясений. А также то, что Сибирские Увалы (рис. 1) – возвышенность на правобережье Средней Оби – по аналогии с внешне похожими образованиями Русской равнины считали конечной мореной древнего ледника, так как здесь кристаллический фундамент находится глубоко, но в теле слагающих эту геоформу отложений встречаются эрратические валуны. Альтернативную точку зрения (Дубиков, 2002; Кузин, 2005; Чувардинский, 2012; Крапивнер, 2018) отстаивают исследователи, считающие фактором превалирующего влияния на данную территорию морских трансгрессий, в том числе с участием ледово-морского разноса обломков.

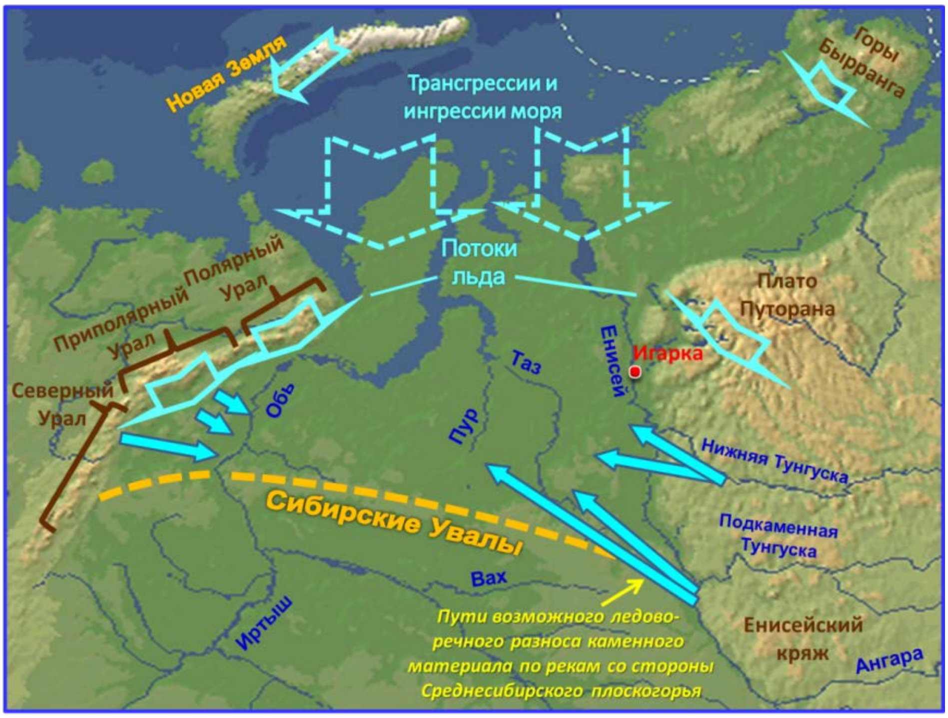


Рис. 1. Картосхема севера Западной Сибири с отображением воздействия в квартере основных экзогенных процессов. Пояснения в тексте.

Авторы провели комплекс исследований вдоль и к северу от Сибирских Увалов, проанализировали данные различных моделей и, в итоге, пришли к следующим позициям. Реликтов древних ледников ими выявлено не было – только господство процессов глубокого промерзания земной коры и саморазвитие речной сети. Осадки квартера вдоль долин рек большей частью были представлены песчаным аллювием, а валуны лишь вкраплены в него, являясь результатом обычного для Сибири ледово-речного разноса обломков пород, захваченных всплывающими во время ледохода льдинами берегового припая (Шейнкман и др., 2017; Sheinkman, 2016). Большинство обломков, встречаемых вдоль Сибирских Увалов, были перенесены, как выяснили авторы, при подъеме воды во время ледоходов с правобережья Енисея (базальты, долериты, анамезиты) через невысокий, в прошлом, водораздел на его левобережье.

Повсюду в толще осадков террас встречались (рис. 2) разнообразные псевдоморфозы по полигонально-жильным льдам (ПЖЛ). Эти льды – индикатор низкотемпературной мерзлоты, формирующейся в отсутствие ледников. А в составе псевдоморфоз постоянно встречались педоседименты – фрагменты криогидроморфных почв, формировавшихся на сопредельных с жилами льда участках, обвалившиеся при таянии ПЖЛ в освобождаемый льдом объем. По этим фрагментам получен ряд радиоуглеродных датировок, подтвердивших формирование псевдоморфоз в конце сартанского (МИС-2) времени – в его терминальную фазу, когда мерзлота еще сохранялась, но ее температура стала превышать оптимальные для существования ПЖЛ значения. Соответственно ПЖЛ должны были, как предшественники псевдоморфоз, закономерно формироваться в МИС-2 – в сартанский криохрон, атрибутом которого было развитие низкотемпературной мерзлоты. Псевдоморфозы хорошо выражены, благодаря развитию в малольдистых песках, хорошо держащих стенку, и отражают большей частью сингенетический тип развития при пойменно-русловом накоплении промерзающего аллювия: с формой “клин-в-клин”, с широкой частью вверху и структурами отжимания слоев. Но наличие вверху разреза остатков криогидроморфных палеопочв, по которым затем началось подзолообразование

Рис. 2. Псевдоморфоза по полигонально-жильному льду (ПЖЛ) в теле 10-ой террасы р. Тыяха (приток р. Правая Хетта, низовья р. Надым); окрестности пос. Пангоды, Надым. Фото из архива В.С. Шейнкмана.

уже на талых дренированных породах, фиксирует стабилизацию поверхности в конце МИС-2 и развитие ПЖЛ некоторое время по эпигенетическому типу развития.

Возвышенность Сибирские Увалы в отсутствие воздействия ледников может быть только результатом тектонических процессов, и усилия авторов были направлены на поиск их следов. Предпосылки для таких процессов определялись структурно-геодинамической зональностью данной территории (Григорьева, Макаров, 2014). Но в отложениях квартера ее следы не искали – все старались объяснять моделью с ледниковыми щитами, хотя в соседних районах Арктики только сегодня регистрируется (Маловичко и др., 2017) по несколько землетрясений в год с магнитудой от 3.7 до 4.5 баллов. Об активном блоковом поднятии изучаемой территории говорят высокие террасы – итог вреза рек в песчаную, в основном, толщу аллювия. Их высота достигает в Сибирских Увалах 30–40 м и 15–25 м в среднем течении текущих отсюда на север рек Надым, Таз и Пур. Объяснить врез иными процессами сложно. Авторы считают, что все это можно связать с давлением на Западно-Сибирскую плиту со стороны срединно-океанического хр. Гаккеля (Арктический бассейн…, 2017), расширяющегося в квартере за счет субмеридинального сжатия осадочной толщи и ее вздымании на данной территории, в частности, в районе Сибирских Увалов. При этом авторы выявили в теле террас много сейсмитов – различные дислокации осадков, разрывные нарушения, проявления ликвефакции (рис. 3). Обычно ликвефакция проявляется в неконсолидированных породах (что наблюдалось авторами, например, во время землетрясения 2003 г. на Алтае), и в нашем случае отмечалась она в талых осадках, тогда как разрывные деформации фиксировались (рис. 3-*I*) в породах, прежде консолидированных мерзлотой. Интересно, что слои с проявлением ликвефакции (рис. 3-*II*), будучи потом проморожены, также оказывались в зоне сдвиговых смещений. Наряду с разрывами, перемещением и смещением слоев были обнаружены и напряженные микроскладки (рис. 3-*III*), свидетельствовавшие о значительном субмеридиональном сжатии: судя по наклону осей складок, максимальное его воздействие осадки испытали именно со стороны хр. Гаккеля – в направлении север-северо-восток – юг-юго-запад.

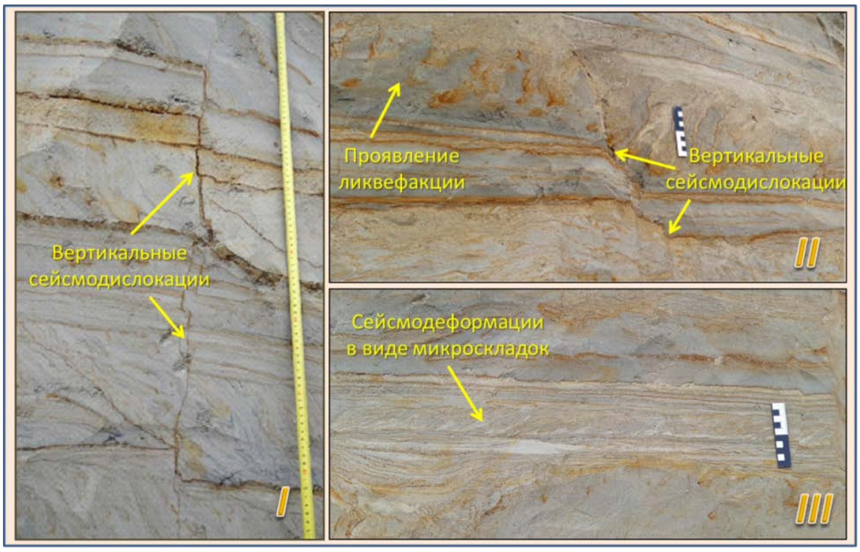


Рис. 3. Различные сейсмодеформации в позднеплейстоценовых аллювиальных осадках 20-ой Надымской террасы; окрестности г. Надым. Фото из архива В.С. Шейнкмана и Г.В. Матышака. Пояснения в тексте.

Явление ликвефакции для оценки сейсмических событий предложено применять А.А. Никоновым (2007) на основании соотношения между порогом возникновения ее структур и магнитудой порождающих их землетрясений. Согласно этому, текстуры внедрения (в виде язычков пламени и др.) вызываются землетрясениями 7–8 баллов по шкале MSK-64, а лежачие складки с внутренними разрывами и надвиговые структуры при широком распространении деформаций – более 8 баллов. Однако в (Мусатов, 1990) отмечено, что для их реконструкции нужно знать изначальные реологические свойства и мощность ликвефицированных и перекрывающих осадков, механизм деформаций и многие другие параметры. Поэтому однозначно о взаимоотношении между степенью ликвефакции и интенсивностью землетрясений пока судить нельзя.

Помогает оценка блоковых смещений горных пород. Вдоль глубинных разломов по всей их системе в нашем регионе развиты крупные морфоструктуры сдвигового и взбросово-сдвигового типа (Чувардинский, 2012), включая сопряженный с Сибирскими Увалами трансзападносибирский разлом. Позднекайнозойская тектоническая активность проявлялась здесь (Гогоненков и др., 2007) на всех стратиграфических уровнях; следы ее активизации в позднем квартере и голоцене нашли, как было установлено авторами, отражение и в верхних частях высоких террас региона, где осадки представлены сартанским (МИС-2) аллювием.

В криохрон МИС-2 эта толща промерзала, консолидировалась, становилась хрупкой, и во время землетрясений легко поддавалась разрывным деформациям. В районе г. Надым, например, это подтверждается тем, что повсеместно в бассейне р. Надым встречаются высокие террасы, и в их теле развиты псевдоморфозы по ПЖЛ. В среде этих осадков широко представлены секущие всю сартанскую толщу вертикальные трещины (см. рис. 3-*I*) со смещением слоев вдоль них на 5–10 см (порой до 15 см). Причем такие трещины не связаны с областью оседания блоков породы при таянии ПЖЛ, это могут быть только сейсмиты. Хотя по (Никонов, 2007) наличие проявления ликвефакции – фактор высокой сейсмичности, на наш взгляд, величина фиксированных смещений позволяет говорить об их возникновении во время землетрясений меньшей силы – интенсивностью до 5–6 баллов.

Сартанский (МИС-2) возраст верхней части отмеченного комплекса обоснован (Шейнкман и др., 2017) серией ^{14}C-датировок в пределах 10–12 тыс. л. н. по органике в окаймлении псевдоморфоз (фиксируя тем самым время таяния ПЖЛ), а каргинский (МИС-3) подстилающих горизонт с ними осадков – в пределах 30–40 тыс. л. н. Вверху разрезов этот комплекс перекрыт хорошо развитыми позднеголоценовыми подзолами (см. рис. 2), на формирование которых нужно 5–7 тыс. лет. Учитывая, что порой относительная высота террас составляет 30–40 м, можно судить, что произошло вздымание отмеченной толщи на такую высоту не раньше начала голоцена, и, следовательно, скорость поднятия составляла 2–3 мм в год, что также говорит о высокой активности тектонических процессов в регионе в то время. Тем более что, аналогичные явления были зафиксированы авторами и в более низких частях террас – по крайней мере, до датированных ими (Шейнкман и др., 2017) осадков МИС-5.

Работа выполнена в рамках тем госзаданий: регистрационный № НИОКТР АААА-А19-119071990006-3 и АААА-А17-117051850064-0.

ЛИТЕРАТУРА

Арктический бассейн (геология и морфология) / Под ред. В.Д. Каминского, А.Л. Пискарева, А.В. Поселова. СПб.: Изд-во ВНИИОкеангеология, 2017. 291 с.

Архипов С.А. Главные геологические события позднего плейстоцена (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 6. С. 792–799.

Гогоненков Г.Н., Кашик А.С., Тимурзиев А.И. Горизонтальные сдвиги фундамента Западной Сибири // Геология нефти и газа. 2007. № 3. С. 3–10.

Григорьева С.В., Макаров В.И. Новейшая структурно-геодинамическая зональность Западно-Сибирской платформы // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2014. № 2. С. 114–126.

Дубиков Г.И. Состав и криогенное строение мерзлых толщ Западной Сибири. М.: ГЕОС, 2002. 246 с.

Земцов А.А. Геоморфология Западно-Сибирской равнины (северная и центральная часть). Томск: ТГУ, 1976. 344 с.

Крапивнер Р.Б. Кризис ледниковой теории: аргументы и факты. М.: ГЕОС, 2018. 320 с.

Кузин И.Л. Геоморфология Западно-Сибирской равнины. СПб.: Изд-во Государственной полярной академии, 2005. 176 с.

Маловичко А.А., Коломиец В.В., Рузайкин А.И. Сейсмичность России в 2015 году // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2017. № 4. С. 21–34.

Мусатов Е.Е. Неотектоника Баренцево-Карского шельфа // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1990. № 5. С. 20–27.

Никонов А.А. Сейсмодеформации в рыхлых отложениях и их использование в палеосейсмологических реконструкциях // Проблемы современной сейсмологии и геодинамики Центральной и Восточной Азии. Т. 2. Иркутск: ИЗК, 2007. С. 56–58.

Чувардинский В.Г. Четвертичный период. Новая геологическая концепция. Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 2012. 179 с.

Шейнкман В.С., Мельников В.П., Седов С.Н., Парначев В.П. Новые свидетельства внеледникового развития севера Западно-Сибирской низменности // ДАН. 2017. Т. 477. № 4. С. 480–484.

Sheinkman V. Quaternary glaciation in North-Western Siberia – New evidence and interpretation // Quat. Int. 2016. V. 420. P. 15–23.

УДК 56(119)+571.1

ФАУНИСТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ КРУПНЫХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ СРЕДНЕГО–ПОЗДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ: НОВЫЙ ВЗГЛЯД НА БИОСТРАТИГРАФИЮ

А.В. Шпанский

Томский государственный университет, Томск, shpansky@ggf.tsu.ru

Накопленные данные радиоуглеродного датирования остатков руководящих видов крупных млекопитающих (*Elasmotherium sibiricum, Mammuthus trogontherii chosaricus*, длиннорогих и короткорогих бизонов) показали более позднее вымирание некоторых таксонов и более высокую степень близости фаунистических комплексов, выделенных ранее. Эти данные позволили автору понизить статус прииртышского, хазарского и мамонтового комплексов до уровня подкомплексов и объединить их в тундростепной комплекс, отвечающий палеоэкологической структуре фауны и ландшафтно-климатическим условиям ее обитания.

Ключевые слова: тундростепной фаунистический комплекс, крупные млекопитающие, Западная Сибирь, биостратиграфия.

FAUNAL COMPLEXES OF LARGE MAMMALS OF THE MIDDLE–LATE NEOPLEISTOCENE OF WESTERN SIBERIA: A NEW VIEW ON BIOSTRATIGRAPHY

A.V. Shpansky

Tomsk State University, Tomsk, shpansky@ggf.tsu.ru

The accumulated data of radiocarbon dating of the remains of the leading species of large mammals (*Elasmotherium sibiricum, Mammuthus trogontherii* chosaricus, long-horned and short-horned bison) showed a later extinction of some taxa and a higher degree of proximity of faunal complexes identified earlier. These data allowed the author to lower the status of the Irtysh, Khazar and Mammoth complexes to the level of subcomplexes and combine them into a tundra-steppe complex that corresponds to the paleoecological structure of the fauna and the landscape and climatic conditions of its habitat.

Key words: tundra-steppe faunal complex, large mammals, West Siberian, biostratigraphy.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-432

Первая хорошо обоснованная на значительном фактическом материале биостратиграфическая схема по млекопитающим была опубликована В.И. Громовым в 1939 г. Для позднего плиоцена и четвертичного периода европейской части СССР им выделено девять фаунистических комплексов: хапровский, псекупский (разделенный на нижний и верхний), таманский, тираспольский, хазарский и верхнепалеолитический (с выделенным позднемустьерским) (Громов, 1939, 1948). Для Западно-Сибирской равнины с высокой долей уверенности В.И. Громовым предложены хазарский и верхнепалеолитический комплексы, о более древних комплексах имеется только указание на присутствие «отдельных руководящих элементов». В качестве руководящей группы Громовым предложена филогенетическая линия мамонтоидных слонов (*Archidiskodon–Mammuthus*). Позднее он провел сопоставление фаунистических комплексов Восточной Европы со временем существования отдельных форм мамонтоидных слонов, что стало определяющим для оценки стратиграфического объема комплексов (Громов, 1961; Громов и др., 1965). Тем самым, фаунистические комплексы стали биохронами слонов филогенетической линии *Archidiskodon–Mammuthus*. Такое понимание фаунистических комплексов сохраняется до настоящего времени.

По крупным млекопитающим в Унифицированной стратиграфической схеме четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины (2000) приведены: мамонтовый комплекс с интервалом распространения от тазовского до сартанского времени и выделения мамонтов раннего и позднего типа. Для самаровского времени приведен хазарский комплекс, для тобольского времени видовой состав фауны не определен, для талагайкинского времени отмечены *Archidiskodon* cf. *trogontherii* и *Equus* sp. Для позднего эоплейстоцена отмечено присутствие отдельных таксонов, не определенных до вида – *Palaeoloxodon* sp., *Equus* sp., Ovibovini gen.? Не вошедшими в схему стали: для гелазия подпуск-лябяжьинский комплекс (из-за более позднего изменения неоген-четвертичной границы); для начала среднего неоплейстоцена, предложенная Э.А. Вангенгейм (1977) «фауна Татарки»; для среднего неоплейстоцена, предложенный Б.С. Кожамкуловой (1969) прииртышский фаунистический комплекс. Сложилась ситуация, когда в пределах одной зоогеографической провинции выделено два условно одновозрастных комплекса – прииртышский (Кожамкулова, 1969) и «фауна Татарки» (Вангенгейм, 1977) отвечающие первой половине среднего неоплейстоцена и сопоставляемые с сингильским комплексом Восточной Европы. Типовым районом для прииртышского комплекса В.С. Кожамкулова обозначила Павлодарское Прииртышье, местонахождение у с. Татарка также находится в пределах этого района, но представляет собой локальную фауну, материал которой в основном происходит из пляжных сборов Р.А. Зиновой (1966–1967 годов, коллекция ГИН 895). Такое состояние биостратиграфии квартера такого обширного и важного региона как Западно-Сибирская равнина не может удовлетворять ни геологов, ни собственно палеонтологов.

В последнее время для территории Западно-Сибирской равнины в стратиграфической последовательности выделяется 8 фаунистических комплексов крупных и мелких млекопитающих (Зажигин, 2009; Шпанский, 2018): подпуск-лебяжьинский (после понижения нижней границы четвертичного периода до 2,6 млн лет, этот комплекс является самым древним в квартере); муккурский, карагашский и раздольинский (=скородумовская фауна мелких млекопитающих) комплексы выделены по мелким млекопитающим, вяткинский комплекс также выделен преимущественно по мелким млекопитающим; прииртышский, хазарский и мамонтовый комплексы выделены по крупным млекопитающим (рис. 1). Наибольшее количество местонахождений млекопитающих имеет «молодой» геологический возраст и включает остатки представителей прииртышского, хазарского и мамонтового комплексов среднего-позднего неоплейстоцена. Для них известен достаточно разнообразный видовой состав (табл. 1), в том числе по крупным многовидовым местонахождениям – Григорьевка (Павлодарская обл.), Красный Яр (Новосибирская обл.), Сергеево, Красный Яр (Томская обл.) и др.

Начиная со среднего неоплейстоцена (прииртышский комплекс) появляются и массово встречаются остатки *Panthera spelaea*, *Ursus savini rossicus, Saiga tatarica, Megaloceros giganteus, Coelodonta antiquitatis, Bison priscus,* линия крупных кабаллоидных лошадей и другие виды, сформировавшие ядро типичной фауны открытых ландшафтов, что значительно отличает ее от предшествующей, вяткинской фауны, отражающей более мозаичные ландшафты. Типичным представителем мамонтоидных слонов становится *Mammuthus trogontherii chosaricus*. Различиями между прииртышской и хазарской фаунами являются замена широколобого лося *Cervalces latifrons* на типичного *Alces alces* и появление *Rangifer tarandus*. До недавнего времени ключевым отличием было вымирание носорогов *Elasmotherium sibiricum* и *Stephanorhinus kirchbergensis* в первой половине среднего неоплейстоцена. Традиционным отличием между хазарской и мамонтовой фауной считалась смена хазарского слона на *Mammuthus primigenius*, появление *Ovibos moschatus* и широкое распространение северного оленя, песца.

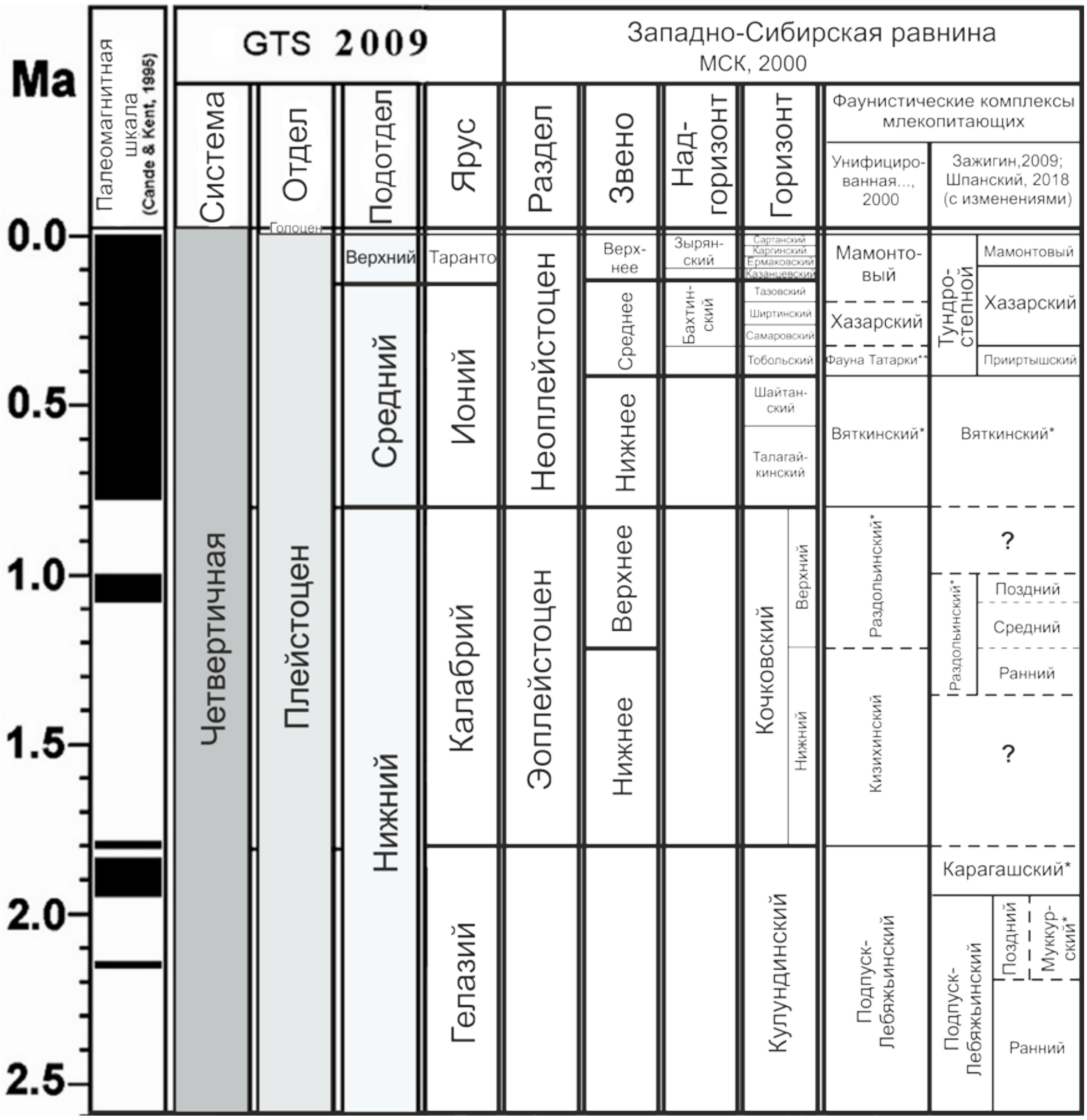


Рис. 1. Стратиграфическое положение фаунистических комплексов млекопитающих Западно-Сибирской равнины. *Обозначены комплексы, установленные преимущественно по мелким млекопитающим. ** по Э.А. Вангенгейм (1977).

В настоящей работе автор предлагает понизить статус прииртышского, хазарского и мамонтового комплексов до уровня подкомплексов и объединить их в один комплекс под названием тундростепной (tundra-steppe) (рис. 1). Это вызвано появлением радиоуглеродных дат каргинского возраста для таксонов *Elasmotherium sibiricum, Mammuthus trogontherii chosaricus* (Kosintsev et al., 2019; Shpansky et al., 2016; Shpansky, Kuzmin, 2021), радиоуглеродных дат сартанского возраста для длиннорогих бизонов (Shpansky et al., 2016), находками *Stephanorhinus kirchbergensis* в отложениях казанцевского возраста (Шпанский, 2017; Lobachev et al., in press), которые ранее определяли биостратиграфическое различие этих фаун. В настоящее время степень близости фаун по индексу Симпсона составляет: между прииртышской и хазарской фаунами 75%, между хазарской и мамонтовой 90%. Возросшая степень близости комплексов среднего-позднего неоплейстоцена потребовала понижения их статуса. Название комплекса «тундростепной» хорошо отражает главную особенность экологической структуры всех этих подкомплексов, а именно обитание в новых ландшафтах, сложившихся в среднем неоплейстоцене. Что же касается совместного существования двух морфоформ (толсто-

Табл. 1

Видовой состав фаунистических комплексов крупных млекопитающих среднего-позднего неоплейстоцена Западно-Сибирской равнины

Прииртышский	Хазарский	Мамонтовый
Mammuthus trogontherii chosaricus	*Mammuthus trogontherii chosaricus*	*Mammuthus trogontherii chosaricus*
Elephas (*Palaeoloxodon*) ex gr. *antiquus*		*Mammuthus primigenius*
Stephanorhinus kirchbergensis	*Stephanorhinus kirchbergensis*	
Elasmotherium sibiricum	?	*Elasmotherium sibiricum*
Coelodonta antiquitatis	*Coelodonta antiquitatis*	*Coelodonta antiquitatis*
Equus ex gr. *mosbachensis–germanicus*	*Equus* ex gr. *mosbachensis–germanicus*	*Equus* ex gr. *gallicus*
Equus sp. (мелкая)	*Equus ovodovi*	*Equus ovodovi*
Bison priscus	*Bison priscus*	*Bison priscus*
Bos primigenius	*Bos primigenius*	*Bos primigenius*
?	*Soergelia* cf. *elisabetae*	
		Ovibos moschatus
Saiga tatarica	*Saiga tatarica*	*Saiga tatarica*
Cervalces cf. *latifrons*	?	
	Rangifer tarandus	*Rangifer tarandus*
Cervus elaphus	*Cervus elaphus*	*Cervus elaphus*
Megaloceros giganteus ruffi	*Megaloceros giganteus*	*Megaloceros giganteus giganteus*
	Alces alces	*Alces alces*
Camelus knoblochi	?	
Panthera spelaea	*Panthera spelaea*	*Panthera spelaea*
Felis manul		
	Gulo gulo	*Gulo gulo*
Canis lupus	*Canis lupus*	*Canis lupus*
Ursus savini rossicus	*Ursus savini rossicus*	*Ursus savini rossicus*
U. arctos	*U. arctos*	*U. arctos*
Crocuta crocuta spelaea	*Crocuta crocuta spelaea*	*Crocuta crocuta spelaea*
		Alopex lagopus
		Vulpes vulpes
		Meles leucurus
?	*Castor fiber*	*Castor fiber*

и тонкоэмалевых) мамонтоидных слонов, то такое предположение уже высказывалось ранее И.В. Фороновой (1986), но не подтверждалось датировками. Аналогичные ситуации уже отмечены для длительного сосуществования мелкой и крупной форм лошадей, короткорогой и длиннорогой форм бизона (Shpansky et al., 2016; Soubrier et al., 2016). По мнению автора, такое сосуществование короткорогих и длиннорогих бизонов, толсто- и тонкоэмалевых мамонтов в позднем неоплейстоцене было возможно на фоне плавающих ландшафтно-климатических условий. В относительно теплое и влажное каргинское время распространялись короткорогие бизоны и толстоэмалевые слоны, а в сартанское время длиннорогие бизоны и тонкоэмалевые слоны. В пользу этого предположения говорит распределение датированных черепов и зубов с соответствующими типичными морфометрическими параметрами. К сожалению, на фоне в целом большого количества радиоуглеродных дат по костям млекопитающих, редко встречается совмещение описания морфометрических данных и результатов датирования, что не обеспечивает высокой степени биостратиграфических построений.

ЛИТЕРАТУРА

Вангенгейм Э.А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена Северной Азии. М.: Наука, 1977. 171 с.

Громов В.И. Краткий систематический и стратиграфический обзор четвертичных млекопитающих СССР // Академику В.А. Обручеву к пятидесятилетию научной и педагогической деятельности. Т. II. М.-Л.: Изд-во АН СССР. 1939. С. 163–223.

Громов В.И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР. Тр. ГИН, сер. геол. 1948. Вып. 64. № 17. 521 с.

Громов В.И. Принципы построения схем периодизации палеолита // Тр. комис. по изуч. четвертич. периода. 1961. Т. 18. С. 32–38.

Громов В.И., Алексеев М.Н., Вангенгейм Э.А. и др. Схема корреляции антропогеновых отложений Северной Евразии // Корреляция антропогеновых отложений Северной Евразии. М.: Наука, 1965. С. 5–33.

Зажигин В.С. Комплексы мелких млекопитающих позднего плиоцена – раннего плейстоцена юга Западной Сибири // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы VI Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода, 19–23 октября 2009 г. Новосибирск, 2009. С. 218–220.

Кожамкулова Б.С. Антропогеновая ископаемая териофауна Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1969. 149 с. Таблицы I–XXXIV.

Унифицированная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины. Новосибирск, 2000.

Форонова И.В., Зудин А.Н. Новый подход к исследованию филогении ископаемых слонов линии Archidiskodon-Mammuthus Северной Евразии // Биостратиграфия и палеоклиматы плейстоцена Сибири. Новосибирск: Наука, 1986. С. 6–31.

Шпанский А.В. Вопросы палеозоогеографии носорога Мерка (*Stephanorhinus kirchbergensis* Jager 1839) (Rhinocerotidae, Mammalia) // Геосферные исследования. 2017. № 3. С. 73–89.

Шпанский А.В. Четвертичные крупные млекопитающие Западно-Сибирской равнины: условия обитания и стратиграфическое значение. Дисс. … докт. геол.-мин. наук. Томск, 2018. 313 с.

Kosintsev P.A., Michell K., Deviese T. et al. Evolution and extinction of the giant rhinoceros *Elasmotherium sibiricum* sheds light on late Quaternary megafaunal exinctions // Nat. Ecol. Evol. 2019. V. 3. No 1. P. 31–38.

Lobachev Y.V., Shpansky A.V., Bondarev A.A. et al. New findings of *Stephanorhinus kirchbergensis* (JÄGER, 1839) in Siberia // Palaeontol. Electron. 2021 (in press).

Shpansky A.V., Aliyasova V.N., Ilyina S.A. The Quaternary Mammals from Kozhamzhar Locality (Pavlodar Region, Kazakhstan) // Am. J. Appl. Sci. 2016. V. 13(2). P. 189–199.

Shpansky A.V., Kuzmin Y.V. The MIS 3 megafauna of the southeastern West Siberia and the possibility of late survival of steppe mammoth (*Mammuthus trogontherii chosaricus*) // Radiocarbon. 2021 (in press).

Shpansky A.V., Svyatko S.V., Reimer P.J., Titov S.V. Records of *Bison priscus* Bojanus (Artiodactyla, Bovidae) skeletons in Western Siberia // Russian Journal of Theriology. 2016. V. 15(2). P. 100–120.

Soubrier J., Gower G., Chen K. et al. Early cave art and ancient DNA record the origin of European bison // Nat. Commun. 2016. 7:13158. P. 1–7.

УДК 551.34 (571.1)

КРИОЛИТОЗОНА – ИСТОЧНИК ИНФОРМАЦИИ О СПОРНЫХ ВОПРОСАХ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ИСТОРИИ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ

Н.А. Шполянская

Ухтинский государственный технический университет, кафедра экологии, землеустройства и природопользования, Ухта, nellashpol@yandex.ru

Подземные льды криолитозоны во время своего формирования приобретают свойства соответствующей эпохи и становятся “свидетелями” условий этой эпохи. В статье показано, что наблюдаемые ныне природные закономерности в Российской Арктике не могут быть объяснены принятыми сейчас положениями относительно четвертичной истории региона. Нет соответствия между событиями “ледниковый период – регрессия моря”, “межледниковый период – трансгрессия моря”: восточный сектор Арктики развивался целиком в континентальном режиме, западный сектор большую часть времени – в морском режиме. Гляциоэвстатика не является причиной изменения уровня океана: уровень менялся неравномерно. Размеры покровного оледенения на Российском Севере были невелики. Утверждаемые ныне размеры поздневалдайской (сартанской) регрессии Арктического бассейна сильно завышены. В статье делается вывод, что развитие Российской Арктики происходило в неотектоническую эпоху под непосредственным влиянием тектонических процессов.

Ключевые слова: криолитозона, палеогеография, плейстоцен, голоцен, неотектоника.

CRYOLITHOZONE – THE SOURCE OF INFORMATION ON DISPUTED ISSUES OF THE RUSSIAN ARCTIC QUATERNARY HISTORY

N.A. Shpolyanskaya

Ukhta State Technical University, Ukhta, nellashpol@yandex.ru

Underground ice of the permafrost zone, during its formation, acquire the properties of the corresponding epoch, and thus become “witnesses” of this era conditions. The report shows that the currently observed natural patterns in the Russian Arctic cannot be explained by the currently accepted provisions regarding the Quaternary history of the region. There is no correspondence between the events "ice age – sea regression", "interglacial period – sea transgression": the eastern sector of the Arctic developed in the continental regime, the western sector developed in sea mode. Glacioeustatics is not the cause of ocean level changes: the level has changed unevenly. The ice sheets in the Russian North were not large. The currently approved sizes of the Late Valdai regression of the Arctic Basin are greatly overestimated. The article concludes that the development of the Russian Arctic took place in the neotectonic epoch and under the direct influence of tectonic processes.

Key words: cryolithozone, paleogeography, Pleistocene, Holocene, neotectonics.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-437

Развитие Российской Арктики в плейстоцене не один век является остро дискуссионной темой. Главные спорные вопросы: 1) размеры покровных оледенений и районы их развития; 2) изменения уровня Арктического бассейна и причины регрессий и трансгрессий; 3) размеры регрессии в последнюю ледниковую эпоху. В определенной мере эту информацию содержат подземные льды криолитозоны. Формируясь в разные эпохи в определенных условиях льды приобретают своеобразные черты эпохи, которые сохраняют всю “свою жизнь”, соизмеримую с геологическим временем. В статье рассматривается фактический материал по криолитозоне Российской Арктики. Сопоставление этого материала выявило ряд закономерностей, противоречащих нынешним постулатам о четвертичной истории.

Рис. 1. Карта Российской криолитозоны в системе Суша – Шельф. Видно, что разные типы льдов соответствуют генетически разным регионам.

Главная черта криолитозоны на Российском Севере – это резкое различие между западным и восточным секторами Арктики. На равнинах Западного сектора преобладают пластовые льды, на равнинах Восточного сектора – полигонально-жильные льды (рис. 1). Генетически это принципиально разные образования, и это указывает на неодинаковую историю развития двух частей Арктики.

В западном секторе Арктики развиты преимущественно пластовые льды – крупные ледяные залежи. Ряд авторов считают их захороненными остатками прошлого покровного оледенения. Однако по генезису пластовые льды неоднородны (Шполянская, 2015), притом, наиболее широко, в отложениях почти всех эпох плейстоцена (кроме поздневалдайской), и всегда в дислоцированных морских засоленных отложениях распространены льды, сформировавшиеся непосредственно в море. Это делает данный тип льдов лицом региона. Льды представлены ледогрунтовыми образованиями с тонким сопряженным переслаиванием грунтовых и ледяных слоев (рис. 2А). Они явно сформированы в водной среде в условиях турбулентного движения разжиженного промерзающего осадка, образующего вихреобразные дислокации. В микростроении льда (рис.2Б) тонкие прослои взвешенных минеральных частиц, кристаллы с четкими ненарушенными гранями явно формировались в свободной субаквальной среде.

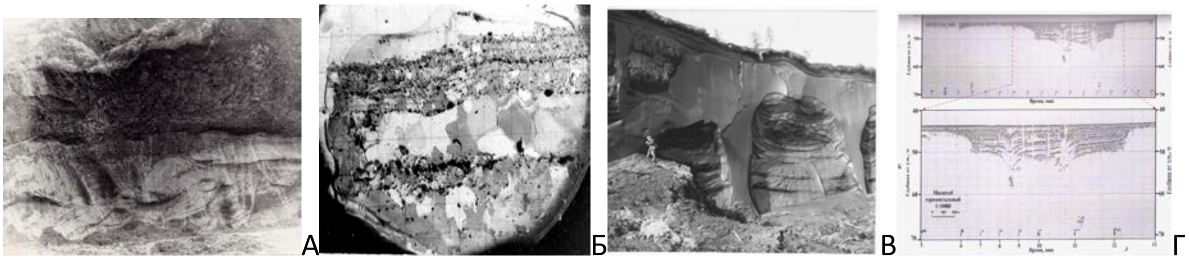


Рис. 2. Типы подземных льдов. А – субмаринный лед (западный Гыдан); Б – микростроение субмаринного льда; В – полигонально-жильный лед (низовья р. Яны; Г – затопленный полигональный рельеф на шельфе моря Лаптевых (сейсмограмма).

Возможность промерзания донных соленых осадков непосредственно в море и образование вечной мерзлоты в субмаринных условиях детально исследована в работе (Шполянская, 2015). Подтверждением служит Баренцево-Карский шельф, где сейчас на глубоких участках (более 50 м) наблюдается современное новообразование донной мерзлоты (Рокос и др., 2009; 2018; Мельников, Спесивцев, 1995).

Общий вывод: Западный сектор Российской Арктики в течение большей части плейстоцена (за исключением поздневалдайской эпохи) развивался в условиях трансгрессии моря при морском осадконакоплении.

В поздневалдайскую эпоху Западный сектор развивался в континентальном режиме. На это указывает широкое распространение в отложениях полигонально-жильных льдов (сугубо континентальных образований). Покровного оледенения не было. Об этом говорят: на суше – полигонально-жильные льды (антагонисты ледников), на шельфе – разрезы донных отложений по скважинам в Печорском море (Рокос и др., 2018). Ни в одном разрезе нет ледниковых отложений. Те же разрезы говорят об ограниченном осушении шельфа в позднеледниковую эпоху.

В восточном секторе Арктики на равнинах повсеместно распространены полигонально-жильные льды (рис. 2В). Они развиты в отложениях всех эпох плейстоцена, начиная еще с эоплейстоцена, и это значит, что восточный сектор, в отличие от западного, в течение всего плейстоцена развивался в континентальном режиме. Одновременно присутствие полигонально-жильных льдов исключает покровные оледенения на равнинах восточного сектора Арктики во все эпохи плейстоцена. На Восточно-Арктическом шельфе, мелком, не более 40 м глубины, в отличие от Западно-Арктического, криолитозона реликтовая. Об этом свидетельствует затопленный ледовый комплекс сартанского возраста (рис. 2Г). Только у внешней кромки шельфа, при глубине моря заметно более 50 м, российско-германскими работами в море Лаптевых был вскрыт субмаринный лед (рис. 1). Затопленный рельеф показывает, что на осушенном шельфе не было покровного оледенения.

Из изложенного материала вытекает, что на равнинах Российского севера в плейстоцене ледников не было к востоку от полуострова Канин. В горных районах было горно-долинное оледенение. Это объясняется особенностями циркуляции атмосферы в Российской Арктике, которые сформировались еще в плиоцене. В северном полушарии влага поступает преимущественно с западным переносом Атлантических воздушных масс. С началом похолодания, когда начали возникать вечная мерзлота и ледники, в Российской Арктике под влиянием западного переноса начал расти Скандинавский ледник – первая горная преграда на пути атлантических воздушных масс (рис. 1). Он перехватывает влагу, превращаясь в покровный ледниковый щит. Низменные районы к востоку от него остаются более сухими. Осадки проникают только в высокие горы – Урал, Бырранга, Путорана, и там растут ледники, но горно-долинные. На Азиатском севере, где развит антициклон, влажные воздушные массы не проникают, и ледники не растут. Но вертикальная мощность антициклона составляет 1000–1500 м, максимум 2000 м. На более высоких горах появляются ледники. На Верхоянском хребте, хребте Черского развивается горно-долинное оледенение. Ближе к Чукотке оледенение ослабевает, поскольку горы меньшей высоты, западные воздушные массы обезвожены. В результате районы развития ледников по площади всегда были ограничены, в отличие от вечной мерзлоты, которая формировалась в условиях и морского, и континентального климата.

Из всего материала следует важный вывод: не прослеживается принятая ныне синхронность событий «ледниковый период – регрессия моря», «межледниковый период – трансгрессия моря». А отсутствие синхронного движения береговой линии исключает признанную сейчас причину колебания уровня моря – гляциоэвстатику.

Наиболее вероятно, что изменения уровня Арктического бассейна контролируются неравномерными тектоническими процессами в Северном Ледовитом океане. Океан расположен на стыке двух литосферных плит – Евразийской на западе и Амеразийской на востоке (Хаин, Лимонов, 2004; Лаверов и др., 2012). Это сформировало две разнородные океанические впадины – западную с океанической корой (ее замыкает хребет Ломоносова) и восточную с преимущественно континентальной корой. В западной впадине расположен срединно-океанический хребет Гаккеля, сформировавшийся в начале плиоцена 9,5 млн лет (Карасик, Рождественский, 1977). Спрединг в хребте, начавшийся в конце плиоцена (Хаин, Лимонов, 2004), продолжавшийся в плейстоцене и сейчас, приводил к уменьшению объема прилегающих впадин, из-за чего большие объемы воды вытеснялись на континент (Сорохтин, 2007). На Баренцево-Карский шельф, непосредственно примыкающий к области срединно-океанического хребта, в раннем и среднем плейстоцене было вытеснено много океанической воды, которая на равнинной прилегающей суше распространилась далеко на юг. На территории Европейского севера России и Западной Сибири образовался обширный морской бассейн (рис. 1).

Восточная часть Арктического бассейна представлена преимущественно устойчивой континентальной корой. Это снижает ее динамичность. Спрединг в хребте Гаккеля с востока прерывается трансформным разломом Чарли (Хатангско-Ломоносовским), к востоку от которого затухают движения земной коры. Восточный сектор Российской Арктики развивался в стабильном режиме.

Исходя из приведенных фактов, последняя, сартанская регрессия Арктического бассейна не могла превышать 50 м, а в ряде мест и вообще отсутствовала. Восточный шельф с глубиной моря до 40 м осушался весь. При регрессии моря до изобаты 100–120 м (как считается) должна была бы осушиться часть материкового склона за пределами внешней кромки шельфа. Однако у кромки шельфа встречен изначально субмаринный лед, который не является реликтовым. Значит, осушения здесь не было. Так что регрессия Восточного шельфа не могла превышать 40–50 м.

На Западном шельфе, скорее всего, осушение коснулось только отдельных мелководных участков, например, южной части Печорского моря. На остальной территории осушения не было. Это вытекает из уже упоминавшихся разрезов донных отложений Печорского моря, представленных целиком морскими отложениями на глубоких участках моря и с небольшим врезом (до 45 м) континентальных отложений на мелководьях. На малое осушение указывает и батиметрический анализ морей Арктического шельфа, проведенный Б.А. Казанским (2008) из Тихоокеанского института океанологии. Он выявлял плотность распределения 100-метровых глубин на Арктическом шельфе. По его результатам, на шельфе Баренцева моря максимума плотности распределения глубин 100 м вообще нет. Из этого следует, что шельф не осушался на больших площадях. Если бы он осушался до 100-120 м, то обязательно сформировались бы устойчивые 100-метровые поверхности, которые сохранились бы на затопленном шельфе. Следовательно, осушались лишь отдельные разрозненные мелководные участки типа юга Печорского моря.

Выводы можно сформулировать как ответы на вопросы, поставленные в начале статьи:

- покровного оледенения на равнинах Российского Севера в плейстоцене–голоцене не было восточнее полуострова Канин. В горах были горно-долинные ледники;

- не выявляется соответствия и связи между эпохами «ледниковый период – регрессия моря», «межледниковый период – трансгрессия моря»;

- нельзя признать гляциоэвстатику причиной трансгрессий и регрессий, таяние и накопление ледников не влияют (или мало влияют) на изменение уровня моря;

- изменения положения береговой линии имеют тектоническую природу;

- регрессия Арктического бассейна в сартанскую эпоху не превышала 50 м, а на больших пространствах западного сектора отсутствовала.

ЛИТЕРТУРА

Казанский Б.А. Сравнительный батиметрический анализ шельфа Арктических морей по цифровым данным ETOPO 5 // Природа шельфа и архипелагов Европейской Арктики. Материалы Междунар. конференции в Мурманске, вып 8. М.: ГЕОС, 2008. С. 154–156.

Карасик А.М., Рождественский С.С. Структура оси разрастания океанического дна и закономерности ее формирования (на примере рифтовой зоны Североатлантического мегабассейна) // Основные проблемы рифтогенеза. Новосибирск: Наука, 1977. С. 167–175.

Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В. и др. Базовая модель тектонического развития Арктики для установления внешней границы континентального шельфа // Арктика: экология и экономика, 2012. № 2 (6). С. 4–19.

Мельников В.П., Спесивцев В.И. Инженерно-геологические и геокриологические условия шельфа Баренцева и Карского морей. Новосибирск: Наука, 1995. 195 с.

Рокос С.И., Длугач А.Г., Костин Д.А. и др. Многолетнемерзлые породы шельфа Печорского и Карского морей: генезис, состав, условия распространения и залегания // Инженерные изыскания. Всероссийский инженерно-аналитический журнал. 2009. № 10. С. 38–41.

Рокос С.И., Костин Д.А., Куликов С.Н. Стратиграфическое расчленение толщи новейших отложений шельфа Печорского моря по материалам инженерно-геологического бурения. Презентация. // Материалы VI Междунар. конференции “Новое в геологии и геофизике Арктики, Антарктики и Мирового океана”, Санкт-Петербург, 25–29 апреля 2018 г. СПб., 2018.

Сорохтин О.Г. Жизнь Земли (в серии «Науки о Земле»). М.-Ижевск: Институт компьютерных исследований, 2007. 450 с.

Хаин В.Е., Лимонов А.Ф. Региональная геотектоника. М.: ООО «Геомодель-Консалтинг», 2004. 269 с.

Шполянская Н.А. Плейстоцен-голоценовая история развития криолитозоны Российской Арктики “глазами” подземных льдов. М.-Ижевск: Институт компьютерных исследований, 2015. 344 с.

УДК 551.8:004.4

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГИС-ТЕХНОЛОГИЙ ДЛЯ АНАЛИЗА И ИНТЕРПРЕТАЦИИ ПАЛЕОПАЛИНОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ НЕОПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНА НА ТЕРРИТОРИИ КРАСНОЯРСКОЙ ЛЕСОСТЕПИ

Г.Ю. Ямских, В.О. Брунгардт, Г.А. Ахметжанова

Сибирский федеральный университет, Красноярск, yamskikh@mail.ru, bruvika@mail.ru, akhmetzhanova2112@gmail.com

В статье представлены результаты использования ГИС-технологий на территории юга Приенисейской Сибири и Красноярской лесостепи при обработке и интерпретации палинологического материала. Показана необходимость автоматизации обработки палинологического материала, картирования его результатов и необходимость обновления баз палинологических и климатических данных в условиях глобального изменения климата для разработки прогнозных сценариев изменения ландшафтов с учетом антропогенного изменения окружающей среды.

Ключевые слова: Палинология, палеоклимат, неоплейстоцен, голоцен, ГИС-технологии, базы палинологических данных, Приенисейская Сибирь, Красноярская лесостепь.

THE USE OF GIS TECHNOLOGIES FOR THE ANALYSIS AND INTERPRETATION OF PALEOPALINOLOGICAL DATA OF THE NEO-PLEISTOCENE–HOLOCENE ON THE TERRITORY OF THE KRASNOYARSK FOREST-STEPPE

G.Yu. Yamskikh[1], B.O. Brungardt[1], G.A. Akhmetzhanova[1]

Siberian Federal University, Krasnoyarsk, yamskikh@mail.ru, bruvika@mail.ru, akhmetzhanova2112@gmail.com

The article presents the results of the use of GIS technologies in the south of the Yenisei Siberia and the Krasnoyarsk forest-steppe in the processing and interpretation of palynological material. The necessity of automating the processing of palynological material, mapping its results, and the need to update the databases of palynological and climate data in the context of global climate change for the development of forecast scenarios of landscape changes taking into account anthropogenic environmental changes are shown.

Key words: Palynology, paleoclimate, Neo-Pleistocene, Holocene, GIS technologies, palynological data bases, Prienisejskaya Siberia, Krasnoyarsk forest-steppe.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-442

Применение ГИС-технологий в палинологии связано с массовым использованием компьютеров с середины 80-х годов прошлого века. При палинологических исследованиях накапливается огромный фактический материал, обработка и анализ которого иногда связаны с субъективными взглядами ученых на интерпретацию палинологического материала (Ямских, 1995)**,** наличием или отсутствием поверхностных проб разногенетических типов отложений, техническими затруднениями подготовки графических и картографических материалов на основе палинологических данных.

Первые результаты использования ГИС-технологий в палинологии на территории Приенисейской Сибири были связаны с созданием баз данных поверхностных спорово-пыльцевых спектров разногенетических типов отложений ландшафтных зон Минусинской котловины. Данные были представлены в виде таблиц с географической привязкой места отбора проб и составом спорово-пыльцевых спектров. Эти базы данных были привязаны к базе данных по 12 показателям современного климата 74 метеостанций Минусинской котловины. Благодаря использованию методов математической статистики и методик, предложенных Г.Ф. Букреевой (1987), была максимально извлечена и интерпретирована информация о палеоклиматах и ландшафтах позднего голоцена Минусинской котловины (Букреева, Зубарева (Ямских), 1987; Зубарева (Ямских), 1987). Использование этих баз данных и создание программ математической обработки дало возможность получить уравнения регрессии для характеристик 11 показателей палеоклиматов и определения типа растительных зон на количественной основе. Таким образом, впервые на объективной основе для территории Минусинской котловины были получены в автоматическом режиме количественные характеристики элементов палеоклиматов (на основе палинологического изучения торфяных отложений) и была составлена дробная схема климатостратиграфического расчленения голоцена (рис. 1).

Для картирования пространственных изменений реконструированных элементов палеоклиматов для территории Минусинской котловины использовался метод крайгинга (Матерон, 1968). Например, реконструированные среднегодовые температуры июля для временных интервалов 3000–3500 л.н. и 4500–5000 л.н. (Букреева, Ямских, 1995) представлены на рис. 2.

Первые попытки использования аэрокосмических методов для оценки соотношений состава современной растительности в субрецентных спорово-пыльцевых спектрах были предприняты на территории Приенисейской Сибири в 1998 году (Ямских, Калашников, 1998). В дальнейшем работа по созданию карты преобладающих древесных пород и мест концентрации разногенетических типов отложений в пределах пробных площадей подзоны северной лесостепи Приенисейской Сибири (рис.3) проводилась в программе ArcView GIS версия 3.2 с использованием операции объединения разных тем, модуля пространственных операций и последующих вычислений, производившихся в объединенной теме. Основой для создания данной карты послужила карта лесов Красноярского края, которая была совмещена с картой современных растительных зон и схематической картой размещения северной лесостепи Средней Сибири, откуда были взяты границы контуров северной лесостепи (Корец,1999; Рыжкова и др., 1998).

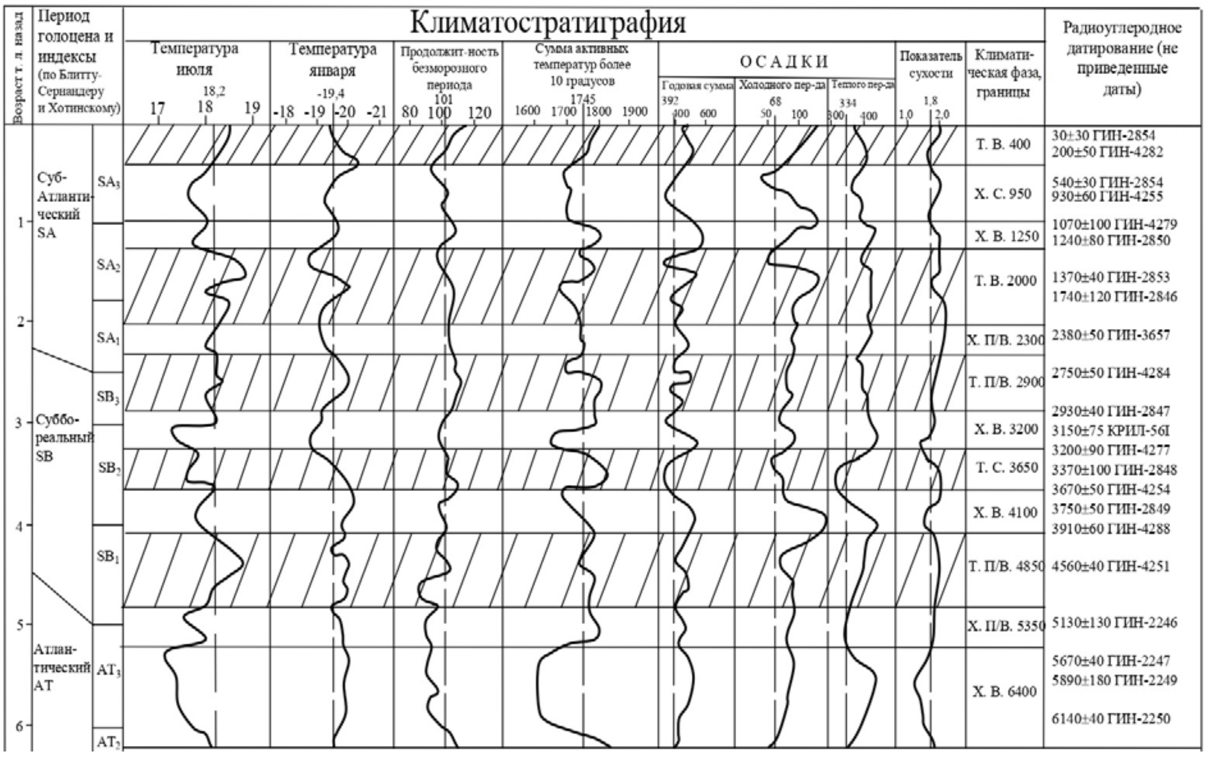


Рис. 1. Климатостратиграфическая схема голоцена Минусинской котловины (составлена на основе палинологических данных голоцена с использованием расчетных уравнений регрессии).

А. 3000–3300 л.н. | Б. 4500–5000 л.н.

Рис. 2. Среднегодовые температуры июля на территории Минусинской котловины (^{0}С).

В результате, путем объединения трех разных тем при помощи модуля пространственных операций, была получена настоящая карта масштаба 1:2500000, содержащая в себе данные по распределению основных древесных пород, границы пробных площадей, мест концентрации типов поверхностных проб (Ямских, 2006), границ северной лесостепи. Территория северной лесостепи Приенисейской Сибири поделена на 6 полигонов (пробных площадей разной величины) (рис. 3). Общая площадь северной лесостепи по данным схематической карты составляет приблизительно 836305 га.

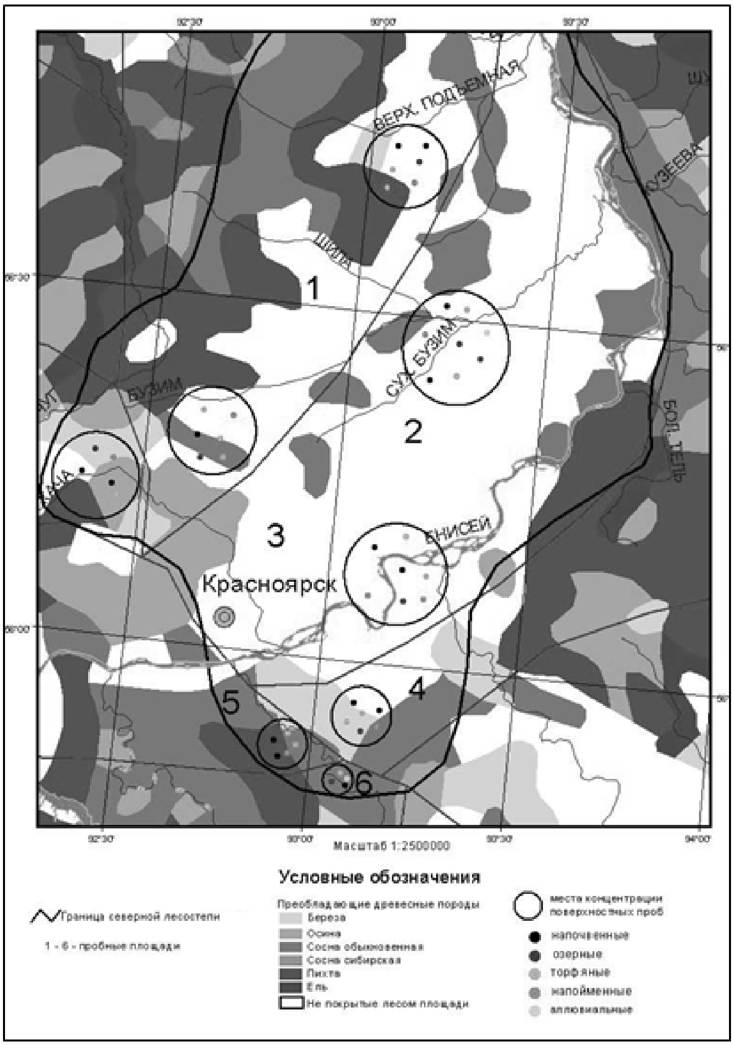


Рис. 3. Карта преобладающих древесных пород и мест концентрации разногенетических типов отложений в пределах пробных площадей.

По имеющимся координатам на карту были нанесены точки отбора спорово-пыльцевых проб разного типа, объединенные в местах концентрации проб (табл. 1).

Табл. 1

Распределение по типам отложений поверхностных проб
на территории северной лесостепи Красноярской котловины

№ п\п	Растительная зона	Типы отложений и количество поверхностных проб				
		торфяные	напочвенные	озерные	напойменные	русловые
1	Северная лесостепь	30	22	22	30	30

При помощи инструмента «Калькулятор» программы ArcView GIS была вычислена площадь каждого из шести полигонов, внутри которых вычислялась занимаемая площадь для каждой породы в гектарах. Далее, значения, полученные в ArcView GIS были экспортированы в Microsoft Excel, где на основе площади каждого полигона, принимаемой за 100%, отдельно вычислялось процентное содержание древесных пород внутри каждого полигона, а также от общей площади территории северной лесостепи (табл. 2).

Табл. 2

Процентное содержание древесных пород внутри пробных площадей

№ полигона	Древесная порода	Количественное содержание породы от площади полигона (%)	Количественное содержание породы от общей площади Красноярской лесостепи (%)	Площадь полигона от общей площади Красноярской лесостепи (%)
1	береза	2.01	0.72	36.04
	осина	3.08	1.11	
	сосна	26.48	9.54	
	пихта	27.19	9.80	
	не покрытые лесом	41.24	14.86	
2	береза	0.92	0.46	50.68
	осина	3.41	1.73	
	сосна	14.82	7.51	
	ель	0.03	0.02	
	пихта	5.44	2.76	
	не покрытые лесом	75.37	38.20	
3	береза	26.91	0.98	3.65
	осина	37.70	1.38	
	пихта	20.52	0.75	
	не покрытые лесом	14.87	0.54	
4	береза	35.73	1.91	5.35
	сосна	32.99	1.76	
	ель	0.85	0.05	
	пихта	0.65	0.03	
	не покрытые лесом	29.78	1.59	
5	береза	13.60	0.33	2.43
	осина	3.14	0.08	
	сосна	47.47	1.15	
	пихта	24.58	0.60	
	не покрытые лесом	11.20	0.27	
6	осина	17.24	0.32	1.86
	сосна	28.20	0.52	
	пихта	33.73	0.63	
	не покрытые лесом	20.83	0.39	

Таким образом, для территории Красноярской лесостепи (северная лесостепь) было установлено (табл. 3), что незначительно большую площадь в границах северной лесостепи занимают не покрытые лесом территории, что является результатом активной хозяйственной деятельности человека.

Табл. 3

Процентное содержание древесных пород на территории северной лесостепи

Древесная порода	Количественное содержание на территории Красноярской лесостепи (%)
Береза	4.4
Осина	9.02
Сосна обыкновенная	20.48
Пихта	14.57
Ель	0.07
Не покрытые лесом территории	55.85

Далее по процентному соотношению первое место занимает сосна, затем пихта, осина, береза. Реже всего на исследуемой территории встречается ель. Преимущественно, данная закономерность отмечается и в соотношении компонентов состава субфоссильных спорово-пыльцевых спектров.

Дальнейшее использование ГИС-технологий позволит полностью автоматизировать процесс обработки палинологического материала, в непрерывном автоматическом режиме реконструировать палеоклиматические показатели голоцена и неоплейстоцена и строить палеоландшафтные карты, а также создавать прогнозные карты изменения климата на ближайшие десятилетия с учетом современных трендов.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ, Правительства Красноярского края и Красноярского краевого фонда науки в рамках научного проекта № 20-45-240001.

ЛИТЕРАТУРА

Букреева Г.Ф, Зубарева (Ямских) Г.Ю. Применение объективных численных методов обработки палинологических данных на примере территории Минусинской котловины // Палеогеография Средней Сибири. Межвузовский сборник научных трудов. Красноярск: Красноярский педагогический институт, 1987. С. 49–64.

Букреева Г.Ф, Ямских Г.Ю. Картографический способ отображения палеоклиматических сценариев голоцена (на примере территории Минусинской котловины // Палеогеография Средней Сибири. Межвузовский сборник научных трудов. Красноярск: Красноярский педагогический институт, 1995. Вып. 2. С. 171–190.

Букреева Г.Ф. Применение математических методов в палинологических исследованиях // Изв. РГО. 1987. Т. 119. Вып. 5. С. 427–433.

Зубарева (Ямских) Г.Ю. Изменение палеоклимата Южно-Минусинской котловины в позднем голоцене (по данным обработки палинологического материала численными методами) // Палеогеография Средней Сибири. Межвузовский сборник научных трудов. Красноярск: Красноярский педагогический институт, 1987. С. 41–49.

Корец М.А. ГИС для экосистемного управления лесами // Достижения науки и техники – развитию сибирских регионов. Тез. Докл. Всероссийской научно-практич. конференции с международным участием. Красноярск, 24–26 марта 1999 г. Ч. 3. Красноярск: КГТУ, 1999. С. 235–236.

Матерон Ж. Основы прикладной геостатистики. М.: Мир, 1968. 408 с.

Рыжкова В.А., Каплунов В.Я., Черкашин В.П., Корец М.А., Михайлова И.А. Разработка экологических карт для оценки состояния лесов на основе технологии ГИС // Аэрокосмические методы и геоинформационные системы в лесоведении и лесном хозяйстве: Материалы второго всероссийского совещания, Москва, 18–19 ноября 1998 г. Москва: ЦЭПЛ РАН. С. 83–87.

Ямских Г.Ю. Растительность и климат голоцена Минусинской котловины. Красноярск: КГПУ, 1995. 180 с.

Ямских Г.Ю. Реконструкция растительности и климата голоцена внутриконтинентальных территорий Приенисейской Сибири. Дис. ... докт. геогр. наук. Барнаул, 2006. 420 с.

Ямских Г.Ю., Калашников Е.Н. Об использовании аэрокосмического метода при оценке соотношения современной растительности и субрецентных спорово-пыльцевых спектров на ландшафтной основе на территории Приенисейской Сибири // Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке: Сборник тез. докл. к Всероссийскому совещанию, Санкт-Петербург, 14–19 сентября 1998 г. СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. С. 250.

УДК 551.41

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ПОНТО-КАСПИЯ В ПОЗДНЕМ КВАРТЕРЕ КАК ОСНОВА ФОРМИРОВАНИЯ БИОРАЗНООБРАЗИЯ МАЛАКОФАУНЫ БАССЕЙНОВ

Т.А. Янина

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, didacna@mail.ru

Палеогеографический анализ формирования биоразнообразия малакофауны в бассейнах Понто-Каспия представлен для позднего квартера, включающего разномасштабные глобальные климатические события: межледниковые и ледниковую эпохи, отдельные стадии их развития, оказавшие влияние на колебания уровня, функционирование проливов, обмен водами и эволюцию природной среды бассейнов. Материалом для исследований послужили анализ и обобщение собственных данных, а также публикаций других исследователей региона.

Ключевые слова: Каспий, Черное море, поздний квартер, изменения климата, колебания уровня, проливы, связь бассейнов, биоразнообразие.

HISTORY OF THE PONTO-CASPIAN DEVELOPMENT DURING THE LATE QUATERNARY AS BASIS FOR FORMATION OF BASIN BIODIVERSITY

T.A. Yanina

Lomonosov Moscow State University, Moscow, didacna@mail.ru

A paleogeographic analysis of the formation of malacofauna biodiversity in the Ponto-Caspian basins is presented for the Late Quaternary, including various large-scale global climatic events, such as interglacial and glacial epochs and stages of their development. They influenced the level fluctuations, functioning of straits, water exchange and the environmental evolution of basins. The material for this research is based on the analysis and synthesis of own data, as well on the publications of other researchers in the region.

Key words: Caspian, Black Sea, Late Quaternary, climate change, level fluctuations, straits, basin connections, biodiversity.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-448

Понто-Каспий – это система отличающихся природными особенностями и историей палеогеографического развития внутриконтинентальных водоемов – реликтов Восточного Паратетиса: изолированный Каспий, имеющие периодическую связь с Мировым Океаном Азовское и Черное моря и Манычская депрессия, в отдельные эпохи служившая проливом между Каспием и Понтом. Частью системы является и Мраморное море – «ворота» между Черным и Средиземным морями. Регион имеет стратотипическое значение для создания единой стратиграфической и событийной схем Северной Евразии, поэтому на протяжении многих к его истории, в том числе, к формированию и развитию биоразнообразия, приковано повышенное внимание. Палеогеографический анализ формирования биоразнообразия малакофауны в бассейнах Понто-Каспия представлен для позднего квартера, включающего разномасштабные глобальные климатические события: межледниковые и ледниковую эпохи, отдельные стадии их развития, оказавшие влияние на колебания уровня, эволюцию природной среды бассейнов, функционирование проливов, обмен водами и формирование биоразнообразия. Материалом для исследований послужили как анализ и обобщение собственных данных, так и публикаций других исследователей региона.

Событийная схема позднего плейстоцена Каспия включает позднехазарскую (позднехазарская и гирканская трансгрессии) и хвалынскую (раннехвалынская и позднехвалынская трансгрессии) трансгрессивные эпохи, разделенные ательской регрессией. Каждое событие осложнено дополнительными трансгрессивными и регрессивными фазами, вызванными изменениями климата. Позднехазарский трансгрессивный бассейн имел максимальный уровень около –10 м. Это был тепловодный бассейн, о чем свидетельствуют состав фауны и палинологические спектры из его отложений (Янина, 2012). В состав малакофаунистического комплекса входят преимущественно крассоидные дидакны (характерные виды – *Didacna nalivkini* и *D. surachanica*), обладающие большими размерами и массивностью раковин. Соленость составляла от 10–12‰ в Северном до 14–15‰ в Южном Каспии. Вопрос о существовании гирканского трансгрессивного бассейна является предметом многолетней дискуссии. В результате изучения материалов бурения из Северного Каспия нами подтверждено заключение (Попов, 1983) о существовании гирканской трансгрессии (Янина и др., 2014). Фаунистический облик бассейна определялся совместным нахождением «хвалыноподобной» фауны *Didacna subcatillus*, *D. cristata* и редких представителей позднехазарской фауны. Бассейн был опреснен и по размерам превосходил позднехазарский. Палиноспектры указывают на некоторое похолодание и увлажнение климата (Янина и др., 2014). Согласно результатам датирования (Shkatova, 2010; Янина и др., 2017) позднехазарская и гирканская стадии развития Каспия имеют возрастной интервал в рамках всей стадии МИС 5.

Конец хазарского этапа развития Каспия ознаменовался глубокой регрессией – ательской. Комплексное изучение ательских континентальных отложений в Северном Прикаспии и в керне каспийских скважин свидетельствует об их накоплении в ледниковых условиях (МИС 4) и в первой половине межстадиального потепления (МИС 3) (Безродных и др., 2017; Болиховская и др., 2017; Янина и др., 2017).

Ательская регрессия сменилась «великой» хвалынской трансгрессией с максимальным уровнем до 45–48 м. Выделяются раннехвалынская и позднехвалынская стадии. Раннехвалынский бассейн заселила сравнительно бедная фауна. Это преимущественно *Didacna parallela, D. protracta* и *D. ebersini*, в составе фауны нет крассоидных дидакн. Соленость оценивается в 11–12‰ на основной акватории раннехвалынского Каспия, а в волжском эстуарии – 5–0.5‰ (Янина, 2012). Малакофауна и палинологические материалы свидетельствуют о холодных климатических условиях (Янина, 2012; Bolikhovskaya, Makshaev, 2020). Конец раннехвалынского времени ознаменовался енотаевской регрессией, выраженной в разрезах континентальными осадками либо размывом. Позднехвалынская трансгрессия имела максимальный уровень около 0 м. Состав малакофауны мало отличался от раннехвалынского, но в нем господствовали *D. praetrigonoides*, в раннехвалынском бассейне занимавшие лишь незначительные биотопы. Соленость в этот период времени оценивается в 10–12‰. Данные по фауне и палинологическим спектрам указывают на потепление и проявление регрессивной тенденции на фоне увеличения сухости в регионе (Янина, 2012). Возраст хвалынской трансгрессии, согласно радиоуглеродному, торий-урановому и люминесцентному датированию – 19–8 тыс. лет (Arslanov et al., 2016; Kurbanov et al., 2020). По материалам бурения нами установлен еще один, самый ранний, хвалынский трансгрессивный бассейн (Yanina et al., 2018). В составе его фауны *Didacna subcatillus*, *Didacna zhukovi*, *D. parallela.* Бассейн был умеренно тепловодным. Радиоуглеродные датировки показали интервал его развития от 37 тыс. л.н. (вторая половина межстадиала МИС 3) до LGM (МИС 2) (Yanina et al., 2018). Над этой трансгрессивной толщей залегает регрессивный слой, датированный 22–20 тыс. лет и отвечающий, LGM.

Понт, как промежуточный бассейн между Каспием и Средиземноморьем, в своем развитии испытывал влияние обоих бассейнов. В его позднечетвертичной истории установлено чередование морских и солоноватоводных бассейнов. Морскими были карангатская и черноморская трансгрессии, вызванные притоком средиземноморских вод; солоноватоводными – посткарангатский, сурожский и новоэвксинский бассейны.

Карангатская трансгрессивная эпоха характеризует начало позднего плейстоцена. Это межледниковая трансгрессия с уровнем моря на 6–7 м выше современного и соленостью до 30‰. Трансгрессия развивалась двумя стадиями – собственно карангатской и тарханкутской, охарактеризованными фаунистическими комплексами, в составе которых различно содержание стеногалинной и эвригалинной групп моллюсков. Карангатская стадия трансгрессии была двухфазной. В раннюю фазу ее развития, тобечикскую, в области Черного моря распространились виды, свойственные для него и в наши дни (*Cerastoderma glaucum, Abra ovata* и др.). Вторая фаза трансгрессии – собственно карангатская, характеризовалась соленолюбивыми видами, среди которых были моллюски, ныне здесь отсутствующие (*Cardium tuberculatum* и др.). Высокая соленость была характерна и для южной части Азовского моря, Манычского залива и Донского лимана. Тарханкутская стадия охарактеризована фаунистическим комплексом, в состав которого входила средиземноморская малакофауна бедного видового состава, без галофильных элементов, с господствующими *Cerastoderma glaucum* и *Abra ovata*. Бассейн находился внутри контуров современного Черного моря. Его соленость, очевидно, не превышала 14–15‰. В тарханкутском бассейне на ограниченных участках были распространены каспийские виды *Didacna cristata, D. subcatillus, D.* ex gr. *protracta* (Янина, 2012). Согласно данным датирования, карангатский этап охватывает временной интервал МИС 5 (Динамика…, 2002; Курбанов и др., 2019, 2020).

Посткарангатская регрессия установлена на уровне около -100 м (Федоров, 1978). Состав диатомей и спорово-пыльцевых комплексов свидетельствует о холодных условиях ледниковой эпохи (Янина, 2012). В эпоху межстадиального потепления (МИС 3) установлено существование сурожской трансгрессии с максимальным уровнем -25 м (Попов, 1983). Спорово-пыльцевые спектры в осадках кернов указывают на потепление климата. Время существования бассейна оценивается в 40–25 тыс. лет назад (Щербаков, 1982).

Новоэвксинская эпоха началась с глубокой регрессии до -120 м (абс. выс.) (Федоров, 1978) и полной изоляции бассейна. Это был сильно опресненный холодный водоем, заселенный пресноводными (*Viviparus duboisianus, Lithoglyphus naticoides, Valvata piscinalis* и др.) и слабо солоноватоводными (*Monodacna, Dreissena rostriformis, Dr. polymorpha*) видами; господствовали дрейссены. Это была эпоха LGM. При деградации оледенения отмечалась сложная трансгрессивно-регрессивная ритмика с общей тенденцией к трансгрессированию новоэвксинского бассейна вплоть до голоцена, до морской черноморской трансгрессии. Бассейн был заселен слабо солоноватоводными видами родов *Monodacna, Adacna, Dreissena.* Отмечены редкие раковины раннехвалынского вида *Didacna ebersini.* Характерно полное отсутствие средиземноморских видов.

Можно заключить, что палеогеографические события как в Каспии, так и в Понте, в позднем квартере были тесно связаны с глобальными изменениями климата. Начало позднего плейстоцена в Каспии ознаменовалось «малой» позднехазарской трансгрессией, имевшей место в межледниковую эпоху (МИС 5е). Причина повышения уровня моря – условия повышенной увлажненности оптимума микулинской эпохи. В это же время, как результат межледниковой трансгрессии Мирового океана, трансгрессивный подъем испытали связанные с ним бассейны Понта – карангатская трансгрессия). Глобальное похолодание и приближение валдайской ледниковой эпохи послужило причиной регрессивной тенденции в Понте вслед за снижением уровня Мирового океана. Эти же климатические условия были благоприятными и для трансгрессивного развития гирканского озерного бассейна, увеличив, тем самым, положительную составляющую его водного баланса. Уровень бассейна превысил Манычский порог, его воды устремились к Понту, в тарханкутский бассейн, подняв незначительно его уровень и оказав опресняющее влияние. Гирканская малакофауна в Маныче и в тарханкутском бассейне Понта подтверждает такую корреляцию событий.

В ледниковую эпоху (МИС 4) бассейны Понто-Каспия находились в регрессивном состоянии: посткарангатская регрессия в Понте и ательская в Каспии. Морские бассейны, связанные с океаном, регрессировали вслед за ним (ледниковая регрессия). Регрессия в Каспии была вызвана отрицательным водным балансом в условиях ледникового климата. В эпоху межстадиального потепления (МИС 3) средиземноморские проливы не функционировали, подъем уровня в Черном море определялся состоянием его водного баланса, а посткарангатскую регрессию сменила небольшая сурожская трансгрессия с отрицательными отметками уровня моря. В Каспии получила развитие первая стадия хвалынской трансгрессии.

В условиях последнего ледникового максимума (LGM) бассейны Понто-Каспия регрессировали в условиях холодных сухих условий. Эпоха деградации оледенения привела к разномасштабному подъему уровня в бассейнах. В Каспии развивалась «великая» хвалынская трансгрессия, причиной которой было резкое увеличение приходной составляющей этого озерного бассейна. Одной из причин достижения хвалынской трансгрессией столь высокого уровня стал высокий порог Маныча. После его преодоления хвалынские воды устремились в новоэвксинский озерный бассейн Понта. Установлено два этапа сброса хвалынских вод, отвечающих стадиям трансгрессии с уровнем 45–50 м (начальные фазы потепления) и 22–20 м (потепление беллинг). Влияния на нововксинский бассейн Понта со стороны Средиземного моря вплоть до голоцена не было, но он дважды испытал влияние Каспия из-за открытия хвалынского пролива в Маныче. Результатом этого влияния стало повышение уровня новоэвксинского бассейна. Низкий порог пролива Босфор превратил новоэвксинское озеро в проточное: в него сбрасывались воды хвалынского бассейна Каспия, при превышении порога стока пролива Босфор происходил сброс вод из новоэвксинского бассейна в озерный водоем, расположенный в Мраморном море, и даже в восточную часть Средиземного моря. В условиях продолжающейся дегляциации при достижении Средиземным морем уровня порога Дарданеллы открылся пролив, морские воды стали поступать в Мраморное море, превращая его постепенно в морской бассейн, а затем, по достижении порога Босфора, морские воды стали заполнять новоэксинский бассейн Понта, постепенно превращая его в современное Черное и Азовское моря. А в Каспии холодные сухие условия позднего дриаса привели к снижению уровня хвалынского бассейна (енотаевская регрессия). В условиях резкого потепления его сменил трансгрессивный подъем, позднехвалынская стадия. Завершилась хвалынская эпоха Каспия мангышлакской регрессией в условиях континентализации климата в бореальный период голоцена.

Таким образом, в позднем квартере состав малакофауны бассейнов Понто-Каспия был предопределен их палеогеографическим развитием, в свою очередь, тесно связанным с изменениями климата.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РНФ № 21-44-04401.

ЛИТЕРАТУРА

Безродных Ю.П., Романюк Б.Ф., Сорокин В.М., Янина Т.А. Первые данные о радиоуглеродном возрасте ательских отложений Северного Каспия // ДАН. 2017. Т. 473. № 3. С. 327–330.

Болиховская Н.С., Янина Т.А., Сорокин В.М. Природная обстановка ательской эпохи (по данным палинологического анализа) // Вестник МГУ. Сер. 5: Геогр. 2017. № 6. С. 96–101.

Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет. М.: ГЕОС, 2002. 232 с.

Курбанов Р.Н., Семиколенных Д.В., Янина Т.А. и др. Новые данные о возрасте карангатской трансгрессии Черного моря // Вестник МГУ. Сер. 5: Геогр. 2020. № 6. С. 139–145.

Курбанов Р.Н., Янина Т.А., Мюррей Э.С. и др. Возраст карангатской трансгрессии (поздний плейстоцен) Черного моря // Вестник МГУ. Сер. 5: Геогр. 2019. № 6. С. 29–40.

Попов Г.И. Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов. М.: Наука, 1983. 216 с.

Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. М.: Наука, 1978. 165 с.

Щербаков Ф.А. Колебания уровня Черного моря и их связь с трансгрессиями и регрессиями океана в плейстоцене // Изменения уровня моря. М.: МГУ, 1982. С. 189–194.

Янина Т.А., Сорокин В.М., Безродных Ю.П., Романюк Б.Ф. Гирканский этап в плейстоценовой истории Каспийского моря // Вестник МГУ. Сер. 5: Геогр. 2014. № 3. С. 3–9.

Янина Т.А., Свиточ А.А., Курбанов Р.Н. и др. Опыт датирования плейстоценовых отложений Нижнего Поволжья методом оптически стимулированной люминесценции // Вестник МГУ. Сер. 5: Геогр. 2017. № 1. С. 21–29.

Янина Т.А. Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеография, корреляция. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2012. 264 с.

Arslanov Kh.A., Yanina T.A., Chepalyga A.L. et al. On the age of the Khvalynian deposits of the Caspian Sea coasts according to 14C and 230Th/234U methods // Quat. Int. 2016. V. 409. Part A. P. 81–87.

Bolikhovskaya N.S., Makshaev R.R. The Early Khvalynian stage in the Caspian Sea evolution: pollen records, palynofloras and reconstructions of paleoenvironments // Quat. Int. 2020. V. 540. P. 10–21.

Kurbanov R., Murray A., Thompson W. et al. First reliable chronology for the Early Khvalynian Caspian Sea transgression in the Lower Volga river valley // Boreas. 2020. V. 50. No 1. P. 134–146.

Shkatova V.K. Paleogeography of the late Pleistocene Caspian basins: Geochronometry, paleomagnetism, paleotemperature, paleosalinity and oxygen isotopes // Quat. Int. 2010. V. 225. P. 221–229.

Yanina T., Sorokin V., Bezrodnykh Yu., Romanyuk B. Late Pleistocene climatic events reflected in the Caspian Sea geological history (based on drilling data) // Quat. Int. 2018. V. 465 (A). P. 130–141.

УДК 551.41

КОРРЕЛЯЦИЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В КАСПИИ И НА РУССКОЙ РАВНИНЕ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Т.А. Янина, Н.С. Болиховская, Р.Р. Макшаев, В.М. Сорокин

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, didacna@mail.ru, nbolikh@geogr.msu.ru, radikm1986@mail.ru, sorokin@geol.msu.ru

Схема сопоставления трансгрессивно-регрессивных событий в Каспии с ледниково-межледниковой ритмикой на Русской равнине в позднем плейстоцене основана на сопряженном анализе данных многолетних полевых и лабораторных исследований авторов. Позднехазарская «малая» трансгрессия развивалась в микулинскую межледниковую эпоху (МИС 5е). Гирканская трансгрессия с более высоким уровнем развивалась в условиях переходного этапа от межледниковья к валдайскому оледенению. Ательская регрессия отвечала эпохе калининского оледенения (МИС 4) и первой стадии межстадиального потепления (МИС 3). Во вторую половину межстадиала в Каспии началось развитие ранней стадии хвалынской трансгрессии. Трансгрессивный ход был прерван регрессией в эпоху максимального похолодания и иссушения ледниковой поздневалдайской стадии МИС 2, LGM. В эпоху деградации оледенения хвалынская трансгрессия возобновилась. В позднеледниковье фазы потепления беллинг и аллеред вызвали активное таяние покровного оледенения и широко развитой на водосборной территории многолетней мерзлоты, что нашло отклик в развитии трансгресси хвалынского бассейна. Фазы значительного похолодания – ранний, средний и поздний дриас, характеризовавшиеся уменьшением объема стока с водосборной территории Каспия, отразились регрессивными стадиями в истории хвалынского бассейна. Наиболее значительная из них отвечала эпохе позднего дриаса. Свое завершение хвалынская трансгрессия получила в фазу первого резкого потепления климата, по которому проводится граница плейстоцена/голоцена. Падение уровня моря в позднехвалынском бассейна завершилось мангышлакской регрессией в эпоху континентализации климата в бореальный период голоцена.

Ключевые слова: поздний плейстоцен, Каспий, трансгрессии, регрессии, Русская равнина, оледенения, межледниковья, корреляция, связь событий.

CORRELATION OF PALEOGEOGRAPHIC EVENTS IN THE CASPIAN SEA AND ON THE RUSSIAN PLAIN DURING THE LATE PLEISTOCENE

T.A. Yanina, N.S. Bolikhovskaya, R.R. Makshaev, V.M. Sorokin

Lomonosov Moscow State University, Moscow, didacna@mail.ru, nbolikh@geogr.msu.ru, radikm1986@mail.ru, sorokin@geol.msu.ru

The correlative scheme of the transgressive-regressive events in the Caspian area with glacial-interglacial rhythms on the Russian Plain in the Late Pleistocene is based on the analysis of author's data from many years of field and laboratory studies. The late Khazarian transgression developed during the Mikulino Interglacial (MIS 5e). The Hyrcanian transgression, characterized by a higher sea level developed during the transitional phase from the interglacial to the Valday glaciation. As the maximum of the early Valday (Kalinin glaciation) approached, the Hyrcanian Basin retreated under the conditions of cold and dry climate. The Atelian regression corresponded to the Kalinin glacial epoch and the first stage of the interstadial warming (MIS 3). At the 2nd half of the interstadial, the early Khvalynian transgression started. The transgressive changes of the sea level were interrupted by a regression during the the maximum cooling and drying of the late Valday (MIS 2, LGM). The transgression re-started during the period of deglaciation. The warming Bolling and Allerod phases activated the melting of the ice sheet and degradation of the permafrost within the drainage basin; those processes contributed to the further development of the Khvalynian Basin transgression. The phases of considerable cooling, known as Oldest Dryas, Older Dryas, and Younger Dryas resulted in a reduced runoff from the drainage area and regression of the Caspian Sea. The most significant regression corresponded to the Younger Dryas. The final phase of the Khvalynian transgression corresponds to the abrupt warming, corresponding to the Pleistocene / Holocene boundary. The decrease in the sea level ended with the Mangyshlak regression, developed under continental climate conditions during the Boreal period of the Holocene.

Key words: late Pleistocene, Caspian, transgression, regression, Russian Plain, glaciation, interglacial, correlation of events.

doi: 10.18303/B978-5-4262-0104-0-453

Проблема сопоставления трансгрессивно-регрессивной ритмики Каспия с ледниковыми событиями на Русской равнине является важнейшей и сложнейшей в палеогеографии. К настоящему времени единого мнения о сопоставлении палеогеографических событий в Каспии с оледенениями и межледниковьями Русской равнины нет. Ранее с оледенениями Русской равнины сопоставляли трансгрессии А.И. Москвитин (1962), Ю.М. Васильев (1961). Согласно К.К. Маркову (2005), наиболее благоприятные условия для развития трансгрессий происходили в тот период, когда ледники не таяли, а наоборот, интенсивно образовывались. Заключение о развитии трансгрессий в конце межледниковых – начале ледниковых эпох сделано Г.И. Рычаговым (1997). А.А. Величко (2012) и Д.Д. Квасов (1975) считают крайне неблагоприятными климатические условия для развития трансгрессий во вторую половину ледниковых эпох.

Глобальные изменения климата в позднем плейстоцене оказывали решающее влияние как на трансгрессивно-регрессивное состояние Каспийских бассейнов, так и на образование ледников и их деградацию на Русской равнине. В свою очередь последние также оказывали влияние на развитие бассейнов Каспия. В истории Каспия установлены как «холодные», так и «теплые» трансгрессии; они же являются обширными и малыми соответственно (Янина, 2012). Для их развития необходимым условием является превышение приходной составляющей водного баланса бассейна. В плейстоценовом ритме для Русской равнины В.П. Гричук (1969) выделил теплую и холодную фазы, а в каждой фазе, по признаку увлажненности – стадии: в теплой – термоксеротическую и термогигротическую; в холодной – криогигротическую и криоксеротическую. На схеме Гричука (1969) кривые теплообеспеченности и увлажненности для Русской равнины сдвинуты относительно друг друга на полфазы. В находящемся существенно южнее Каспийском регионе они сдвинуты на три четверти (Филиппова, 1997; Алисов, Полторaус, 1962), и чем южнее, тем очевиднее зависимость между понижением температуры и увеличением влажности.

Анализируя ход увлажнения в Каспийском регионе, являющемся решающим фактором для развития трансгрессий, можно заключить, что «холодные» трансгрессии происходили в криогигротические фазы, условия которых были благоприятны и для развития оледенений на Русской равнине. Однако пик увлажненности на Каспии достигал своих максимальных значений раньше максимального развития оледенения (примерно к середине криогигротической фазы); к максимуму оледенения на Русской равнине (конец гигротической фазы) должен был отмечаться спад уровня моря. Максимум регрессии соответствовал середине термоксеротической фазы, когда межледниковые условия еще не достигли своей кульминации. «Теплые» трансгрессии, по-видимому, происходили в фазы похолодания и увлажнения внутри продолжительных, сложных по структуре, межледниковий. Это идеализированная схема зависимости развития трансгрессивно-регрессивной ритмики Каспия от глобальных климатических изменений, на которую накладываются дополнительные (региональные) факторы, одним из которых является развитие покровного оледенения и его деградация.

Реконструкция палеогеографических событий в Каспии, основанная на сопряженном анализе данных многолетних полевых и лабораторных исследований авторов (Болиховская, 2011; Болиховская и др., 2017; Янина, 2012; Янина и др., 2014, 2017; Bolikhovskaya, Makshaev, 2020; Yanina et al., 2018 и др.) позволила предложить схему сопоставления трансгрессивно-регрессивных событий в Каспии с ледниково-межледниковой ритмикой на Русской равнине в позднем плейстоцене.

Начало позднего плейстоцена в истории Каспия (МИС 5) – это позднехазарская эпоха его развития, согласно материалам бурения – двухстадийная (позднехазарская и гирканская стадии) трансгрессия. Позднехазарская трансгрессивная стадия – это тепловодный бассейн с отрицательными (-10 м) отметками уровня моря (относительно современного уровня моря, принимаемого за 0 м). Его тепловодность определена составом и обликом малакофауны и результатами палинологического анализа верхнехазарских осадков. Гирканский трансгрессивный бассейн также был тепловодным, судя по распространению в нем *Corbicula fluminalis*. Палинологический спектр характеризует некоторое похолодание и увлажнение климата. Отнесение этих двух трансгрессивных событий в истории Каспия к МИС 5 подтверждается определением возраста позднехазарского трансгрессивного этапа в 127–122 тыс. лет при датировании всей позднехазарской эпохи в 127–76 тыс. лет (Shkatova, 2010). Об этом же свидетельствуют датировки позднехазарского этапа развития в Нижнем Поволжье (Янина и др., 2017) и результаты датирования гирканских осадков в долине Маныча (Курбанов и др., 2018). Заключение о развитии тепловодных бассейнов в Каспии в течение всей стадии МИС 5 стоит ближе к точке зрения исследователей о продолжительной и неоднородной по своей структуре межледниковой эпохе (эемское межледниковье sensu lato). Одной из причин гирканской трансгрессии, вероятно, мог быть сток с севера Европейской России ледниково-подпрудных вод через Кельтминскую палеодолину, реконструированный для второй половины МИС 5 около 90 (100)–110 тыс. л.н. (Panin et al., 2020).

Гирканская трансгрессия сменилась ательской регрессией. В основании ательской толщи в Прикаспии ярко выражены проявления многлетней мерзлоты, глубоко секущие нижележащие (отвечающие МИС 5) отложения. На основании этого сделано предположение о начале накопления субаэральных ательских образований в холодную (ледниковую) эпоху МИС 4. Верхняя часть ательской толщи в скважинах имеет датировки в интервале 44390±180 – 41191±750, отвечающие первой половине МИС 3. Мы делаем вывод о регрессии в Каспии в период калининского оледенения и первую половину межстадиального потепления. Палинологические материалы свидетельствуют о разнообразии ландшафтных обстановок в Северном Прикаспии в эпоху развития ательской регрессии Каспия от лесных с преобладанием хвойных пород до перигяциальных лесостепных и тундро-лесостепных. В качестве «триггера» для регрессии мы рассматриваем сброс вод гирканского бассейна по Манычу в Понт (Попов, 1983; Курбанов и др., 2018), имевший место во второй половине МИС 5. Ледниковые климатические условия валдайской эпохи МИС 4 создали условия (континентализация климата и снижение стока с водосборного бассейна) для дальнейшего снижения уровня моря.

Ательская регрессия сменилась «великой» хвалынской трансгрессией с самым значительным повышением уровня моря в неоплейстоценовой истории Каспия. По материалам бурения в Северном Каспии нами установлена ранняя трансгрессивная стадия, отложения которой пока не выявлены на каспийских побережьях. Судя по результатам радиоуглеродного датирования, она развивалась во второй половине межстадиального потепления (МИС 3). Материалы бурения и датировки регрессивных осадков, а также строение хвалынских разрезов на суше, свидетельствуют о регрессии хвалынского бассейна в последний ледниковый максимум. Этот период характеризовался очень холодными и сухими условиями даже в южной части Русской равнины, широким развитием здесь многолетней мерзлоты (Величко, 2012), что привело к отрицательному водному балансу Каспия.

Комплекс хвалынских осадков, залегающий выше регрессивных отложений, свидетельствует о неустойчивом уровневом режиме бассейна, а радиоуглеродные даты – о его следовании за изменениями климата в условиях деградации ледниковой эпохи (Yanina et al., 2018). Выявлено, что фазам похолодания (древний, средний и поздний дриас) отвечало снижение уровня Каспия. Эти же эпохи характеризовались пониженным стоком с водосборной площади Волги, являющейся основным поставщиком пресных вод в Каспий (Thom, 2010). Напротив, теплым климатическим фазам бёллинг и аллерёд отвечал повышенный сток в Каспий с Русской равнины (Sidorchuk et al., 2009; Thom, 2010; Panin, Matlakhova, 2015), что вызвало трансгрессивный подъем уровня моря. Накопление толщи шоколадных глин, широко распространенных в разрезах Прикаспия, согласно нашим реконструкциям, обусловлено обильным поступлением тонкого взвешенного материала с суши в перигляциальных условиях. Палинологические материалы подтверждают это (Bolikhovskaya, Makshaev, 2020).

Завершился раннехвалынский этап развития Каспия в фазу резкого похолодания в позднем дриасе (Yanina et al., 2018). Позднехвалынская трансгрессивная стадия в период максимального развития имела уровень моря около 0 м. Палеонтологические данные свидетельствуют об общем потеплении в регионе. Тенденция к регрессии началась на фоне увеличения сухости. Падение уровня позднехвалынского бассейна завершилось мангышлакской регрессией в эпоху континентализации климата в бореальный период голоцена.

Изложенный материал позволяет сделать вывод: трансгрессивно-регрессивные события Каспия в позднем плейстоцене тесно связаны с глобальными изменениями климата, в свою очередь, вызывавшими развитие оледенений на Русской равнине и их дальнейшую деградацию.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РНФ № 21-17-00068.

ЛИТЕРАТУРА

Алисов Б.П., Полтараус Б.В. Климатология. М.: Изд-во МГУ, 1962. 226 с.

Болиховская Н.С. Эволюция климата и ландшафтов Нижнего Поволжья в голоцене // Вестник МГУ. Сер. 5: Геогр. 2011. Т. 5. № 2. С. 13–27.

Болиховская Н.С., Янина Т.А., Сорокин В.М. Природная обстановка ательской эпохи (по данным палинологического анализа) // Вестник МГУ. Сер. 5: Геогр. 2017. № 6. С. 96–101.

Васильев Ю.М. Антропоген Южного Заволжья. М.: Изд. АН СССР, 1961. 128 с.

Величко А.А. Эволюционная география: проблемы и решения. М.: ГЕОС, 2012. 563 с.

Гричук В.П. Гляциальные флоры и их классификация // Последний ледниковый покров на северо-западе Европейской части СССР. М.: Наука, 1969. С. 57–70.

Квасов Д.Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л.: Наука, 1975. 278 с.

Курбанов Р.Н., Янина Т.А., Мюррей А., Борисова О.К. Гирканский этап в позднеплейстоценовой истории Манычской депрессии // Вестник МГУ. Сер. 5: Геогр. 2018. № 3. С. 77–88.

Марков К.К. Опорные разрезы новейших отложений. Методология, проблемы, выводы // Константин Константинович Марков. М-Смоленск, 2005. С. 249–265.

Москвитин А.И. Плейстоцен Нижнего Поволжья // Тр. Геолог. ин-та АН СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Вып. 64. 263 с.

Попов Г.И. Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов. М.: Наука, 1983. 216 с.

Рычагов Г.И. Плейстоценовая история Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1997. 267 с.

Филиппова Н.Ю. Палинология верхнего плиоцена – среднего плейстоцена юга Каспийской области. М.: ГЕОС, 1997. 164 с.

Янина Т.А. Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеография, корреляция. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2012. 264 с.

Янина Т.А., Свиточ А.А., Курбанов Р.Н. и др. Опыт датирования плейстоценовых отложений Нижнего Поволжья методом оптически стимулированной люминесценции // Вестник МГУ. Сер. 5: Геогр. 2017. № 1. С. 21–29.

Янина Т.А., Сорокин В.М., Безродных Ю.П., Романюк Б.Ф. Гирканский этап в плейстоценовой истории Каспийского моря // Вестник МГУ. Сер. 5: Геогр. 2014. № 3. С. 3–9.

Arslanov Kh.A., Yanina T.A., Chepalyga A.L. et al. On the age of the Khvalynian deposits of the Caspian Sea coasts according to 14C and 230Th/234U methods // Quat. Int. 2016. V. 409. Part A. P. 81–87.

Bolikhovskaya N.S., Makshaev R.R. The Early Khvalynian stage in the Caspian Sea evolution: pollen records, palynofloras and reconstructions of paleoenvironments // Quat. Int. 2020. V. 540. P. 10–21.

Panin A., Astakhov V., Komatsu G. et al. Middle and late quaternary glacial lake-outburst floods, drainage diversions and reorganization of fluvial systems in northwestern Eurasia // Earth Sci. Rev. 2020. V. 201. P. 103069.

Panin A., Matlakhova E. Fluvial chronology in the East European Plain over the last 20 ka and its palaeohydrological implications // Catena. 2015. V. 130. P. 46–61.

Shkatova V.K. Paleogeography of the late Pleistocene Caspian basins: Geochronometry, paleomagnetism, paleotemperature, paleosalinity and oxygen isotopes // Quat. Int. 2010. V. 225. P. 221–229.

Sidorchuk A.Y., Panin A.V., Borisova O.K. Morphology of river channels and surface runoff in the Volga river basin (East European Plain) during the late glacial period // Geomorphology. 2009. V. 113. No 3–4. P. 137–157.

Thom N. A hydrological model of the Black and Caspian Seas in the late Pleistocene and early-middle Holocene // Quat. Sci. Rev. 2010. V. 29. P. 2989–2995.

Yanina T., Sorokin V., Bezrodnykh Yu., Romanyuk B. Late Pleistocene climatic events reflected in the Caspian Sea geological history (based on drilling data) // Quat. Int. 2018. V. 465 (A). P. 130–141.

СОДЕРЖАНИЕ

КАЙНОЗОЙ

CONTENTS

CENOZOIC

Научное издание

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ, СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ МЕЗОЗОЯ И КАЙНОЗОЯ БОРЕАЛЬНЫХ РАЙОНОВ

МАТЕРИАЛЫ НАУЧНОЙ ОНЛАЙН-СЕССИИ,
посвященной 110-летию со дня рождения
члена-корреспондента АН СССР
Владимира Николаевича Сакса

19–22 апреля 2021 г.

Утверждено к печати
Ученым советом Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН
Редакционно-издательским отделом Издательско-полиграфического центра НГУ

Компьютерная верстка: А.Г. Ажбаков (обложка)

Подписано в печать 03.05.21
Формат 60x84/8. Гарнитура “Калибри”.
Усл. печ. л. 25,6. Уч.-изд. л. 28,0. Заказ № 126

ИНГГ СО РАН
630090, Новосибирск, пр-т Ак. Коптюга, 3