

РАЗРЕЗ МАУРЫНЯ КАК КЛЮЧЕВОЙ ДЛЯ ПРИГРАНИЧНЫХ ЮРСКО-МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МЕЛКОВОДНО-МОРСКОГО ГЕНЕЗИСА В ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

О.С. Дзюба¹, Е.Б. Пешевицкая¹, О.С. Урман¹, Б.Н. Шурыгин^{1,2},
А.С. Алифиров^{1,2}, А.Е. Игольников^{1,2}, И.Н. Косенко^{1,2}

¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

²Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

Разрез Маурынья, вскрывающийся на северо-западной окраине Западной Сибири, — один из многих непрерывных разрезов приграничных юрско-меловых отложений в бореальных районах. Одновременно он может рассматриваться в качестве эталонного для переходных слоев волжского и рязанского ярусов, сформировавшихся в мелководно-морской краевой зоне Западно-Сибирского морского бассейна.

С учетом новых данных обобщены сведения по литологической, палеонтологической, биостратиграфической и изотопной (О, С, Sr) изученности верхневолжского подъяруса и низов рязанского яруса в разрезе на р. Маурынья. Установлено, что с наступлением мелового периода (приблизительно с середины поздневолжского времени) на северо-западной окраине Западно-Сибирского морского бассейна произошло резкое увеличение разнообразия и численности головоногих и двусторчатых моллюсков. Причины этого события связаны как с увеличением и временной стабилизацией глубин на оптимальном для существования нектонных, нектобентосных и бентосных сообществ уровне, так и с некоторым общим потеплением климата. В это же время увеличивается количество микрофитопланктона, что отражает начало трансгрессивного тренда. Потепление привело к изменению прибрежных ландшафтов и типов растительности: хвойные леса постепенно сменялись гинкговыми.

Волжский и рязанский ярусы, литология, стратиграфия, биоразнообразие, палеоэкология, палеотемпературы, Западная Сибирь.

THE MAURYNIA SECTION, WEST SIBERIA: A KEY SECTION OF THE JURASSIC–CRETACEOUS BOUNDARY DEPOSITS OF SHALLOW MARINE GENESIS

O.S. Dzyuba, E.B. Pestchevitskaya, O.S. Urman, B.N. Shurygin,
A.S. Alifirov, A.E. Igolnikov, and I.N. Kosenko

The Maurynia section exposed on the northwestern margin of West Siberia is one of few continuous sections of the Jurassic–Cretaceous boundary deposits in Boreal regions. In the meantime, it can be considered a reference section for the transitional Volgian–Ryazanian beds formed in shallow water environments of the West Siberian sea basin. This study is a synthesis of the new data with previous results of lithologic, paleontological, biostratigraphic, and (O, C, Sr) isotope studies of the Upper Volgian–lowermost Ryazanian of the Maurynia section. It has been established that the beginning of the Cretaceous (corresponding to the middle Late Volgian) is associated with a drastic decrease in species number and diversity of cephalopods and bivalve mollusks on the northwestern margin of the West Siberian sea basin. This can be explained by an increase in its depths and their stabilization at a level which appeared optimal for the habitat of nekton, nektobenthos, and benthic fauna communities, superimposed on the general trend of warming. At the same time, the percentage of phytoplankton significantly increased, indicating the onset of transgression, which affected largely coastal landscapes and type of vegetation: The forests dominated by conifers were gradually succeeded by forests mostly composed of Ginkgoaceae.

Volgian and Ryazanian Stages, lithology, stratigraphy, biodiversity, paleoecology, paleotemperatures, West Siberia

ВВЕДЕНИЕ

На северо-западной окраине Западной Сибири в предгорьях Северного и Приполярного Урала естественные выходы волжского и рязанского (=«бореально-берриасского») ярусов приурочены к береговым обрывам рек бассейна р. Северная Сосьва (рис. 1). Переходные юрско-меловые отложения формировались здесь в условиях краевой зоны обширного Западно-Сибирского морского бассейна, достигшего максимума трансгрессии в волжском (титон–начало берриаса) веке. По недавним подсчетам,

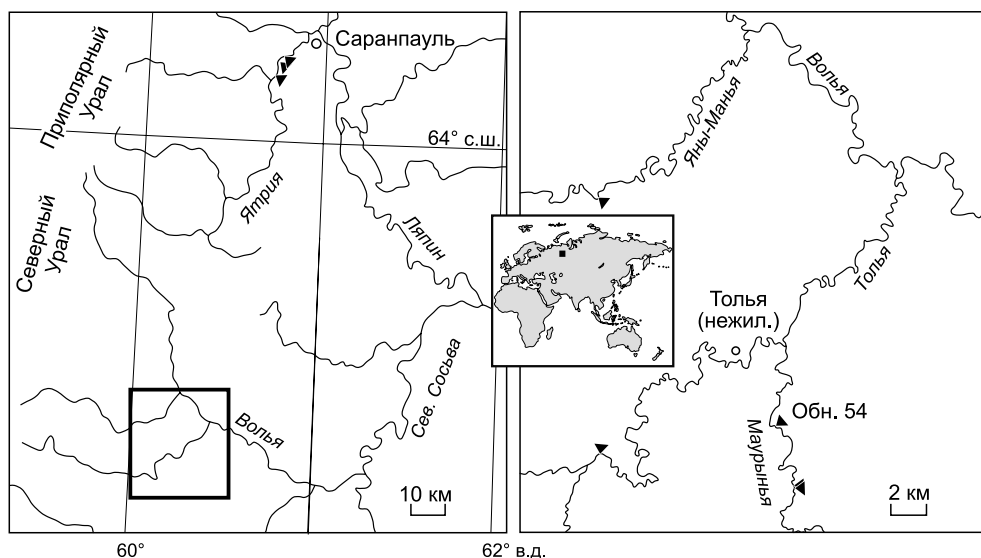


Рис. 1. Расположение основных разрезов волжского и рязанского ярусов в восточных предгорьях Северного и Приполярного Урала, Западная Сибирь.

Черный треугольник — обнажения. На врезке — местоположение района исследований.

общая площадь Западно-Сибирского моря в волжском веке составила 3290 тыс. км², что примерно на одну треть превысило площадь оксфордского зеркала морской воды [Конторович и др., 2013]. В Приуральском районе предполагается развитие в поздней юре и раннем мелу мелководно-морской зоны, по разным оценкам — 10–50 м глубиной [Булынникова и др., 1978] или до 25 м [Конторович и др., 2013, 2014]. В волжском веке и в начале рязанского Западно-Сибирский бассейн был самым глубоким за всю свою мезозойскую историю, и лишь начиная с конца рязанского века началась стадия регрессии и постепенного его обмеления, продлившаяся вплоть до баррема [Булынникова и др., 1978; Баженовский..., 1986; Маринов и др., 2006; Конторович и др., 2013, 2014; и др.]. Похожий сценарий трансгрессивно-регрессивных событий реконструирован для морей на севере Восточной Сибири [Захаров, Месежников, 1994; Zakharov et al., 2014]. На северо-западе Западной Сибири, судя по опубликованным данным [Гольберт и др., 1972; Захаров, Месежников, 1974], в течение волжского и вплоть до начала рязанского века, море, напротив, мелело, что скорее напоминает ход событий в морях Европы и Восточной Гренландии того времени [Sahagian et al., 1996; Surlyk, 2003; и др.]. Однако по рубежу волжского и рязанского веков сведения были крайне скудны для уверенного суждения об обстановках в Приуральском районе.

Приграничные юрско-меловые отложения приходятся на один из наиболее приметных в юре и мелу интервалов (титон–низы валанжина) по концентрации перерывов в осадконакоплении, наблюдаемых в разных частях мира [Zorina et al., 2008]. В этой связи разрез, вскрывающийся на р. Маурынья в предгорьях Северного Урала, представляет особый интерес для исследования, поскольку является одним из немногих непрерывных разрезов верхов юры–низов мела в бореальных районах.

Волжский и рязанский ярусы, наблюдаемые в коренных выходах и склоновых высыпках пород (обнажения 52–54) на правом берегу р. Маурынья, изучались отечественными геологами с середины XX в. В полевые сезоны 1962, 1966, 1978 гг. эти обнажения посетили Т.А. Веренинова, Т.И. Нальняева, В.А. Захаров, М.С. Месежников, А.Л. Бейзель, Ю.В. Брадучан и др. В обн. 54 на р. Маурынья установлена непрерывная последовательность пограничных волжско-рязанских зон и слоев по аммонитам [Месежников, Брадучан, 1982]. Предложенное на этой основе расчленение разреза остается практически неизменным до сих пор. В обнажениях 52 и 53 представлена аммонитовая зона *Hectoroceras kochi* рязанского яруса [Граница..., 1972]. Из собранных за этот период коллекций фоссилий формально описаны только белемниты [Сакс, Нальняева, 1964, 1966], устричные двустворки [Граница..., 1972], двустворки родов *Astarte* [Захаров, 1970] и *Lopatinia* [Санин и др., 1984] и аммониты [Месежников и др., 1983].

В ходе полевых работ 2007 г. авторами изучено обн. 54 на р. Маурынья (см. рис. 1). Собрана представительная коллекция макрофауны (аммониты, белемниты, двустворки, гастроподы и брахиоподы), образцы на палинологический и изотопный анализы. К настоящему времени детально изучены белемниты [Дзюба, 2013] и устричные двустворки [Косенко, 2014, 2016; Kosenko, 2017]. На основе исследования раковинного вещества белемнитов установлены вариации $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в разрезе [Dzyuba et al., 2013; Кузнецов и др., 2018].

Настоящая статья представляет собой обобщение литологической, палеонтологической, биостратиграфической и изотопной (O, C, Sr) характеристик приграничных слоев юры и мела, вскрывающихся по р. Маурынья. Данные по двустворчатым моллюскам (за небольшим исключением), гастроподам, брахиоподам и палиноморфам этого обнажения, а также по изотопному составу раковин устриц приводятся впервые. Кроме того, на основе результатов палеоэкологических исследований и изотопно-температурных расчетов детально проанализированы обстановки формирования изученного разреза.

ЛИТОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗА И СТРАТИГРАФИЯ

Обнажение 54 расположено на правом берегу р. Маурынья в 7 км выше устья (63°10'55.2'' с.ш. и 60°16'0.02'' в.д.) и представляет собой покрытый растительностью береговой склон высотой порядка 7 м и шириной около 20 м.

Литологическое строение. Приграничные юрско-меловые отложения в обн. 54 на р. Маурынья сложены преимущественно алевритопесчаными породами, голубовато-серыми в нижней части и зеленовато-серыми в верхней части (рис. 2). Эти отложения представляют собой верхнюю часть алевритопесчаной федоровской свиты (волжский ярус—низы рязанского яруса), распространенной в пределах Приуральского фациального района Западной Сибири [Шурыгин и др., 2000; Решение..., 2004]. Благодаря нескольким хорошо опознаваемым конкреционным и ракушняковым горизонтам, а также находкам аммонитов удалось определить ранее установленные здесь литологические слои [Месежников, Брадучан, 1982; Месежников и др., 1983]. Оказалось, что разрез вскрыт нами более полно по сравнению с предшествующими исследователями, которыми изучено не более 2.6 м разреза. Схема сопоставления представлений о строении разреза в обн. 54 приведена ранее [Алифиров и др., 2008].

Нижняя часть вскрытого нами разреза мощностью порядка 2.5 м (слои 1–4), содержащая верхневолжский комплекс белемнитов, двустворчатых моллюсков и палиноморф, в работах предшественников не описывалась. Нами также дополнена характеристика верхней части разреза, в которой установлен пласт бурого железистого песчаника, темного сливово-вишневого цвета на свежей поверхности (бурый железняк) мощностью порядка 0.6 м (сл. 8). В нем обнаружен специфический комплекс макрофосиллий с *Praetollia* (*Pachyptraetollia*) *crassa*, *Craspedites* (*Taimyroceras*) *ex gr. sachsi* из аммонитов, *Cylindroteuthis* cf. *subobeliscoides* из белемнитов, *Turnus waldheimii* из двустворчатых моллюсков и *Ptilorhynchia seducta* из брахиопод. Ранее этот слой не наблюдался, вероятнее всего, вследствие оползания более рыхлого перекрывающего слоя. В целом в обн. 54 на р. Маурынья выделены девять слоев суммарной видимой мощностью порядка 6 м.

Биостратиграфия. По аммонитам подтверждено ранее установленное присутствие в разрезе верхней части волжского яруса (зона *Craspedites taimyrensis*, слои с *Subcraspedites maurynijensis*) и низов рязанского яруса (зоны *Chetaites sibiricus* и *Hectoroceras kochi*). Вместо слоев с *S. maurynijensis* и *Subcraspedites pulcher*, выделяемых М.С. Месежниковым [Месежников, Брадучан, 1982; Месежников и др., 1983], нами этот стратиграфический интервал принимается как слои с *S. maurynijensis* [Алифиров, 2009], поскольку вид *S. pulcher* на р. Маурынья неизвестен, а его стратиграфическое положение авторами вида точно не установлено [Кейси и др., 1977]. Основание слоев с *S. maurynijensis* в разрезе определено по находке вида-индекса в подошве сл. 5б, в 0.2 м ниже установленного ранее (рис. 2). Обнаруженные нами *Shulginites pseudokochi* и *Sh. cf. tolijense* в слоях 6 и 7 служат дополнительным обоснованием вывода, сделанного М.С. Месежниковым, об отсутствии «сколь угодно значительного по времени перерыва» между верхневолжскими слоями с *S. maurynijensis* и рязанской зоной *C. sibiricus*.

По белемнитам установлены четыре биостратона — слои с *Boreioteuthis explorata*, зона *Lagonibelus paraensis*, слои с *Simobelus compactus* и зона *Cylindroteuthis knoxvillensis* [Дзюба, 2013] (см. рис. 2). Восточно-сибирская последовательность, состоящая из белемнитовых зон *L. paraensis*—*Arctoteuthis tehamaensis*—*C. knoxvillensis* [Дзюба, 2012], в разрезе Маурынья отвечает последовательности *L. paraensis*—*S. compactus*—*C. knoxvillensis*. Вид *A. tehamaensis* на р. Маурынья не найден. Следует отметить, что как низы зоны *L. paraensis*, так и верхи зоны *C. knoxvillensis* в изученном разрезе не представлены. Возрастной диапазон обеих зон выходит за стратиграфические пределы разреза [Дзюба, 2013]. Нижняя (лишенная аммонитов) часть разреза отнесена к верхневолжскому подъярсу на основе сопоставления подошвы белемнитовых слоев с *B. explorata* с аммонитовой зоной *Craspedites subditus* [Дзюба, 2013]. Лишь нижние 20 см вскрытого в обн. 54 разреза могут быть древнее зоны *C. subditus* и принадлежать соответственно зоне *Kachpurites fulgens* — базальной зоне верхневолжского подъяруса. Находки белемнита *Lagonibelus* cf. *napaensis*, приуроченные к основанию разреза, данному предположению не противоречат, поскольку вид *L. napaensis* впервые появляется в верхах средневолжского подъяруса [Дзюба, 2004, 2012, 2013].

В изученном разрезе установлены два палиностратона: слои с *Rouseisporites reticulatus* (нижняя часть верхневолжского подъяруса, слои 1–3, низы сл. 4) и слои с *Coronatispora perforata*, *Plicatella*

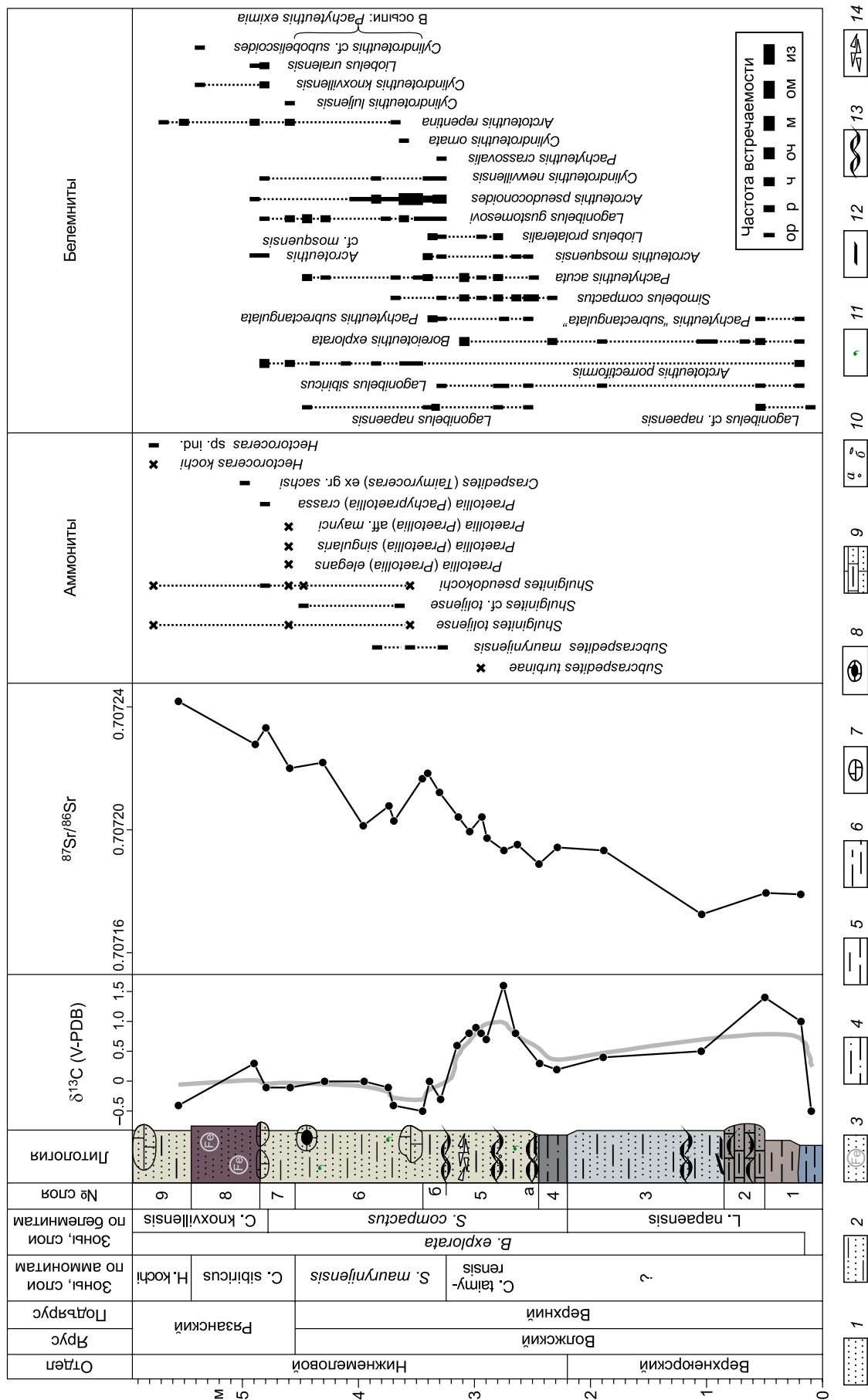
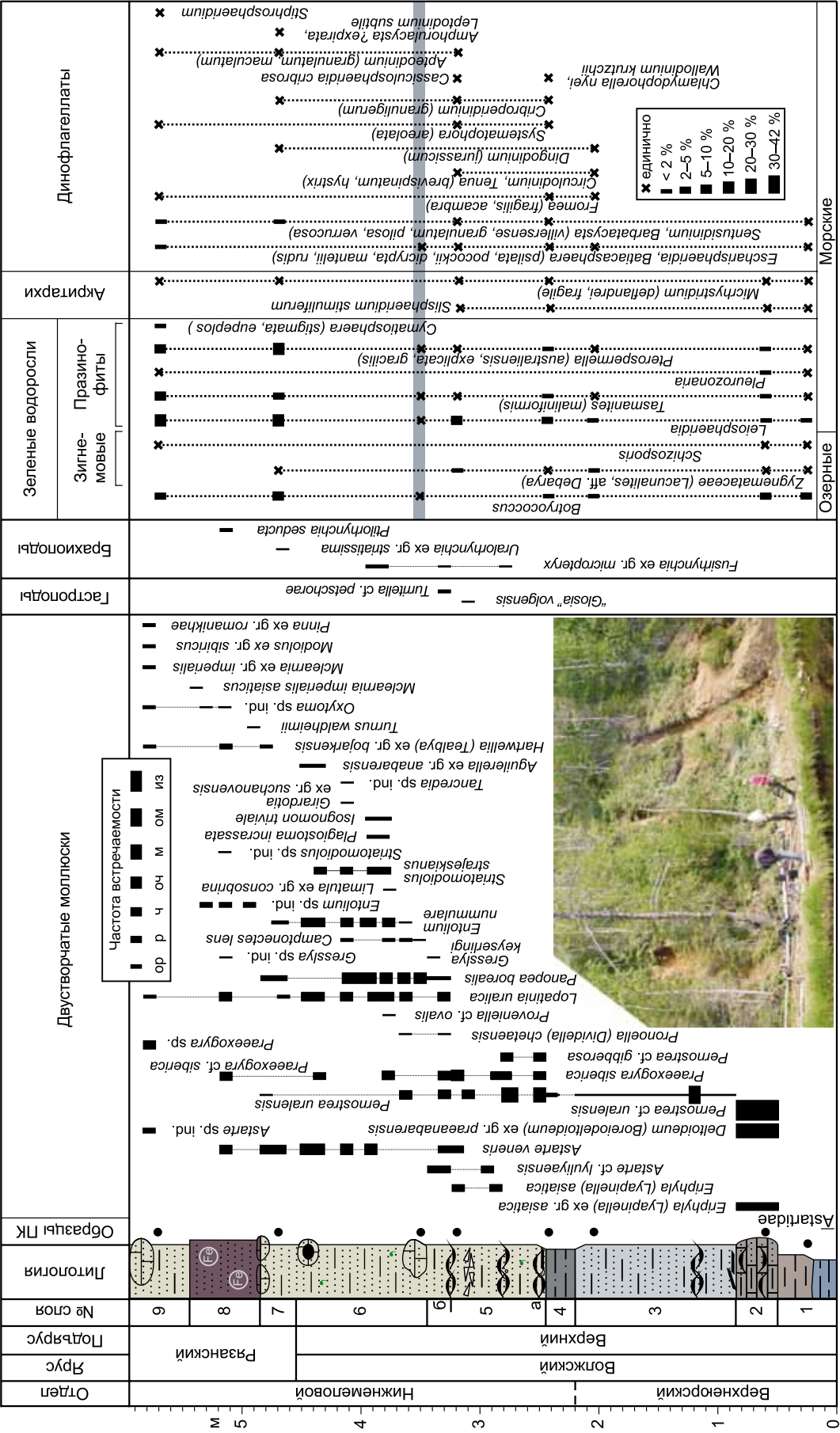


Рис. 2. Начало.



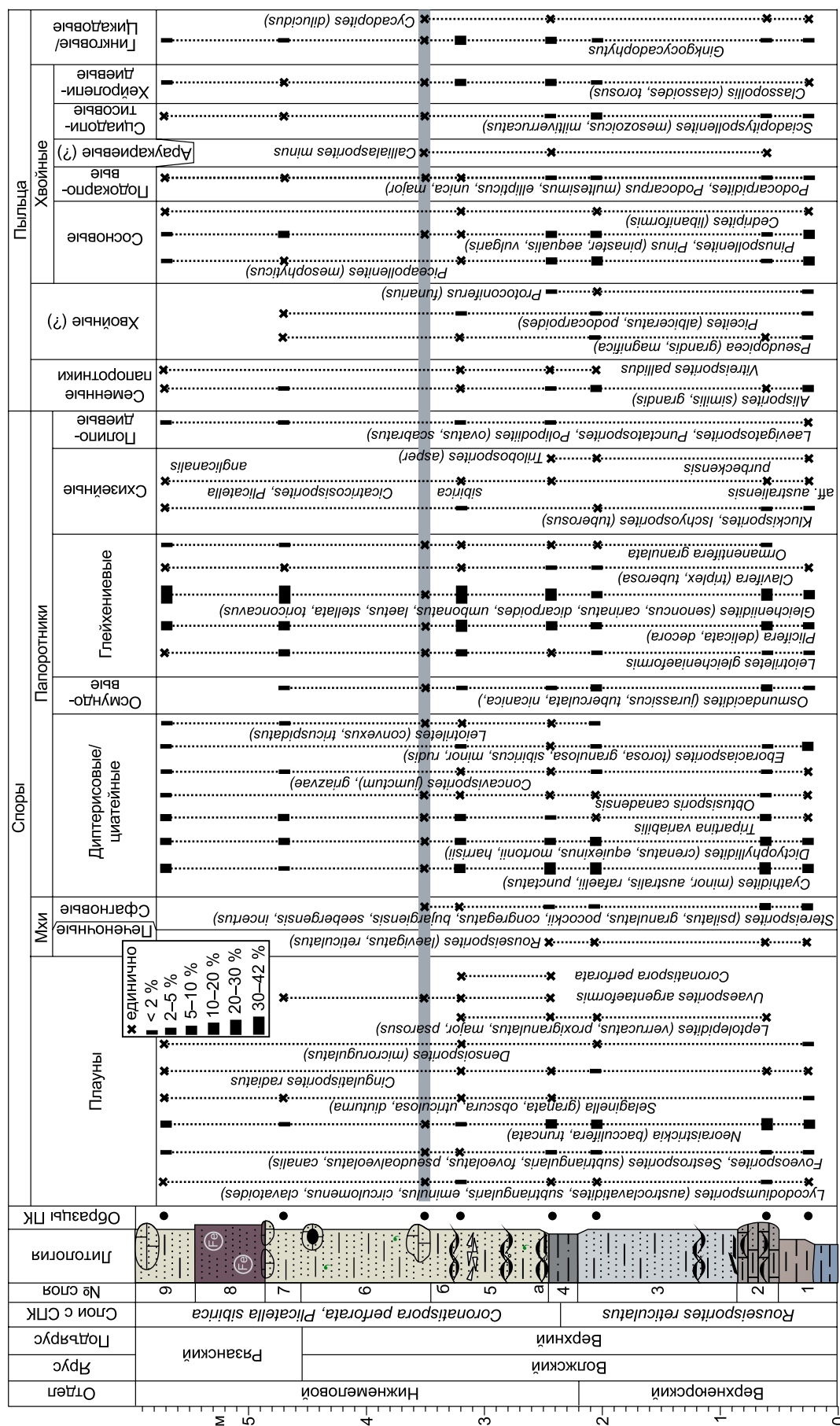


Рис. 2. Био- и хемотратиграфия разреза Маурья (обн. 54) и распространение моллюсков, брахиопод и палиноморф.

Крестиком показаны данные из литературных источников [Мессежников, Брадучан, 1982; Мессежников и др., 1983]. Серой полосой отмечен образец, слабообнаженный палиноморфами; ПК — палинокомплекс; виды в скобках приводятся, если род представлен несколькими видами и морфотипами, определенными только до рода. Значения $\delta^{13}\text{C}$ даны по [Dzyuba et al., 2013], $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ — по [Кузнецов и др., 2017].

1 — песчаник; 2 — песчаник алевроитистый; 3 — железистый песчаник; 4 — алевролит песчаный; 5 — алевролит глинистый; 6 — алевролит глинистый; 7 — карбонатные конкреции; 8 — карбонатно-фосфатные конкреции; 9 — уплотненный известковый прослой песчаника алевроитистого; 10 — гравий (а) и галька (б); 11 — глауконит; 12 — углещирированная древесина; 13 — скопление устриц; 14 — скопление белеминтов. Частота встречаемости фоссилей: ор — очень редко; р — редко; ч — часто; оч — очень часто; м — много; ом — очень много; из — изобилие.

sibirica (верхняя часть верхневолжского подъяруса—нижняя часть рязанского яруса, верхи сл. 4, слои 5–9). Для биостратиграфических построений предпочтение отдавалось признакам эволюционного характера (появлению или исчезновению определенных видов или родов). Количественные соотношения доминирующих и субдоминирующих таксонов, которые традиционно использовались в палио-стратиграфии, не являются однозначными критериями для детального биостратиграфического расчленения разрезов и их корреляции, поскольку процентное содержание многих таксонов сильно варьирует в разновозрастных комплексах даже на смежных территориях и часто зависит от специфики фаций [Пещевицкая, 2007, 2010]. В разрезе установлено несколько палинологических маркеров, полезных для межрегиональных корреляций, которые обсуждаются при характеристике общего таксономического состава фоссиллий.

С- и Sr-изотопная стратиграфия. Путем изотопно-геохимических исследований роствор белемнитов, собранных из разреза Маурынья с 25 уровней, установлены вариации изотопного состава углерода в приграничных юрско-меловых отложениях [Dzyuba et al., 2013]. К настоящему времени составлена композитная (опорная для бореальных районов) $\delta^{13}\text{C}$ кривая, хорошо сопоставленная с последовательностью био- и магнитозон и характеризующая верхневолжский подъярус и рязанский ярус, в основу которой легли данные, полученные по разрезу Маурынья и другим сибирским разрезам [Dzyuba et al., 2013].

$\delta^{13}\text{C}$ в разрезе Маурынья варьирует в пределах от -0.5 до $+1.6$ ‰, в общем уменьшаясь вверх по разрезу. На этом фоне отмечаются два значимых положительных экскурса, приуроченных к нижней части разреза (близ основания слоев с *Boreioteuthis explorata*) и к верхней части зоны *Craspedites taimurensis*. Нижний экскурс хорошо сопоставляется с таковым в средней части зоны *C. okensis* разреза Нордвик (север Восточной Сибири), где этот экскурс приурочен к верхам магнитозоны M20n, и соответствует положительному экскурсу в зонах *Kachpurites fulgens*–*Craspedites subditus* разреза Городищи Русской платформы [Dzyuba et al., 2013]. Выражен он в верхах M20n и на композитной тетической $\delta^{13}\text{C}$ кривой [Weissert et al., 2008]. Положительный экскурс кривой $\delta^{13}\text{C}$ в зоне *C. taimurensis* разреза Маурынья сопоставляется с таковым в верхах аналогичной зоны разреза Нордвик, где он установлен близ границы магнитозон M19n–M18r. Этот же экскурс прослеживается в разрезах Марьевка на Русской платформе и Gurpen-Neuberge в Швейцарии [Dzyuba et al., 2013]. Таким образом, привязка изотопных маркеров к магнитозонам, позволяющая сопоставлять нижнюю половину разреза Маурынья с зонами M20n–M18r, вместе с биостратиграфическими данными указывает на присутствие в разрезе Маурынья верхневолжского подъяруса практически в полном объеме.

Поздняя юра и первая половина раннего мела характеризуются глобальным трендом по увеличению значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. В верхнем титоне и берриасе отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в океане повышалось от 0.70716 до 0.70730 [Кузнецов и др., 2017]. Интервал, соответствующий зоне *Jacobi* тетической шкалы, до недавнего времени практически не имел Sr изотопной характеристики. Полученные по разрезу Маурынья новые данные о величине отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в белемнитах с 23 уровней заполнили пробел позднемеловой кривой вариаций $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в океане на границе юры и мела [Кузнецов и др., 2017]. Наблюдаемая в разрезе тенденция увеличения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от 0.707172 до 0.707242 совпадает с общим положительным трендом этого отношения в позднеюрском и раннемеловом океане [Howarth, McArthur, 1997; Jones, Jenkyns, 2001], свидетельствуя о глобальных причинах увеличения содержания радиогенного ^{87}Sr в Мировом океане.

Sr изотопные данные по разрезу Маурынья согласуются со значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в зонах *Kachpurites fulgens*–*Craspedites subditus* и зоне *Riasanites riasanensis* в разрезах Русской платформы [Gröcke et al., 2003]. Поскольку разрез Маурынья охватывает практически целиком верхневолжский подъярус и низы рязанского яруса (до нижней части зоны *Nectoceras kochi*), полученные Sr-изотопные значения характеризуют интервал от верхней части магнитозоны M20n до нижней части магнитозоны M16r, и следовательно, верхнюю часть зон *Microcanthum*, *Durangites*, *Jacobi*, *Occitanica* и, вероятно, самые нижние горизонты зоны *Voissieri* стандартной Средиземноморской шкалы [Кузнецов и др., 2017].

Положение границы юры и мела. Граница юры и мела в разрезе Маурынья расположена внутри верхневолжского подъяруса, приблизительно у основания белемнитовых слоев с *Simobelus compactus* — возрастного аналога восточно-сибирской белемнитовой зоны *Arctoteuthis tehamaensis*. Положение зоны *A. tehamaensis* относительно магнитостратиграфической шкалы и С-изотопной кривой откалибровано на п-ове Нордвик, где ее подошва установлена чуть выше середины M19n.2n, между двумя позитивными экскурсами $\delta^{13}\text{C}$, но ближе к верхнему [Брагин и др., 2013; Dzyuba et al., 2013; Шурыгин, Дзюба, 2015]. Использование данного уровня в качестве юрско-меловой границы обусловлено приуроченностью к средней части M19n.2n наиболее широко принятого маркера этой границы — подошвы подзоны *Calpionella alpina* кальпионеллид [Wimbledon, 2017]. Впрочем, и традиционный маркер границы юры и мела — подошва аммонитовой зоны *Berriasella jacobi* — попадает в M19n.2n, хотя и расположен ближе к основанию этой магнитозоны [Pruner et al., 2010; Wimbledon et al., 2013].

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Материал. В собранной в 2007 г. коллекции макрофоссилий представлены 9 экз. аммонитов, около 280 экз. белемнитов, 240 экз. двустворок, 4 экз. гастропод и 8 экз. брахиопод. Для палинологических исследований отобрано 8 образцов. Аммониты определены А.С. Алифировым и А.Е. Игольниковым; белемниты — О.С. Дзюба; двустворки (кроме устриц), гастроподы и брахиоподы — О.С. Урман и Б.Н. Шурыгиным; устрицы — И.Н. Косенко; палиноморфы — Е.Б. Пешевицкой.

Палеоэкологические исследования. Для суждения о глубинах на северо-западной окраине Западно-Сибирского морского бассейна использовались имеющиеся сведения о распределении головоногих моллюсков на его площади [Дзюба, 2004, 2013; Алифиров, 2010] и палеоэкологические модели, увязывающие особенности морфологии раковин головоногих с их образом жизни и предпочтениями к определенным частям и глубинам бассейнов. Так, в соответствии с такими моделями [Месезников, Шульгина, 1975], возникшие в поздней юре и широко распространившиеся в начале мела *Craspeditidae* (*Craspedites*, *Kachpurites*, *Praetollia*, *Shulginites*, *Hectoroceras*, *Subcraspedites*, *Borealites* и др.), обитали главным образом в полосе сублиторали, в меньшей мере, батиали.

В соответствии с имеющимися палеоэкологическими классификациями белемнитов нами различались три группы *Cylindroteuthididae* [Zakharov et al., 2014]: группа I — наименее активные пловцы (предполагается нектобентосный образ жизни), предпочитавшие мелководно-морские прибрежные обстановки и обладавшие сравнительно коротким, зачастую коренастым и массивным ростом; группа II — умеренно активные пловцы в пределах неритовой зоны моря, возможно тяготевшие к придонным слоям воды, характеризуются удлинённым или умеренно-удлинённым ростом с хорошо развитой брюшной бороздой, округлым или дорзовентрально сжатым поперечным сечением; группа III — наиболее активные пловцы в пределах неритовой зоны моря, с удлинённым или умеренно-удлинённым ростом, имеющим слаборазвитую брюшную борозду и сжатое с боков поперечное сечение.

Для целей палеоэкологии были построены кривые таксономического разнообразия родов и видов в разных группах моллюсков (аммонитов, белемнитов и двустворок). В пределах ориктоценоза нами принимались во внимание различные типы захоронений (скопления или разрозненные находки), ориентировка, сортировка по размеру и степень сохранности раковин (хорошая или плохая в зависимости от окатанности и диагенетических преобразований). Частота встречаемости каждого таксона в ориктоценозах определялась по следующей шкале: очень редко (1—2 экз.), редко (3—5 экз.), часто (6—10 экз.), очень часто (11—15 экз.), много (16—29 экз.), очень много (30—99 экз.), изобилие (свыше 100 экз.). Установленная частота встречаемости представителей разных родов двустворчатых моллюсков использовалась при построении графиков доминирования бентосных сообществ. Тафономические характеристики ориктоценозов наряду с палеоэкологическими данными использованы для суждения об условиях существования палеоценозов. Для реконструкций изменения глубин (и рельефа дна) использован катенный анализ бентоса, опирающийся на палеоэкологические классификации и синэкологические обобщения по рекурирующим в разрезе ассоциациям [Захаров, Шурыгин, 1985].

Для реконструкции палеообстановок по палинологическим данным учитывались сведения по фацциальной приуроченности определенных таксонов спор, пыльцы, микрофитопланктона и их групп, а также существующие палинологические и палеоальгологические концепции по палеоэкологии [Abbink, 1998; Van Konijnenburg-Van Cittert, 2002; Бугдаева и др., 2006; Pestchevitskaya et al., 2012; и др.]. Соотношение палиноморф водного и наземного генезиса, а также количество отдельных таксонов микрофитопланктона высчитывалось от общего количества (спор, пыльца и микрофитопланктон).



Изотопно-геохимическое исследование раковин устриц. Для изотопных исследований с разных стратиграфических уровней отобраны семь раковин устриц *Pernostrea uralensis* визуальной хорошей сохранности. Для контроля степени сохранности исследуемого карбонатного материала использовался комплекс оптических и геохимических методов: 1) макроскопическое исследование на предмет отсутствия видимых признаков постсе-

Рис. 3. Катодолюминесцентная микрофотография раковины устрицы *Pernostrea uralensis* (Zakharov) с хорошо заметной люминесценцией раковинного материала вдоль трещин.

Масштабная линейка 200 мкм.

Таблица 1. Элементный состав, стабильные изотопные данные и палеотемпературы, полученные по раковинам устриц *Pernostrea uralensis* из разреза Маурынья

№ образца	Содержание нерастворенного вещества, %	Mn	Fe	Sr	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	T, °C	Привязка, м
		г/т			‰			
M-54-2-2	2.2	600	1610	620	2.5	−0.7	14.8	0.65
M-54-4-1	2.1	660	1330	660	3.5	−1.5	18.1	2.45
M-54-5-6	3.6	530	730	680	3.2	−2.2	21.1	2.55
M-54-5-1	1.2	510	710	720	3.5	−1.5	18.1	2.80
M-54-5-5	2.3	510	1100	660	3.6	−1.7	19.0	2.80
M-54-6-4	1.9	490	1090	710	3.4	−1.8	19.4	3.85
M-54-7-1	1.5	250	860	670	2.7	−1.7	19.0	4.85
Коэффициент корреляции								
$\delta^{18}\text{O}$, ‰	−0.39	0.33	0.77	−0.59	−0.5	—	—	—

диментационных изменений; 2) микроскопический анализ сохранности микроструктуры раковины; 3) катодоллюминесцентный анализ шлифов раковин устриц; 4) анализ содержаний Fe, Mn, Sr в кальците раковин; 5) определение отсутствия/наличия корреляции в изменениях изотопного состава C и O и содержаниями Fe, Mn, Sr в образцах.

В процессе пробоподготовки производились распилы раковин устриц, а затем изготавливались шлифы для анализа сохранности микроструктуры и катодоллюминесцентного исследования на сканирующем микроскопе LEO 1430VP с катодоллюминесцентным детектором Centaurus. Из участков раковины, не имеющих свечения в катодоллюминесцентном исследовании, высверливали карбонатный порошок сверлом диаметром 1 мм. Порошок высверливали из нескольких участков раковины, а затем перемешивали. При таком пробоотборе достигается усреднение значений содержания $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в образце, полученном из разных точек в раковине устрицы.

Концентрация Fe, Mn и Sr в карбонатной вытяжке определялась на атомно-абсорбционном спектрометре SP9 PI UNICAM. Погрешность определения составляет 10 %. Изотопный состав диоксида углерода определялся в масс-спектрометре Finnigan MAT-253 с использованием приставки Gas Bench II. Точность определения изотопного состава углерода и кислорода в карбонатах (0.1 ‰) контролировалась анализом международных стандартных образцов (NBS19 $\delta^{13}\text{C} = +1.9$ ‰, $\delta^{18}\text{O} = -2.2$ ‰). Все анализы выполнены в Аналитическом центре Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (Новосибирск).

Исследованные раковины устриц характеризуются сохранностью первичной микроструктуры раковин, отсутствием перекристаллизации. Катодоллюминесцентное исследование показало, что для большей части раковин характерно отсутствие свечения, а небольшие светящиеся участки раковин приурочены к трещинам (рис. 3). Полученные для раковин устриц значения содержаний Mn (250–600 г/т), Fe (710–1610 г/т) и Sr (620–720 г/т) попадают в диапазон значений содержаний этих элементов в раковинах других двустворок [Anderson et al., 1994; Wierzbowski, Joachimski, 2007; Price, Page, 2008]. Корреляция между полученными зна-

Таблица 2. Палеотемпературы, рассчитанные на основе ранее полученных $\delta^{18}\text{O}$ данных [Dzyuba et al., 2013] по белемнитам

№ образца	Привязка, м	Таксон	T, °C
MR54.1-10	0.10	<i>Lagonibelus</i> cf. <i>napaensis</i>	14.4
MR54.1-20	0.20	<i>Arctoteuthis</i> cf. <i>porrectiformis</i>	14.4
MR54.2-00	0.50	<i>Boreioteuthis</i> cf. <i>explorata</i>	12.8
MR54.3-20	1.05	<i>Boreioteuthis</i> <i>explorata</i>	15.2
MR54.3-105	1.90	<i>Boreioteuthis</i> cf. <i>explorata</i>	12.8
MR54.4-10	2.30	<i>Boreioteuthis</i> cf. <i>explorata</i>	20.3
MR54.5-00	2.45	<i>Simobelus</i> cf. <i>compactus</i>	12.8
MR54.5-20	2.65	<i>Simobelus</i> cf. <i>compactus</i>	17.7
MR54.5-30	2.75	<i>Simobelus</i> cf. <i>compactus</i>	15.6
MR54.5-45	2.90	<i>Pachyteuthis</i> cf. <i>acuta</i>	16.4
MR54.5-50	2.95	<i>Lagonibelus</i> cf. <i>napaensis</i>	17.3
MR54.5-55	3.00	<i>Lagonibelus</i> cf. <i>napaensis</i>	16.4
MR54.5-60	3.05	<i>Lagonibelus</i> cf. <i>napaensis</i>	15.6
MR54.5-70	3.15	<i>Lagonibelus</i> cf. <i>napaensis</i>	14.8
MR54.5-85	3.30	<i>Lagonibelus</i> cf. <i>napaensis</i>	18.5
MR54.5-95	3.40	indet.	16.8
MR54.6-00	3.45	<i>Lagonibelus</i> cf. <i>gustomesovi</i>	20.3
MR54.6-25	3.70	<i>Lagonibelus</i> cf. <i>napaensis</i>	17.3
MR54.6-30	3.75	<i>Lagonibelus</i> cf. <i>gustomesovi</i>	19.0
MR54.6-50	3.95	<i>Pachyteuthis</i> sp.	16.8
MR54.6-85	4.30	<i>Lagonibelus</i> <i>gustomesovi</i>	15.6
MR54.7-05	4.60	<i>Lagonibelus</i> cf. <i>gustomesovi</i>	15.2
MR54.7-25	4.80	indet.	18.5
MR54.8-05	4.90	<i>Arctoteuthis</i> cf. <i>repentina</i>	18.5
MR54.9-10	5.55	<i>Arctoteuthis</i> <i>repentina</i>	16.4



Рис. 4. Головоногие моллюски из разреза Маурынья.

Масштабная линейка 1 см. Экземпляры макрофоссилий хранятся в Центральном Сибирском геологическом музее (ЦСГМ), Новосибирск (коллекции № 983, 2034, 2035, 2084, 2085).

1, 2 — *Subcraspedites* (S.?) *maurynijensis* Mesezhnikov et Alekseev: 1 — экз. 983/110, осыпь: а — вид сбоку, б — вид со стороны устья, в — вид сбоку части более позднего оборота, г — вид с вентральной стороны; 2 — экз. 2084/1, сл. 6, 0.4 м выше подошвы: а — вид сбоку, б — вид с вентральной стороны; 3 — *Lagonibelus* cf. *napaensis* (Anderson), экз. 2034/53, сл. 1, 0.4 м ниже кровли: а — вид с брюшной стороны, б — поперечное сечение у переднего края; 4 — *Lagonibelus napaensis* (Anderson), экз. 2034/54, сл. 6, инт. 0.0–0.3 м ниже кровли: а — вид с брюшной стороны, б — вид с левой стороны, в — поперечное сечение у переднего края; 5 — *Boreioteuthis explorata* (Sachs et Naljaeva), экз. 2034/55, сл. 2, подошва: а — вид с брюшной стороны, б — вид с правой стороны, в — поперечное сечение у переднего края; 6 — *Craspedites* (*Taimyroceras*) ex gr. *sachsi* Igolnikov, экз. 2035/2, сл. 8, 0.15 м выше подошвы: а — вид сбоку, б — вид со стороны устья; 7 — *Praetollia* (*Pachypraetollia*) *crassa* Alekseev, экз. 2084/2, сл. 7, кровля: а — вид сбоку, б — вид со стороны устья; 8 — *Pachyteuthis subrectangulata* (Blüthgen), экз. 2034/56, обн. 52 (сборы В.А. Захарова), сл. 1: а — вид с брюшной стороны, б — вид с левой стороны, в — поперечное сечение у переднего края; 9 — *Pachyteuthis acuta* (Blüthgen), экз. 2034/57, сл. 6, инт. 0.2–0.4 м выше подошвы: а — вид с брюшной стороны, б — вид с левой стороны, в — поперечное сечение у переднего края; 10 — *Shulginites pseudokochi* Mesezhnikov, экз. 2084/3, сл. 7, кровля: а — вид сбоку, б — вид с вентральной стороны; 11, 12 — поперечное сечение ростров белемнитов с нарушенной симметрией в формировании слоев: 11 — экз. 2034/58, сл. 56, кровля; 12 — экз. 2034/59, сл. 6, 0.2 м выше подошвы.

чениями $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ не наблюдается (табл. 1). Это позволяет считать, что карбонатный материал в исследованных раковинах устриц сохранил первичную изотопную запись.

Расчет палеотемператур. Палеотемпературы для карбонатов, состоящих из кальцита, вычисляются с использованием формулы $T(^{\circ}\text{C}) = 16.0 - 4.14 \cdot (\delta_c - \delta_w) + 0.13 \cdot (\delta_c - \delta_w)^2$ [Epstein et al., 1953; Craig, Gordon, 1965] с модификацией по [Anderson, Arthur, 1983], где δ_c — изотопный состав кислорода в кальците, поставленный в соответствие международному стандарту PDB, δ_w — изотопный состав кислорода морской воды, в которой отлагался кальцит, поставленный в соответствие международному стандарту SMOW. Считается, что значение $\delta_w = -1\text{‰}$ для вод безледниковых эпох наиболее приемлемо [Захаров и др., 2006]. В работе проведен расчет палеотемператур на основе полученных $\delta^{18}\text{O}$ данных по двустворкам и опубликованных ранее $\delta^{18}\text{O}$ данных по белемнитам [Dzyuba et al., 2013] (табл. 1, 2).

ОБЩИЙ ТАКСОНОМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Головоногие моллюски. Ранее М.С. Месежниковым [Месежников, Брадучан, 1982; Месежников и др., 1983] в пограничных слоях волжского и рязанского ярусов на р. Маурынья было установлено восемь видов аммонитов из родов *Subcraspedites*, *Shulginites*, *Praetollia* (= *Praesurites*, по [Игольников, 2010]) и *Hectoroceras* (семейство Craspeditidae) (см. рис. 2). Нами в зоне *Chetaites sibiricus* впервые найдены *Praetollia* (*Pachypraetollia*) *crassa* и *Craspedites* (*Taimyroceras*) ex gr. *sachsi* (рис. 4, 5). При этом подрод *Pachypraetollia* впервые обнаружен за пределами севера Восточной Сибири, где он известен из зоны *Chetaites sibiricus* и низов зоны *Hectoroceras kochi* [Алексеев, 1984; Игольников, 2010; Igolnikov et al., 2016]. Большой редкостью в рязанском ярусе являются находки аммонитов рода *Craspedites*, типичного для верхневолжского подъяруса. В литературе изображены рязанские представители этого рода из зоны *C. sibiricus* п-ова Нордвик [Захаров, Рогов, 2008; Игольников, 2012] и зоны *Riasanites rjasanensis* Подмосковья [Митта, Ша, 2011]. Обнаруженный на Маурынье аммонит наиболее близок восточно-сибирскому (п-ов Нордвик) виду *C. (T.) sachsi* [Игольников, 2012].

В верхневолжском подъярусе–низах рязанского яруса на р. Маурынья распространен чрезвычайно богатый и разнообразный комплекс белемнитов из родов *Cylindroteuthis*, *Arctoteuthis*, *Lagonibelus*, *Pachyteuthis*, *Boreioteuthis*, *Acroteuthis*, *Simobelus* и *Liobelus* (семейство Cylindroteuthidae). В общей сложности здесь установлено 20 видов белемнитов (см. рис. 2), они изображены В.Н. Саксом и Т.И. Нальняевой [1964, 1966], О.С. Дзюба [2013] и в настоящей работе (см. рис. 4, 6).

Большинство определенных видов белемнитов — типично арктические. При этом часть из них — *Cylindroteuthis luljensis*, *C. ornata*, *C. subobeliscoides*, *Liobelus uralensis*, *Pachyteuthis eximia* и *Simobelus compactus* — известны только в Сибири. Несколько видов — *Acroteuthis pseudoconoides*, *Pachyteuthis crassovalidis*, *P. acuta* и *P. subrectangulata* — установлены также на Земле Короля Карла, арх. Свальбард [Doyle, Kelly, 1988; Дзюба, 2013]. Вместе с тем присутствуют и редкие «низкобореальные» таксоны — *Acroteuthis mosquensis* и *Liobelus prolateralis*. Последние два вида встречаются также в верхней части волжского яруса бассейна р. Печора на севере европейской части России [Нальняева, 1984]. Виды *Arctoteuthis repentina*, *Lagonibelus gustomesovi*, *L. sibiricus* и *Boreioteuthis explorata*, установленные в разрезе Маурынья и, за исключением последнего, широко известные в Сибири, в бассейне р. Печора характеризуют переходные слои между волжским и рязанским ярусами [Нальняева, 1984]. Довольно представительны в обн. 54 на р. Маурынья виды, которые были способны совершать далекие миграции, такие как *Arctoteuthis porrectiformis*, *Lagonibelus napaensis*, *Cylindroteuthis newvillensis* и *C. knoxvillensis*

(=*C. lepida*, по [Дзюба, 2012]), известные в Сибири и Северной Калифорнии [Anderson, 1945; Дзюба, 2012, 2013].

На рис. 5 представлен фактический материал, характеризующий комплексы головоногих в приграничном интервале волжского и рязанского ярусов восточных предгорий Урала по отдельным местонахождениям. Результаты, полученные нами на р. Маурынья, позволяют значительно расширить имеющиеся представления.

Двустворчатые моллюски и другие представители макробентоса. Детальное изучение обн. 54 на р. Маурынья позволило установить особенности распространения в нем двустворок, гастропод и брахиопод (рис. 2). Для региональных слоев с *Subcraspedites maurynijensis* волжского яруса и зоны *Chetaites sibiricus*, *Practollia maupii* рязанского яруса северо-западных территорий Западной Сибири такая характеристика получена впервые (рис. 6, 7). В волжской части разреза, а также в самом основании рязанского яруса на р. Маурынья практически все таксоны (кроме устричных) фиксируются впервые. Существенно дополнена характеристика комплексов двустворок зоны *Nectoroceras kochi*. В целом в обнажении установлены представители 25 родов двустворок (семейства Arcticidae, Astartidae, Bakevelliidae, Ceratomyidae, Cucullaeidae, Entoliidae, Hiatellidae, Isognomonidae, Limidae, Mytilidae, Flemingostreidae, Gryphaeidae, Oxytomidae, Pectinidae, Pinnidae, Tancrediidae, Teredinidae), двух родов гастропод (семейства Rissoidae и Turritellidae), а также трех родов брахиопод (семейство Rhynchonellidae). В слоях 5 и 6 встречаются единичные членики криноидей, раковины серпулид и скафопод (*Dentalium*).

Новые находки существенно расширили представления о стратиграфическом и географическом интервале распространения некоторых двустворок. Так, например, ядра двустворчатого сверлильщика *Turnus waldeheimii*, известные ранее из зон *Dorsoplanites panderi*–*Craspedites nodiger* волжского яруса Русской платформы [Герасимов, 1969], впервые в Сибири обнаружены в зоне *Chetaites sibiricus* изученного разреза. Найден нижнемеловой представитель рода *Girardotia*, наиболее характерного для средней–верхней юры. Вид *Isognomon triviale*, происходящий из слоев с *Subcraspedites maurynijensis*, прежде в Сибири был известен в нижнемеловых отложениях не древнее зоны *Nectoroceras kochi* [Захаров, 1966; Гольберт и др., 1972]. Типично уральский вид *Lopatinia uralica*, ранее считавшийся характерным для зон *C. sibiricus* и *N. kochi* [Санин и др., 1984], ныне определен в слоях с *S. maurynijensis*. Среди брахиопод впервые в Западной Сибири обнаружен вид *Ptilorhynchia seducta*, ранее описанный из валанжина–нижнего готерива севера Восточной Сибири [Дагис, 1968].

Палиноморфы. Изученные палинологические комплексы из разреза по р. Маурынья содержат обильные и разнообразные споры и пыльцу наземных растений, а также микрофитопланктон озерного и морского генезиса (рис. 8).

Морской микрофитопланктон представлен диноцистами и прازیнофитами (см. рис. 2, 9). В волжской части он немногочислен (4–9 %), и только в рязанском ярусе его количество увеличивается (33–42 %). Наиболее обильны прازیнофиты родов *PterospERMella* и *Leiosphaeridia*. Среди диноцист в основном определены виды широкого стратиграфического диапазона, которые встречаются единично. Интересно отметить присутствие *Amphorulacysta ?expirata* в нижней части рязанского яруса, что можно рассматривать как важный стратиграфический и корреляционный маркер. Этот вид характерен для верхней юры Западной Европы и исчезает как раз в нижней части рязанского яруса, не проходя в зону *Nectoroceras kochi* [Powell, 1992].

Микрофитопланктон озерного генезиса представлен зелеными водорослями *Botryococcus* spp., а также зигмевыми родов *Schizosporis*, *Lacunalites* и морфотипом, сближаемым с современными представителями рода *Debarya*. Их количество в целом невелико (1–4 %), но в нижней части рязанского яруса увеличивается до 12 %.

Микрофитопланктон близ северо-восточных предгорий Урала ранее изучался в разрезе на р. Ятрия, где волжский и рязанский ярусы представлены более глубоководными отложениями, и альгологические комплексы содержат более разнообразные диноцисты [Федорова и др., 1993; Лебедева, Никитенко, 1998]. Анализ литературных данных показывает, что среди них также присутствуют стратиграфически важные виды. Следует отметить, что, как и в разрезе Маурынья, в ятринских комплексах микрофитопланктона доминируют прازیнофиты.

Значительного количества и разнообразия в разрезе Маурынья достигают споры и пыльца наземных растений. В слоях с *Rouseisporites reticulatus*, кроме таксонов, указанных на рис. 2, определены единичные споры *Zebrasporites* sp., *Camptotriletes clivus*, *Hymenozonotriletes bicycla*, *Lakhnavitriletes baculosus*, *Trachysporites infirmus*, *Osmundacidites dubius*, *Baculatisporites comaumensis*, *Gleicheniidites minor*, *Salviniaecae*, *Murospora* sp., *Reticulatisporites pudens* и мешковая пыльца *Paleopicea glaesaria*, *Protoconiferus funarius*, *Pseudopicea variabiliformis*, *P. rotundiformis*, *Picea complanatififormis*, *P. longisaccata*, *Pinus aralica*, *P. pernobilis*, *Podocarpus nexilis*. В комплексе достаточно обильны и разнообразные споры плауновидных, диптерисовых/циатейных и глейхениевых папоротников (см. рис. 2). Постоянно

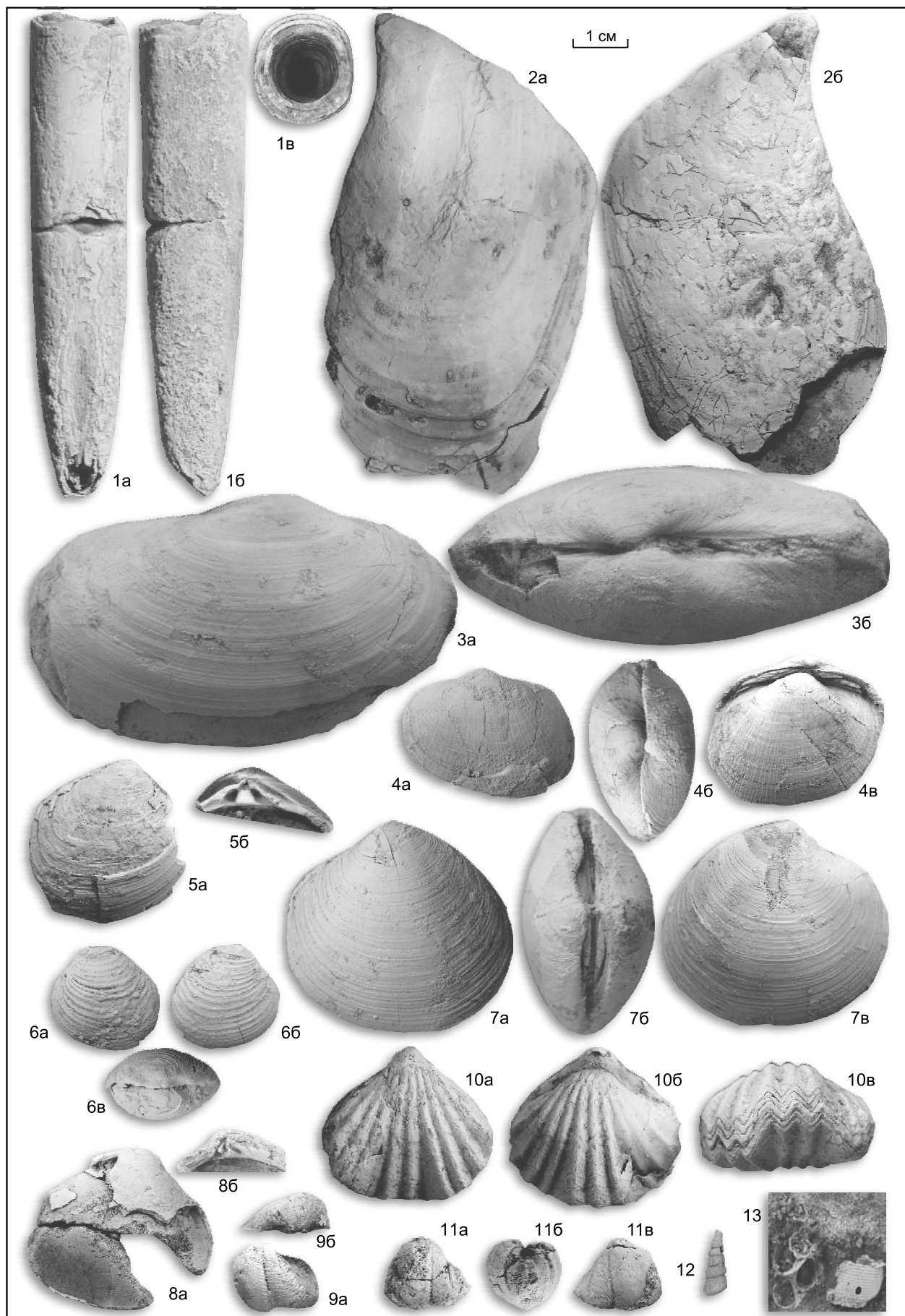


Рис. 6. Моллюски и брахиоподы из разреза Маурынья.

Масштабная линейка 1 см. 1 — *Pachyteuthis «subrectangulata»* (Blüthgen), экз. 2034/60, сл. 1, 0,3 м ниже кровли: а — вид с брюшной стороны, б — вид с левой стороны, в — поперечное сечение у переднего края; 2 — *Isognomon triviale* Zakharov, экз. 2085/1, сл. 6, 0,0–0,5 м выше подошвы, а — вид со стороны левой створки, б — вид со стороны правой створки; 3 — *Panopea borealis* Eichwald, экз. 2085/2, сл. 7, а — вид со стороны правой створки, б — вид со стороны верхнего края; 4 — *Lopatinia uralica* Sanin, экз. 2085/3, сл. 6, 0,0–0,6 м ниже кровли, а — вид со стороны левой створки, б — вид сверху, в — вид со стороны правой створки; 5, 7 — *Astarte veneris* d'Orbigny: 5 — экз. 2085/4, сл. 6, 0,0–0,5 м выше подошвы, а — вид со стороны левой створки, б — замочный край левой створки; 7 — экз. 2085/5, сл. 6, 0,0–0,3 м ниже кровли, а — вид со стороны левой створки, б — вид со стороны верхнего края, в — вид со стороны правой створки; 6 — *Astarte cf. lyuliyaensis* Zakharov, экз. 2085/6, сл. 5а, 0,5 м выше подошвы, а — вид со стороны левой створки, б — вид со стороны правой створки, в — вид со стороны верхнего края; 8 — *Pronoella (Dividella) chetaensis* Yazikova, экз. 2085/7, сл. 6, 0,0–0,2 м выше подошвы, а — вид со стороны правой створки, б — замочный край правой створки; 9 — *Girardotia ex gr. suchanovensis* Gerasimov, экз. 2085/8, сл. 6, 0,0–0,6 м ниже кровли, а — вид со стороны левой створки, б — левая створка со стороны макушки; 10 — *Ptilorhynchia seducta* Dagys, экз. 2085/9, сл. 8, а — вид со стороны брюшной створки, б — вид со стороны спинной створки, в — вид со стороны переднего края; 11 — *Turnus waldheimii* (d'Orbigny), экз. 2085/10, сл. 8, 0,2 м выше подошвы; а — вид со стороны левой створки, б — вид со стороны заднего края, в — вид со стороны правой створки; 12 — *Glosia volgensis* (Gerasimov), экз. 2085/11, сл. 5а, 0,6 м выше подошвы; 13 — *Turritella cf. petschorae* Keyserling, экз. 2085/12, сл. 5б, 0,2 м ниже кровли.

в небольшом количестве присутствует мешковая пыльца древних хвойных, подокарповых и семенных папоротников. Пыльцы гинкговых/цикадовых и хейролепидиевых мало.

Важно отметить присутствие бугорчатых и ребристых спор схизейных папоротников родов *Trilobosporites* и *Cicatricosisporites*, которые являются стратиграфически важными таксонами для верхней юры [Jansonius, McGregor, 1996]. Они появляются в верхней части оксфорда в Западной Европе, Северной Америке, Австралии и Сибири, но встречаются в верхней юре редко [Filatoff, 1975; Fensome, 1987; Jansonius, McGregor, 1996; Никитенко и др., 2015]. В верхней части титонского /волжского яруса и берриаса они постепенно становятся постоянными компонентами спорово-пыльцевых комплексов и достигают заметного разнообразия в валанжине [Jansonius, McGregor, 1996; Пещевицкая, 2007, 2010]. В верхневолжском подъярусе в северных областях Урала эти роды ранее не отмечались [Малявкина, 1961; Вахрамеев, Котова, 1980; Федорова и др., 1993]. Изначально присутствие *Cicatricosisporites* рассматривалось как несомненный показатель раннемелового возраста толщ на Урале и в Сибири [Вахрамеев, Котова, 1980]. Позже было показано, что представители этого рода появляются в верхней юре Сибири, синхронно с другими регионами [Ильина, 1985; Никитенко и др., 2015]. Настоящими исследованиями доказано присутствие родов *Trilobosporites* и *Cicatricosisporites* в верхней юре Северного Урала.

В разрезе Маурынья определены *Cicatricosisporites purbeckensis* и *C. aff. australiensis* (см. рис. 2). Наиболее древние находки этих видов в Канаде и Западной Европе отмечаются в верхнем оксфорде и кимеридже [Dörhofer, 1979; Fensome, 1987; Jansonius, McGregor, 1996]. Вид *C. purbeckensis* также обнаружен в верхнем оксфорде Австралии [Filatoff, 1975]. Вид *C. australiensis* появляется в Австралии в середине титона [Sajjadi, Playford, 2002] и является индексом зоны, охватывающей верхнюю часть титона, берриаса и нижнюю часть валанжина. На севере Западной Сибири этот вид появляется в середине нижнего валанжина [Пещевицкая, 2007, 2010]. Он также определен в неокомских палинокомплексах Украины [Воронова, 1984]. Следует отметить, что экземпляр из разреза Маурынья отличается от типового материала формой споры со слегка выпуклыми сторонами (вместо вогнутых) и более острыми углами. Морфологический объем вида понимается многими палинологами достаточно широко. Во многом это связано с находками спор *in situ* *Ruffordiaspora goeppertii*, с которыми часто сближается данный вид [Dettmann, Clifford, 1992]. Это привело к тому, что в вид *C. australiensis* часто включаются морфотипы с более грубыми и редкими ребрами, имеющие некоторые морфологические черты, близкие к *C. purbeckensis*. Возможно, именно такие морфотипы характерны для оксфорда и кимериджа, в то время как типичные тонкорреберные формы появляются в титонском/волжском ярусе. Более позднее появление вида *C. australiensis* на севере Сибири может быть связано с флористической зональностью.

Важным признаком для стратиграфии является присутствие в спорово-пыльцевом комплексе из разреза Маурынья спор печеночных мхов рода *Rouseisporites*. Наиболее древние находки *R. reticulatus* обнаружены в верхнем титоне Австралии [Backhouse, 1988], хотя обычно находки этого рода отмечаются с берриаса [Burden, Hills, 1989]. Отметим, что на севере Сибири представители этого рода также являются позднее, в валанжине [Пещевицкая, 2007, 2010].

В слоях с *Coronatispora perforata*, *Plicatella sibirica* кроме таксонов, указанных на рис. 2, определены единичные споры *Camptotriletes* sp., *Foveosporites labiosus*, *Stereisporites kemtchugiensis*, *Leiotriletes perpusillus*, *Osmunda crassirimosus*, *Gleichenioides latifolius*, *G. radiatus*, *Gleichenioides* sp. А с перфорированной экзиной, *Trilites tuberculiformis*, *Microreticulatisporites uniformis* и пыльца *Podocarpus tricocca*, *Eucommiidites minor*. Сокращается количество и разнообразие мешковой пыльцы древних хвойных, подокарповых и семенных папоротников, а также количество спор плаунов и циатейных/диптерисовых

папоротников. Увеличивается обилие спор глейхениевых. Продолжают встречаться единичные споры схизейных папоротников родов *Cicatricosisporites* и *Plicatella*. Вид *Cicatricosisporites anglicanalis* является характерным таксоном для титона/портланда и берриаса Западной Европы [Norris, 1969; Dörhofer, 1979], но наиболее древние находки этого вида обнаружены в оксфорде и кимеридже Арктической Канады [Brideaux, Fisher, 1976]. Присутствие *Plicatella sibirica* отмечается в нижнемеловых отложениях Сибири начиная с берриаса [Пещевицкая, 2010]. Г. Дорхофер [Dörhofer, 1977] отмечает морфологически сходные формы в берриасе Западной Европы. Интересно отметить находки *Coronatispora perforata* в верхней части верхневолжского подъяруса разреза Маурынья. В Южном полушарии вид появляется в бате и присутствует в верхней юре [Filatoff, 1975; Kotova, 1983], а в Западной Европе, на Русской платформе и Приполярном Урале он известен начиная с верхнего берриаса [Вахрамеев, Котова, 1980; Федорова, Грязева, 1984].

Предыдущие исследования волжско-рязанских палинокомплексов (северо-запад Западной Сибири) показали, что в нижней части волжского яруса наземные палиноморфы отмечаются редко, они представлены спорами плаунов (*Selaginella*, *Lycopodiumsporites*), глейхениевых папоротников (*Gleichenioidites*) и мешковой пылью хвойных [Малявкина, 1961]. Для верхневолжского палинокомплекса, так же как и в разрезе Маурынья, характерно доминирование спор глейхениевых папоротников и мешковой пыли хвойных [Вахрамеев, Котова, 1980]. Разнообразны споры плаунов (*Neoraistrickia*, *Lycopodiumsporites*, *Sestrosporites* и др.), постоянно присутствуют споры диптерисовых папоротников *Cyathidites australis*, *C. minor*, пыльца *Vitreisporites* и *Sciadopityspollenites*. Сходный по составу палинокомплекс также установлен в разрезе на р. Ятрия в слоях, содержащих фауну аммонитовой зоны *Craspedites taimyrensis* [Федорова и др., 1993]. Следует отметить, что в верхневолжских палинокомплексах здесь не обнаружены роды *Cicatricosisporites* и *Plicatella*, которые являются стратиграфически важными компонентами для верхней части верхней юры.

ПАЛЕООБСТАНОВКИ

Сообщества моллюсков как индикаторы изменения среды. Распространение головоногих моллюсков практически по всему разрезу указывает на образование осадка в условиях постоянно существовавшего морского бассейна с нормальной соленостью за исключением, быть может, времени формирования средней части сл. 3, в которой остатки головоногих не найдены. Большую часть времени здесь, очевидно, были оптимальные условия для существования белемнитов: обнаружены представители всех родов семейства *Cylindroteuthididae*, живших в то время в бореальных морях, и большое количество видов. В других бореальных районах вблизи границы волжского и рязанского ярусов подобного разнообразия не зафиксировано [Дзюба, 2013].

Распределение головоногих моллюсков по разрезу неравномерно. В ориктоценозе сл. 1 (а также в основании сл. 2) головоногие представлены белемнитами преимущественно из палеоэкологической группы II (умеренно активные пловцы): *Arctoteuthis porrectiformis*, *Boreioteuthis explorata* и *Lagonibelus sibiricus*. Вид *Lagonibelus napaensis* и еще слабо изученная форма *Pachyteuthis* «*subrectangulata*» (см. рис. 6) отвечают характеристике группы III (активные пловцы). Отсутствие прибрежных белемнитов (группа I) свидетельствует об умеренно мелководных обстановках. Выше, в слоях 2 и 3, находки белемнитов очень редки (представители группы II), что при полном отсутствии аммонитов и белемнитов из палеоэкологической группы I (впервые появляются в сл. 4) наводит на мысль о резком обмелении бассейна и развитии крайне мелководных обстановок, слабо пригодных для жизни головоногих моллюсков. Вывод об изменении обстановок на рассматриваемом участке бассейна подтверждается и литологической сменой состава осадка — с алевроитового на песчанистый.

В ориктоценозах слоев 5—7 среди белемнитов многочисленны таксоны, которые не были хорошими пловцами, предпочитали прибрежные мелководные обстановки и, возможно, вели нектобентосный образ жизни (группа I). Таковы *Simobelus compactus*, *Pachyteuthis acuta*, *P. subrectangulata* и *P. eximia*, обладавшие массивным ростом, а также *Arctoteuthis mosquensis*, *A. pseudoconoides*, *Liobelus prolateralis* и *L. uralensis* с дорзо-вентрально сжатым ростом. Вместе с ними вновь появляются прежние представители двух других палеоэкологических групп, а также отмечаются новые: *Arctoteuthis repentina*, *Cylindroteuthis luljensis*, *Lagonibelus gustomesovi* из группы II; *Cylindroteuthis newvillensis*, *C. ornata*, *C. knoxvillensis*, *Pachyteuthis crassovalis* из группы III. В этих же слоях появляются аммониты и происходит обогащение осадка глауконитом. Максимумы в общем таксономическом разнообразии белемнитов приходятся на сл. 5 и границу слоев 7 и 8. Довольно близки к ним по времени и максимумы в разнообразии аммонитов, которые отмечаются в основании сл. 6, а также в сл. 7 (рис. 10). Вместе с тем в слоях 5—7 встречаются, хотя и очень редко, ростры белемнитов с выраженными аномалиями в строении: в поперечном сечении можно увидеть неравномерность в нарастании слоев (см. рис. 4). Их присутствие, вероятно, свидетельствует о том, что обстановки с менее пригодными для обитания головоно-

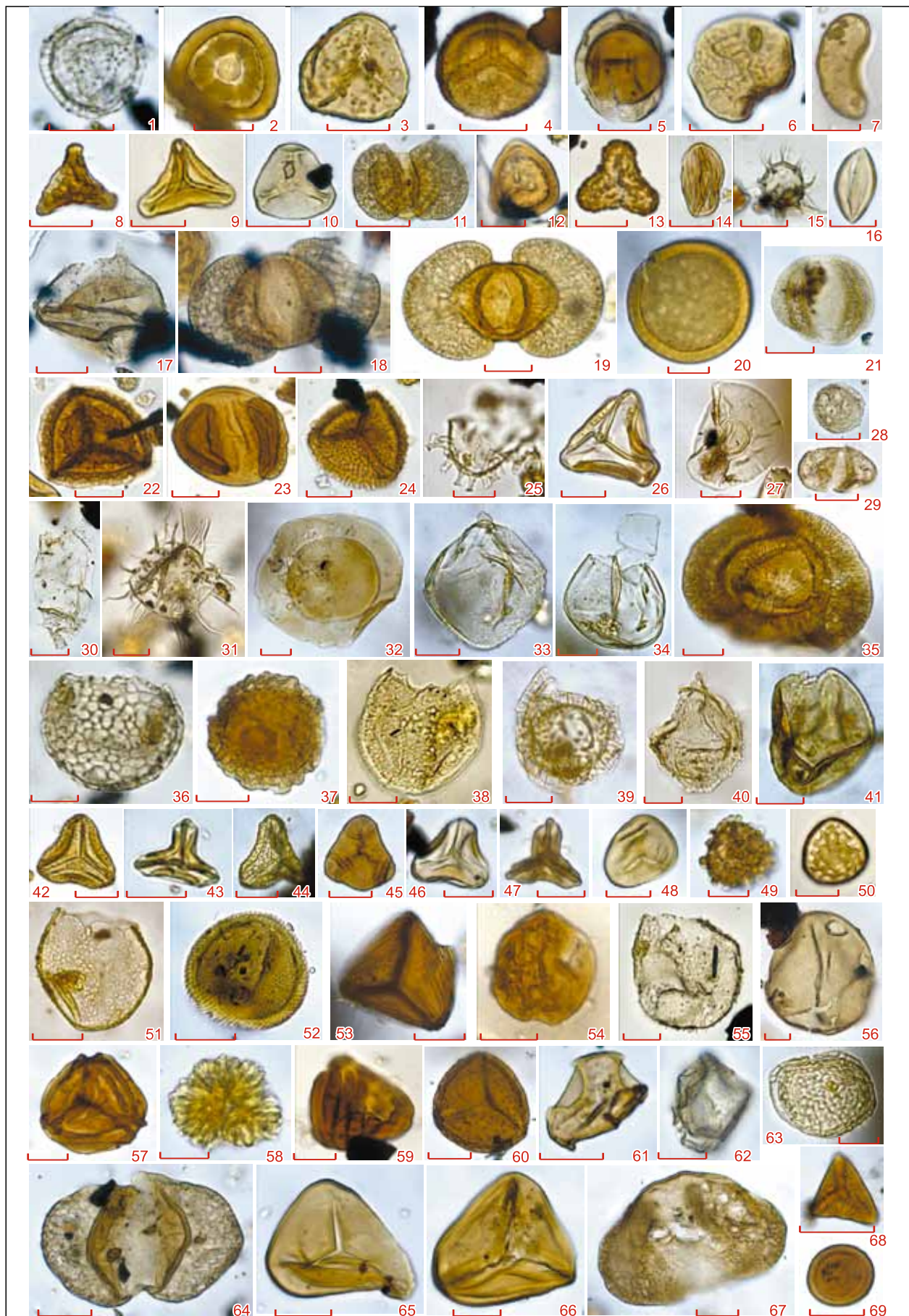


Рис. 8. Палиноморфы из разреза Маурынья.

7, 32, 35, 45–47, 49, 52–54, 57–60, 64, 67–69 — сл. 1; 61 — сл. 2; 16, 21, 37, 48, 50, 55, 56, 62, 63, 65, 66 — сл. 3; 1–6, 8–13, 17–20, 22, 28–30 — сл. 4; 14, 15, 23, 24, 31, 36, 38, 42 — сл. 5а; 25–27, 40, 43, 51 — сл. 7; 33, 34, 39, 41, 44 — сл. 9. Масштабная линейка 20 мкм.

1 — *Chlamydothorella nyei* Cookson et Eisenack, экз. 665/10-102; 2 — *Cingulatisporites radiatus* Stanley, экз. 665/6-96; 3 — *Eboracisporites sibiricus* Povistcheva, экз. 665/14-88; 4 — *Osmunda crassiramosa* Klimova, экз. 665/6-99; 5 — *Perinopollenites elatoides* Couper, экз. 665/5-95; 6 — *Rouseisporites laevigatus* Pocock, экз. 665/3-96; 7 — *Laevigatosporites ovatus* Wilson et Webster, экз. 662/9-96; 8 — *Clavifera tuberosa* Bolchovitina, экз. 665/2-86; 9 — *Gleichenioides dicarpoides* Grigorjeva, экз. 665/9-89; 10 — *Leitrotriletes perpusillus* Bolchovitina, экз. 665/6-97; 11 — *Podocarpidites multesimus* (Bolchovitina) Pocock, экз. 665/7-84; 12 — *Stereisporites kemtchugiensis* (Iljina) Iljina, экз. 665/17-97; 13 — *Trilites tuberculiformis* Cookson, экз. 665/8-88; 14 — *Gnetaceapollenites marcovae* Shirokova, экз. 666/11-100; 15 — *Michrystidium fragile* Deflandre, экз. 666/17-84; 16 — *Ginkgocycadophytus* sp., экз. 664/8-94; 17 — *Cribrerodinium globatum* (Gitmez et Sarjeant) Helenes, экз. 665/6-100; 18 — *Podocarpidites ellipticus* Cookson, экз. 665/9-95; 19 — *Podocarpus major* (Maljavkina) Bolchovitina, экз. 665/9-98; 20 — *Tasmanites* sp., экз. 665/11-90; 21 — *Pseudopicea variabiliformis* Bolchovitina, экз. 664/9-86; 22 — *Coronatispora perforata* Dettmann, экз. 65/4-101; 23 — *Pristinuspollenites inchoatus* (Pierce) Tschudy, экз. 666/4-95; 24 — *Sestrosporites pseudoalveolatus* (Couper) Dettmann, экз. 666/11-99; 25 — *Amphorulacysta ?expirata* (Davey) Williams and Fensome, экз. 668/19-95; 26 — *Gleichenioides radiatus* (Bolchovitina) Bolchovitina, экз. 668/15-97; 27 — *Pterospemella gracilis* Theodorova, экз. 668/18-86; 28 — *Zygnematacea* aff. *Debarya*, экз. 665/12-90; 29 — *Vitreisporites palidus* (Reissinger) Nilsson, экз. 665/17-98; 30 — *Wallodinium krutzchii* (Alberti) Habib, экз. 665/6-86; 31 — *Systematophora areolata* Klement, экз. 666/17-89; 32 — *Pterospemella explicata* Theodorova, экз. 662/10-92; 33 — *Apteodinium maculatum* Eisenack et Cookson, экз. 669/10-101; 34 — *Escharisphaeridia pokockii* (Sarjeant) Erkmen et Sarjeant, экз. 669/8-95; 35 — *Paleopicea glaesaria* Bolchovitina, экз. 662/14-95; 36 — *Cassiculosphaeridia ?cribrosa* Dodekova, экз. 666/11-100; 37 — *Callialasporites minus* (Tralau) Guy, экз. 664/11-99; 38 — *Barbatacysta verrucosa* (Sarjeant) Courtinat, экз. 666/19-102; 39 — *Stephanelytron membranoidum* (Vozzhennikova) Courtinat, экз. 669/7-90; 40 — *Cribrerodinium* aff. *granulatum* (Klement) Stover et Evitt, экз. 668/16-88; 41 — *Fromea fragilis* (Cookson et Eisenack) Stover et Evitt, экз. 669/21-95; 42 — *Ornamentifera granulata* (Grigorieva) Bolchovitina, экз. 666/5-89; 43 — *Gleichenioides toriconcavus* Krutzsch, экз. 668/8-98; 44 — *Gleichenioides* sp. A, экз. 669/14-102; 45 — *Concavisporites junctum* (Kara-Mursa) Semenova, экз. 662/12-90; 46 — *Gleichenia stellata* Bolchovitina, экз. 662/12-88; 47 — *Clavifera triplex* (Bolchovitina) Bolchovitina, экз. 662/6-90; 48 — *Stereisporites psilatus* (Ross) Pflug, экз. 664/7-93; 49 — *Neoraistrickia bacculifera* (Maljavkina) Iljina, экз. 662/2-97; 50 — *Foveosporites labiosus* Balme, экз. 664/13-98; 51 — *Sentusidinium granulatum* (Courtinat) Stover et Williams, экз. 668/11-87; 52 — *Pleurozonaria* sp., экз. 662/11-94; 53 — *Cicatricosisporites* aff. *australiensis* (Cookson) Potonie, экз. 662/8-88; 54 — *Rouseisporites reticulatus* Pocock, экз. 662/18-87; 55 — *Tenua hystrix* Eisenack, экз. 664/14-98; 56 — *Fromea acambra* Sah et al., экз. 664/16-91; 57 — *Cicatricosisporites purbeckensis* Norris, экз. 662/17-98; 58 — *Botryococcus* sp., экз. 662/20-92; 59 — *Contignisporites cooksoniae* (Balme Dettmann), экз. 662/16-97; 60 — *Foveosporites canalis* Balme, экз. 662/20-95; 61 — *Concavisporites grazzevae* Voronova, экз. 663/21-98; 62 — *Dingodinium* sp., экз. 664/8-96; 63 — *Lacunalites* sp., экз. 664/6-92; 64 — *Alisporites grandis* (Cookson) Dettmann, экз. 662/20.5-92; 65 — *Cyathidites australis* Couper, экз. 664/12-100; 66 — *Dictyophyllidites crenatus* Dettmann, экз. 664/7-93; 67 — *Piceapollenites mesophyticus* (Bolchovitina) Petrosjanz, экз. 662/11-97; 68 — *Obtusisporis canadensis* Pocock, экз. 662/15-97; 69 — *Classopollis* sp., экз. 662/21-97.

гих моллюсков условиями (например, характеризующиеся отклонением солености от нормально-морской) существовали где-то поблизости. В верхней части слоев 8 и 9 фиксируются представители сравнительно глубоководных сообществ белемнитов, состоявших из малочисленных видов исключительно длинноростровых родов *Arctoteuthis* и *Cylindroteuthis* (группы II и III). У аммонитов, напротив, в сл. 9 устанавливается очередной пик в таксономическом разнообразии.

В донных сообществах макробентос представлен преимущественно двустворчатыми моллюсками, причем фильтраторами низкого и высокого уровней (см. рис. 10), что указывает на хорошую насыщенность придонных вод кислородом. Характерной особенностью является полное отсутствие среди двустворок собирателей-детритофагов, а также бухид, которые, как правило, изобильны в позднеюрских и раннемеловых ассоциациях двустворок на гигантских территориях северосибирских акваторий этого времени, предпочитая невысокие температуры придонных вод. Тафономические наблюдения показали, что большинство родов двустворок захоронены на месте жизни либо вблизи него. Сохранность экземпляров хорошая, раковины не окатаны, ориентировка неопределенная, нет признаков сортировки по весу и форме. В слоях 2–5а многочисленны крупные устрицы (*Pernostrea*), образующие устричные прослои, а также мелкие устрицы (*Praeexogyra*), имеющие специфический след крепления в районе макушки, в связи с чем можно предположить их обитание на водорослях. Такое скопление устриц свидетельствует о небольших глубинах (верхняя сублитораль) и хорошем прогреве придонных вод.

В первой половине поздневолжского времени таксономическое разнообразие сообществ двустворок в исследуемой акватории минимально (см. рис. 10). Распространены в основном толстостенные устрицы (фильтраторы высокого уровня), образующие, по-видимому, устричные банки, что может быть свидетельством крайнего мелководья. Редки фильтраторы низкого уровня.

Роль фильтраторов низкого уровня в сообществах начинает нарастать во второй половине поздневолжского времени на фоне трансгрессии и роста глубин в маурыньинской акватории. Если в начале второго этапа здесь еще развиты устричные банки, то к концу поздневолжского времени доминируют в сообществах двустворок фильтраторы низкого уровня, а среди фильтратов высокого уровня ведущую

роль играют уже неустричные двустворки (см. рис. 10). Одновременно интенсивно растет общее таксономическое разнообразие двустворок в бентосных сообществах, в ориктоценозах которых обнаруживаются даже специфические детритофаги-собиратели *Dentalium*, брахиоподы, членики стеблей криноидей и мелководно-морские гастроподы, в том числе и представители риссой («*Glosia*»), возможно, обитавших на водорослях. Трофическая структура сообществ на этом этапе хорошо дифференцирована, а выровненность таксономической структуры сообществ падает. Как известно, низкая выровненность таксономической структуры и дифференциация трофической структуры сообществ являются показателями их «зрелости» [Захаров, 1981].

Судя по реконструкциям донных сообществ двустворок юрских и меловых палеобассейнов Сибири, таксономическое разнообразие в них нарастает по мере увеличения глубины до определенных пределов с удалением от палеоберега, а затем с ростом глубины вновь убывает [Захаров, 1981; Захаров, Шурыгин, 1985; и др.]. Именно с этим обстоятельством мы связываем падение таксономического разнообразия в сообществах двустворок раннерязанского времени, предполагая дальнейшее развитие трансгрессии в маурыньинской акватории (рис. 11). На этом этапе в донных сообществах двустворок вновь сокращается представительство фильтраторов низкого уровня, из устричных остаются только мелкораковинные формы, появляются крупнораковинные представители пектинид, сокращается трофическая дифференциация сообществ и существенно варьирует их таксономическая выровненность. Можно предположить, что существенное влияние на сообщества двустворок оказала и дестабилизация температурного режима территории (см. ниже).

Индикаторы изменения среды в палинологических ассоциациях. Анализ вариаций структуры комплексов микрофитофоссилий свидетельствует о развитии в маурыньинской акватории морских мелководных обстановок. В составе палинологических ассоциаций присутствует морской микрофитопланктон, представленный цистами динофлагеллат, акритархами и прازیнофитами (см. рис. 2, 9). Наиболее часто в разрезе встречаются цисты динофлагеллат родов *Escharisphaeridia*, *Batiacasphaera*, *Sentusidinium*, *Barbatacysta*, *Cribroperidinium*, *Apteodinium*. Эти динофлагеллаты обладают значительной толерантностью к изменению различных физико-химических параметров окружающей среды и могут переносить нестабильные обстановки прибрежных вод [Jarvis et al., 1988; Leereveld, 1995; Никитенко и др., 2015]. Однако их количество в нижней части разреза невелико, диноцисты встречаются единично, что характерно для мелководной части внутренней неритовой зоны.

В средней части разреза (слои 4, 5) количество микрофитопланктона несколько увеличивается, что отражает начало трансгрессивного тренда. Более значительное углубление палеобассейна происходит в рязанское время. Тем не менее небольшое количество и разнообразие диноцист указывает на мелководные обстановки. В это время достаточно обильны прازیнофиты родов *Leiosphaeridia*, *Tasmanites* и *Pterospermella* (см. рис. 9). В глубоководных осадках обилие прازیнофитов часто совпадает с развитием аноксидных условий [Jansonius, McGregor, 1996]. В более мелководных отложениях это может свидетельствовать о понижении солености или температуры [Prauss, Riegel, 1989; Jansonius, McGregor, 1996]. Изучение количественной динамики различных групп микрофитопланктона и геохимических параметров в разрезе верхней юры и нижнего мела на п-ове Нордвик (север Сибири) показало, что большое количество прازیнофитов отражает высокую биопродуктивность фотической зоны [Каширцев и др., 2018].

Таксономический состав спорово-пыльцевых ассоциаций с обилием спор плауновидных и различных папоротников, а также небольшим количеством пыльцы хейролепидиевых свидетельствует об умеренно теплых и влажных условиях на прибрежных территориях. В конце юры северные области Урала входили в состав Сибирской фитогеографической области с гумидным и теплоумеренным климатом [Вахрамеев, 1988]. По палинологическим данным здесь выделяется Уральская провинция с преобладанием в волжское время пыльцы сосновых и спор глейхениевых папоротников [Ровнина, 1972]. Широкое развитие пыльцы *Sciadopityspollenites* и спор *Gleicheniaceae* в северо-западных областях Западной Сибири позволило предположить, что эти территории могли быть в поздней юре северной окраиной Европско-Синийской фитогеографической области с более жарким, а в южных районах аридным климатом [Ильина, 1985]. Однако обилие спор глейхениевых папоротников вряд ли может служить критерием для разграничения палинофлор этих областей, поскольку также характерно для поздней юры Приверхожья и Вилуйской синеклизы [Фрадкина, 1967]. Повышенное количество спор *Gleicheniaceae*, очевидно, вызвано фациальными особенностями. Тем не менее, по данным из разреза Маурынья, значительное разнообразие и количество спор *Dictyophyllidites* и более высокий процент пыльцы *Sciadopityspollenites* указывает на более теплые условия в конце юры и начале мела на Северном Урале по сравнению с севером Сибири [Никитенко и др., 2015; Каширцев и др., 2018].

Значительное разнообразие спор и пыльцы наземных растений в разрезе Маурынья также свидетельствует об условиях, благоприятных для развития растительности, и разнообразии прибрежных ландшафтов (см. рис. 9, 11). Присутствие озера восстанавливается по наличию в палинологических ас-

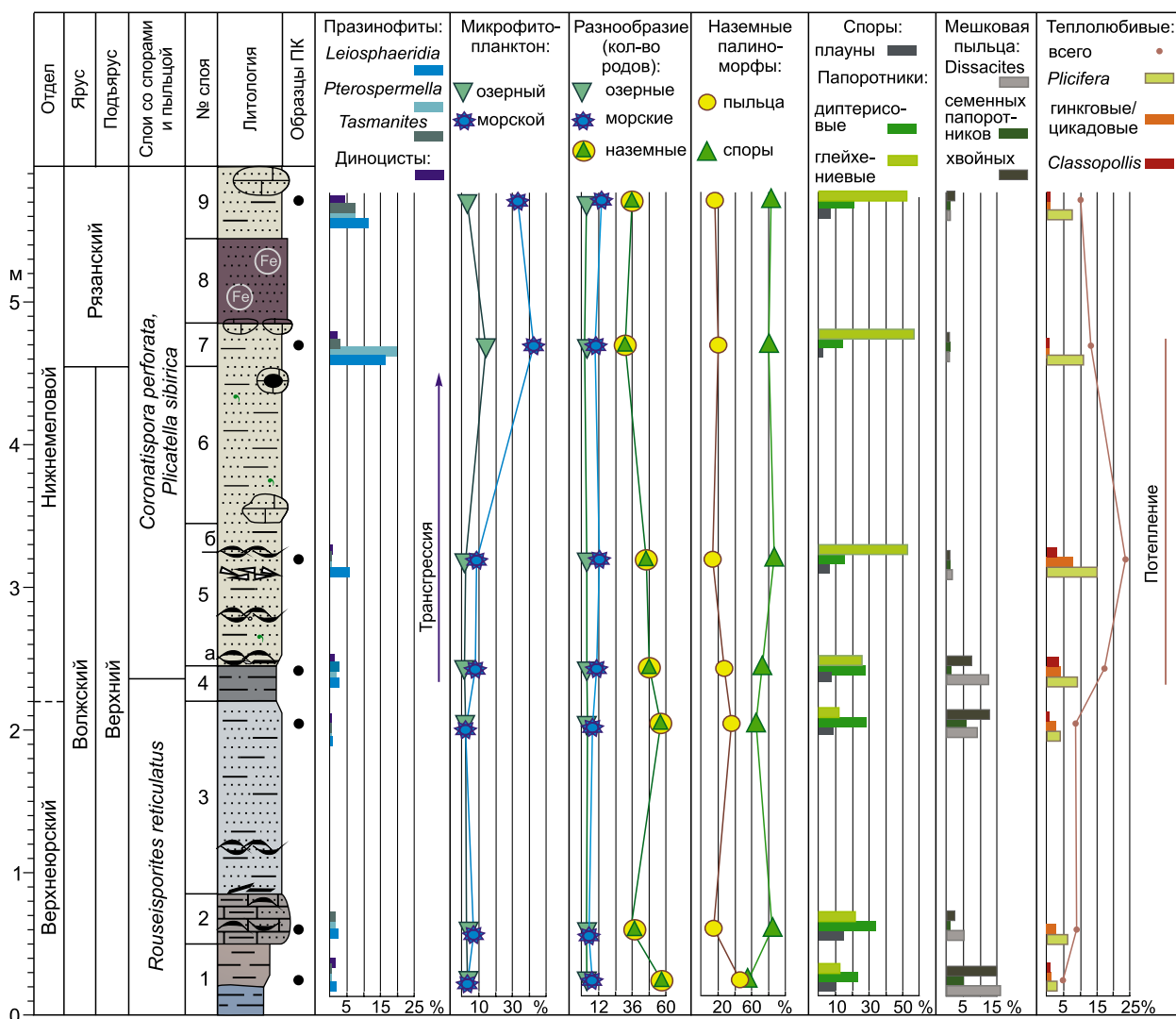


Рис. 9. Соотношение некоторых таксонов и экологических групп палиноморф в разрезе Маурынья.

социациях зеленых и зигнемовых водорослей. В нижней части разреза (слои 1–4) определены спорово-пыльцевые комплексы со значительным разнообразием и количеством спор плауновидных, сфагновых мхов и циатейных/диптерисовых папоротников, а также мешковой пыльцы семенных папоротников и хвойных родов *Pseudopicea* и *Piceapollenites*. Это указывает на широкое развитие в начале поздневолжского времени влажных низменностей, возможно, частично заболоченных. Разнообразие и значительное количество хвойных также отражают наличие лесной растительности. С развитием трансгрессии в конце поздневолжского времени низменные влажные территории сокращались, что привело к сокращению влаголюбивой растительности. Прибрежные участки суши стали более возвышенными, в условиях теплого и влажного климата заселялись глейхениевыми папоротниками. Возможно, местами они образовывали монодоминантные заросли, что отражается в составе спорово-пыльцевых ассоциаций, в которых их споры составляют 41–58 %. В целом глейхениевые предпочитают теплые и влажные условия, но некоторые из них активно осваивают склоны и более сухие местообитания, чем большинство папоротников [Abbink, 1998; Van Konijnenburg-Van Cittert, 2002; и др.]. Однако это не исключает участие некоторых видов глейхениевых в болотной растительности [Бугдаева и др., 2006; и др.].

Период небольшого потепления восстанавливается в конце волжского времени и в самом начале рязанского, на период формирования слоев 4–7 (см. рис. 9). Хорошим индикатором температурных условий является пыльца хейролепидиевых, количество которой в этот период несколько возрастает. Одновременно отмечается увеличение количества спор рода *Plicifera* среди глейхениевых. Изучение позднеюрских и раннемеловых ассоциаций Русской платформы позволило сделать предположение, что обилие спор рода *Plicifera* определяется температурным фактором (Е.Б. Пешевицкая, неопубл. данные).

Настоящее исследование подтверждает эту гипотезу. Интересно также отметить, что в период потепления увеличивается количество пыльцы гинкговых. Очевидно, повышение температуры вызвало постепенное изменение типа лесной растительности от преимущественно хвойных лесов к смешанным хвойно-гинкговым и преимущественно гинкговым.

Значение О- и С-изотопных данных для интерпретации палеообстановок. Исходя из $\delta^{18}\text{O}$ данных, полученных по маурыньинским белемнитам, в течение поздневолжского времени и вплоть до самого начала рязанского века климат в целом постепенно теплел [Dzyuba et al., 2013]. Полученные в настоящей работе $\delta^{18}\text{O}$ данные по устрицам подтверждают этот вывод. На глобальный масштаб изменения климата указывает тот факт, что общий тренд на потепление выражен также на О-изотопных кривых, построенных на тот же отрезок времени для центральной части Атлантического океана [Tremolada et al., 2006], Русской платформы [Price, Rogov, 2009] и Восточной Сибири [Dzyuba et al., 2013; Zakharov et al., 2014]. Вместе с тем вблизи волжско-рязанского рубежа в разрезе Маурынья фиксируется временное падение температур, вероятно, также отражающее глобальное климатическое событие (см. рис. 10). Однако собственно перелом климата, смена его с продолжительной теплой на продолжительную более холодную фазу, по имеющимся данным из бореальных разрезов, включая разрез Маурынья, произошел ближе к началу фазы *Hectoroceras kochi* [Abbink et al., 2001; Price, Mutterlose, 2004; Dzyuba et al., 2013].

Палеотемпературы, полученные по $\delta^{18}\text{O}$ данным из маурыньинских белемнитов, в целом варьируют в диапазоне от 12.8 до 20.3°C (среднее значение 16.5°C), по $\delta^{18}\text{O}$ данным из маурыньинских устриц — в диапазоне от 14.8 до 21.1°C (среднее значение 18.5°C) (см. табл. 1, 2). Разница между палеотемпературами по устрицам и белемнитам в среднем составляет 2°C при сохранении палеотемпературного тренда (см. рис. 10). Полученная разница в палеотемпературах между белемнитами и устрицами может быть объяснена миграциями белемнитов в более холодные воды.

Значения $\delta^{13}\text{C}$, полученные по раковинам устриц, оказались выше значений $\delta^{13}\text{C}$ по рострам белемнитов из того же стратиграфического интервала. Отклонения между значениями по устрицам и белемнитам составляют до 3.5 ‰. Такие отклонения могут быть объяснены обитанием устриц и белемнитов в водах с различным изотопным составом углерода. Устрицы обитали на мелководье в проксиимальных обстановках (см. рис. 11), для которых характерен обедненный ^{12}C состав воды, связанный с высокой продуктивностью фотосинтеза. Белемниты могли мигрировать в более глубокие воды, обогащенные ^{12}C с низкой продуктивностью фотосинтеза. Другим объяснением может быть различие в пищевых предпочтениях устриц и белемнитов, которые оказывают большое влияние на изотопный состав раковин моллюсков [Lartaud et al., 2010].

Связь между биотическими и абиотическими событиями. Климатические события восстанавливаются по изотопным и палинологическим данным. Установленный в настоящей работе состав спорово-пыльцевых ассоциаций характерен для Сибирской фитогеографической области с влажным тепло-умеренным климатом. Обилие спор плаунов и циатейных/диптерисовых папоротников свидетельствует о широком развитии влажных местообитаний в прибрежной зоне, а также вокруг озер, наличие которых восстанавливается по присутствию зеленых и зигнемовых водорослей в составе микрофитопланктона. Значительное участие мешковой пыльцы родов *Pseudopicea* и *Piceapollenites* указывает на присутствие хвойных лесов. На температурной кривой, полученной на основе $\delta^{18}\text{O}$ данных, отчетливо прослеживается тренд на потепление в интервале от начала поздневолжского времени до самого начала рязанского века, хотя вблизи волжско-рязанского рубежа и отмечено небольшое падение температур. Период потепления также хорошо выражен в количественном соотношении таксонов в спорово-пыльцевых ассоциациях: увеличивается долевое участие пыльцы *Classopollis*, что является надежным индикатором повышения температуры, а также спор глейхениевых папоротников рода *Placidia* и пыльцы гинкговых. Более теплые климатические условия благоприятствовали изменению лесной растительности, постепенному вытеснению хвойных и образованию преимущественно гинкговых лесов.

Среди моллюсков наиболее отчетливая корреляция между динамикой биоразнообразия и климатическими событиями наблюдается у белемнитов Маурынья: разнообразие в этой группе возрастает во время потепления и снижается в моменты похолодания (см. рис. 10). Та же закономерность характерна и для аммонитов слоев 5—8. Только в сл. 9 с появлением *Hectoroceras* увеличение разнообразия аммонитовых сообществ приходится на снижение температур в бассейне обитания. Двустворчатые моллюски реагируют на климатические изменения с некоторым отставанием от головоногих групп, однако влияние температурного фактора на разнообразие их сообществ также очевидно. Как и в случае с белемнитами, наблюдается прямая корреляция между ростом/падением температур и разнообразием двустворок.

В отличие от кимериджского, ранневолжского и большей части средневолжского времени, когда на фоне эвстатического подъема и хороших связей между высоко- и низкобореальными морями росту разнообразия сибирской биоты явно способствовало широкое распространение в Арктике европейских таксонов, динамику биоразнообразия на рубеже юры и мела следует рассматривать на фоне регрессив-

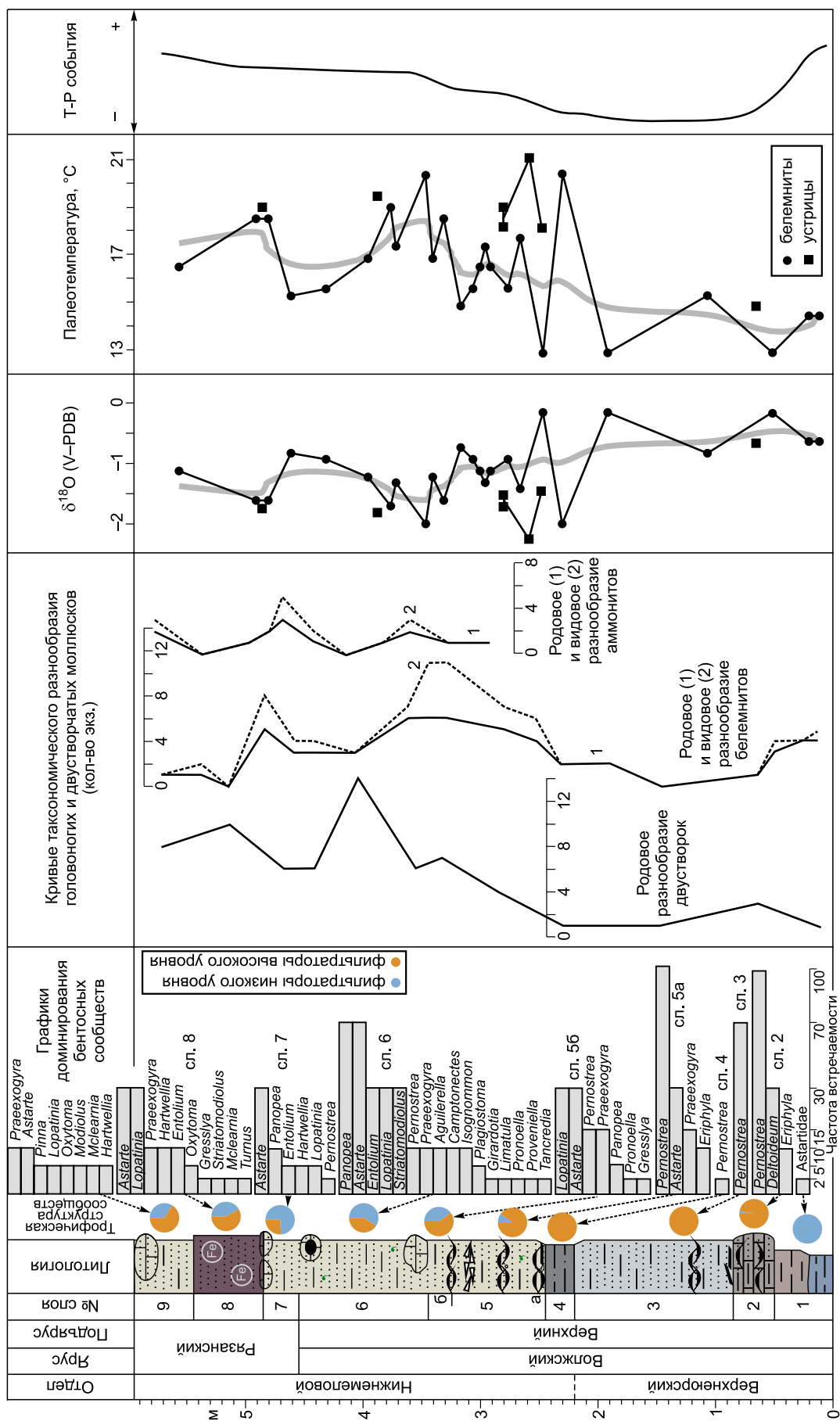


Рис. 10. Биотические (по моллюскам) и абиотические события на рубеже юры и мела по данным из разреза Маурынья (обн. 54).

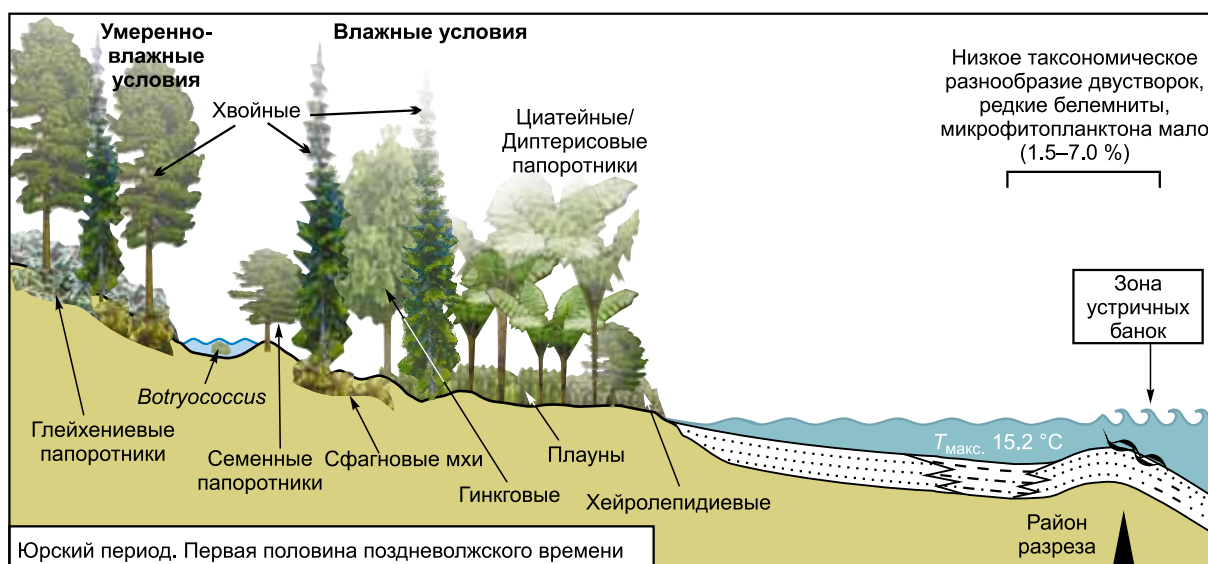
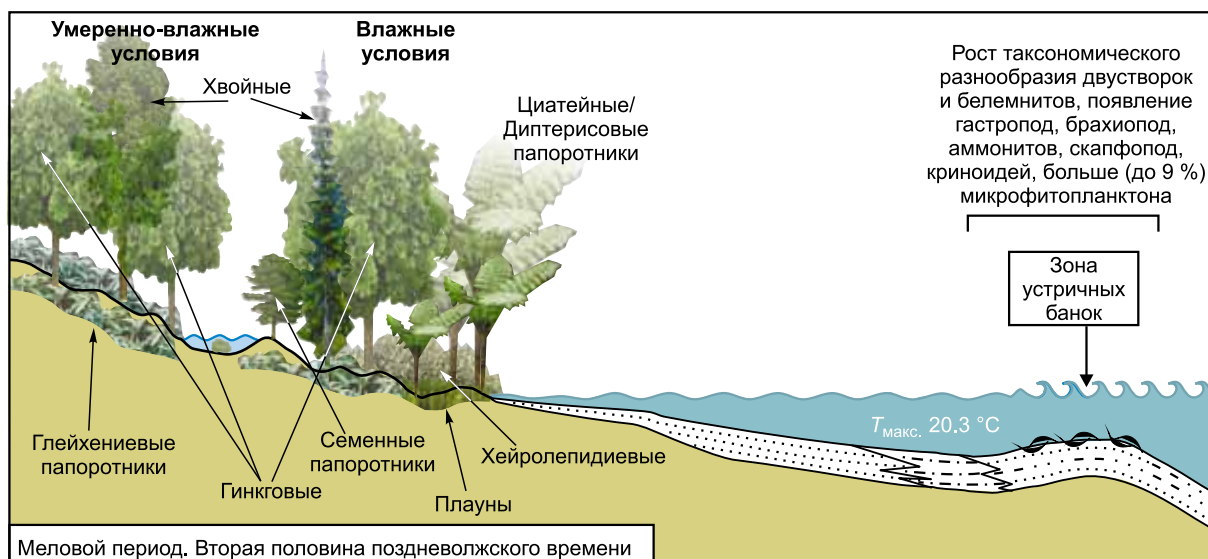
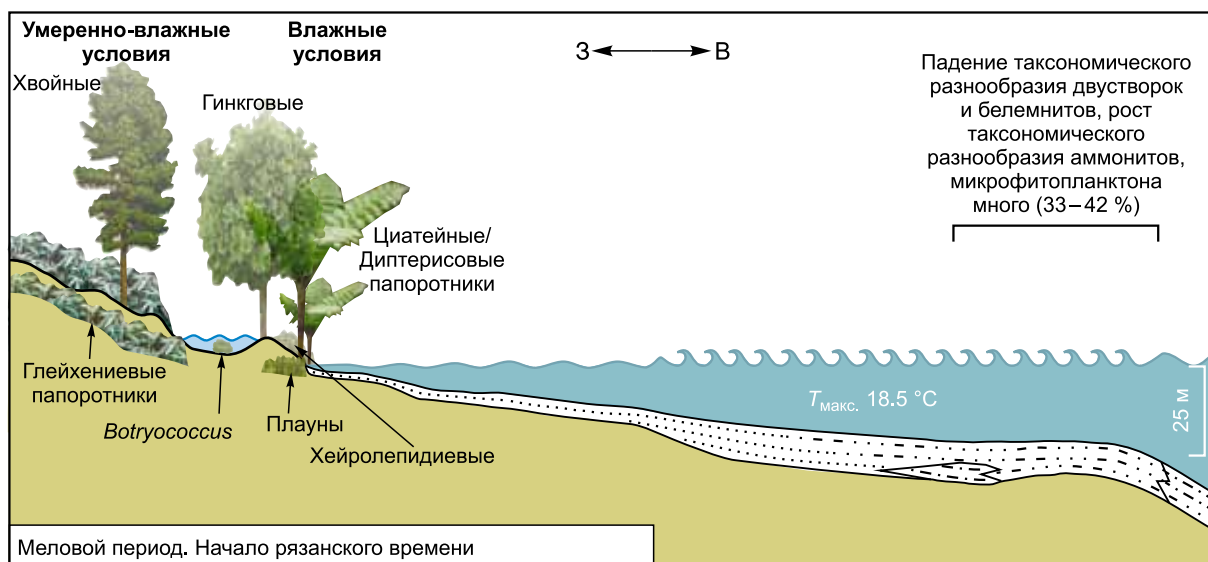


Рис. 11. Модель изменения ландшафтов в конце юры и начале мела в краевой зоне Западно-Сибирского палеобассейна (район разреза Маурынья).

ных событий в европейских морях и существенно ухудшившегося в связи с этим морского сообщения на стыке арктических и палеоатлантических акваторий [Дзюба, 2013; Zakharov et al., 2014].

Следует заметить, что установленная связь между динамикой биоразнообразия и колебаниями климата не отменяет влияния трансгрессивно-регрессивных событий на развитие сообществ моллюсков Маурыньи (см. рис. 10, 11). Так, падению разнообразия белемнитов, по-видимому, способствовало существенное обмеление рассматриваемого участка бассейна (момент формирования слоев 2 и 3), хотя в первой половине поздневолжского времени их разнообразие в целом было невелико. Не отличались разнообразием в это время и двустворки, в сообществах которых доминировали устрицы. Глубины здесь явно не благоприятствовали проникновению аммонитов.

Во второй половине поздневолжского времени отмечается резкое увеличение разнообразия головоногих моллюсков и бентосных групп. По времени это событие примерно соответствует началу мелового периода и сопряжено с потеплением и, как предполагается, трансгрессией (см. рис. 10, 11). Наиболее оптимальные обстановки (как климатические, так и батиметрические) для развития многочисленных, экологически и таксономически разнообразных сообществ моллюсков существовали здесь вплоть до самого начала рязанского века. Лишь вблизи волжско-рязанского рубежа фиксируется временное падение разнообразия во всех группах моллюсков, что совпадает с временным похолоданием климата. Судя по полученным данным, температуры на северо-западе Западно-Сибирского бассейна в этот момент снизились на 3—4 °C.

По всей вероятности, разнообразие аммонитов в фазу *Nectoceras kochi* преимущественно контролировалось глубиной. По крайней мере, общее похолодание климата на этот раз явно не имело негативного воздействия (см. рис. 10). Напротив, в отличие от белемнитов и двустворок, таксономическая представительность аммонитов в фазу *N. kochi* возросла. Подобные различия в ответной реакции сообществ позднеюрско-раннемеловых моллюсков на изменения абиотических факторов палеосреды и прежде всего увеличение глубин, ранее отмечались для п-ова Нордвик (север Восточной Сибири), в частности для фазы *N. kochi* [Zakharov et al., 2014]. То, что на северо-западной окраине Западной Сибири в это время имело место трансгрессивное событие, подтверждается данными из разреза на р. Ятрия (Приполярный Урал), а именно — образованием в фазу *N. kochi* слоя серовато-зеленых гравелистых песчанников (базального пласта трансгрессии) вслед за размывом (в подводных условиях) и удалением осадков двух аммонитовых фаз [Гольберт и др., 1972] (см. рис. 5, 7). Однако необходимо заметить, что обстановки в районе разреза Маурыньи в фазу *N. kochi*, несмотря на некоторое углубление, продолжали оставаться мелководными по сравнению с относительно глубоководными (до 200 м и более) обстановками в районе разреза Нордвик. Вероятно, на негативной динамике разнообразия двустворок и белемнитов Маурыньи сказалось не столько углубление бассейна, сколько похолодание климата или же вызванный обоими факторами дестабилизирующий эффект, приведший к очередной перестройке структуры бентоса и исчезновению нектобентосных форм из сообществ белемнитов.

Мелководные условия отразились и на составе палинологических ассоциаций, в которых морской микрофитопланктон содержится в незначительном количестве. Лишь в рязанское время его количество возрастает. Однако цист динофлагеллат, которые являются показателем средней и глубокой частей неритовой зоны, по-прежнему, немного. Основную долю составляют прازیнофиты. Увеличение их количества может быть связано с понижением температуры вод как вследствие похолодания, так и углубления палеобассейна. Интересно отметить, что трансгрессивно-регрессивные события отразились не только на составе морского микрофитопланктона, но также на составе спорово-пыльцевых ассоциаций, что связано с изменением прибрежных ландшафтов (см. рис. 11). Трансгрессия вызвала постепенное сокращение прибрежных низменностей, благоприятных для влаголюбивых плаунов и циатейных/диптерисовых папоротников. В рязанских палинофлорах долевое участие спор этих растений значительно сокращается. Доминантами становятся споры глейхениевых папоротников. Очевидно, в условиях гумидного климата эти растения активно заселяли дренируемые и более возвышенные участки прибрежной суши. Сокращение площади заболоченных областей, вблизи которых часто образуются воды с пониженным количеством питательных веществ [Жизнь растений, 1978], возможно, привело к увеличению их концентрации в прибрежных водах. Можно допустить, что расцвет прازیнофитов в рязанское время связан также с этим фактором, поскольку эта группа микрофитопланктона также может рассматриваться как показатель биопродуктивности фотической зоны [Каширцев и др., 2018].

ВЫВОДЫ

Приведены литологическая, палеонтологическая, биостратиграфическая и изотопная (O, C, Sr) характеристики верхневолжского подъяруса и низов рязанского яруса разреза Маурыньи. Палеонтологическая характеристика, прежде основанная преимущественно на сведениях по головоногим моллюскам, существенно дополнена и ныне включает информацию по двустворчатым и брюхоногим моллюскам.

скам, брахиоподам, а также морским и наземным палиноморфам. Очень важным представляется получение сведений о комплексах фоссилий слоев с *Subcraspedites maurynjensis* и зоны *Chetaites sibiricus* — пограничных биостратонов волжского и рязанского ярусов, вскрывающихся на северо-западной окраине Западной Сибири только на реках Маурынья и Яны-Манья (Северный Урал), при том, что в последнем местонахождении этот интервал палеонтологически слабо охарактеризован. Установлено, что наиболее обильный и таксономически разнообразный комплекс макрофоссилий на северо-западе Западной Сибири приурочен приблизительно к базальному интервалу нижнего мела.

Биостратиграфическое расчленение разреза Маурынья основано на аммонитах (верхняя половина разреза), белемнитах и ныне включает также два палиностратона в ранге слоев со спорами и пылью. Основание верхневолжских слоев с *Rouseisporites reticulatus*, впервые установленных в разрезе, можно рассматривать как важный корреляционный уровень, поскольку он характеризуется наиболее древними находками вида-индекса, что также прослеживается в верхнем титоне Австралии. Биостратиграфический уровень в основании верхневолжско-рязанских слоев с *Coronatispora perforata*, *Plicatella sibirica*, скорее всего, имеет региональное значение, так как глобальное стратиграфическое распространение видов-индексов этого палиностратона не до конца выяснено. Имеющаяся био- и хемотратиграфическая характеристика разреза Маурынья свидетельствует в пользу его корреляции с интервалом от верхней части зоны *Microcanthum* до низов зоны *Boissieri* стандартной средиземноморской шкалы.

Переходные юрско-меловые отложения, представленные в разрезе Маурынья, формировались в краевой зоне морского палеобассейна, на момент окончания юрского периода — в наиболее приближенной к берегу его части. Полученные данные позволяют сделать вывод о частых колебаниях уровня моря на этом участке бассейна, которые с наступлением мелового периода происходили в целом на фоне выраженной тенденции к его углублению. Резкое увеличение разнообразия нектонных, нектобентосных и бентосных сообществ в начале мела, судя по проведенному палеоэкологическому анализу, приходится на период временной стабилизации глубин на оптимальном для существования этих сообществ уровне. Вместе с тем отмечается и некоторое потепление климата, о чем свидетельствуют вариации $\delta^{18}\text{O}$ и палеотемператур, установленные по белемнитам и устрицам, а также палинологические данные. Снижение таксономического разнообразия белемнитов и макробентоса к началу рязанской фазы *Nectoroceras kochi*, как предполагается, сопровождалось дальнейшим углублением бассейна, но может быть связано с наметившимся общим похолоданием климата или же с дестабилизацией палеосреды в принципе.

Трансгрессивно-регрессивная динамика палеобассейна отразилась также на изменении прибрежных ландшафтов и типов растительности. Во время низкого стояния в начале поздневолжского времени преимущество получали влаголюбивые растения, которые заселяли низкие и местами заболоченные прибрежные низменности. В это время также была развита лесная растительность, в основном представленная хвойными. Во время потепления хвойные леса постепенно сменялись гинкговыми. С повышением уровня моря в раннем мелу низменные области затоплялись, и более возвышенные участки суши занимались глейхениевыми папоротниками, адаптированными к более сухим местообитаниям и склонам.

Авторы благодарны рецензентам В.А. Захарову и Н.К. Лебедевой за ценные замечания, способствовавшие улучшению статьи. Экспедиционные работы в восточных предгорьях Северного Урала состоялись при активном содействии со стороны Государственного музея природы и человека (Ханты-Мансийск) в лице А.С. Резвого. Неоценимая помощь при проведении экспедиционных работ оказана С.В. Иванцовым (Томск). А.Л. Бейзелем (Новосибирск) предоставлены полевой дневник экспедиционных работ 1978 г. и консультации по местонахождению и строению разреза.

Работа является вкладом в комплексную программу СО РАН «Интеграция и развитие», проекты IGCP608, IGCP632 и РНФ 18-17-00038.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеев С.Н. Пограничные ярусы юрской и меловой систем // Новые данные о зональном расчленении берриасского яруса на севере Сибири. М., Наука, 1984, с. 81—106.

Алифиров А.С. Аммонитовая зональная шкала волжского яруса Западной Сибири и ее палеонтологическое обоснование // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2009, т. 17 (6), с. 77—89.

Алифиров А.С. Аммониты, стратиграфия и биогеография волжского яруса Западной Сибири: Автореф. дис. ... к. г.-м. н. Новосибирск, ИГМ СО РАН, 2010, 16 с.

Алифиров А.С., Игольников А.Е., Дзюба О.С. Аммониты и строение разреза волжско-берриасских отложений р. Маурынья (Приполярный Урал): новые данные // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2008, с. 20—23.

Баженовский горизонт Западной Сибири. Новосибирск, Наука, 1986, 216 с.

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.

Бугдаева Е.В., Волынец Е.Б., Голозубов В.В., Маккевич В.С., Амельченко Г.Л. Флора и геологические события середины мелового периода (Алчанский бассейн, Приморье). Владивосток, Дальнаука, 2006, 205 с.

Булыникова С.П., Гольберт А.В., Климова И.Г., Конторович А.Э., Полякова И.Д., Решетникова М.А., Турбина А.С. Палеобиофации нефтегазоносных волжских и неомских отложений Западно-Сибирской плиты. М., Недра, 1978, 87 с.

Вахрамеев В.А. Юрские и меловые флоры и климаты Земли. М., Наука, 1988, 215 с.

Вахрамеев В.А., Котова И.З. Граница юры и мела в свете палинологических данных // Изв. АН СССР, сер. геол., 1980, (2), с. 62—69.

Воронова М.А. Миоспоры раннего мела Украины. Киев, Наук. думка, 1984, 120 с.

Герасимов П.А. Верхний подъярус волжского яруса центральной части Русской платформы. М., Наука, 1969, 144 с.

Гольберт А.В., Климова И.Г., Сакс В.Н. Опорный разрез неокома Западной Сибири в Приполярном Зауралье. Новосибирск, Наука, 1972, 184 с.

Граница юры и мела и берриасский ярус в бореальном поясе / Отв. ред. В.Н. Сакс. Новосибирск, Наука, 1972, 299 с.

Дагис А.С. Юрские и раннемеловые брахиоподы севера Сибири. М., Наука, 1968, 167 с.

Дзюба О.С. Белемниты (Cylindroteuthidae) и биостратиграфия средней и верхней юры Сибири. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004, 203 с.

Дзюба О.С. Белемниты и биостратиграфия пограничных юрско-меловых отложений севера Восточной Сибири (новые данные по п-ову Нордвик) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2012, т. 20 (1), с. 62—82.

Дзюба О.С. Белемниты пограничного юрско-мелового интервала разрезов рек Маурынья и Ятрия (Западная Сибирь): биостратиграфическое значение и динамика таксономического разнообразия // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2013, т. 21 (2), с. 61—87.

Жизнь растений. В 6 томах. М., Просвещение, 1978, т. 4, 656 с.

Захаров В.А. Позднеюрские и раннемеловые двустворчатые моллюски севера Сибири и условия их существования. Отряд Anisomyaria. М., Наука, 1966, 189 с.

Захаров В.А. Позднеюрские и раннемеловые двустворчатые моллюски севера Сибири и условия их существования. Ч. 2. Сем. Astartidae. М., Наука, 1970, 144 с.

Захаров В.А. Эволюция морских донных сообществ: становление и развитие признаков // Проблемы эволюции геологических процессов. Новосибирск, Наука, 1981, с. 167—186.

Захаров В.А., Месежников М.С. Волжский ярус Приполярного Урала. Новосибирск, Наука, 1974, 198 с.

Захаров В.А., Шурыгин Б.Н. Метод реконструкции рельефа дна и глубин морских палеобассейнов на основе анализа катен бентоса // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Палеобассейны и их обитатели. Новосибирск, Наука, 1985, с. 97—107.

Захаров В.А., Рогов М.А. Верхневолжский подъярус на севере Восточной Сибири (п-ов Нордвик) и его панбореальная корреляция по аммонитам // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2008, т. 16 (4), с. 81—94.

Захаров В.А., Бейзель А.Л., Богомолов Ю.И., Константинов А.Г., Курушин Н.И., Меледина С.В., Никитенко Б.Л., Шурыгин Б.Н. Этапность и периодичность в эволюции морских экосистем бореального мезозоя // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. Вып. 1. М., Недра, 1994, с. 138—151.

Захаров Ю.Д., Смышляева О.П., Попов А.М., Шигэга Я. Изотопный состав позднемезозойских органогенных карбонатов Дальнего Востока (стабильные изотопы кислорода и углерода, основные палеоклиматические события и их глобальная корреляция. Владивосток, Дальнаука, 2006, 204 с.

Игольников А.Е. Новые находки аммонитов из берриаса п-ова Нордвик // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Ульяновск, УлГУ, 2010, с. 163—165.

Игольников А.Е. *Craspedites (Vitalites?) sachsi* — новый вид аммонита из бореального берриаса севера Восточной Сибири (полуостров Нордвик) // Палеонтол. журн., 2012 (1), с. 15—17.

Ильина В.И. Палинология юры Сибири. М., Наука, 1985, 237 с.

Каширцев В.А., Никитенко Б.Л., Пещевская Е.Б., Фурсенко Е.А. Биогеохимия и микрофосилии верхней юры и нижнего мела Анабарского залива моря Лаптевых // Геология и геофизика, 2018, т. 59(4), с. 481—501.

Кейси Р., Месежников М.С., Шульгина Н.И. Сопоставление пограничных отложений юры и мела Англии, Русской платформы, Приполярного Урала и Сибири // Изв. АН СССР, сер. геол., 1977 (7), с. 14—33.

Конторович А.Э., Конторович В.А., Рыжкова С.В., Шурыгин Б.Н., Вакуленко Л.Г., Гайдебурова Е.А., Данилова В.П., Казаненков В.А., Ким Н.С., Костырева Е.А., Москвин В.И., Ян П.А. Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в юрском периоде // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (8), с. 972—1012.

Конторович А.Э., Ершов С.В., Казаненков В.А., Карогодин Ю.Н., Конторович В.А., Лебедева Н.К., Никитенко Б.Л., Попова Н.И., Шурыгин Б.Н. Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в меловом периоде // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (5—6), с. 745—776.

Косенко И.Н. О позднеюрских и раннемеловых устрицах (*Bivalvia*, *Ostreidae*) севера Сибири // Палеонтол. журн., 2014 (4), с. 41—47.

Косенко И.Н. О позднеюрских—раннемеловых устрицах рода *Deltoideum* Rollier (*Bivalvia*, *Ostreidae*) Сибири // Палеонтол. журн., 2016 (4), с. 21—30.

Косенко И.Н., Сельцер В.Б. *Argutostrea* gen. nov.: вопросы таксономии и этологии средне-позднеюрских устриц-эпибионтов (*Bivalvia*, *Ostreidae*) // Палеонтол. журн., 2016 (6), с. 38—44.

Кузнецов А.Б., Изох О.П., Дзюба О.С., Шурыгин Б.Н. Изотопный состав Sr в белемнитах из пограничных отложений юры и мела (р. Маурынья, Западная Сибирь) // Докл. РАН, 2017, т. 477 (4), с. 455—460.

Лебедева Н.К., Никитенко Б.Л. Микрофитопланктон и микрофораминиферы опорного разреза нижнего мела Приполярного Зауралья (Западная Сибирь) // Геология и геофизика, 1998, т. 38 (6), с. 799—821.

Маявкина В.С. Верхний волжский ярус // Пыльца и споры Западной Сибири, юра—палеоцен. Л., ВНИГРИ, 1961, с. 277—279.

Маринов В.А., Меледина С.В., Дзюба О.С., Урман О.С., Язикова О.В., Лучинина В.А., Замирайлова А.Г., Фомин А.Н. Биофациальный анализ верхнеюрских и нижнемеловых отложений центральных районов Западной Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2006, т. 14 (4), с. 81—96.

Месежников М.С., Шульгина Н.И. К экологии позднеюрских и неокомских бореальных аммонитов // Палеобиология донных беспозвоночных прибрежных зон моря. Владивосток, ДВНЦ РАН СССР, 1975, с. 66—82.

Месежников М.С., Бладучан Ю.В. Детальная стратиграфия пограничных слоев юры и мела на восточном склоне Приполярного Урала // Стратиграфия триасовых и юрских отложений нефтегазоносных бассейнов СССР. Л., ВНИГРИ, 1982, с. 88—95.

Месежников М.С., Бладучан Ю.В., Гольберт А.В., Климова И.Г. Пограничные слои юры и мела на восточном склоне Приполярного Урала (проспект геологических экскурсий). Л., ВНИГРИ, 1977, 61 с.

Месежников М.С., Алексеев С.Н., Климова И.Г., Шульгина Н.И., Гюльхаджан Л.В. О развитии некоторых *Craspeditidae* на рубеже юры и мела // Мезозой Советской Арктики. Новосибирск, Наука, 1983, с. 103—125.

Митта В.В., Ша И. Особенности распространения аммонитов центральной России на рубеже юры и мела // Палеонтол. журн., 2011 (4), с. 26—34.

Нальняева Т.И. Белемниты пограничных слоев юры и мела бассейна р. Печоры // Пограничные ярусы юрской и меловой систем. М., Наука, 1984, с. 144—150.

Никитенко Б.Л., Князев В.Г., Пещевницкая Е.Б., Глинских Л.А. Верхняя юра побережья моря Лаптевых: межрегиональные корреляции и палеообстановки // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (8), с. 1496—1519.

Пещевницкая Е.Б. Спорово-пыльцевые биостратоны нижнего мела северных районов Сибири и их корреляционное значение // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (11), с. 1210—1230.

Пещевницкая Е.Б. Диноцисты и палинostrатиграфия нижнего мела Сибири. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2010, 230 с.

Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири (г. Новосибирск, 2003 г.). Триасовая и юрская системы. Новосибирск, СНИИГГиМС, 2004, 114 с.

Ровнина Л.В. Стратиграфическое расчленение континентальных отложений триаса и юры на северо-востоке Западно-Сибирской низменности. М., Наука, 1972, 110 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, 260 с.
- Санин В.Я., Захаров В.А., Шурыгин Б.Н.** Позднеюрские и раннемеловые Argasidae (Bivalvia) севера СССР. Новосибирск, Наука, 1984, 125 с.
- Федорова В.А., Грязева А.С.** Палинostrатиграфия пограничных отложений юры-мела в разрезах р. Оки // Пограничные ярусы юрской и меловой систем. М., Наука, 1984, с. 150—161.
- Федорова В.А., Быстрова В.В., Колпенская Н.Н., Сочеванова О.А.** Детальная микробиостратиграфия опорных разрезов бореального берриаса на территории России (рр. Ижма, Ятрия, Боярка) // Стратиграфия фанерозоя нефтегазоносных регионов России. СПб., ВНИГРИ, 1993, с. 172—188.
- Фрадкина А.Ф.** Спорово-пыльцевые комплексы мезозоя Западной Якутии. Л., Недра, 1967, 151 с.
- Шурыгин Б.Н., Дзюба О.С.** Граница юры и мела на севере Сибири и бореально-тетическая корреляция приграничных толщ // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (4), с. 830—844.
- Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Девятков В.П., Ильина В.И., Меледина С.В., Гайдебурова Е.А., Дзюба О.С., Казаков А.М., Могучева Н.К.** Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000, 480 с.
- Abbink O.A.** Palynological investigations in the Jurassic of the North Sea region. Utrecht, LPP Foundation, 1998, 192 p.
- Abbink O., Targarona J., Brinkhuis H., Visscher H.** Late Jurassic to earliest Cretaceous palaeoclimatic evolution of the Northern Sea // Global Planet Change, 2001, v. 30, p. 231—256.
- Anderson F.M.** Knoxville Series in the California Mesozoic // Bull. Geol. Soc. Am., 1945, v. 56 (10), p. 909—1014.
- Anderson T.F., Arthur M.A.** Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems // Stable isotopes in sedimentary geology: SEPM Short Course 10, 1983, p. 1—151.
- Anderson T.F., Popp B.N., Williams A.C., Ho L.Z., Hudson J.D.** The stable isotopic record of fossils from the Petersborough Member, Oxford Clay Formation (Jurassic), UK: palaeoenvironmental implications // J. Geol. Soc. London, 1994, v. 151, p. 125—138.
- Backhouse J.** Late Jurassic and Early Cretaceous palynology of the Perth Basin, Western Australia // Geol. Surv. Western Australia, 1988, Bull. 135, p. 1—233.
- Brideaux W.W., Fisher M.J.** Upper Jurassic—Lower Cretaceous dinoflagellate assemblages from Arctic Canada // Geol. Surv. Canada, 1976, Bull. 259, p. 1—53.
- Burden E.T., Hills L.V.** Illustrated key to genera of Lower Cretaceous terrestrial palynomorphs (excluding megaspores) of Western Canada // AASP Contrib. Ser., 1989, v. 21, 147 p.
- Craig H., Gordon L.I.** Deuterium and oxygen 18 variations in the ocean and marine atmosphere // Stable isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures. Pisa, Laboratorio di Geologia Nucleare, 1965, p. 9—130.
- Dettmann M.E., Clifford H.T.** Phylogeny and biogeography of Ruffordia, Mohria and Anemia (Schizaeaceae) and Ceratopteris (Pteridaceae): evidence from in situ and dispersed spores // Alcheringa, 1992, v. 16, p. 269—314.
- Dörhofer G.** Palynologie und stratigraphie der Buckeberg-Formation (Berriasium-Valanginium) in The Hilsmulde (Nw-Deutschland) // Geol. Jahrb. A, 1977, v. 42, p. 3—122.
- Dörhofer G.** Distribution and stratigraphic utility of Oxfordian to Valanginian miospores in Europe and North America // AASP Contrib. Ser., 1979, v. 2, p. 101—132.
- Doyle P., Kelly S.R.A.** The Jurassic and Cretaceous belemnites of Kong Karls Land, Svalbard. Oslo, Norsk Polarinstitutt, 1988, 77 p.
- 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.
- Epstein S., Buchsbaum R., Lowenstam H., Urey H.C.** Revised carbonate-water isotopic temperature scale // Geol. Soc. Am. Bull., 1953, v. 64, p. 1315—1326.
- Fensome R.A.** Taxonomy and biostratigraphy of Schizaealean spores from the Jurassic-Cretaceous boundary beds of the Aklavik Range, District of MacKenzie // Palaeontographica Canadiana, 1987, p. 1—49.
- Filatoff J.** Jurassic palynology of the Perth Basin, Western Australia // Palaeontographica Abt. B, 1975, v. 154, p. 1—113.
- Gröcke D.R., Price G.D., Ruffell A.H., Mutterlose J., Baraboshkin E.** Isotopic evidence for Late Jurassic—Early Cretaceous climate change // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 2003, v. 202, p. 97—118.
- Howarth R.J., McArthur J.M.** Statistics for strontium isotope stratigraphy: a robust LOWESS fit to the marine Sr-isotope curve for 0 to 206 Ma, with look-up table for derivation of numeric age // J. Geol., 1997, v. 105, p. 441—456.

Igolnikov A.E., Rogov M.A., Alifirov A.S. Ryazanian (Boreal Berriasian) ammonite succession of the Nordvik section (Russian Arctic): Revision and new data // *Cretaceous ecosystems and their responses to palaeoenvironmental changes in Asia and the Western Pacific*. Novosibirsk, IPGG SB RAS, 2016, p. 89—92.

Jansonius J., McGregor D.C. (Eds.) *Palynology: principles and application*. Salt Lake City, Publishers Press, 1996, v. 1, 452 p.; v. 2, 910 p.

Jarvis I., Carson G.A., Cooper M.K.E., Hart M.B., Leary P.N., Tocher B.A., Horne D., Rosenfeld A. Microfossil assemblages and the Cenomanian-Turonian (Late Cretaceous) oceanic anoxic event // *Cretaceous Res.*, 1988, v. 9, 3—103.

Jones C.E., Jenkyns H.C. Seawater strontium isotopes, oceanic anoxic events, and seafloor hydrothermal activity in the Jurassic and Cretaceous // *Am. J. Sci.*, 2001, v. 301, p. 112—149.

Kosenko I.N. Late Jurassic—Early Cretaceous oysters from Siberia: A systematic review // *Acta Palaeontol. Pol.*, 2017, v. 62 (4), p. 759—778.

Kotova I.Z. Palynological study of upper Jurassic and lower Cretaceous sediments, Site 511, Deep Sea Drilling Project Leg 71 (Falkland Plateau) // *Init. Repts. DSDP*, 1983, v. 71, p. 879—906.

Lartaud F., Emmanuel L., de Rafelis M., Pouvreau S., Renard M. Influence of food supply on the $\delta^{13}\text{C}$ signature of mollusk shells: Implications for palaeoenvironmental reconstructions // *Geo-Mar. Lett.*, 2010, v. 30 (1), p. 23—34.

Leereveld H. Dinoflagellate cysts from the Lower Cretaceous Rio Argos succession (SE Spain) // *LPP Contrib. Ser.*, 1995, v. 2, 1—176.

Norris G. Miospores from the Purbeck Beds and marine Upper Jurassic of Southern England // *Palaeontology*, 1969, v. 12 (4), p. 574—620.

Pestchevitskaya E.B., Smokotina I.V., Baykalova G.E. Lower Valanginian palynostratigraphy of southeastern regions of Siberia, palaeoenvironment and vegetation reconstructions // *J. Stratigr.*, 2012, v. 36 (2), p. 179—193.

Powell A.J. *A stratigraphic index of dinoflagellate cysts*. London, Springer, 1992, 290 p.

Prauss M., Riegel W. Evidence from phytoplankton associations for causes of black-shale formation in epicontinental seas // *N. Jb. Geol. Paläontol. Monatsh.*, 1989, H. 11, p. 671—682.

Price G.D., Mutterlose J. Isotopic signals from the late Jurassic—early Cretaceous (Volgian—Valanginian) sub-Arctic belemnites, Yatria River, Western Siberia // *J. Geol. Soc. London*, 2004, v. 161, p. 959—968.

Price G.D., Page K.N. A carbon and oxygen isotopic analysis of molluscan faunas from the Callovian-Oxfordian boundary at Redcliff Point, Weymouth, Dorset: implications for belemnite behaviour // *PGA*, 2008, v. 119, p. 153—160.

Price G.D., Rogov M.A. An isotopic appraisal of the Late Jurassic greenhouse phase in the Russian Platform // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 2009, v. 273 (1—2), p. 41—49.

Pruner P., Houša V., Olóriz F., Košťák M., Krs M., Man O., Schnabl P., Venhodová D., Tavera J.M., Mazuch M. High-resolution magnetostratigraphy and biostratigraphic zonation of the Jurassic/Cretaceous boundary strata in the Puerto Escaño section (southern Spain) // *Cretaceous Res.*, 2010, v. 31, p. 192—206.

Sahagian D., Pinous O., Olfieriev A., Zakharov V. Eustatic curve for the Middle Jurassic—Cretaceous based on Russian Platform and Siberian stratigraphy: zonal resolution // *AAPG Bull.*, 1996, v. 80, p. 1433—1458.

Sajjadi F., Playford G. Systematic and stratigraphic palynology of Late Jurassic — earliest Cretaceous strata of the Eromanga Basin, Queensland, Australia, Part two // *Palaeontographica*, 2002, v. 261, p. 99—165.

Surlyk F. The Jurassic of East Greenland: a sedimentary record of thermal subsidence, onset and culmination of rifting // *Geol. Surv. Den. Greenl. Bull.*, 2003, v. 1, 659—722.

Tremolada F., Bornemann A., Bralower T., Koeberl C., van de Schootbrugge B. Paleooceanographic changes across the Jurassic/Cretaceous boundary: the calcareous phytoplankton response // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2006, v. 241, p. 361—371.

Van Konijnenburg-Van Cittert, J.H.A. Ecology of some Late Triassic to Early Cretaceous ferns in Eurasia // *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 2002, v. 119, p. 113—124.

Weissert H., Joachimski M., Sarnthein M. Chemostratigraphy // *Newsl. Stratigr.*, 2008, v. 42 (3), 145—179.

Wierzbowski H., Joachimski M. Reconstruction of late Bajocian–Bathonian marine palaeoenvironments using carbon and oxygen isotope ratios of calcareous fossils from the Polish Jura Chain (central Poland) // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 2007, v. 254, 523—540.

Wimbledon W.A.P. Developments with fixing a Tithonian/Berriasian (J/K) boundary // *Volumina Jurassica*, 2017, v. 15 (1), p. 181—186.

Wimbledon W.A.P., Reháková D., Pszczółkowski A., Casellato C.E., Halášová E., Frau C., Bulot L.G., Grabowski J., Sobieć K., Pruner P., Schnabl P., Čížková K. An account of the bio- and magne-

tostratigraphy of the Upper Tithonian—Lower Berriasian interval at Le Chouet, Drôme (SE France) // *Geol. Carpathica*, 2013, v. 64 (6), p. 437—460.

Zakharov V.A., Rogov M.A., Dzyuba O.S., Žák K., Košťák M., Pruner P., Skupien P., Chadima M., Mazuch M., Nikitenko B.L. 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.

Zorina S.O., Dzyuba O.S., Shurygin B.N., Ruban D.A. How global are the Jurassic—Cretaceous unconformities? // *Terra Nova*, 2008, v. 20, p. 341—346.

*Рекомендована к печати 4 сентября 2017 г.
Н.В. Сенниковым*

*Поступила в редакцию
4 июля 2017 г.*