

УДК [551.762+551.763](571.56)

МИКРОФОССИЛИИ, ВЫСОКОРАЗРЕШАЮЩАЯ СТРАТИГРАФИЯ, ГЕОХИМИЯ И ЛИТОЛОГИЯ ВЕРХНЕЙ ЮРЫ И НИЖНЕГО МЕЛА (урдюк-хаинская и паксинская свиты) П-ОВА НОРДВИК, АНАБАРСКИЙ ЗАЛИВ, МОРЕ ЛАПТЕВЫХ

Б.Л. Никитенко^{1,2}, Е.Б. Пешевицкая¹, В.А. Каширцев^{1,2}, Е.А. Фурсенко^{1,2},
А.Ю. Попов^{1,2}, С.Н. Хафаева¹, В.Ю. Брагин¹

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

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

Проведенные исследования и анализ опубликованных данных нацелены на совершенствование высокоразрешающего биостратиграфического расчленения верхней юры и нижнего мела эталонного разреза на п-ове Нордвик, Анабарский залив, море Лаптевых. Это позволило установить в разрезе последовательности из 13 биостратонов по фораминиферам, 9 биостратонов по диноцистам и 8 с палинофлорой в ранге зон и слоев. Полученные новые данные дали возможность обосновать стратиграфическую непрерывность этого разреза в интервале нижнего и средневожского подъярусов, где ранее предполагался крупный стратиграфический перерыв. Установленные зональные подразделения имеют разный корреляционный потенциал. Рассмотрены разные версии расчленения разреза по аммонитам и обоснована используемая шкала. По кальцисферам/известковым диноцистам выявлен реперный уровень, позволяющий осуществлять глобальные корреляции и увязывать приграничные толщи юры и мела Тетиса и арктических регионов. Обсуждено магнитостратиграфическое расчленение изученного разреза и его сопоставление с тетическими регионами. Показано, что кривая вариаций $\delta^{13}C_{org}$ в верхней юре и нижней части валанжина отражает фациальные изменения и с учетом биостратиграфических данных может служить инструментом для корреляций в разных регионах Северного полушария. Для верхневожского подъяруса и борсального берриаса установлена цикличность изменений изотопного состава углерода. В исследованном разрезе определено распределение значений геохимических параметров (C_{org} , $\delta^{13}C_{org}$ и водородного индекса), показана геохимическая стратификация разреза и вариации порообразующих оксидов. В основании паксинской свиты (верхневожский подъярус) установлена резкая смена значений геохимических параметров. Определен интервал распространения «подповерхностного максимума хлорофилла». Проведенные исследования показывают, что высокие значения C_{org} с легким изотопным составом первого диастеренового геохимического подгоризонта формировались за счет высокой биопродуктивности фитопланктона и накопления органического вещества в благоприятных для его сохранности восстановительных условиях. Анализ содержания основных порообразующих оксидов в изученных породах позволил выявить определенные вариации химического состава изученных отложений, отражающие изменения минералого-петрографических характеристик.

Верхняя юра и нижний мел, высокоразрешающая биостратиграфия, хемостратиграфия, магнитостратиграфия, корреляции, фораминиферы, диноцисты, споры и пыльца, органическая геохимия, молекулы-биомаркеры, литогеохимия, море Лаптевых

MICROFOSSILS, HIGH-RESOLUTION STRATIGRAPHY, GEOCHEMISTRY AND LITHOLOGY OF THE UPPER JURASSIC AND LOWER CRETACEOUS (Urdyuk-Khaya and Paksa Formations) IN THE NORDVIK PENINSULA, ANABAR BAY, LAPTEV SEA

B.L. Nikitenko, E.B. Pestchevitskaya, V.A. Kashirtsev, E.A. Fursenko, A.Yu. Popov, S.N. Khafaeva, V.Yu. Bragin

The goal of this study was to improve the high-resolution biostratigraphy of the Upper Jurassic and Lower Cretaceous in the type section on the Nordvik Peninsula, Anabar Bay, Laptev Sea. The results were used to identify a succession of 13 foraminiferal biostratigraphic units, 9 dinocyst units, and 8 palynofloral biostratigraphic units in the rank of zones and local zones. Based on new data, the stratigraphic continuity of this section is proved for the Lower and Middle Volgian, where a major stratigraphic hiatus was previously assumed. The established zones have variable correlation potential. Different versions of the subdivision of the section based on ammonites are discussed and the proposed scale is justified. A reference level based on calcispheres/calcareous dinocysts is defined providing global correlations and calibration of beds near Jurassic–Cretaceous boundary in the Tethyan and Arctic regions. The magnetostratigraphic subdivision of the studied section and its comparison with the Tethyan regions are discussed. Together with biostratigraphic data, the proposed $\delta^{13}C_{org}$ curve in the Upper Jurassic and lower part of the Valanginian can be a tool for detailed correlations in differ-

© Никитенко Б.Л., Пешевицкая Е.Б., Каширцев В.А., Фурсенко Е.А., Попов А.Ю., Хафаева С.Н., Брагин В.Ю.

✉ e-mail: nikitenkobl@ipgg.sbras.ru

ent regions of the Northern Hemisphere. The cyclicity of carbon isotope composition in the Upper Volgian and Boreal Berriasian and isotope events in the Volgian and Lower Valanginian are determined within the Arctic region. The distribution of geochemical parameters (C_{org} , $\delta^{13}C_{org}$ and hydrogen index) is determined in studied section, geochemical stratification of the section and variations in major oxide compositions are demonstrated. A sharp change in geochemical parameters is identified at the base of the Paksa Formation (Upper Volgian). The distribution interval of the “subsurface chlorophyll maximum” is determined. The study shows that high concentrations of isotopically light organic carbon in the first diasterene geochemical subhorizon were caused by high phytoplankton productivity and were deposited under reducing conditions favorable for preservation of organic matter. The analysis of major oxide compositions of the studied rocks revealed that variations in the chemical composition of the studied rocks reflect changes in their mineralogy and petrography.

Upper Jurassic and Lower Cretaceous, high-resolution biostratigraphy, chemostratigraphy, magnetostratigraphy, correlations, foraminifera; dinocysts, spores and pollen, organic geochemistry, biomarker molecules, litho geochemistry, Laptev Sea

ВВЕДЕНИЕ

В арктических бассейнах, в том числе и Лаптевоморском, в конце юры и начале мела существовали специфические палеогеографические и климатические обстановки, благоприятные для расцвета микропланктона, послужившего исходным материалом для формирования захороненного органического вещества и образования высокоуглеродистых толщ. Это основные нефтепроизводящие толщи, которые участвовали в формировании месторождений нефти в бореальных и арктических бассейнах.

Одной из приоритетных задач является совершенствование стратиграфии верхней юры и нижнего мела, включая разработку высокоразрешающих зональных шкал по микрофоссилиям, хемо- и магнито-стратиграфический анализы.

Эталонные разрезы (А32 и А33) верхней юры и нижнего мела расположены на левом берегу Анабарского залива моря Лаптевых, на п-ове Нордвик, в районе м. Урдюк-Хая (рис. 1). В береговых обрывах вскрыты непрерывные толщи верхнего оксфорда—нижнего валанжина, представленные преимущественно глинистыми осадками, сформировавшимися в удаленных от палеоберега и относительно глубоководных фациях. Этот разрез еще в середине прошлого века был признан в качестве эталона и многократно посещался и изучался специалистами в разных областях геологии [Сакс и др., 1963; Басов и др., 1970; Стратиграфия..., 1976; Решения..., 1981; Захаров и др., 1983; Хоша и др., 2007; Nikitenko et al., 2008; Rogov, Wierzbowski, 2009; Никитенко, 2009; Никитенко и др., 2011, 2013, 2015a, 2015b; Вержбовский, Рогов, 2013; Брагин и др., 2013; Dzyuba et al., 2013; и др.].

В 2011 г. авторами были проведены комплексные полевые исследования естественных выходов юры и мела, вскрытых на п-ове Нордвик (м. Урдюк-Хая) (см. рис. 1). В ходе этих работ по единой методике был выполнен весь комплекс исследований по биостратиграфии, литостратиграфии, седиментологии и палеообстановкам.

В данной статье обсуждаются основные результаты микропалеонтологических и палинологических исследований, особенности зональной биостратиграфии по разным группам фоссилий, магнито-стратиграфические интерпретации приграничной части юры и мела, анализ вариаций изотопного состава органического углерода в разрезе. Предшествующие исследования в области органической геохимии основных верхнеюрских—нижнемеловых разрезов северного обрамления Сибирской платформы позволили в общем виде реконструировать фациальные условия седиментации и постседиментационных изменений органического вещества на достаточно обширной территории. Что касается непосредственно области современного Анабарского залива, то здесь в оксфорд-нижневаланжинской части разреза по преобладанию хлороформенных битумоидов органического вещества и специфических комплексов молекул-биомаркеров были выделены три геохимических горизонта (терпановый, диастереновый и гопановый) [Каширцев и др., 2018]. Горизонты сопоставлены с изменениями в ассоциациях микрофоссилий и палиноморф на фоне эволюции экологических и геохимических обстановок морского бассейна. Особое внимание привлекли относительно глубоководные фации нижней части диастеренового горизонта с обилием микрофитопланктона, свидетельствующие о высокой биопродуктивности фотической зоны в поздневолжское время и в начале бореального берриаса.

Ниже приведены результаты комплексных стратиграфических, геохимических, литогеохимических и минеролого-петрографических исследований разреза урдюк-хаинской (верхний оксфорд—средневолжский подъярус) и паксинской (верхневолжский подъярус—низы валанжина) свит.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Материалом для стратиграфического и геохимического анализов послужили обширные коллекции микрофауны и палиноморф, геохимические и петрографические данные, полученные из образцов,

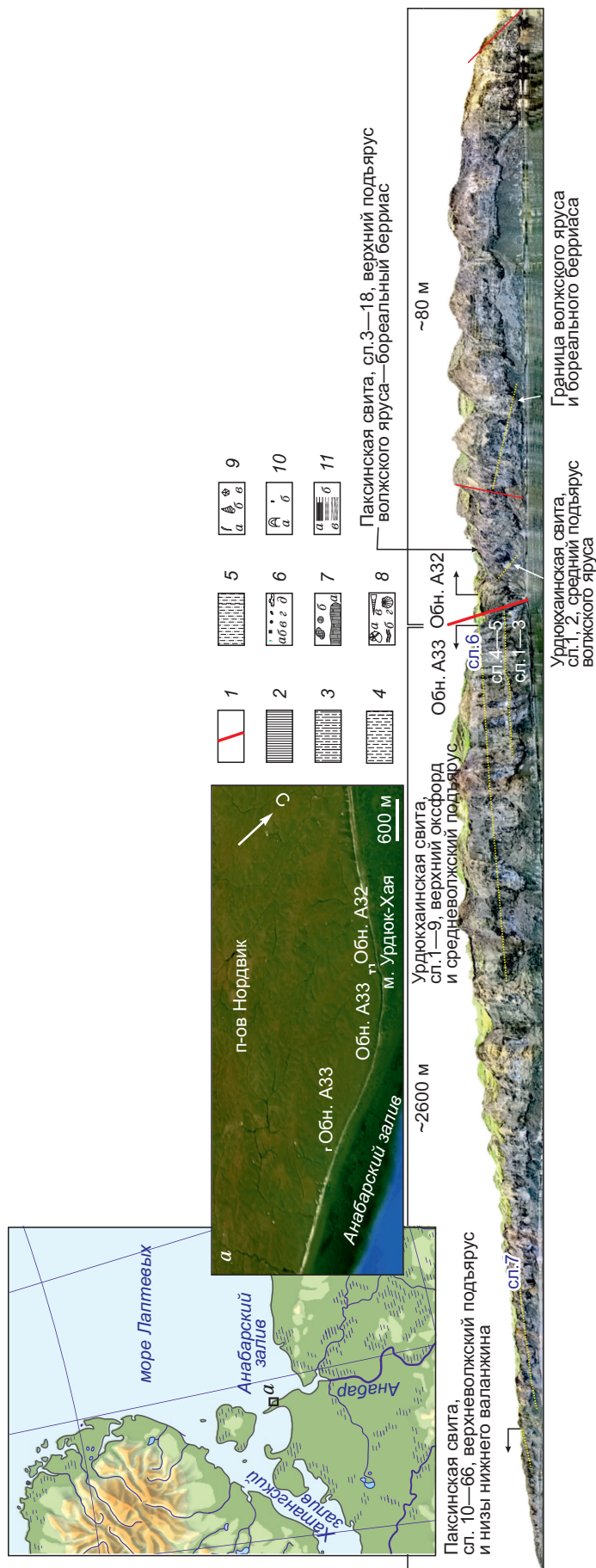


Рис. 1. Положение изученных разрезов А32 и А33 (верхи оксфорда—нижняя часть валажжина) на п-ове Нордвик, м. Урдюк-Хая (Анабарский залив моря Лаптевых) и панорамный снимок обнажений.

1 — тектонические нарушения; 2 — глины; 3 — глины алевролитистые, алевроиты глинистые; 4 — алевроиты; 5 — песчаный алевроит; 6 — *a* — глауконит, *б* — ширит, *в* — гравий, *г* — галька, *д* — обломки ископаемой древесины; 7 — известковистые пласти (а) и конкреции (б); 8 — *a* — аммониты, *б* — горизонтальные следы жизнедеятельности, *в* — острия белемнитов, *г* — двусторонки; 9 — *a* — вертикальные следы жизнедеятельности, *б* — гастроподы, *в* — кальциферы/известковые диноциты; 10 — *a* — остатки ракообразных, *б* — крышечка белемнитов; 11 — слоистость; *a* — горизонтальная, *б* — неясно-линзовидная. На врезке показан район исследования.

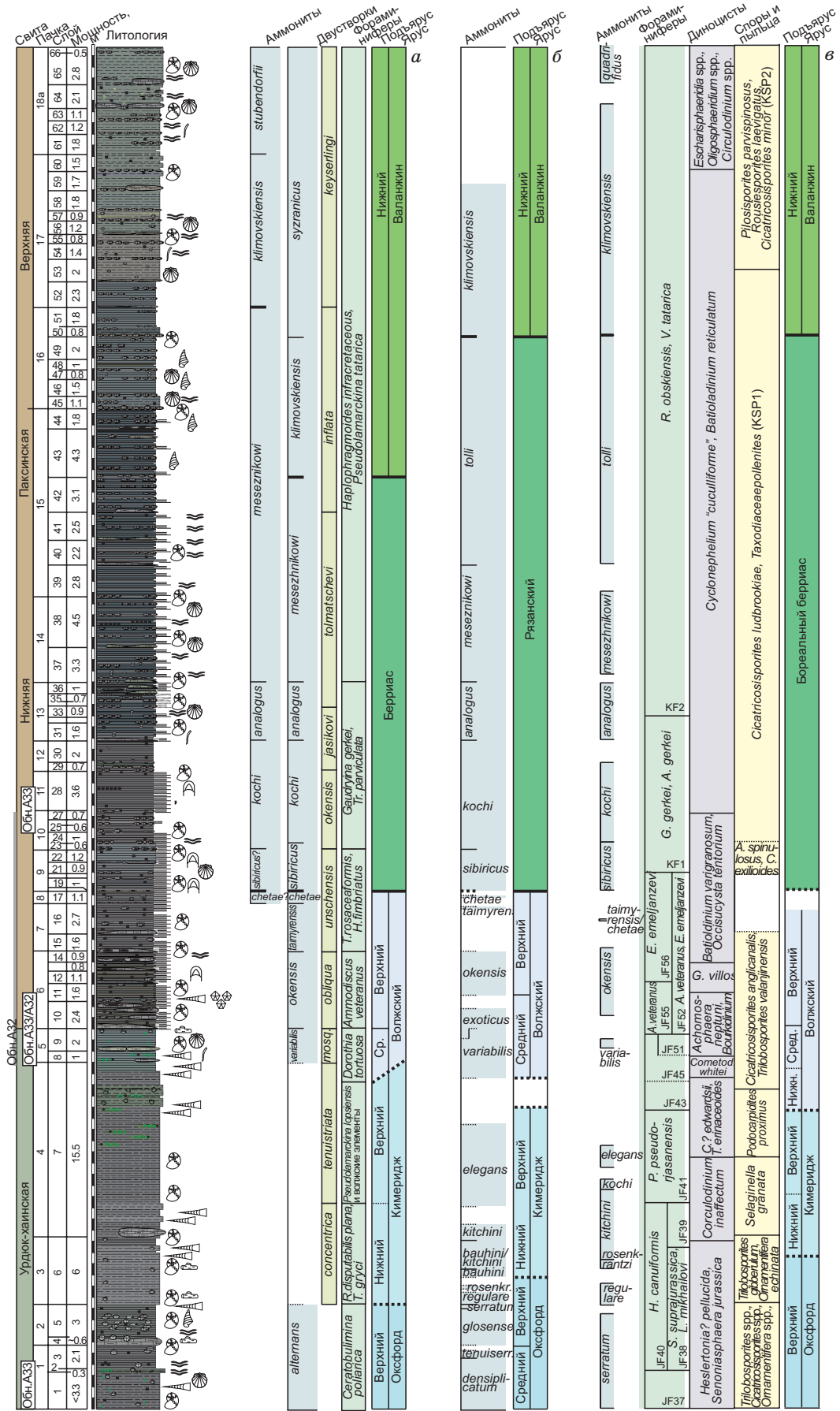


Рис. 2. История развития взглядов на расчленение разреза верхней юры и нижнего мела на п-ове Нордкин, м. Урдуко-Хая (Анабарский залив моря Лаптевых) по разным авторам.

собранных в процессе послойного изучения разреза верхнего оксфорда—нижней части валанжина (обн. А33 и А32) (см. рис. 1). Нумерация, последовательность слоев и пачек приводится по материалам детального первоописания этих разрезов в 1967 г. [Басов и др., 1970; Граница..., 1972; Стратиграфия..., 1976; Захаров и др., 1983; Nikitenko et al., 2008; Никитенко, 2009; Никитенко и др., 2011, 2013, 2015а, 2015б], что позволило надежно увязать результаты последних исследований с полученными ранее. На основе анализа полевых дневников В.А. Басова, Н.И. Шульгиной, Ю.И. Богомолова установлено точное положение находок аммонитов в разрезе.

При полевых исследованиях разрезов образцы отбирали с интервалом от 10—20 см до 1 м и увязывали с границами слоев. Кроме того, изучались коллекции микрофауны В.А. Басова и Е.Ф. Ивановой из полевых сборов в 1967 г. [Никитенко, 2009]. Методика лабораторной подготовки микропалеонтологических и палинологических образцов подробно описана ранее [Никитенко, 2009; Никитенко и др., 2015а, 2015б]

Для проведения исследований по органической геохимии (145 проб) породы предварительно дробились до размерности 0.25 мм. Содержание $C_{\text{орг}}$, пиролитические характеристики пород и углеводородный состав битумоидов определялись в лаборатории органической геохимии ИНГГ СО РАН.

Содержание органического углерода ($C_{\text{орг}}$, % на породу) измеряли в декарбонатизированной породе, после обработки образца 10 %-й соляной кислотой, методом сжигания в токе кислорода на приборе АН-7529 при температуре 1000—1100 °С. Пиролитические характеристики пород (S_1 , S_2 , T_{max}) определены в варианте «Rock-Eval» на приборе SourceRockAnalyzer (HumbleInstruments). Методы анализа индивидуального состава углеводородов в алифатической и ароматической фракциях битумоидов подробно описаны в работе [Каширцев и др., 2018].

Определение отклонений сигнатуры стабильных изотопов углерода от стандартных значений ($\delta^{13}C_{\text{орг}}$) недебитуминизированных бескарбонатных остатков пород выполнялось на масс-спектрометре DELTA V Advantage (ThermoFisher) в Томском филиале АО «СНИИГГиМС» (г. Томск). Изотопный состав углерода характеризуется отношением $^{13}C/^{12}C$, а также величиной отклонения $\delta^{13}C_{\text{орг}}$ (‰) относительно международного белемнитового (V-PDB) стандарта: $\delta = [(R_{\text{образца}} - R_{\text{стандарт}}) / R_{\text{стандарт}}] \times 1000$, где $R = ^{13}C/^{12}C$. Погрешность полученных значений величин $\delta^{13}C_{\text{орг}}$ находилась на уровне ± 0.1 (по стандартам) и менее ± 0.25 ‰ (для образцов).

Литогеохимические исследования выполнены для 47 образцов нижней части разреза А33. Определение содержания основных породообразующих оксидов проведено на рентгенофлуоресцентном спектрометре ARL-9900-XP (Thermo Electron Corporation) в Аналитическом центре ИГМ СО РАН. При оценке состава вещества (24 образца) использовались данные рентгеновской дифрактометрии. Также 28 шлифов алевритопесчаных пород изучены под оптическим поляризационным микроскопом.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Стратиграфия

Аммониты. Находки аммонитов в разрезе верхней юры и низов мела в разрезах А32 и А33 многочисленны в отдельных интервалах и изучаются достаточно давно. В конце 60-х и к началу 80-х годов прошлого века было предложено зональное расчленение этих разрезов по аммонитам [Басов и др., 1970; Граница..., 1972; Стратиграфия... 1976; Решения..., 1981; Захаров и др., 1983; Месежников, 1984; Шульгина, 1985]. По результатам этих исследований основание верхнеюрского разреза (пачки 1, 2) было отнесено к верхней части верхнего оксфорда (рис. 2, а). Вышележащая кимериджская часть разреза на зоны не была расчленена, хотя в ней отмечались находки аммонитов нижнего и верхнего кимериджа.

Позднее биостратиграфия оксфорд-кимериджской части разреза по аммонитам активно дискутировалась, и были предложены две альтернативные версии зонального расчленения [Rogov, Wierzbowski, 2009; Вержбовский, Рогов, 2013; Никитенко и др., 2011, 2013, 2015а, 2015б].

По первой из них [Rogov, Wierzbowski, 2009; Вержбовский, Рогов, 2013] пачка 1 отнесена к среднеоксфордским зонам *Cardioceras densiplicatum* и *C. tenuiserratum* (см. рис. 2, б). Пачка 2 и нижняя половина пачки 3 соответствовали верхнему оксфорду, где были обособлены четыре зоны. Следует отметить, что предложенное расчленение противоречило данным по фораминиферам, диноцистам, наземным

Усл. обозн. см. на рис. 1. а — биостратиграфические данные по аммонитам, двустворкам и фораминиферам [Басов и др., 1970; Граница..., 1972; Стратиграфия... 1976; Решения..., 1981; Захаров и др., 1983; Месежников, 1984; Шульгина, 1985]; б — биостратиграфические данные по аммонитам [Захаров, Рогов, 2008; Rogov, Wierzbowski, 2009; Рогов, Захаров, 2011; Вержбовский, Рогов, 2013; Zakharov et al., 2014; Rogov et al., 2015; Igonnikov et al., 2016; Rogov, 2020]. в — предлагаемое расчленение по аммонитам, фораминиферам, диноцистам, спорам и пыльце, с учетом данных по [Басов и др., 1970; Граница..., 1972; Стратиграфия... 1976; Решения..., 1981; Захаров и др., 1983; Месежников, 1984; Шульгина, 1985; Богомолов, 1989; Nikitenko et al., 2008; Никитенко, 2009; Никитенко и др., 2011, 2013, 2015а, 2015б].

палиноморфам и двустворкам [Басов и др., 1970; Стратиграфия..., 1976; Решения..., 1981; Басов, 1982; Никитенко и др., 2011, 2013, 2015а, 2015б]. Верхняя половина пачки 3 и нижние 2/3 пачки 4 были отнесены к кимериджу (см. рис. 2, б).

После новых полевых исследований разрезов А33 и А32, палеонтологических сборов и монографического изучения аммонитов была предложена иная версия зонального расчленения [Никитенко и др., 2013, 2015а, 2015б]. Пачка 1 и большая часть пачки 2 отнесены к аммонитовой зоне *Amoeboceras setatum* средней части верхнего оксфорда (см. рис. 2, в). Не исключалось, что основание пачки 1 может соответствовать самым верхам зоны *Amoeboceras glosense/A. alternoides* и(или) основанию зоны *A. setatum*. Прикровельная часть пачки 2 и нижняя большая половина пачки 3 соотносятся с двумя верхними зонами верхнего оксфорда. Верхняя треть пачки 3 и нижние 2/3 пачки 4 характеризуются аммонитами кимериджа. По комплексу биостратиграфических данных граница нижнего и верхнего кимериджа определена примерно в 3.5 м от основания пачки 4 (см. рис. 2, в) [Никитенко и др., 2015а, 2015б]. Предложенная зональная шкала по аммонитам хорошо согласуется с результатами биостратиграфических исследований по микрофауне, палиноморфам и двустворкам (см. рис. 2, а, в). Следует отметить, что найденные нами в самом основании разреза верхнеоксфордские *Amoeboceras* [Никитенко и др., 2011, 2015а] А. Вержбовский и М.А. Рогов [2013] рассматривают как «переходные формы *Cardioceras/Amoeboceras*», т.е. не идентифицируют их родовую принадлежность. «Переходные формы *Cardioceras/Amoeboceras*» могли бы существовать, но только в самых верхах среднего и низах верхнего оксфорда (там они, кстати, и встречаются), но наша находка приходится на ту часть разреза, которую эти авторы относят к низам среднего оксфорда, а это явное несоответствие.

В волжской части разреза также есть изменения. Было предложено обособлять самостоятельную зону *Praechetaites exoticus*, уравнивая ее верхнюю границу с границей средне- и верхневолжского подъяруса [Захаров, Рогов, 2008] (см. рис. 2, б). Ранее этот биостратон рассматривался в качестве нижней подзоны верхневолжской зоны *Craspedites okensis*, но в разрезе на м. Урдюк-Хая эта зона на подзоны не расчленялась [Басов и др., 1970; Граница..., 1972; Стратиграфия...1976; Решения..., 1981; Захаров и др., 1983]. Эти предложения также вызвали дискуссии между специалистами [Меледина и др., 2010; Рогов, Захаров, 2011].

Предлагалось изменить и понимание положения нижней границы аммонитовой зоны в основании верхневолжского подъяруса. Ранее она определялась на уровне подошвы сл. 10, обн. А33 (= сл. 3/ обн. А32). Первые находки *Craspedites cf. okensis* отмечались, начиная с уровня 1.0—1.5 м от подошвы сл. 10, обн. А33 (= сл. 3, обн. А32). На этом основании сл. 10 (= сл. 3) включался в верхневолжский подъярус [Басов и др., 1970; Граница..., 1972; Стратиграфия...1976; Решения..., 1981; Захаров и др., 1983] (см. рис. 2, а, в).

Позднее было предложено установить нижнюю границу зоны *Craspedites okensis* выше по разрезу, в нижней трети слоя 4, обн. А32 (= сл. 11, обн. А33) [Рогов, Захаров, 2011; Дзюба, 2012; Zakharov et al., 2014; Rogov, 2020] по первым находкам этих аммонитов, сделанных авторами в ходе полевых работ 2003 г. (см. рис. 2, б). Эти исследователи [Рогов, Захаров, 2011, с. 104] отмечали, что представители *Craspedites* ниже нижней половины сл. 4, обн. А32 (= сл. 11, обн. А33) ими не были обнаружены и сделано предположение, что «...на близком уровне были встречены лаугейтесы с гладкими внешними оборотами, которые при условии не слишком хорошей сохранности легко могут быть спутаны с *Craspedites ex gr. Okensis*». На основании предположения о возможной ошибке предшественников в определении аммонитов их данные в расчленении этой части разреза учтены не были (см. рис. 2, б) [Басов и др., 1970; Граница..., 1972; Стратиграфия...1976; Решения..., 1981; Захаров и др., 1983].

Мы с этим не согласны и предполагаем, что эти выводы базируются на неточной привязке к расчленению разрезов А32 и А33 на слои и пачки, сделанном ранее [Басов и др., 1970].

В вышележащей части верхневолжского разреза выделялись зоны *Craspedites taimyrensis* и *Chetaites chetae*, объемлющие пачки 7 и 8 соответственно (см. рис. 2, а). Но аммонит (*Craspedites (Taimyrocera) canadensis canadensis*), характеризующий зону *Craspedites taimyrensis* найден в 1967 г. примерно в 1.5 м от кровли сл. 9, обн. А32 (верхняя часть пачки 7) [Захаров и др., 1983] (см. рис. 2, в). Аммониты терминальной зоны волжского яруса *Chetaites chetae* обнаружены совместно с аммонитами зоны *Craspedites okensis* близ пачки 8 (обн. А33) в осыпи, что неоднократно подчеркивалось в публикациях и отмечалось в полевых дневниках исследователей [Басов и др., 1970; Граница..., 1972; Стратиграфия..., 1976; Захаров и др., 1983]. Таким образом, сделанные находки могут свидетельствовать лишь о присутствии в этой части разреза зон *Craspedites taimyrensis* и *Chetaites chetae*, но их объем и взаимоотношения остаются неизвестными (см. рис. 2, в). После полевых работ 1967 г. новых находок аммонитов в пачках 7 и 8 сделано не было [Басов и др., 1970].

Представители *Craspedites (Taimyrocera), C. (Craspedites)* были известны из терминальной зоны волжского яруса и из низов бореального берриаса. В последнее время в разрезе м. Урдюк-Хая в низах бореального берриаса определены *Craspedites (Taimyrocera) canadensis* [Igolnikov et al., 2016], которые

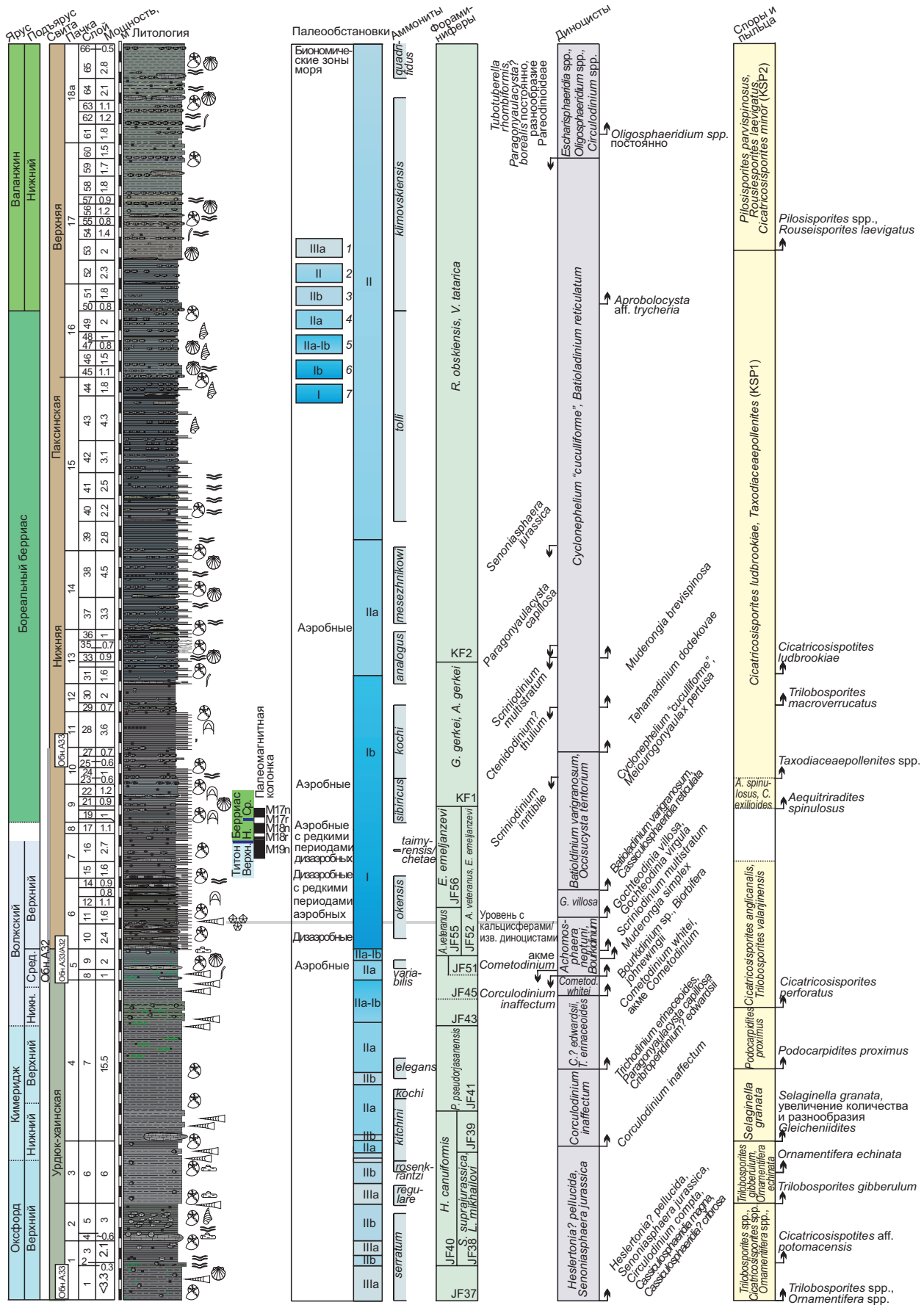


Рис. 3. Расчленение разреза верхней юры и нижнего мела на п-ове Нордвик, м. Урдюк-Хая (Анабарский залив моря Лаптевых) по аммонитам ([Басов и др., 1970; Граница..., 1972; Стратигра-

были характерны для аммонитовой зоны *Craspedites taimyrensis* верхневолжского подъяруса. Таким образом, по определениям единичных форм аммонитов могут возникать вопросы и разночтения в зональном расчленении. Поэтому мы рассматриваем уровень с находкой *Craspedites (Taimyroceras) canadensis* в сл. 9, обн. А32, как характеризующий нерасчлененные зоны *Craspedites taimyrensis* и *Chetaites chetae* (см. рис. 2, в). В последние годы находка *Craspedites (Taimyroceras) canadensis canadensis* [Захаров и др., 1983] была описана как новый вид *Craspedites (Taimyroceras) discoides* [Rogov, 2020], но учитывая ограниченность изученного материала, еще предстоит оценить стратиграфическое распространение этого нового вида в разрезах верхов юры и низов мела других регионов Арктики и относить его только к зоне *Craspedites taimyrensis* пока преждевременно.

Вышележащая нижнемеловая часть разреза А33 представлена всеми аммонитовыми зонами борельного берриаса (см. рис. 2, а, в) [Басов и др., 1970; Граница..., 1972; Захаров и др., 1983; Шульгина, 1985; Богомолов, 1989]. Новые сборы аммонитов во время полевого сезона позволили уточнить расчленение нижнего валанжина. Так в сл. 65 и сл. 66 впервые найдены аммониты зоны *Euryptychites quadrifidus* (определения Ю.И. Богомолова), что позволило уточнить положение нижней границы этой зоны в разрезе А33 (см. рис. 2, в).

Фораминиферы. В интервале с верхней части верхнего оксфорда по низы валанжина в изученных разрезах А33 и А32 (см. рис. 1) установлено 13 биостратонов по фораминиферам в ранге зон и слоев с фауной (рис. 3). Для части фораминиферовых зон этот разрез является стратотипическим [Никитенко, 2009; Никитенко и др., 2013, 2015а, 2015б] (см. рис. 2, в, 3). Комплексы фораминифер верхов оксфорда—низов валанжина количественно богатые и часто таксономически разнообразные. Родовое таксономическое разнообразие в комплексах варьирует от 20—24 до 2—4 родов. Количественная представительность фораминифер в комплексах меняется от первых десятков до нескольких тысяч экземпляров.

В основании разреза верхней юры (сл. 1, обн. А33) определены комплексы фораминифер, которые позволяют установить здесь верхнюю часть зоны *Recurvoides disputabilis* JF37 (см. рис. 3). Стратиграфическое положение зоны JF37 определяется совместными многочисленными находками комплексов фораминифер с аммонитами нижней и средней части верхнего оксфорда [Атлас..., 1990; Никитенко, 2009]. В изученном разрезе в основании слоя 1 были найдены аммониты, положение которых интерпретируется как низы аммонитовой зоны *Amoeboceras serratum* (см. рис. 3). Это определяет наиболее вероятное стратиграфическое положение верхней границы зоны JF37 внутри аммонитовой зоны *Amoeboceras serratum*.

Слой 2 и нижние три метра слоя 7 охарактеризованы комплексами фораминифер зоны *Naplophragmoides canuiformis* JF40 (см. рис. 3). В нижней части зоны (сл. 2 — нижняя половина сл. 6) количественно преобладают агглютинирующие фораминиферы с относительно небольшой количественной представительностью и невысоким таксономическим разнообразием. В верхней части (верхи слоя 6 и 3 м сл. 7) резко, в несколько раз, возрастает таксономическое разнообразие и количественная представительность, периодически преобладают известковистые формы. Особенности распределения ассоциаций позволяют более детально расчленить этот интервал разреза и проследить здесь фораминиферовые зоны *Spiroplectamina suprajurassica*, *Lenticulina mikhailovi* JF38 и *Lenticulina mikhailovi*, *Naplophragmoides canuiformis* JF39 (см. рис. 3). Стратиграфическое положение зоны JF38 в изученном разрезе подтверждается находками аммонитов из зон верхнего оксфорда и нижнего кимериджа. Комплексы зоны JF39 в изученном разрезе определены совместно с находками аммонитов из нижнего или основания верхнего кимериджа [Никитенко, 2009]. В разрезах Западной Сибири фораминиферная зона JF39 установлена только в слоях, охарактеризованных находками аммонитов второй половины нижнего кимериджа [Месежников, 1959, 1984; и др.].

В средней части сл. 7 (интервал 3.0—11.5 м от подошвы слоя 7) найдены разнообразные комплексы фораминиферной зоны *Pseudolamarckina pseudorjasanensis* JF41 (см. рис. 3). В ассоциациях стабильно доминируют известковистые фораминиферы. Стратиграфическое положение зоны JF41 в изученном разрезе контролируется находками аммонитов из нижнего и верхнего кимериджа: *Amoeboceras kitchini*, *A. kochi*, *A. elegans* (см. рис. 3).

фия...1976; Решения..., 1981; Захаров и др., 1983; Месежников, 1984; Шульгина, 1985; Богомолов, 1989; Никитенко и др., 2011, 2013, 2015а, 2015б] с уточнениями), фораминиферам, диноцистам, наземным палиноморфам, палеомагнитным данным и палеообстановки.

1 — обстановки мелководья, удаленного от берега (верхняя сублитораль, внешняя часть); 2 — обстановки умеренного глубоководья (средняя сублитораль); 3 — обстановки умеренного глубоководья, приближенного к берегу (средняя сублитораль, внутренняя часть); 4 — обстановки умеренного глубоководья, удаленного от берега (средняя сублитораль, внешняя часть); 5 — приграничные обстановки умеренного глубоководья, удаленного от берега (средняя сублитораль, внешняя часть) и относительного глубоководья, приближенного к берегу (нижняя сублитораль, внутренняя часть); 6 — обстановки относительного глубоководья, приближенного к берегу (нижняя сублитораль, внутренняя часть); 7 — обстановки относительного глубоководья (нижняя сублитораль). Остальные усл. обозн. см. на рис. 1.

Слои с *Kutsevelia haplophragmoides*, *Recurvoides* ex gr. *praeobskiensis* JF43 прослежены в верхах слоя 7 в интервале 11.5—13.7 м от подошвы (см. рис. 3). В комплексах происходят значительные таксономические и структурные изменения: снижается разнообразие, количественная представительность, меняются доминирующие таксоны. Стратиграфическое положение слоев JF43 определяется достаточно условно в объеме нижней части нижневолжского подъяруса [Никитенко, 2009].

Верхи слоя 7 и нижняя часть слоя 9 обн. А33 (= сл. 1 и низы сл. 2 в обн. А32) охарактеризованы комплексом фораминифер зоны *Dorothia tortuosa*, *Spiroplectammina vicinalis* JF45 (см. рис. 3). Фораминиферы здесь также относительно многочисленны, но таксономическое разнообразие постепенно возрастает. Стратиграфическое положение зоны JF45 подтверждается находками аммонитов верхней части нижневолжского и средней части средневолжского подъярусов [Никитенко, 2009]. В верхах сл. 8—нижней части сл. 9 в обн. А33 и в верхах сл. 1—нижней части сл. 2 в обн. А32 структурные и таксономические особенности комплексов фораминифер позволяют обособить зону *Dorothia tortuosa* JF51 (см. рис. 3). В слоях JF51 впервые появляются виды, широко распространенные в вышележащих толщах волжского яруса и основания бореального берриаса.

В типовом разрезе слоев JF51 были определены средневолжские аммониты, типичные для зоны *Epirvirgatites varibilis* севера Средней Сибири [Басов и др., 1970; Никитенко, 2009] (см. рис. 3).

Основание фораминиферовой зоны *Ammodiscus veteranus*, *Evolutinella emeljanzevi* JF52 определено в кровле сл. 9, обн. А33 (= кровля сл. 2, обн. А32) (см. рис. 3). Здесь происходит резкая структурная и таксономическая перестройка комплексов фораминифер: резко преобладают *Ammodiscus* и *Evolutinella*, в верхней части зоны увеличивается роль известковистых форм. Верхняя граница фораминиферовой зоны JF52 фиксируется по кровле сл. 20, обн. А33 (= сл. 13, обн. А32). Комплексы фораминифер зоны JF52 в разных регионах Арктики встречены совместно с аммонитами верхов средневолжского подъяруса, верхневолжского подъяруса и основания бореального берриаса [Басов и др., 1970]. В разрезах, сформировавшихся в относительно глубоководных обстановках в пределах зоны JF52, обособляются слои с *Ammodiscus veteranus* JF55 (верхи сл. 9—сл. 11, обн. А33) в объеме верхов среднего и нижней части верхневолжского подъяруса и слои с *Evolutinella emeljanzevi* JF56 (сл. 12—сл. 20, обн. А33), отвечающие верхам верхневолжского подъяруса—основанию бореального берриаса соответственно [Никитенко, 2009] (см. рис. 3).

В вышележащей части изученного разреза бореального берриаса (сл. 21—32, обн. А33) постепенно исчезают характерные волжские таксоны и получают развитие формы, широко распространенные в нижней части мела Сибири. Стратиграфическое положение зон *Gaudryina gerkei*, *Ammobaculites gerkei* KF1 в изученных разрезах А33 и А32 подтверждается находками многочисленных аммонитов и определяется как средняя часть бореального берриаса (см. рис. 3).

Начиная со слоя 33 и по слой 66 (обн. А33) выделяется фораминиферовая зона *Recurvoides obskiensis*, *Valanginella tatarica* KF2 (нижняя часть) (см. рис. 3). В комплексах выявлены преимущественно известковистые формы. Стратиграфическое положение зоны KF2 в изученном разрезе контролируется находками аммонитов верхней части бореального берриаса—нижней части нижнего валанжина.

Прослеженная последовательность фораминиферовых зон в разрезе верхней юры м. Урдюк-Хая имеет разный корреляционный потенциал. Так, зоны JF37, JF38, JF39, JF40, JF45, JF51, JF52, KF1 и KF2 имеют циркумарктическую протяженность (Сибирь, баренцевоморский шельф, Арктическая Канада и Аляска, Европейский север России) [Басов и др., 2009; Никитенко, 2009]. Тогда как зона JF41 трассируется циркумбореально и уверенно прослеживается на севере субтетических и экотонных бассейнов [Colpaert, Nikitenko, 2019; Никитенко, Кольпэр, 2022]. Зоны JF43, JF55 и JF56 отмечаются пока только в сибирских бассейнах. Тем не менее в последнее время появляются данные, позволяющие проследить зоны JF37 и JF40 на северо-запад Европы и повысить их корреляционный потенциал.

Наземные и морские палиноморфы. В разрезе изучены споры и пыльца наземных растений и разнообразный микрофитопланктон, представленный цистами динофлагеллат, акритархами и прازیнофитами (см. рис. 3). Палинологические спектры по всему разрезу обильны и разнообразны.

Диноцисты. По цистам динофлагеллат в изученном разрезе установлена последовательность биостратонов, которая хорошо прослеживается на севере Восточной Сибири в разрезах на реках Анабар и Оленек, а в верхней части также в северных районах Западной Сибири (см. рис. 3) [Пещевицкая, 2010; Никитенко и др., 2015а, 2022; Nikitenko et al., 2018]. Для биостратиграфического расчленения разреза за основу взяты характерные виды диноцист, появление/исчезновение которых приурочено к близким стратиграфическим рубежам в различных регионах (табл. 1).

В результате выделенные биостратоны обладают хорошим биостратиграфическим и корреляционным потенциалом и могут использоваться как эталонная последовательность для расчленения и корреляции верхнеюрско-нижнемелового интервала на территории Сибири, а также для межрегионального сопоставления разновозрастных разрезов. Благодаря ключевым таксонам, практически на всех уровнях хорошо коррелируются комплексы диноцист Сибири и европейской части России, изученные в разрезах

Таблица 1. Стратиграфически важные и коррелятивные таксоны слоев с диноцистами

Слой с диноцистами	Стратиграфически важные и коррелятивные таксоны
<i>Heslertonia? pellucida</i> , <i>Senoniasphaera jurassica</i> (разрезы Нордвик, Анабар) (см. рис. 3)	<i>Senoniasphaera jurassica</i> — с верхов оксфорда в Сибири [Никитенко и др., 2015a, 2022] и Франции [Fausonnier, 1995]; в нижнем кимеридже на севере Западной Европы [Powell, 1992; Poulsen, Riding, 2003] и Урала [Lebedeva et al., 2019]. <i>Cassiculosphaeridia magna</i> , <i>Cassiculosphaeridia? cribrata</i> , <i>Circulodinium compta</i> , <i>Heslertonia? pellucida</i> — с верхней части верхнего оксфорда в Сибири [Никитенко и др., 2015a, 2022], последний вид также в Польше [Poulsen, 1996] и Англии (а-зона regulare) [Thomas, Cox, 1988]
<i>Corculodinium inaeffectum</i> (разрезы Нордвик, Анабар)	<i>Corculodinium inaeffectum</i> — со средней части нижнего кимериджа в Сибири [Никитенко и др., 2015a, 2022]; примерно на этом же уровне (а-зона hypselocyclum ~ верхи а-зоны sumodose) — в Польше [Poulsen, 1993]; на севере Урала и Западной Европы немного выше — верхи нижнего кимериджа и основание верхнего соответственно [Powell, 1992; Poulsen, Riding, 2003; Lebedeva et al., 2019]. Характерный вид верхнего кимериджа и нижневожского подъяруса в Польше [Poulsen, 1993], на Русской плите [Riding et al., 1999; Пещевицкая, 2021] и севере Западной Европы [Powell, 1992; Poulsen, Riding, 2003]
<i>Cribroperidinium? edwardsii</i> , <i>Trichodinium erinaceoides</i> (разрезы Нордвик, Анабар)	<i>Cribroperidinium? edwardsii</i> — с верхов верхнего кимериджа на Русской плите [Пещевицкая, 2021] и в Сибири [Никитенко и др., 2015a, 2022]; <i>Paragonyaulacysta? borealis</i> — увеличение количества является дополнительным признаком биостратона в разрезах Нордвик и Анабар [Никитенко и др., 2015a, 2022]
<i>Cometodinium whitei</i> (разрезы Нордвик, Оленек)	<i>Cometodinium whitei</i> — с нижневожского подъяруса в Сибири [Никитенко и др., 2015a; Nikitenko et al., 2018], с низов титона в Багамском бассейне [Habib, Drugg, 1983], с переходного кимеридж-вожского интервала на Русской плите [Пещевицкая, 2021]. <i>Cometodinium</i> — акме рода — характерный признак биостратона, последний количественный пик наблюдается в самых низах следующего биостратона (разрезы Нордвик, Анабар)
<i>Achomosphaera neptuni</i> , <i>Bourkidinium</i> (разрезы Нордвик, Анабар, Оленек)	<i>Bourkidinium</i> — со средней части средневожского подъяруса на Русской плите [Riding et al., 1999] и в Сибири, разрез Оленек [Nikitenko et al., 2018]. <i>Biorbifera johnewingii</i> — со средней части средневожского подъяруса в Сибири, разрез Анабар [Никитенко и др., 2022]; с середины верхнего титона (а-зона fallax) на юге Западной Европы [Monteil, 1993]; с верхнего титона в Болгарии [Dodekova, 1994]. <i>Corculodinium inaeffectum</i> — исчезает в средней части средневожского подъяруса в Сибири [Никитенко и др., 2022] и на Русской плите [Пещевицкая, 2021], на севере Западной Европы несколько ниже (а-зона pallasoides) [Poulsen, Riding, 2003]. <i>Muderongia simplex</i> — со средней—верхней части средневожского подъяруса в Сибири (слой с <i>Crendonites</i> spp.) [Шуина et al., 2005]; на Русской плите и севере Западной Европы появляется несколько ниже, с а-зоны panderi и а-зоны pallasoides соответственно [Poulsen, Riding, 2003; Пещевицкая, 2021]. <i>Scrinioidinium multistratum</i> — характерный сибирский вид, в разрезе Анабар с основания биостратона [Никитенко и др., 2022], в разрезе Оленек появляется в кровле предыдущего [Nikitenko et al., 2018]. В разрезах Оленек и Анабар появляется <i>Achomosphaera neptuni</i> , а в последнем также <i>Dingodinium spinosum</i> и <i>Kleithriasphaeridium corrugatum</i> [Nikitenko et al., 2018; Никитенко и др., 2022], которые появляются в средней части средневожского подъяруса (верхи а-зоны panderi) на Русской плите, на севере Западной Европы — несколько выше (а-зона okusensis) [Пещевицкая, 2021]
<i>Gochteodinia villosa</i> (разрезы Нордвик, Анабар, Оленек)	<i>Gochteodinia villosa</i> — с верхневожского подъяруса в Сибири [Никитенко и др., 2015a, 2022; Nikitenko et al., 2018]; на Русской плите и севере Западной Европы важный корреляционный маркер, но появляется ниже, в верхней части средневожского подъяруса, а-зоны nikitini и kerberus соответственно [Powell, 1992; Poulsen, Riding, 2003; Пещевицкая, 2021]. <i>Gochteodinia virgula</i> — с верхнего портланда (а-зона primitivus) в Североморском регионе, где выделена одноименная зона [Partington et al., 1993]
<i>Batioladinium varigranosum</i> , <i>Occisucysta tentorium</i> (разрезы Нордвик, Оленек)	<i>Batioladinium varigranosum</i> — с середины верхневожского подъяруса в Сибири [Nikitenko et al., 2018]; с верхов портланда (а-зона lamplughii) в Североморском регионе [Herngreen et al., 2000] и на о. Ньюфаундленд [Van Helden, 1986], с верхневожского подъяруса на баренцевоморском шельфе [Smelror et al., 1998]. <i>Cassiculosphaeridia reticulata</i> — с середины верхневожского подъяруса в Сибири [Nikitenko et al., 2018]; с верхов портланда (а-зона lamplughii) в Нидерландах [Abbink et al., 2001]. В разрезе Оленек появление этих видов фиксируется несколько выше, в а-зоне taimyrensis, возможно, из-за пропуска в отборе образцов в средней части верхневожского подъяруса. <i>Scrinioidinium inritibile</i> — исчезает в нижней части берриаа на баренцевоморском шельфе [Smelror, Дурвик, 2005] и в средней (а-зона spasskensis) на Русской плите (разрез Никитино, данные автора). <i>Occisucysta tentorium</i> — появляется в верхневожском подъярусе в разрезе Оленек [Nikitenko et al., 2018]; на севере Западной Европы с берриаа [Duxbury, 1977], в разрезе Нордвик отсутствует

Слои с диноцистами	Стратиграфически важные и коррелятивные таксоны
<p><i>Cyclonephelium «cuculliforme»,</i> <i>Batioladinium reticulatum</i> (разрезы Нордвик, Оленек, север Западной Сибири)</p>	<p><i>Cyclonephelium «cuculliforme»</i> — в Сибири с а-зоны kochi в разрезах Нордвик, Оленек, с а-зоны analogus в разрезе Боярка [Shulgina et al., 1994; Nikitenko et al., 2018]; со средней части берриаса в Арктической Канаде [Davies, 1983]. <i>Meiouroganyaulax pertusa</i> — с середины берриаса на Русской плите, а-зона spasskensis [Iosifova, 1996; данные автора], в Англии [Duxbury, 1977] и Португалии, а-зона boissieri [Berthou, Leereveld, 1990]. <i>Tehamadinium dodekovae</i> — с верхов а-зоны jacobi-grandis в Австрии и Франции [Monteil, 1993; Воорова et al., 1999], с а-зоны boissieri в Крыму [Савельева и др., 2020]. <i>Ctenidodinium? thulium</i> — исчезает в кровле а-зоны kochi в Северноморском регионе [Partington et al., 1993]. <i>Muderongia brevispinosa</i> — с середины берриаса на Русской плите, а-зона spasskensis [Iosifova, 1996]. <i>Paroganyaulacysta capillosa</i> — исчезает в середине берриаса в Арктической Канаде [Brideaux, Fisher, 1976]. <i>Senoniasphaera jurassica</i> — характерен для верхней юры [Powell, 1992], в берриасе встречается реже [Smelgor, Dyrvik, 2005], стабильные находки ограничиваются верхней частью берриаса: Нордвик — а-зона mesezhnikowi, Русская плита — низы tzikwinianus [Pestchevitskaya et al., 2011], Англия — интервал а-зон icenii-stenomphalus [Hunt, 2004]; единичные находки имеются в готериве Русской плиты [Iosifova, 1996]. <i>Aprobolocysta aff. trycheria</i> — появляется в переходном рязанско-валанжинском интервале Северноморского региона [Pourtoy, 1988]. Первые представители рода (вид <i>pustulosa</i>) — с верхов берриаса на Русской плите (верхи а-зоны tzikwinianus) (данные автора) и Северноморском шельфе (а-зона albidum) [Duxbury, 2018]. <i>Batioladinium reticulatum</i> — с а-зоны kochi в разрезе Оленек, с середины берриаса в Австралии [Helby et al., 1987] и на севере Западной Сибири [Pestchevitskaya et al., 2011], в разрезе Нордвик отсутствует</p>
<p><i>Escharisphaeridia,</i> <i>Oligosphaeridium,</i> <i>Circulodinium</i> (разрезы Нордвик, Анабар, север Западной Сибири) (см. рис. 3)</p>	<p><i>Paroganyaulacysta? borealis</i> — постоянные находки ограничиваются в Сибири низами нижнего валанжина [Пещевецкая, 2010]. <i>Tubotuberella rhombiformis</i> — исчезает в кровле берриаса в Сибири и на Русской плите [Федорова, Грязева, 1984], на севере Канады встречается в валанжине [Davies, 1983]. Сокращение разнообразия подсемейства Pareodinoioideae и диноцист в целом, постоянные находки <i>Oligosphaeridium</i> — прослежено в низах аммонитовой зоны klimovskiensis на севере Западной и Восточной Сибири [Пещевецкая, 2010]</p>

Городищи и Кашпир [Pestchevitskaya et al., 2011; Пещевецкая, 2021]. Корреляция с Польшей возможна в верхнем оксфорде и низах кимериджа и с северными областями Канады в бореальном берриасе (см. табл. 1). В верхнем оксфорде, средне- и верхневолжском подъярусах и средней части бореального берриаса ключевые таксоны появляются/исчезают на близких стратиграфических рубежах также на территории Западной Европы как в северных, так и южных областях, хотя в некоторых случаях наблюдаются отличия в 1.0—1.5 аммонитовые зоны. Последнее может быть связано как с региональными особенностями диноцистовых комплексов, так и различными трактовками в межрегиональной корреляции фаунистических последовательностей.

Кальцисферы/известковые диноцисты. В шлифах из низов слоя 11, обн. А33 (0.5 м от подошвы) (см. рис. 3, 4) изучены карбонатные микрофоссилии — кальцисферы, которые разными авторами рассматривались как группа неясного систематического положения, одноклеточные простейшие, апланоспоры дазикладовых водорослей, кокколитофорида, а затем как карбонатные цисты динофлагеллат, хотя характерная морфологическая черта (табуляция) у этих форм отсутствует [Masters, Scott, 1978; Ivanova, 1994]. Их ботаническая принадлежность до настоящего времени является предметом дискуссии [Versteegh et al., 2009]. Тем не менее в районах, где широко распространены карбонатные отложения и эти микрофоссилии обильны, они успешно используются для целей стратиграфии и позволяют проводить широкие межрегиональные корреляции [Ivanova, 1994; Lakova et al., 1999; Kietzmann, Scasso, 2020; и др.].

В разрезе п-ова Нордвик, м. Урдюк-Хая они встречаются редко, всего обнаружено 44 экземпляра. Наиболее многочисленен род *Colomisphaera* (29 экз.), представленный видами *C. fortis* Rehanek, *C. tenuis* (Nagy) Rehanek, *C. lapidosa* (Volger) Rehanek. Также определены *Cadosina* spp. (9 экз.), *C. fusca* Wanner, *Carpistomiosphaera* sp., *C. borsae* (Nagy) Nowak, *Commotiosphaera sublapidosa* Volger (см. рис. 4). Присутствие этих таксонов характерно для титона в тетических областях Европы [Ivanova, 1994; Lakova et al., 1999; и др.]. Важно отметить присутствие зонального вида *Colomisphaera fortis*. Одноименная зона

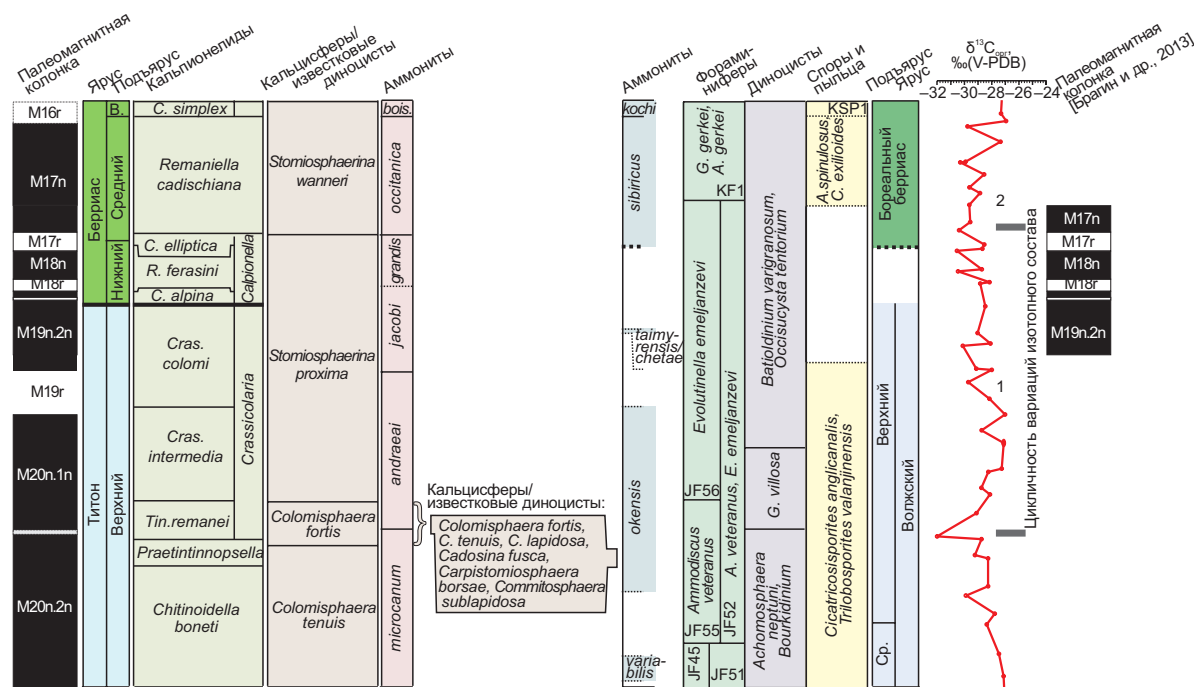


Рис. 4. Корреляция приграничных толщ юры и мела Тетиса и арктических регионов с учетом палеомагнитных данных и реперного уровня по кальцисферам/известковистым диноцистам.

охватывает верхнюю часть кальпионелловой зоны *Praetintinnopsella* и нижнюю часть зоны *Crassicolaria* (подзона *remanei*), что соответствует средней части верхнего титона (верхи аммонитовой зоны *microcanthum* — основание зоны *andraeaei*) [Lakova et al., 1999; Gale et al., 2020; Kietzmann et al., 2022] (см. рис. 4). Этот уровень прослеживается по кальцисферам в тетических областях Европы, в Аргентине и Антарктике [Kietzmann, Scasso, 2020].

В разрезе п-ова Нордвик уровень с *Colomisphaera fortis* совпадает с началом первого цикла вариаций $\delta^{13}C_{org}$ (см. рис. 4).

Наземные палиноморфы. Палиностратоны, установленные по спорам и пыльце наземных растений (см. рис. 3), прослежены в оксфорде, кимеридже и волжском ярусе как в разрезе Нордвик, так и на реках Оленек и Анабар, а в верхней части бореального берриаса и нижнем валанжине на севере Западной Сибири [Пещевицкая, 2010; Никитенко и др., 2015а, 2022; Nikitenko et al., 2018]. Название меловых палиностратонов KSP1, KSP2 [Пещевицкая, 2010] изменено по наиболее устойчивым признакам, позволяющим проводить корреляцию, и в связи с уточнением стратиграфического распределения некоторых прежних видов-индексов [Никитенко и др., 2015а, 2022; Nikitenko et al., 2018]. Границы палиностратонов в переходном юрско-меловом интервале в разрезе Нордвик не определены, так как образцы здесь слабо насыщены наземными палиноморфами, спорово-пыльцевые комплексы обеднены или не установлены (слои 16, 17). Появление ключевого вида *Aequitriradites spinulosus* (Cookson et Dettmann) Cookson et Dettmann зафиксировано в низах бореального берриаса. Это несколько выше по сравнению с разрезом Оленек, где этот вид появляется в верхней части верхневолжского подъяруса, а зона *Craspedites taimyrensis* [Nikitenko et al., 2018].

Палинологические признаки, положенные в основу выделения палиностратонов (см. рис. 3), в основном имеют региональное значение. Появление ключевых таксонов прослеживается на определенных стратиграфических уровнях на территории Западной и Восточной Сибири как по материалам изученных разрезов, так и по литературным данным [Пещевицкая, 2010; Никитенко и др., 2015а, 2022; Nikitenko et al., 2018]. Для межрегиональной корреляции важную роль играет появление в верхнем оксфорде бугорчатых и ребристых спор схизейных папоротников родов *Trilobosporites* и *Cicatricosisporites*, поскольку это также наблюдается в Западной Европе [Batten, 1996; Herngreen et al., 2000]. На севере Сибири представители этих родов до средней части волжского яруса встречаются в основном редко, не

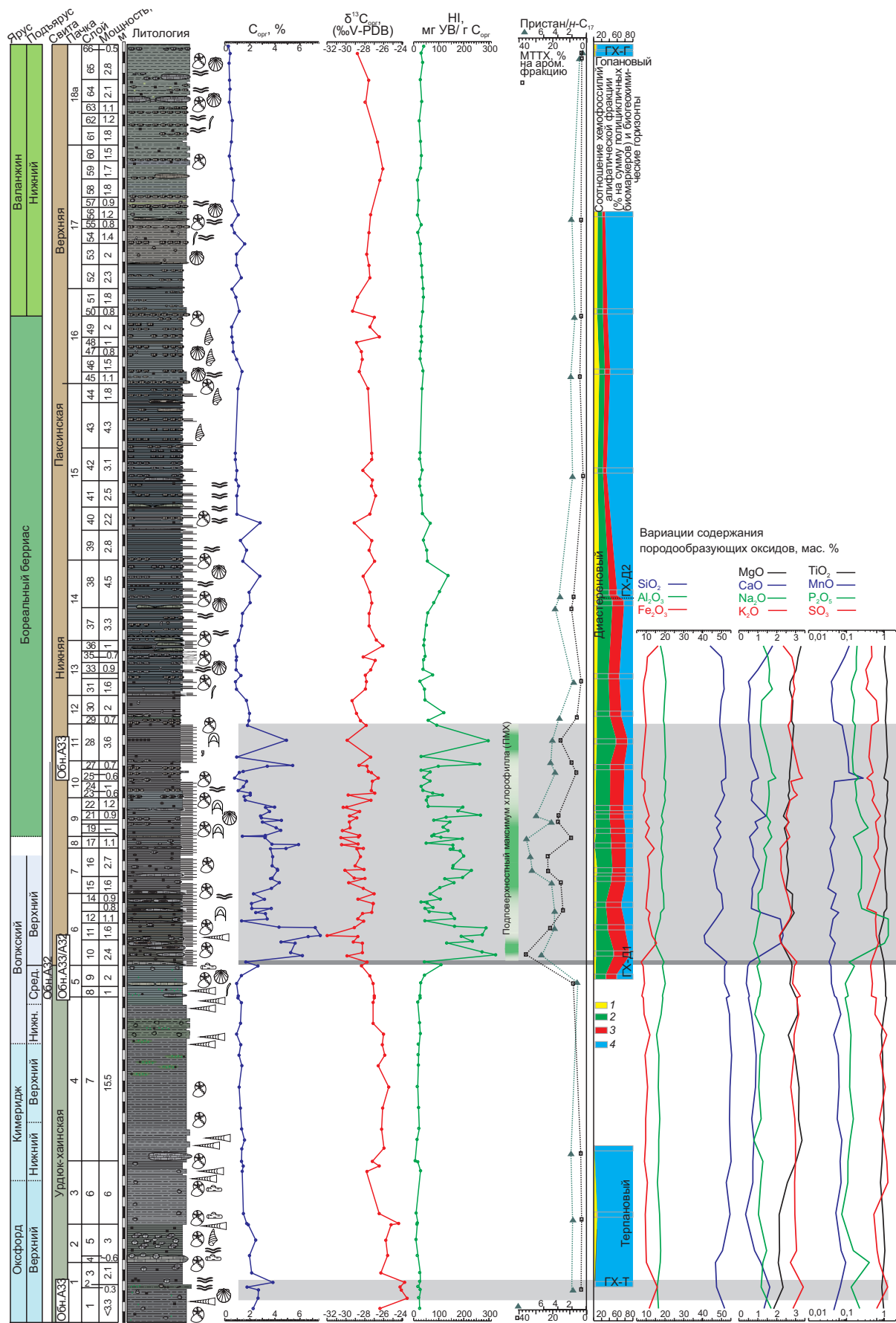


Рис. 5. Распределение значений геохимических параметров (C_{org} , $\delta^{13}C_{org}$ и водородного индекса HI), геохимическая стратификация разреза и вариации породообразующих оксидов.

в каждом спектре, поэтому их представительность в спорово-пыльцевых комплексах во многом зависит от частоты отбора образцов. В средней части волжского яруса разнообразие этих родов постепенно увеличивается. В разрезах на п-ове Нордвик и р. Анабар появляются представители рода *Cicatricosisporites* с перфорацией на ребрах: *C. perforatus* (Markova) Doring, *C. anglicanalis* Doring соответственно [Никитенко и др., 2022]. В переходном юрско-меловом интервале и выше бугорчатые и ребристые споры схизейных встречаются практически постоянно, а с середины бореального берриаса их количество незначительно увеличивается (до 2 %). В качестве межрегионального маркера можно рассматривать вид *Cicatricosisporites exilioides* (Maljavkina) Dorhofer, который появляется в приграничных волжско-берриасских слоях в разрезах на реках Оленек и Анабар [Nikitenko et al., 2018; Никитенко и др., 2022]. С берриаса этот вид также отмечается на территории Западной и Восточной Европы [Dorhofer, 1977; Воронова, 1984], Северной Америки [Burden, Hills, 1989] и Дальнего Востока [Маркевич, 1995]. Однако в разрезе Нордвик он не обнаружен, вероятно, из-за плохой представительности спор и пыльцы в пограничном юрско-меловом интервале. В низах валанжина важное стратиграфическое и корреляционное значение на территории Сибири имеют споры печеночных мхов рода *Rouseisporites* и шиповатые споры схизейных *Pilosporites* [Пещевицкая, 2010; Nikitenko et al., 2018].

Магнитостратиграфия. Граница титона и берриаса в тетических разрезах выбрана по подошве кальционелидовой зоны *Calpionella* (основание подзоны *Calpionella alpina*), и этот уровень расположен в верхней части хрона M19n.2n. Согласно первым палеомагнитным исследованиям изученного разреза (см. рис. 1), нижняя граница аммонитовой зоны *Chetaites sibiricus* (и, соответственно, бореального берриаса) фиксировалась в нижней части хрона M18n [Хоша и др., 2007]. После дополнительных палеомагнитных исследований приграничных слоев юры и мела разреза A32 было доказано, что положение этой границы (подошва сл. 11, обн. A32A или сл. 18, обн. A33) следует соотносить с низами хрона M17r [Брагин и др., 2013] (см. рис. 3, 4).

Позднее, без дополнительных исследований оригинального материала, была предложена переинтерпретация палеомагнитных данных, полученных В.Ю. Брагиным [Schnabl et al., 2015]. Без проведения новых палеомагнитных исследований передвинута вверх (над сл. 11, обн. A32) нижняя граница хрона M17r [Schnabl et al., 2015]. Эти новаторства сделаны на основе предположения о переменной скорости осадконакопления и степени уверенности оценки обратной полярности. Учитывая, что в верхней части верхневолжского подъяруса изученного разреза аммонитовых зон как биостратиграфических тел или интервалов нет, а есть лишь единичная находка аммонита, который может относиться как к двум верхним зонам верхневолжского подъяруса, так и низам бореального берриаса (см. рис. 3, 4), оценить изменения скорости осадконакопления, используя эту временную линейку, невозможно. Впоследствии эта палеомагнитная переинтерпретация разреза уже использовалась как основная для Арктики, с ней увязывались границы биостратиграфических и хроностратиграфических подразделений и глобальные корреляции [Gale et al., 2020].

Следует отметить, что выделяемые В.Ю. Брагиным магнитозоны привязаны к приграничному разрезу юры и мела (см. рис. 3, 4) и представляют физические свойства самих осадочных пород [Брагин и др., 2013]. Обратная полярность уверенно определяется под сл. 11, обн. A32 и выше него, более того, сам сл. 11, обн. A32 (= сл. 18, обн. A33) несет остаточные следы обратной полярности (см. рис. 3, 4). Этот слой имеет метахронную намагниченность прямой полярности, приобретенную в процессе диагенетических преобразований, последующей сидеритизации, как и все конкреционные слои. По проведенным исследованиям [Chadima et al., 2006; Хоша и др., 2007], все химически измененные породы, конкреционные слои имеют прямую полярность независимо от положения в разрезе. Интерпретация [Хоша и др., 2007] участка вокруг слоя 11, обн. A32 как уровня прямой полярности указывает на полное изменение этого интервала и требует исключения из рассмотрения переинтерпретации палеомагнитных результатов. В случае же выбраковки наших, ранее полученных данных [Брагин и др., 2013], необходимо показывать пропуск данных, а не менять полярность в разрезе без его оригинального изучения. Таким образом, мы принимаем положение нижней границы бореального берриаса внутри хрона M17r (см. рис. 3, 4).

Хемостратиграфия. При геохимических исследованиях изотопный состав углерода (ИСУ) рассматривают как интегральную характеристику генетического типа и условий fossilization органического вещества (ОВ) [Конторович и др., 1985а, 1985б, 1986]. Легкий изотопный состав ($\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}} < -28 \text{‰}$) характерен, как правило, для аквагенного (морского, планктоноводорослевого) ОВ, а террагенное ОВ (образованное за счет наземной растительности) более богато изотопом $^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ ($\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}} > -28 \text{‰}$). Вместе с

Темно-серой заливкой показан уровень основания паксинской свиты с резкой сменой значений геохимических параметров. Серая заливка — интервал значительных вариаций геохимических и литогеохимических параметров, характеризующих повышенную биопродуктивность палеобассейна и проявление «подповерхностного максимума хлорофилла» (ПМХ). 1 — стераны; 2 — диастерены; 3 — метилдиастерены; 4 — терпаны. Остальные усл. обозн. см. на рис. 1.

тем кривая вариаций $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ в верхней юре и нижней части мела в разрезе на м. Урдюк-Хая (обн. А33 и А32), с учетом биостратиграфических данных, может служить инструментом для детальных корреляций.

Анализ распределения значений кривой $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ в разрезах оксфорда и кимериджа Анабарского залива (п-ов Нордвик) был необходим для решения дискуссионных биостратиграфических вопросов (рис. 5). Так, разными специалистами по аммонитам стратиграфическое положение 1—3 пачек разреза А33 трактуется по-разному. Некоторые исследователи, изучавшие аммониты нижней части разреза (пачка 1), полагают, что они характерны для среднего оксфорда [Rogov, Wierzbowski, 2009; Вержбовский, Рогов, 2013] (см. рис. 2, б). В то же время комплексными биостратиграфическими исследованиями (аммониты, фораминиферы, остракоды, споры, пыльца, диноцисты) доказано, эта часть разреза Нордвик соответствует верхнему оксфорду, а-зоне *Amoeboceras serratum* [Никитенко и др., 2011, 2013, 2015а, 2015б] (рис. 2, в; 3).

Для решения этого вопроса проведен анализ распределения значений кривой $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ Нордвикского разреза и сравнение с эталонной кривой $\delta^{13}\text{C}_{\text{ТОС}}$ оксфорда и кимериджа разреза о. Скай, Шотландия [Nunn et al., 2009] (рис. 6), хорошо откалиброванной относительно аммонитовой шкалы. В этом разрезе значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{ТОС}}$ в среднем оксфорде (аммонитовые зоны *C. densiplicatum* и *C. tenuiserratum*) достаточно стабильны (–21.5...–23 ‰). Органическое вещество имеет преимущественно террагенный генотип [Nunn et al., 2009]. В низах верхнего оксфорда значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{ТОС}}$ снижаются до –24.5 ‰, и в средней части зоны *A. serratum* отмечается кратковременное положительное отклонение до –23 ‰. Второй такой же положительный пик кривой отмечается в зоне *A. regulare*. В самых верхах оксфорда и основании кимериджа значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{ТОС}}$ снижаются до –24.3...–25.5 ‰. В приграничных частях зон *P. baylei* и *R. sumodose* отмечается повышение значений кривой до –23.5...–24.5 ‰ (см. рис. 6). В изученном разрезе (обн. А33) в средней части аммонитовой зоны *A. serratum* фиксируется кратковременный положительный экскурс с амплитудой около –3 ‰, максимальные значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ достигают –23.3...–24.2 ‰ (см. рис. 5, б). Следующее положительное отклонение кривой $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ (до –24.2 ‰) встречено в средней части зоны *A. regulare*. От верхов оксфорда к основанию кимериджа отмечается снижение $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ (до –28 ‰). В средней части зоны *A. kitchini* (стратиграфический аналог зон *P. baylei* и *R. sumodose*) происходит повышение значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$. Таким образом, в изученном разрезе верхов оксфорда и нижнего кимериджа последовательность положительных и отрицательных отклонений значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ хорошо сопоставляется с кривой $\delta^{13}\text{C}_{\text{ТОС}}$ разреза о. Скай, Шотландия (см. рис. 6).

Впервые наиболее изотопно-легкое ОВ для верхней юры бореальных бассейнов было определено для баженовского горизонта (верхи нижневожского—верхневожский подъярус) Западной Сибири [Конторович и др., 1985а, 1985б, 1986]. В естественных выходах вожского яруса на о. Шпицберген было зафиксировано вожское изотопное событие [Hammer et al., 2012; Koevoets et al., 2016; Jelby et al., 2020]. В значительной части разреза вожского яруса отмечается постепенное снижение значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{ТОС}}$: с –28 ‰ в ранневожском подъярусе до –32 ‰ в средней части вожского яруса и с постепенным ростом значений до –29 ‰ в верхней части вожского яруса (см. рис. 6). Близкие вариации изотопного состава органического углерода отмечаются и в разрезах, вскрытых скважинами на о. Шпицберген [Koevoets et al., 2018; Jelby et al., 2020]. Позднее близкие тренды вариаций $\delta^{13}\text{C}_{\text{ТОС}}$ были прослежены в синхронных разрезах Арктической Канады [Galloway et al., 2020; Vickers et al., 2023]. Подобные вариации $\delta^{13}\text{C}_{\text{ТОС}}$ отмечаются также в разрезе титона Южного полушария (Аргентина) [Weger et al., 2022].

В Арктической Сибири вожское изотопное событие может быть отмечено на северо-восточном обрамлении Сибирской платформы (низовья р. Оленек), где значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ изменяются от –26.5 до –28.5 ‰ со снижением до –30.5 ‰ в средневожском подъярусе и ростом значений до –27 ‰ в верхневожском подъярусе (см. рис. 6). В разрезах вожского яруса на западе Енисей-Хатангского прогиба отмечаются близкие вариации $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$: от –25.5 ‰ в нижневожском подъярусе, с постепенным снижением до –29...–28.5 ‰ и ростом значений до –27.2 ‰ в низах бореального берриаса [Nikitenko et al., 2018; Никитенко и др., 2020] (см. рис. 6).

В изученном разрезе вожского яруса м. Урдюк-Хая (обн. А33 и А32) это событие проявлено слабо: отмечается небольшое снижение значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ от –26 ‰ (нижневожский подъярус) до –27.1 ‰ (средневожский подъярус) и затем ростом до –26.9 ‰ (верхневожский подъярус) (см. рис. 5, б).

Природа этого события может быть связана с постепенно развивающейся трансгрессией в начале вожского времени и увеличением площади бореальных бассейнов, ее максимального развития во второй половине средневожского—начале поздневожского времени и постепенной регрессией в конце вожского времени.

Во второй половине верхневожского подъяруса и бореальном берриасе в разрезе на м. Урдюк-Хая отмечается определенная цикличность в вариациях изотопного состава углерода (см. рис. 4—6). Здесь выделяются три цикла изменений изотопного состава, значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ варьируются от –26...–27 ‰ до –30...–30.5 ‰ (см. рис. 6). Граница вожского яруса и бореального берриаса располагается в самом кон-

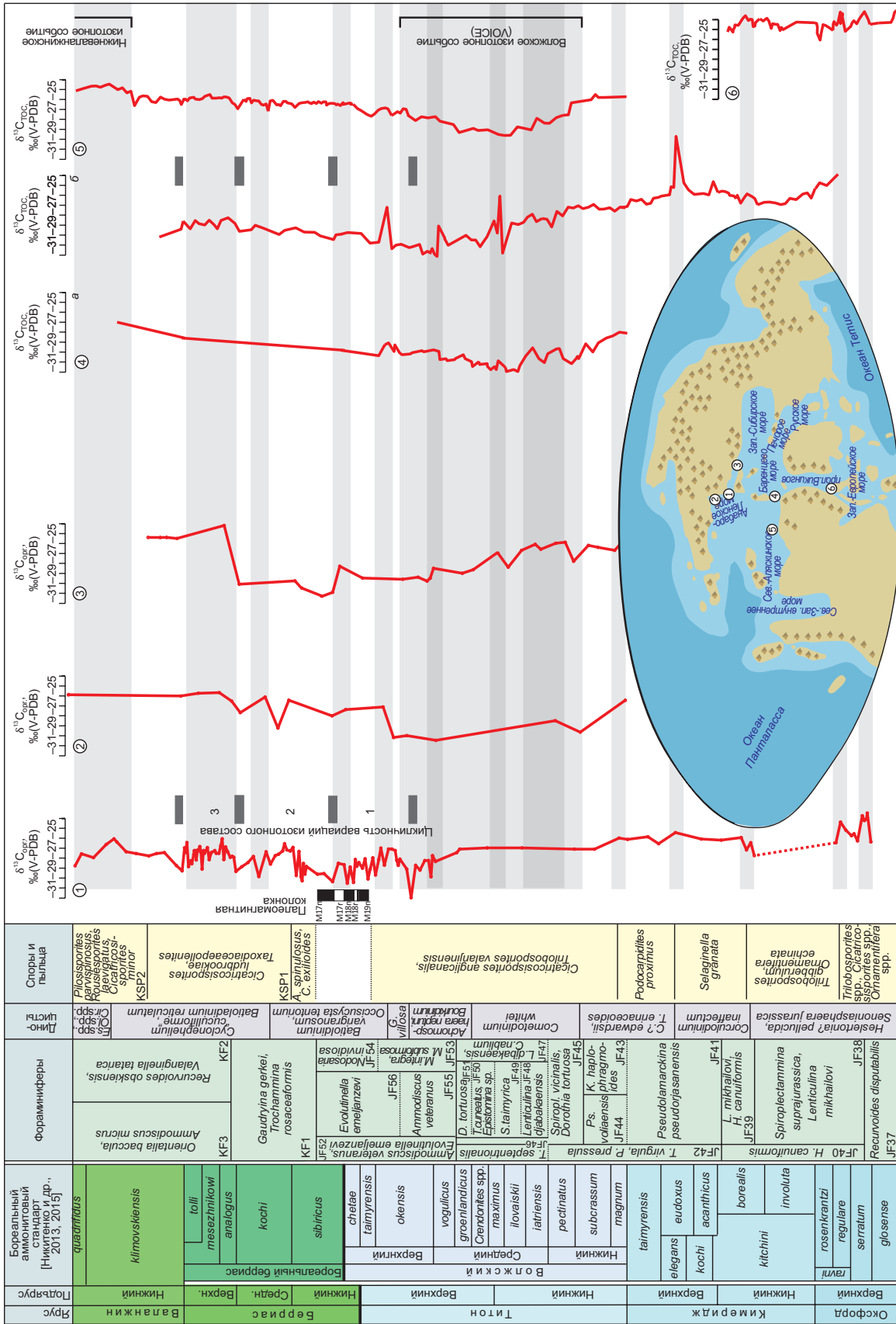


Рис. 6. Сравнение вариаций значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ в разрезе верхней юры и нижней части мела на п-ове Нордвик (обн. АЗ2 и АЗ3) (1) с таковыми на р. Оленек [Nikitenko et al., 2018] (2), западе Енисей-Хатангского прогиба [Nikitenko и др., 2020] (3), о. Шпицберген (4), а — естественные выходы, б — разрез, вскрытый скважиной [Hammer et al., 2012; Koevoets et al., 2016], Арктической Канады [Galloway et al., 2020] (5) и о. Скай, Шотландия [Nunn et al., 2009] (6) и глобальная палеогеография Северного полушария в конце поздней юры и начале мела.

це первого цикла, тогда как граница титона и берриаса, согласно палеомагнитным данным, соответствует верхней трети этого цикла (см. рис. 4—6). Эта цикличность прослеживается и в других разрезах Арктики [Koevoets et al., 2016; Galloway et al., 2020], где особенностью вариаций изотопного состава является гораздо менее контрастные изменения значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{ТОС}}$, чем в изученном разрезе (см. рис. 6).

В завершении изученного разреза (обн. А33, верхи аммонитовой зоны *klimovskiensis*—основание зоны *quadrifidus*) прослеживается нижневаланжинское изотопное событие (см. рис. 5, 6). В начале валанжина отмечается рост значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ от -27.9 до -26 ‰. В Арктической Канаде и других арктических разрезах на этом стратиграфическом уровне также отмечается рост значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{ТОС}}$ [Galloway et al., 2020; Jelby et al., 2020; Vickers et al., 2023] (см. рис. 6). Следовательно, это событие можно использовать для внутриарктических корреляций.

ОРГАНИЧЕСКАЯ ГЕОХИМИЯ

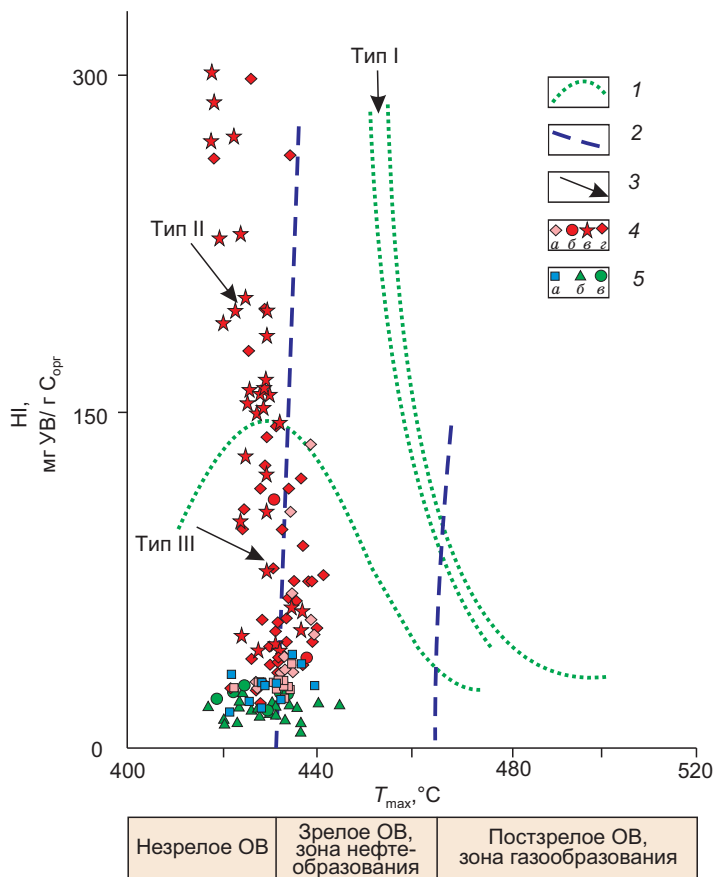
Проведенные детальные исследования разрезов юры и мела дают возможность выявить закономерности вертикального и латерального распределения геохимических параметров, выделить геохимические события и оценить их протяженность. Ранее [Каширцев др., 2018] на основе информации по распределению алифатических и ароматических углеводородов, идентифицированных в составе битумоидов были получены обобщенные представления о геохимическом строении исследованного разреза — проведена его геохимическая стратификация (см. рис. 5). В нижней (урдюк-хаинская свита, верхний оксфорд—нижний кимеридж) и верхней (верхи верхнепаксинской подсвиты, нижний валанжин) частях разреза выделены соответственно терпановый и гопановый геохимические горизонты, формирование которых происходило в субокислительных обстановках мелководья, удаленного от берега и умеренного глубоководья. В прикровельной части урдюк-хаинской свиты (верхи средневожского подъяруса) — низы верхнепаксинской подсвиты (низы валанжина) обособляется диастереновый геохимический горизонт, формировавшийся в условиях умеренного и относительного глубоководья. Причем нижний (первый) подгоризонт диастеренового горизонта характеризуется чередованием аэробных и дизаэробных обстановок (см. рис. 3, 5).

В исследованном разрезе наблюдается ярко выраженная цикличность в распределении значений $C_{\text{орг}}$: концентрации $C_{\text{орг}}$ резко повышаются при переходе от терпанового геохимического горизонта к диастереновому, достигая максимума в его вожской части, затем постепенно уменьшаются в низах бореального берриаса (за исключением единичных высоких значений $C_{\text{орг}}$) и опускаются до кларковых значений в нижневаланжинских алевролитистых глинах гопанового геохимического горизонта (см. рис. 5). Породы гопанового геохимического горизонта (низы валанжина) наиболее бедны органическим веществом — $C_{\text{орг}}$ ниже кларковых значений для терригенных толщ: для аргиллитов 0.90 %, по [Вассоевич, 1972], в среднем составляет 0.52 % на породу и изменяется в диапазоне 0.34—1.01 %, причем намечается тенденция к повышению содержания $C_{\text{орг}}$ в нижней части этого горизонта (см. рис. 3, 5). Относительно повышены значения $C_{\text{орг}}$ в верхнеоксфордских и нижнекимериджских глинах и алевролитах терпанового геохимического горизонта (в среднем 1.63 %, диапазон изменения 0.95—3.81 %), однако они значительно ниже по сравнению с таковыми в вышележащих толщах верхневожского подъяруса. Значения пиролитического параметра HI для пород терпанового и гопанового геохимических горизонтов (см. рис. 5, 7) не превышают 100 мг УВ/ г $C_{\text{орг}}$, что соответствует преимущественно террагенной природе ОВ этих уровней и его высокой окисленности при седименто- и диагенезе. Как известно [Конторович и др., 1985а, 1985б, 1986], ИСУ в первую очередь определяется фациально-генетическим типом ОВ. Определяемый по молекулярным геохимическим показателям (стераны $C_{29}/C_{27} > 1$, присутствие ретена — биомаркера смол хвойных растений) преимущественно террагенный генотип ОВ этих интервалов [Каширцев и др., 2018] согласуется с его обогащенностью тяжелым изотопом ^{13}C и преобладанием в палинологических ассоциациях наземных палиноморф с обильными спорами циатейных и диптерисовых папоротников и подчиненным количеством пыльцы хвойных, с находками в породе углефицированного растительного детрита.

Наиболее высокими значениями $C_{\text{орг}}$ характеризуются глины диастеренового геохимического горизонта. В верхней его части (второй диастереновый подгоризонт, верхи бореального берриаса—низы валанжина) $C_{\text{орг}}$ в среднем составляет 1.12 % (диапазон изменения 0.34—1.01 %). В верхней части первого диастеренового подгоризонта (низы бореального берриаса) значения $C_{\text{орг}}$ еще выше (в среднем 2.19 %, диапазон изменения 0.79—5.42 %). Высокие значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ (> -28.0 ‰) вместе с низкими значениями HI (см. рис. 5, 7) указывают, что большинство проб второго диастеренового подгоризонта содержит органическое вещество преимущественно террагенного генотипа [Конторович и др., 1985а, 1985б, 1986]. Однако в этом геохимическом подгоризонте встречаются пробы с легким изотопным составом углерода ($\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}} < -28.0$ ‰; слои 38, 40, 42, 46, 47, 48, 50, 51), который соответствует аквагенному генотипу ОВ. Максимальные концентрации $C_{\text{орг}}$ характеризуют нижнюю часть первого диастеренового подгоризонта

Рис. 7. Соотношения водородного индекса HI и T_{max} для органического вещества исследованных разрезов.

l — граница максимума HI для: I — аквагенного озерного ОВ (склонного к генерации нефти); II — аквагенного, морского ОВ (склонного к генерации нефти и газа); III — террагенного ОВ (склонного к генерации газа); 2 — изолиния для R_{Vt}^0 ; 3 — направленность изменения HI и T_{max} в катагенезе; геохимические горизонты: 4 — диастереновый: *a* — второй подгоризонт, паксинская свита; *b* — первый подгоризонт, урдюк-хаинская свита; *в* — первый подгоризонт, паксинская свита, волжский ярус; *г* — первый подгоризонт, паксинская свита, борреальный берриас; 5 — *a* — гопановый, паксинская свита, нижний валанжин; терпановый, урдюк-хаинская свита; *b* — оксфорд—кимеридж; *в* — волжский ярус.

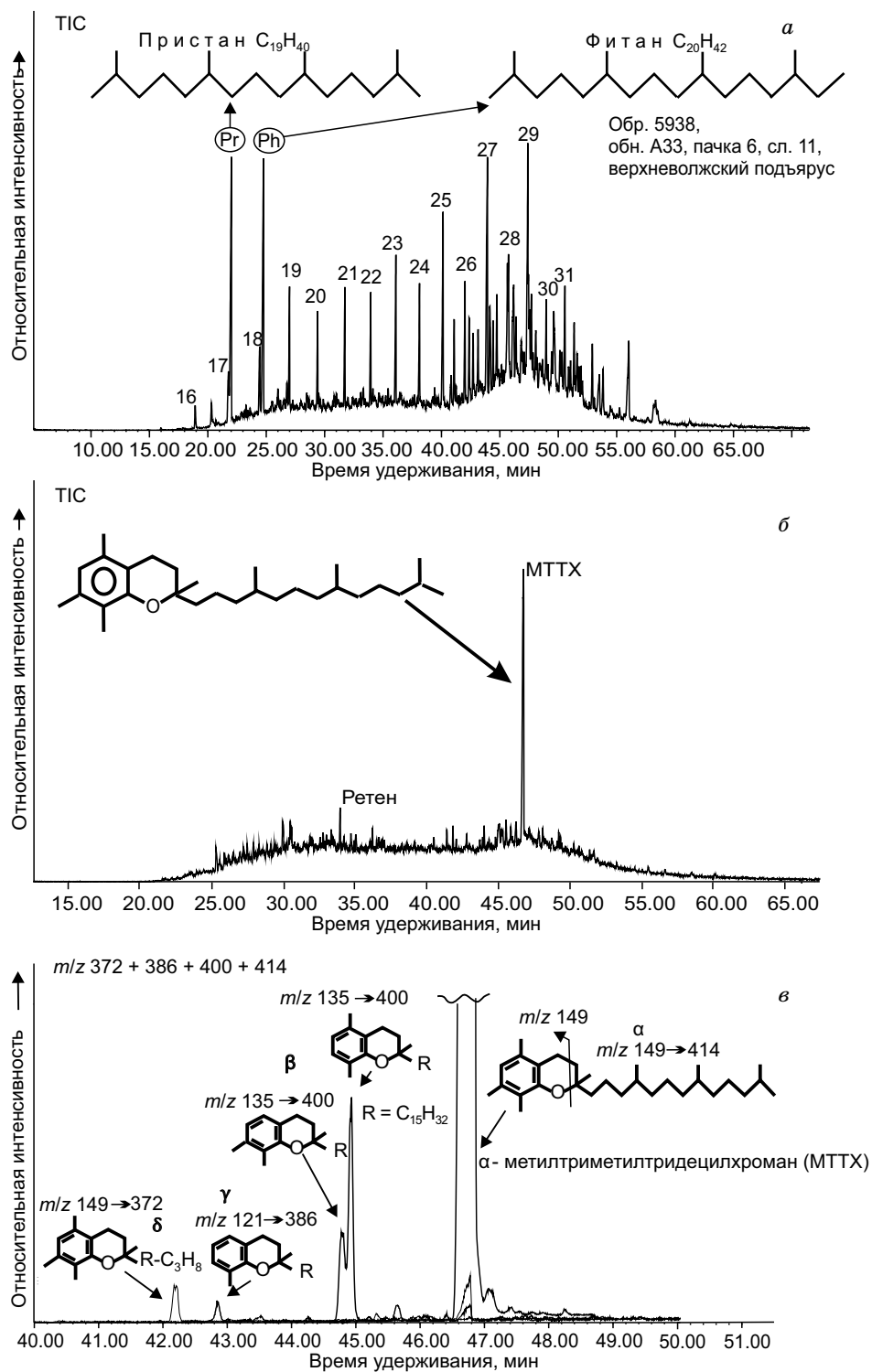


(верхневолжский подъярус) (в среднем 3.84 %, диапазон изменения 1.32—7.59 %). Согласно результатам пиролиза, максимальным значениям $C_{орг}$ в низах диастеренового геохимического горизонта соответствуют наиболее высокие значения водородного индекса (HI) (до 300 мг УВ/г $C_{орг}$) и наиболее легкий изотопный состав углерода ($\delta^{13}C_{орг} < -29.0 \text{ ‰}$) (см. рис. 5, 7), что типично для аквагенного ОВ морского планктонно-водорослевого генезиса, которое накапливалось в морских восстановительных фациях [Конторович и др., 1985а, 1985б, 1986; Peters et al., 2005].

Согласно значениям T_{max} (в среднем 431 °C) (см. рис. 7), органическое вещество разрезов А32 и А33 характеризуется низкой термokatалитической зрелостью, не выше уровня протокатагенеза. Низкая зрелость исследованного ОВ подтверждается данными по молекулярному составу алифатических фракций битумоидов: присутствие непредельных УВ (*n*-алкены, диастерены, неогопены) и биогопанов, преобладание «биологических» изомеров в составе стеранов [Peters et al., 2005; Каширцев и др., 2018].

Для установления природы высоких концентраций $C_{орг}$ и значительного нефтегенерационного потенциала первого диастеренового подгоризонта проведены детальные геохимические исследования углеводородных фракций битумоидов. Согласно данным хромато-масс-спектрометрии [Каширцев и др., 2018], в алифатических фракциях битумоидов этого горизонта *n*-алканы составляют гомологические ряды от *n*- C_{16} до *n*- C_{33} (рис. 8, *a*). Максимумы распределения *n*-алканов на *n*- C_{23} —*n*- C_{27} указывают на значительный вклад в состав ОВ липидов как растительных остатков, снесенных с суши, так и многоклеточных водорослей [Gel'pi et al., 1970; Peters et al., 2005]. Среди высокомолекулярных гомологов преобладают *n*-алканы с нечетным количеством атомов углерода над четными (индекс CPI > 1), что типично для слабозрелого ОВ. В составе алифатических фракций битумоидов идентифицированы ациклические изопренаны пристан и фитан. Соотношения пристана и фитана с совместно элюирующимися *n*-алканами (пристан/*n*- C_{17} и фитан/*n*- C_{18}) резко возрастают на нижней границе верхневолжских глин диастеренового горизонта (см. рис. 5, 8, *a*), затем, достигая значений выше 6, снижаются вверх по разрезу до величин меньше 1 в пробах из гопанового геохимического горизонта.

Наблюдаемые для диастеренового геохимического горизонта аномальные значения соотношений пристан/*n*- C_{17} и фитан/*n*- C_{18} , наряду с другими характерными признаками (см. ниже), позволяют реконструировать на этом уровне «подповерхностный максимум хлорофилла» (ПМХ). В зарубежной литературе устоялось название «deep chlorophyll maximum — DCM» [Weston et al., 2005]. Значение «глубинный» или «деер», как мы увидим далее, не совсем соответствуют местоположению скоплений фитопланктона — источника хлорофилла, для которых необходима фотическая (освещенная) область бассейнов. Тем не менее, следуя устоявшимся традициям, мы сохраняем эту терминологию. В современных бассейнах ПМХ формируется на освещенных глубинах (10—50 м) и типичен для областей апвеллинга, т. е. смешения глубинных холодных вод с теплыми приповерхностными. Это общая черта большинства водных экосистем, особенно в регионах с сильной термической стратификацией и при-



брежными холодными течениями такими, как Перуанское (течение Гумбольта). В тропической зоне океана, где почти отсутствуют сезонные колебания температуры, относительно устойчивая стратификация водных масс в пределах зоны фотосинтеза препятствует поступлению биогенных компонентов из глубинных слоев в верхние освещенные [Anderson, 1969; Garvine, 1971; Weston, 2005].

Основным биологическим предшественником пристана и фитана является дитерпеноид фитол, который в значительных количествах содержится в хлорофиллсодержащих организмах [Тиссо, Вельте, 1981]. В зависимости от окислительно-восстановительных условий в стратифицированной водной колонне и в осадках фитол через гидрофитол восстанавливается до фитана (*изо*-C₂₀) либо окисляется до фитановой кислоты и декарбоксилируется до пристана (*изо*-C₁₉). Поэтому отношение пристан/фитан обычно используют для реконструкции окислительно-восстановительных обстановок среды осадконакопления. В пробах исследованного разреза отношение пристан/фитан изменяется в широком диапазоне (0.24—1.97), а его наиболее высокие значения определены для битумоидов диастеренового геохимического горизонта (в среднем 1.31, диапазон изменения 0.58—1.97), что плохо соотносится со стабильными восстановительными условиями накопления в пластичных верхнеюрских глинах, которые реконструированы литологическими и палеонтологическими методами. Соответственно, определять придонные обстановки fossilization OB по показателю пристан/фитан в данном случае следует весьма осторожно. Высокие значения этого показателя на уровне диастеренового геохимического горизонта, вероятнее всего, обусловлены уникальными начальными концентрациями хлорофилла и, соответственно, фитола, который постоянно поступал в осадок из области ПМХ, что нивелировало влияние условий среды осадконакопления на соотношение новообразованных пристана и фитана.

В алифатической фракции битумоидов диастеренового геохимического горизонта наблюдается существенное преобладание стероидных хемофоссилий типа диастер-13(17)-енов и 4-метилдиастер-13(17)-енов над другими биометками — регулярными стеранами и гопанами (см. рис. 5), что может быть обусловлено высокой биопродуктивностью фитопланктона в поздневолжское время. Образование 4-метилдиастеренов и соответствующих стеранов, как правило, связывают с динофлагеллатами. Хорошая корреляция 4-метилстеранов с изобилием цист динофлагеллат в сланцах Майоминг показана в работе [Brassell et al., 1985]. Известны также морские сланцевые толщи с обилием прازیнофитов, которые слагают силурийские «горючие» сланцы бассейнов Северной Африки, девонские сланцы формации Томочи в Боливии и др. [Sinninghe Damste et al., 1987; Peters et al., 2005]. В исследованном разрезе в обогащенной OB верхневолжской-берриасской части разреза (нижняя часть диастеренового геохимического горизонта) доминируют палиноморфы морского генезиса. Наблюдается чередование интервалов с обилием диноцист и прازیнофитов *Leiosphaeridia*. Таким образом, судя по составу палинологических спектров, в изученном разрезе предшественниками диастеренов и фитола попеременно являлись липиды прازیнофитов и динофлагеллат, обилие которых отмечается в альгологических ассоциациях [Каширцев др., 2018].

Первый диастереновый подгоризонт характеризуется относительно легким изотопным составом органического углерода (в среднем –28.4 ‰, диапазон изменения –33.5...–26.1 ‰), что соответствует установленному по молекулярным показателям преимущественно аквагенному морскому генотипу органического вещества. Как отмечалось выше (см. раздел Хемостратиграфия), для этого уровня наблюдается ярко выраженная вариативность изменения по разрезу $\delta^{13}C_{org}$ (см. рис. 5, 6) — разница между значениями этого параметра для соседних проб, существенно превышающая погрешность анализа. Легкие по ИСУ пробы одновременно характеризуются повышенными C_{org} и HI, а органическое вещество из пород с невысокими C_{org} и HI, наоборот, обогащено тяжелым изотопом $^{13}C_{org}$. Вероятнее всего, на уровнях, где наблюдаются наиболее низкие значения $\delta^{13}C_{org}$, источником OB был главным образом фитопланктон, богатый липидами — наиболее легкими по изотопному составу биополимерами [Галимов, 1973; Конторович и др., 1985а, 1985б, 1986; Peters et al., 2005]. Накопление этого OB происходило в сильновосстановительных условиях, благоприятных для его сохранности [Каширцев и др., 2018]. На соседних уровнях дополнительным источником fossilizable OB могла быть как сносимая с суши растительность, так и многоклеточные водоросли, в которых липидов намного меньше и, как следствие, выше обогащенность тяжелым изотопом углерода.

Индивидуальный состав ароматических фракций битумоидов хорошо коррелируется с распределением алифатических углеводородов. В битумоидах, для алифатических фракций которых характерны наиболее высокие значения отношений пристан/*n*-C₁₇ и фитан/*n*-C₁₈, в ароматических фракциях установлены аномальные концентрации одного из гомологов метилтриметилтридецилхромана (МТТХ) (см. рис. 5, 8, б)). Другие малочисленные гомологи МТТХ, как и близкие по структуре гомологи токоферолов, имеют несколько соединений с меньшим количеством метильных заместителей у ароматического кольца (см. рис. 8, в). Лабораторный синтез МТТХ за счет реакции конденсации хлорофиллов с алкилфенолами [Li et al., 1995] показывает, что хроманы в ароматических фракциях битумоидов диастеренового горизонта, так же как и изопреноиды в алифатических фракциях, обязаны своим происхождением

дением хлорофиллу. В верхневолжских и нижнеберриасских слоях первого диастеренового подгоризонта можно наблюдать по крайней мере три «пики», отражающих существование «подповерхностного максимума хлорофилла» (см. рис. 5). Эти «пики» совпадают с концентрационными максимумами S_{org} , МТТХ, диастеренов, наиболее высокими значениями отношений $пристан/н-C_{17}$ и $фитан/н-C_{18}$ и тремя циклами вариаций изотопного состава органического углерода. Следует отметить, что подобный весьма редкий набор биомаркеров характерен для широко известного «тоарского океанического аноксического события» (Т-ОАЕ), совпадающего со значительным отрицательным экскурсом изотопов органического углерода в северо-западной части Тетиса [Ruebsam et al., 2022]. Все эти геохимические признаки в конечном итоге свидетельствуют о преимущественно планктонном происхождении повышенных концентраций ОВ [Volkman et al., 2015].

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА

Рассматриваемая существенно глинистая толща весьма хорошо изучена стратиграфически, однако данных по непосредственному составу и строению, слагающих ее пород в литературных источниках крайне немного [Ронкина, 1965; Захаров, Юдовный, 1974; Каплан, 1976]. В рамках комплексных исследований верхнеюрско-нижнемеловых отложений на м. Урдюк-Хая (см. рис. 1, 3) было выполнено детальное петрографическое изучение пород верхней части урдюк-хайнской (34 м) и нижней части паксинской (31 м) свиты [Никитенко и др., 2013]. Под оптическим поляризационным микроскопом изучено 28 шлифов, что позволило выявить особенности состава и строения отдельных слоев и пачек.

В целом изученная часть урдюк-хайнской свиты (см. рис. 3) представлена преимущественно глиной в разной степени алевритистой, в нижней части разреза — алевритовой глиной, вплоть до алевролита глинистого в нижнем изученном слое (сл. 1, обн. А33). Отложения нередко нарушены мелкими следами жизнедеятельности организмов, до появления мелкопятнистой текстуры. Характерной чертой пород является постоянное присутствие глауконитовых глобул, концентрирующихся неравномерно в виде небольших линз или отдельных прослоев глауконитовых песчаников. Глобулы размером преимущественно 0.25—0.50 мм имеют округлые, овальные, реже неправильные формы и иногда разбиты небольшими трещинами. В верхах свиты присутствуют автохтонные глауконитовые образования на различных стадиях роста.

По данным рентгеноструктурного анализа, глинистое вещество урдюк-хайнской свиты сложено разупорядоченным смектитом и иллит-смектитом и диоктаэдрической слюдой мусковитового типа, доля которой снижается вверх по разрезу. Постоянно присутствуют хлорит и каолинит, доля каждого из которых составляет порядка 5 %. Глинистое вещество характеризуется мелкопелитовой лепидобластовой структурой и ориентированным погасанием. Обломочная часть имеет существенно мелкоалевритовую структуру с небольшой варьирующей послойно долей обломков крупноалевритовой, в единичных случаях мелкопесчаной, размерности. Обломки представлены кварцем, полевыми шпатами (калиевыми, реже плагиоклазами), литокластами (тонкокристаллические кварцево-полевошпатовые породы, тонкообломочные породы, редкие карбонаты). Постоянно отмечается обломочная слюда, представленная преимущественно мусковитом, реже биотитом, доля которой может достигать 30 % и более от обломочной части. В качестве примеси присутствует мелкий растительный детрит. Его доля постепенно снижается вверх по разрезу от 5 % до единичных фрагментов в прикровельных слоях урдюк-хайнской свиты. Постоянно отмечаются фосфатные костные фрагменты и раковины фораминифер (агглютинирующие формы). По растительному детриту и внутренним частям раковин фораминифер развивается пирит в виде разноразмерных, преимущественно мелких фромбоидальных, конкреций. Его общая доля составляет около 5 %, в отдельных прослоях в средней видимой части свиты достигает до 10—15 %.

Базальные слои паксинской свиты (сл. 10—11, обн. А33; мощность 4 м) (см. рис. 3) существенно отличаются от подстилающих и сложены углеродистой глиной аргиллитоподобной (аргиллитом) без глауконитовых глобул. В составе глинистого вещества также преобладают слюда и иллит-смектит, однако повышается доля каолинита и железисто-магниевого хлорита (до 10—20 %). Каолинит развивается в виде отдельных тонких прослоев, ему свойственна крупночешуйчатая структура. Обломочная часть составляет первые проценты и имеет мелкоалевритовую структуру. Исчезает мелкий углефицированный растительный детрит, однако в виде очень тонких линзочек концентрируется тонкодисперсное органическое вещество, доля которого составляет 5—10 %, в приподошвенной части до 20 %. Линзочки ОВ концентрируются послойно, что обуславливает тонкую горизонтальную слоистость. Увеличивается количество фораминифер, представленных преимущественно агглютинирующими формами фосфатного костного детрита, доля которых может составлять первые проценты. Встречаются редкие фрагменты кальцитовых раковин, кальциферы/известковые диноцисты, единичные радиолярии. Общая доля (3—5 %) и формы выделения пирита сопоставимы с подстилающими отложениями.

Вышележащие слои паксинской свиты (сл. 12—28, обн. А33; мощность 19 м) (см. рис. 3) обладают схожими минеральными характеристиками. На фоне преобладающего ориентированного погасания глинистого вещества присутствуют прослои с хаотичным погасанием, имеющие элементы взмучивания материала. Доля обломочной мелкоалевритовой примеси возрастает до 3—5 %. В ее составе помимо кварца, полевых шпатов и обломочного мусковита встречаются единичные угловатые обломки хлоритизированных пород. В качестве примеси появляется единичный мелкий углефицированный растительный детрит. Также присутствуют тонкие линзочки ОВ (первые проценты), доля которых снижается вверх по разрезу. Постоянно отмечаются раковины фораминифер (аглотинирующие, реже известковистые), фосфатный костный детрит, редкие кальцисферы/известковые диноцисты. Доля пиритовых образований составляет первые проценты.

В верхних изученных 7 м паксинской свиты (слои 30—36, обн. А33) (см. рис. 3) при схожем минеральном составе пород фиксируется снижение примеси алевритовых обломков до 1—3 %. В их составе несколько возрастает количество хлоритизированных обломков. Практически исчезают линзочки ОВ, углефицированный растительный детрит. Доля пирита постепенно снижается до 1 %. В прикровельных слоях появляется аутигенный сидерит. Также встречаются костный детрит и микрофаунистические остатки.

Выявленные особенности минералого-петрографического состава изученной толщи были соотнесены с характеристиками одновозрастных отложений, формировавшихся в обстановках, приближенных к береговым и изученных ранее [Никитенко и др., 2022; Попов и др., 2022] в нижнем течении на р. Анабар. Рассмотренная часть урдюк-хаинской свиты соответствует низам буолкалахской свиты разреза на р. Анабар. Его базальная часть представлена маломощным (до 1 м) горизонтом глауконитового песчаника, сменяющегося существенно известковистым слоем с линзами, обогащенными глауконитом. Нижняя часть паксинской свиты соотнесена с залегающими выше в Анабарском разрезе существенно глинистыми слоями буолкалахской свиты, в которых исчезают зерна глауконита, несколько увеличивается доля ОВ и пирита. В обоих разрезах в вышележащих отложениях фиксируется тренд на увеличение доли обломочного материала, снижение доли тонкодисперсного ОВ и пирита. Также можно отметить, что в составе глинистого вещества обоих разрезов преобладает разупорядоченный смиктит, содержится слюда мусковитового типа и хлорит.

Данные литогеохимического изучения верхнеюрско-нижнемеловых отложений разреза на м. Урдюк-Хая и смежных с районом исследований территорий крайне немногочисленны [Галабала, 1971; Каплан, 1976; Левчук, 1985]. В последние десятилетия в рамках всесторонних исследований юрско-меловых отложений на п-ове Нордвик были представлены геохимические характеристики относительно узкой (до нескольких метров) приграничной волжско-берриасской части разреза [Dyrpvik, Zakharov, 2010; Mizera et al., 2010]. Анализ содержания основных породообразующих оксидов в изученных породах позволил выявить определенные изменения в химическом составе изученных отложений, отражающие вариации минералого-петрографических характеристик (табл. 2). Содержание SiO_2 в изученной части урдюк-хаинской свиты достаточно выдержано. Фиксируется некоторое уменьшение концентраций в нижних слоях (сл. 1—5, обн. А33), где в обломочной части полевые шпаты и литокласты преобладают над кварцем. Доля Al_2O_3 возрастает в верхних слоях свиты (верхи слоя 7—низы слоя 10, обн. А33), где отмечается значительное сокращение доли обломочной примеси в глинистой основной массе. В этой же части происходит снижение доли $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$ и SO_3 , вызванное, вероятно, не только некоторым снижением количества аутигенного пирита, но и сокращением доли обломочной части, содержащей в том числе рудные обломки. Также со снижением вверх по разрезу обломочной примеси связано, вероятно, общее снижение в свите доли Na_2O при относительно стабильном содержании K_2O . Можно отметить пониженное содержание MgO при повышенном CaO в нижних слоях урдюк-хаинской свиты (сл. 1—5, обн. А33) с наибольшей долей обломочной части (см. рис. 5).

Базальные слои паксинской свиты (сл. 10, без базальной части сл. 11, обн. А33) (см. рис. 3, 5) резко контрастируют по своим литохимическим характеристикам с подстилающими отложениями. В них фиксируются отрицательные экскурсы в содержании SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , MgO (практически полное отсутствие обломочной части на фоне увеличения доли ОВ) и значительное увеличение содержания $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$, CaO и P_2O_5 (активное конкрециообразование). Вышележащие слои свиты (сл. 12—21, обн. А33) характеризуются в целом выдержанными содержаниями основных оксидов с постепенным увеличением доли Na_2O при общем невысоком содержании K_2O . Они несколько отличаются от вышележащих (сл. 22—33, А33), которые обладают относительно повышенными содержаниями Al_2O_3 , TiO_2 , неравномерными, в целом более высокими содержаниями Na_2O , K_2O и пониженными Fe_2O_3 и SO_3 . Также фиксируется слабый положительный экскурс в содержании MnO в слое 25, обн. А33 (см. рис. 5). Явных отличий петрографических характеристик между этими частями разреза выявлено не было. Отмечается некоторое снижение в верхах рассматриваемого интервала обломочной составляющей, доли пирита и ОВ.

Таблица 2.

Содержание породообразующих оксидов

Свита	Слой, обн. А33	Кол-во обр.	Породообразующие оксиды, мас. %										
			SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃ общ.	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃
Паксинская	35–36	2	44.2–50.2	17.6–19.0	1.0	10.5–15.3	0.1	3.1–3.2	1.4–1.7	1.3–1.6	2.4–2.8	0.2	0.5
			47.2	18.3		12.9		3.2	1.5	1.4	2.6		
	22–33	13	49.2–52.5	19.3–20.7	1.1–1.3	8.0–10.0	0.05–0.3	2.6–3.0	0.4–0.9	1.2–2.0	2.7–3.1	0.1–0.2	0.3–0.7
			51.0	20.1	1.2	9.1	0.06	2.7	0.6	1.6	2.9	0.15	0.5
12–21	12		47.4–51.0	17.5–19.6	1.0–1.2	9.7–13.6	0.03–0.06	2.3–2.9	0.5–2.1	1.0–1.5	2.2–2.8	0.2–0.5	0.5–0.8
			48.3	18.5	1.1	11.0	0.05	2.6	0.9	1.4	2.5	0.3	0.6
10–11	2		41.0–41.4	14.6–15.0	0.7	12.7–14.6	0.05	2.2–2.3	2.1–2.3	0.8–0.9	2.2	1.0–1.3	0.6–0.7
			41.2	14.8		13.6		2.2	2.2	0.8		1.1	0.7
Урдюк-хаинская	7–9	6	51.9–54.5	17.0–18.3	1.0–1.2	7.7–9.1	0.03–0.07	2.7–3.1	0.3–0.5	0.8–1.2	2.9–3.3	0.1	0.4–0.6
			53.1	19.1	1.1	8.6	0.05	2.9	0.4	1.0	3.1		0.5
	6–7	8	52.7–55.8	15.4–17.3	0.8–1.0	9.3–11.7	0.05–0.07	2.1–3.3	0.2–0.8	0.8–1.4	2.8–3.0	0.1	0.8–1.2
			54.6	16.6	0.9	10.1	0.06	2.8	0.6	1.1	2.9		1.0
1–5	4		46.9–51.9	15.9–17.7	1.0	10.0–15.0	0.05–0.9	1.8–2.3	0.7–1.5	1.2–1.7	2.7–3.4	0.1–0.4	0.6–1.2
			49.3	16.9		11.6	0.07	2.1	1.1	1.4	3.0	0.2	0.8

Примечание: Над чертой — от...до, под чертой — среднее, сл. 34 (0.5 м) не опробован; сл. 10–11 без базальной части слоя 10; сл. 7–9 — верхи сл. 7 до базальной части сл. 10; сл. 6–7 без верхних метров сл. 7.

Самым верхним проанализированным слоям свиты (сл. 35–36, обн. А33) свойственны небольшие отрицательные экскурсы в содержании SiO₂, Al₂O₃, Na₂O, K₂O и положительные Fe₂O₃общ., MnO, MgO, CaO, что, вероятно, связано с некоторой сменой седиментологических факторов осадконакопления (см. рис. 3, 5).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведен комплексный стратиграфический анализ урдюк-хаинской (верхний оксфорд—нижняя часть волжского яруса) и нижней части паксинской (верхневолжский подъярус—нижняя часть нижнего валанжина) свит эталонного разреза на м. Урдюк-Хая (обн. А32 и А33) п-ова Нордвик (см. рис. 1), расположенного на западном берегу Анабарского залива моря Лаптевых (см. рис. 2, 3). Обсуждены дискуссионные вопросы и разные точки зрения на зональное расчленение разреза по аммонитам (см. рис. 2, 3) и обоснован выбор используемой шкалы.

Прослежены зональные биостратоны верхнего оксфорда—нижней части валанжина по фораминиферам (см. рис. 3). Для части фораминиферовых зон этот разрез является стратотипическим. Прослеженная последовательность фораминиферовых зон в разрезе верхней юры м. Урдюк-Хая имеет разный корреляционный потенциал. Так, зоны JF37, JF38, JF39, JF40, JF45, JF51, JF52, KF1 и KF2 имеют циркумарктическую протяженность, тогда как зона JF41 трассируется циркумбореально и уверенно прослеживается на севере субтетических и экотонных бассейнов.

В разрезе изучены споры и пыльца наземных растений и разнообразный микрофитопланктон, представленный цистами динофлагеллат, акритархами и прازیнофитами. Палинологические спектры по всему разрезу обильны и разнообразны. По цистам динофлагеллат в изученном разрезе установлена последовательность биостратонов, которая хорошо прослеживается на севере Восточной Сибири в разрезах на реках Анабар и Оленек, а в верхней части также в северных районах Западной Сибири (см. рис. 3). Выделенные биостратоны обладают хорошим биостратиграфическим и корреляционным потенциалом и могут использоваться как эталонная последовательность для расчленения и корреляции верхнеюрско-нижнемелового интервала на территории Сибири, а также для межрегионального сопоставления одновозрастных разрезов.

В нижней части верхневолжского подъяруса установлен реперный маркирующий уровень с кальциферами/известковыми диноцистами, позволяющими увязывать приграничные толщи юры и мела Тетиса и арктических регионов (см. рис. 4).

Палиностратоны, установленные по спорам и пыльце наземных растений (см. рис. 3), прослежены в оксфорде, кимеридже и волжском ярусе как в разрезе Нордвик, так и на реках Оленек и Анабар, а в верхней части бореального берриаса и нижнем валанжине также на севере Западной Сибири. Палинологические признаки, положенные в основу выделения палиностратонов (см. рис. 3), в основном имеют региональное значение.

Микропалеонтологические и палинологические исследования позволили обосновать присутствие волжского яруса в полном объеме в изученных разрезах А32 и А33. Ранее по отсутствию характерных аммонитов и двустворок здесь предполагался существенный стратиграфический перерыв, соответствующий нижневолжскому и большей нижней части средневолжского подъярусов [Решения..., 1981; Межежников, 1984; Захаров и др., 2013] (см. рис. 2, 3).

Обсуждены интерпретации магнитостратиграфического расчленения изученного разреза и их сопоставление с таковым в тетических регионах. Положение границы волжского яруса и бореального барриаса соотносится с низами хрона М17г (см. рис. 3, 4). Кривая вариаций изотопного состава органического углерода в верхней юре и в нижней части мела разреза м. Урдюк-Хая отражает фациальные изменения и с учетом биостратиграфических данных может служить инструментом для корреляций в разных регионах Северного полушария (см. рис. 5, 6).

Проведенные детальные стратиграфические исследования разрезов юры и мела дают возможность выявить закономерности вертикального и латерального распределения геохимических параметров, выделить геохимические события и оценить их протяженность. Согласно геохимическим критериям (высокие $C_{орг}$ и HI, преимущественно аквагенный генотип ОВ), верхневолжская и берриаская часть исследованного разреза (второй диастереновый геохимический подгоризонт) (см. рис. 5) на фоне ниже- и вышележащих пород выделяется значительно лучшими нефтематеринскими свойствами. Лишь мягкие термобарические условия преобразования ОВ на северной окраине Сибирской платформы не позволили реализовать высокий нефтегенерационный потенциал этой толщи. Вместе с тем вероятным очагом нефтегазогенерации могут быть синхронные по стратиграфическому положению горизонты со зрелым ОВ, локализованные в пределах арктического шельфа. Это дает надежду на открытие коммерческих залежей мезозойских нефтей в регионе.

Проведенные исследования показывают, что высокие концентрации $C_{орг}$ с легким изотопным составом второго диастеренового геохимического подгоризонта формировались за счет высокой биопродуктивности фитопланктона и накапливались в благоприятных для его сохранности восстановительных условиях. Специфические особенности углеводородного состава (соотношения между *n*-алканами и ациклическими изопренами, высокие концентрации метилтридецилхроманов), вероятнее всего, обусловлены существованием области «подповерхностного максимума хлорофилла» (см. рис. 5). Имеющиеся данные позволяют предварительно оценить протяженность этой области в 500 км до бассейна р. Оленек. Вполне возможно, что это направление холодного палеотечения вдоль позднюрской береговой линии.

Особенности минералого-петрографического состава разреза урдюк-хаинской и нижней части паксинской свит позволили провести сопоставления с характеристиками синхронных толщ, сформировавшихся в обстановках, приближенных к береговым и изученных ранее [Никитенко и др., 2022; Попов и др., 2022]. Анализ содержания основных породообразующих оксидов в породах позволил выявить определенные изменения в химическом составе изученных отложений, отражающие изменения минералого-петрографических характеристик. Следует отметить выразительную смену литогеохимических параметров на границе урдюк-хаинской и паксинской свит, отражающую в том числе изменение режимов седиментации (см. рис. 3, 5).

Авторы искренне признательны научному руководителю ИНГГ СО РАН академику РАН А.Э. Конторовичу и чл.-корр. РАН Б.Н. Шурыгину за конструктивную критику и комментарии.

Исследования выполнены при финансовой поддержке проекта РНФ (№ 22–17–00054) и научно-методическом сопровождении ФНИ (FWZZ-2022–0005, FWZZ-2022–0011, FWZZ-022-0008).

ЛИТЕРАТУРА

Атлас моллюсков и фораминифер морских отложений верхней юры и неокома Западно-Сибирской нефтегазоносной области / Под ред. Н.П. Вячкилевой, И.Г. Климовой, А.С. Турбиной. В 2-х томах. М., Недра, 1990, т. 1, 286 с.; т. 2, 359 с.

Басов В.А. Енисей-Хатангский прогиб и Арктические острова // Биостратиграфия верхнеюрских отложений СССР по фораминиферам / Ред. А. Григялис. Вильнюс, Изд-во «Мокслас», 1982, с. 144–150.

Басов В.А., Захаров В.А., Иванова Е.Ф., Сакс В.Н., Шульгина Н.И., Юдовный Е.Г. Зональное расчленение верхнеюрских и нижнемеловых отложений на мысе Урдюк-Хая (п-ов Пакса, Анабарский залив) // Уч. зап. НИИГА. Палеонтология и стратиграфия, 1970, вып. 29, с. 14–31.

Басов В.А., Никитенко Б.Л., Куприянова Н.В. Стратиграфия и микрофауна (фораминиферы и остракоды) нижней и средней юры Баренцевоморского шельфа // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (5), с. 525–549.

Богомолов Ю.И. Полиптихиты (аммониты) и биостратиграфия бореального валанжина. Новосибирск, Наука, 1989, 199 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.

Вассоевич Н.Б. Исходное вещество для нефти и газа // Происхождение нефти и газа и формирование их месторождений. М., Недра, 1972, с. 39—70.

Вержбовский А., Рогов М.А. Биостратиграфия и аммониты среднего оксфорда—нижней части кимериджа севера Средней Сибири // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (9), с. 1381—1403.

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

Галабала Р.О. Мезозойские и кайнозойские континентальные перерывы восточной части Сибирской платформы и связанные с ними коры выветривания // Континентальные перерывы и коры выветривания Сибири. Новосибирск, СНИИГГиМС, 1971, с. 98—102.

Галимов Э.М. Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. М., Недра, 1973, 384 с.

Граница юры и мела и берриасский ярус в бореальном поясе / Под ред. В.Н. Сакса. Новосибирск, Наука, 1972, 371 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.

Захаров В.А., Юдовный Е.Г. Условия осадконакопления и существования фауны в раннемеловом море Хатангской впадины // Палеобиогеография севера Евразии в мезозое. М., Наука, 1974, с. 127—174.

Захаров В.А., Рогов М.А. Волжский ярус должен остаться в юрской системе // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (6), с. 541—546.

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

Захаров В.А., Ким Б.И., Рогов М.А. О возможном распространении верхнеюрских и нижнемеловых отложений на шельфе моря Лаптевых и перспективах их нефтегазоносности // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2013, т. 21, № 5, с. 36—55, doi: 10.7868/S0869592X13050062.

Каплан М.Е. Литология морских мезозойских отложений севера Восточной Сибири. Л., Недра, 1976, 229 с.

Каширцев В.А., Никитенко Б.Л., Пещевицкая Е.Б., Фурсенко Е.А. Биогеохимия и микрофоссилии верхней юры и нижнего мела Анабарского залива моря Лаптевых // Геология и геофизика, 2018, т. 59 (4), с. 481—501, doi: 10.15372/GiG20180405.

Конторович А.Э., Богородская Л.И., Голышев С.И. Закономерности фракционирования изотопов углерода в седикахитах // Геология и геофизика, 1985а (9), с. 34—42.

Конторович А.Э., Богородская Л.И., Голышев С.И. Распределение стабильных изотопов углерода в седикахитах различной генетической природы // Геология и геофизика, 1985б (7), с. 3—11.

Конторович А.Э., Верховская Н.А., Тимошина И.Д., Фомичев А.С. Изотопный состав углерода рассеянного органического вещества и битумоидов и некоторые спорные вопросы теории образования нефти // Геология и геофизика, 1986 (5), с. 3—13.

Левчук М.А. Литология и перспективны нефтегазоносности юрских отложений Енисей-Хатангского прогиба. Новосибирск, Наука, 1985, 166 с.

Маркевич В.С. Меловые флоры Восточной Азии. Владивосток, Дальнаука, 1995, 200 с.

Меледина С.В., Алифинов А.С., Шурыгин Б.Н. О положении зоны Praechetaites exoticus в волжском ярусе // Стратиграфия Геологическая корреляция, 2010, т. 18, № 5, с. 88—91.

Месежников М.С. Стратиграфия юрских отложений восточного склона Приполярного и Полярного Урала // Геология и нефтегазоносность запада Западно-Сибирской низменности. Л., Гостоптехиздат, 1959, с. 85—109.

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

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

Никитенко Б.Л., Кольбэр К.П.А.-М. Палеобиогеографическое районирование морей Северного полушария в конце оксфорда и кимеридже по фораминиферам // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири, 2022, № 11, с. 36—42, doi: 10.20403/2078-0575-2022-11с-36-42.

Никитенко Б.Л., Князев В.Г., Лебедева Н.К., Пещевицкая Е.Б., Кутыгин Р.В. Проблемы стратиграфии оксфорда и кимериджа на севере Средней Сибири (разрез полуострова Нордвик) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (9), с. 1222—1241, doi: 10.1016/j.rgg.2011.08.003.

Никитенко Б.Л., Шурыгин Б.Н., Князев В.Г., Меледина С.В., Дзюба О.С., Лебедева Н.К., Пещевицкая Е.Б., Глинских Л.А., Горячева А.А., Хафаева С.Н. Стратиграфия юры и мела Анабарского

района (Арктическая Сибирь, побережье моря Лаптевых) и бореальный зональный стандарт // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (8), с. 1047—1082, doi: 10.1016/j.rgg.2013.07.005.

Никитенко Б.Л., Князев В.Г., Пешевицкая Е.Б., Глинских Л.А., Кутыгин Р.В., Алифиров А.С. Высокорастворяющая стратиграфия верхней юры побережья моря Лаптевых // Геология и геофизика, 2015а, т. 56 (4), с. 845—872, doi: 10.1016/j.rgg.2015.03.014.

Никитенко Б.Л., Князев В.Г., Пешевицкая Е.Б., Глинских Л.А. Верхняя юра побережья моря Лаптевых: межрегиональные корреляции и палеообстановки // Геология и геофизика, 2015б, т. 56 (8), с. 1496—1519, doi: 10.1016/j.rgg.2015.07.008.

Никитенко Б.Л., Девятков В.П., Родченко А.П., Левчук Л.К., Пешевицкая Е.Б., Фурсенко Е.А. Гольчихинская свита (верхи бата—низы бореального берриаса) Енисей-Хатангского прогиба (запад Северо-Сибирской низменности) // Геология и геофизика, 2020, т. 61 (4), с. 508—526, doi: 10.15372/GiG2019082.

Никитенко Б.Л., Девятков В.П., Пешевицкая Е.Б., Попов А.Ю., Фурсенко Е.А., Хафаева С.Н. Стратиграфия, литология и геохимия прибрежных и мелководно-морских разрезов верхов средней юры—низов мела р. Анабар (Арктическая Сибирь) // Геология и геофизика, 2022, т. 63 (5), с. 673—708, doi: 10.15372/GiG2020189.

Пешевицкая Е.Б. Диноцисты и палиностратиграфия нижнего мела Сибири. Новосибирск, Академ. изд-во «Гео», 2010, 230 с.

Пешевицкая Е.Б. Палиностратиграфия и палеообстановки в разрезе Городищи (Среднее Поволжье, кимеридж—готерив) // Геология и геофизика, 2021, т. 62 (7), с. 939—966, doi: 10.15372/GiG2019174.

Попов А.Ю., Вакуленко Л.Г., Никитенко Б.Л. Петрографические и литогеохимические особенности верхов средней юры—низов нижнего мела нижнего течения реки Анабар (Восточная Сибирь, Арктика) // Геология и геофизика, 2022, т. 63 (9), с. 1233—1252, doi: 10.15372/GiG2021142.

Решения 3-го межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири / Ред. В.Н. Сакс. Новосибирск, СНИИГГиМС, 1981, 91 с.

Рогов М.А., Захаров В.А. Зона *Praechetaites exoticus* волжского яруса, ее объем, стратиграфическое положение и межрегиональная корреляция (ответ на статью С.В. Мелединой и др. «О положении зоны *Praechetaites exoticus* в волжском ярусе») // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2011, т. 19, № 1, с. 102—107.

Ронкина З.З. Вещественный состав и условия формирования юрских и меловых отложений севера Центральной Сибири. Л., Недра, 1965, 164 с.

Савельева Ю.Н., Шурекова О.В., Федорова А.А., Платонов Е.С., Аркадьев В.В., Гужиков А.Ю., Грищенко В.А., Маникин А.Г. Био-, магнито- и циклостратиграфия разреза верхнего берриаса у с. Алексеевка (Белогорский район, Республика Крым). Статья 2. Фораминиферы. Остракоды. Кальпионеллиды. Диноцисты // Изв. Саратов. ун-та. Сер. Науки о Земле, 2020, т. 20, вып. 2, с. 127—145, doi:10.18500/1819-7663-2020-20-2-127-145.

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

Стратиграфия юрской системы Севера СССР / Ред. В.Н. Сакс. М., Наука, 1976, 436 с.

Тиссо Б., Вельте Д. Образование и распространение нефти. М., Мир, 1981, 501 с.

Федорова В.А., Грязева А.С. Палиностратиграфия пограничных отложений юры — мела в разрезах р. Оки // Пограничные ярусы юрской и меловой системы. М., ИГиГ СО АН СССР, 1984, с. 150—161.

Хоша В., Прунер П., Захаров В.А., Костак М., Шадима М., Рогов М.А., Шлехта С., Мазух М. Бореально-тетическая корреляция пограничного юрско-мелового интервала по магнито- и биостратиграфическим данным // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2007, т. 15, № 3, с. 63—76.

Шульгина Н.И. Бореальные бассейны на рубеже юры мела. Л., Недра, 1985, 163 с.

Abbink O.A., Colloman J.H., Riding J.B., Williams P.D.B., Wolfard A. Biostratigraphy of Jurassic-Cretaceous boundary strata in the Terschelling Basin, The Netherlands // Proc. Yorkshire Geol. Soc., 2001, v. 53 (4), p. 275—302, doi: 10.1144/pygs.53.4.275.

Anderson G.C. Subsurface chlorophyll maximum in the Northeast Pacific Ocean // Limnol. Oceanogr., 1969, v. 14 (3), p. 386—391, doi: 10.4319/lo.1969.14.3.0386.

Batten D.J. Upper Jurassic and Cretaceous miospores // Palynology: Principles and Applications / Eds. J. Jansonius, D.C. McGregor. Salt Lake City, AASP, 1996, v. 2, p. 807—831.

Berthou P.Y., Leereveld H. Stratigraphic implications of palynological studies on Berriasian to Albian deposits from Western and Southern Portugal // Rev. Palaeobot. Palynol., 1990, v. 66 (3), p. 313—344.

Boorová D., Lobitzer H., Skupien P., Vašíček Z. Biostratigraphy and facies of Upper Jurassic–Lower Cretaceous pelagic carbonate sediments (Oberalm-, Schrambach-, and Roßfeld-Formation) in the Northern Calcareous Alps, South of Salzburg // Abh. Geol. Bundesanst., 1999, v. 56, p. 273—318.

- Brassell S.C., Eglinton G., Mo F.J.** Biological marker compounds as indicators of the depositional history of the Maoming oil shale // *Org. Geochem.*, 1986, v. 10, p. 927—941, doi: 10.1144/GSL.SP.1988.040.01.10.
- Brideaux W.W., Fisher M.J.** Upper Jurassic-Lower Cretaceous dinoflagellate assemblages from Arctic Canada // *Geol. Surv. Can.*, 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.
- Chadima M., Pruner P., Šlechta S., Grygar T., Hirt A.M.** Magnetic fabric variations in Mesozoic black shales, Northern Siberia, Russia: Possible paleomagnetic implications // *Tectonophysics*, 2006, v. 418 (1—2), p. 145—162, doi: 10.1016/j.tecto.2005.12.018.
- Colpaert C.P.A.-M., Nikitenko B.L.** *Pseudolamarckina pseudorjasanensis* Dain, 1967 (Foraminifera) as a Kimmeridgian marker species and its significance for biostratigraphy, palaeoecology and palaeobiogeography // *Polar Res.*, 2019, v. 38, p. 1—16, doi: 10.33265/polar.v38.3461.
- Davies E.H.** The dinoflagellate Opper-zonation of the Jurassic-Lower Cretaceous sequences in the Sverdrup Basin, Arctic Canada // *Geol. Surv. Can.*, 1983, Bull. 359, p. 1—59.
- Dodekova L.** Dinoflagellate cysts from the Bathonian–Tithonian (Jurassic) of North Bulgaria. III. Tithonian dinoflagellate cysts // *Geol. Balcan.*, 1994, v. 24 (5), p. 11—46.
- Dörhöfer G.** Palynologie und Stratigraphie der Bückeberg-Formation (Berriasium-Valanginium) in der Hilsmulde (NW-Deutschland) // *Geol. Jahrb.*, 1977, v. 42, p. 3—122.
- Duxbury S.** A palynostratigraphy of the Berriasian to Barremian of the Speeton Clay of Speeton, England // *Palaeontogr. Ser. B*, 1977, v. 160 (1—3), p. 17—67.
- Duxbury S.** Berriasian to lower Hauterivian palynostratigraphy, U.K. onshore and Outer Moray Firth // *Micropaleontology*, 2018, v. 64 (3), p. 171—252, doi: 10.47894/mpal.64.3.01.
- Dypvik H., Zakharov V.** Late Jurassic/Early Cretaceous phosphates of Nordvik, North Siberian Basin // *Polar Res.*, 2010, v. 29, p. 235—249, doi: 10.1111/j.1751-8369.2010.00171.x.
- Dzyuba O., Izokh O., Shurygin B.** Carbon isotope excursions in Boreal Jurassic–Cretaceous boundary sections and their correlation potential // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 2013, v. 381—382, p. 33—46, doi: 10.1016/j.palaeo.2013.04.013.
- Fauconnier D.** Jurassic palynology from a borehole in the Champagne area, France—correlation of the lower Callovian–middle Oxfordian using sequence stratigraphy // *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 1995, v. 87 (1), p. 15—26.
- Gale A.S., Mutterlose J., Batenburg S., Gradstein F.M., Agterberg F.P., Ogg J.G., Petrizzo M.R.** The Cretaceous Period // *Geologic Time Scale 2020*, v. 2 / Eds. F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg. Elsevier, 2020, p. 1023—1086, doi: 10.1016/B978-0-12-824360-2.00027-9.
- Galloway J.M., Vickers M.L., Price G.D., Poulton T., Grasby S.E., Hadlari T., Beauchamp B., Sulphur K.** Finding the VOICE: organic carbon isotope chemostratigraphy of Late Jurassic–Early Cretaceous Arctic Canada // *Geol. Mag.*, 2020, v. 157, Spec. Issue 10, p. 1643—1657, doi: 10.1017/S0016756819001316.
- Garvine R.W.** A simple model of coastal upwelling dynamics // *J. Phys. Oceanogr.*, 1971, v. 1, p. 169, doi: 10.1175/1520-0485(1971)001<0169:ASMOCU>2.0.CO;2.
- Gelpi E., Schneider H., Mann J., Oró J.** Hydrocarbons of geochemical significance in microscopic algae // *Phytochemistry*, 1970, v. 9, p. 603—612, doi: 10.1016/S0031-9422(00)85700-3.
- Habib D., Drugg W.S.** Dinoflagellate age of Middle Jurassic–Early Cretaceous sediments in the Blake-Bahama Basin // *Initial Reports of the Deep Sea Drilling*, 1983, Project 76, p. 623—638.
- Hammer Ø., Collignon M., Nakrem H.A.** Organic carbon isotope chemostratigraphy and cyclostratigraphy in the Volgian of Svalbard // *Norw. J. Geol.*, 2012, v. 92, p. 103—112.
- Helby R., Morgan R., Partridge A.D.** A palynological zonation of the Australian Mesozoic // *Studies in Australian Mesozoic Palynology. Proc. Assoc. Aust. Palynol.* / Ed. P.A. Jell, 1987, p. 1—95.
- Herngreen G.F.W., Kerstholt S.J., Munsterman D.K.** Callovian-Ryazanian ('Upper Jurassic') palynostratigraphy of the Central North Sea Graben and Vlieland Basin, the Netherlands // *Meded. Ned. Inst. Toegepaste Geowetenschappen*, 2000, v. 63, p. 1—97.
- Hunt C.O.** Palynostratigraphy of the classic Portland and Purbeck sequences of Dorset, southern England, and the correlation of Jurassic-Cretaceous boundary beds in the Tethyan and Boreal realms // *The Palynology and Micropaleontology of Boundaries* / Eds. A.B. Beaudoin, M.J. Head. London, Geol. Soc., 2004, Spec. Publ. 230, p. 175—187.
- 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 Paleoenvironmental Changes in Asia and the Western Pacific: Short Papers for the Fourth International Symposium of IGCP Project 608, Novosibirsk, August 15—20, 2016* / Eds. O.S. Dzyuba, E.B. Pestchevitskaya, B.N. Shurygin. Novosibirsk, IPGG SB RAS, 2016, p. 89—92.

Ilyina V.I., Nikitenko B.L., Glinskikh L.A. Foraminifera and dinoflagellate cyst zonation and stratigraphy of the Callovian to Volgian reference section in the Tyumenskaya superdeep well (West Siberia, Russia) // *Recent Developments in Applied Biostratigraphy* / Eds. A.J. Powell, J.B. Riding. The Micropalaeontol. Soc., Spec. Issue, 2005, p. 109—144, doi: 10.1144/TMS001.8.

Iosifova E.K. Dinocysts from Tchernaya Retchka (Ryazanian-Aptian, Lower Cretaceous) of the Moscow Basin, Russia // *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 1996, v. 91, p. 187—240.

Ivanova D. Cadosinidae Wanner, 1940 and Stomiosphaeridae Wanner, 1940 (Insertae sedis) from the Upper Jurassic of the Central Forebalkan, Bulgaria // *Geol. Balcan.*, 1994, v. 24 (6), p. 85—102.

Jelby M.E., Śliwińska K.K., Koevoets M.J., Alsen P., Vickers M.L., Olausen S., Stemmerik L. Arctic reappraisal of global carbon-cycle dynamics across the Jurassic–Cretaceous boundary and Valanginian Weisert event // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2020, v. 555, 109847, doi: 10.1016/j.palaeo.2020.109847.

Kietzmann D.A., Scasso R.A. Jurassic to Cretaceous (upper Kimmeridgian–?lower Berriasian) calcispheres from high palaeolatitudes on the Antarctic Peninsula: Local stratigraphic significance and correlations across Southern Gondwana margin and the Tethyan realm // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 2020, v. 537, 109419, doi: 10.1016/j.palaeo.2019.109419.

Kietzmann D.A., Iovino F., Encinas A. New microbiostratigraphic data (calpionellids and calcispheres) from the Tithonian of central Chile, type section (Río Tinguiririca) of the Baños del Flaco Formation // *J. South Am. Earth Sci.*, 2022, v. 118, 103963, doi: 10.1016/j.jsames.2022.103963.

Koevoets M.J., Abay T.B., Hammer Ø., Olausen S. High-resolution organic carbon–isotope stratigraphy of the Middle Jurassic–Lower Cretaceous Agardhfjellet Formation of central Spitsbergen, Svalbard // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 2016, v. 449, p. 266—274, doi: 10.1016/j.palaeo.2016.02.029.

Koevoets M.J., Hammer O., Olausen S., Senger K., Smelror M. Integrating subsurface and outcrop data of the Middle Jurassic to Lower Cretaceous Agardhfjellet Formation in central Spitsbergen // *J. Geol.*, 2018, v. 99, p. 219—252, doi: 10.17850/njg98-4-01.

Lakova I., Stoykova K., Ivanova D. Calpionellid, nannofossil and calcareous dinocyst bioevents and integrated biochronology of the Tithonian to Valanginian in the Western Balkanides, Bulgaria // *Geol. Carpathica*, 1999, v. 50 (2), p. 151—168.

Lebedeva N.K., Nikitenko B.L., Colpaert C. Dinoflagellate cysts and foraminifera of the Upper Jurassic Lopsiya River sections, Nether-Polar Urals, NW Western Siberia (Russia) // *Rev. Micropaléontol.*, 2019, v. 64, 100361, doi: 10.1016/j.revmic.2019.07.001.

Li M., Larter S.R., Taylor P., Jones D.M., Bowler B., Bjoray M. Biomarkers or not biomarkers? A new hypothesis for the origin of pristane involving derivation from methyltrimethyltridecylchromans (MTTCs) formed during diagenesis from chlorophyll and alkylphenols // *Org. Geochem.*, 1995, v. 23, p. 159—167, doi: 10.1016/0146-6380(94)00112-E.

Masters B.A., Scott R.W. Microstructure, affinities and systematics of Cretaceous calcispheres // *Micro-paleontology*, 1978, v. 24 (2), p. 210—221.

Mizera J., Randa Z., Košťák M. Neutron activation analysis in geochemical characterization of Jurassic–Cretaceous sedimentary rocks from the Nordvik Peninsula // *J. Radioanal. Nucl. Chem.*, 2010, v. 284, p. 211—219, doi: 10.1007/s10967-010-0472-1.

Monteil E. Dinoflagellate cyst biozonation of the Tithonian and Berriasian of south-east France, correlation with the sequence stratigraphy // *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 1993, p. 249—273.

Nikitenko B.L., Pestchevitskaya E.B., Lebedeva N.K., Ilyina V.I. Micropalaeontological analyses across the Jurassic–Cretaceous boundary on Nordvik Peninsula, Northeast Peninsula // *Newsl. Stratigr.*, 2008, v. 42 (3), p. 181—222, doi: 10.1127/0078-0421/2008/0042-0181.

Nikitenko B.L., Pestchevitskaya E.B., Khafaeva S.N. High-resolution stratigraphy and palaeoenvironments of the Volgian–Valanginian in the Olenek section (Anabar–Lena region, Arctic East Siberia, Russia) // *Rev. Micropaléontol.*, 2018, v. 61, p. 271—312, doi: 10.1016/j.revmic.2018.07.001.

Nunn E.V., Price G.D., Hart M.B., Page K.N., Leng M.J. Isotopic signals from Callovian–Kimmeridgian (Middle–Upper Jurassic) belemnites and bulk organic carbon, Staffin Bay, Isle of Skye, Scotland // *J. Geol. Soc. London*, 2009, v. 166, p. 633—641, doi: 10.1144/0016-76492008-067.

Partington M.A., Copestake P., Mitchener B.C., Underhill J.R. Biostratigraphic calibration of genetic stratigraphic sequences in the Jurassic–Lowermost Cretaceous (Hettangian to Ryazanian) of the North Sea and adjacent area // *Petroleum Geology of Northwest Europe: Proc. 4th Conf.* / Ed. J.R. Parker. London, Geol. Soc., 1993, v. 1, p. 371—386.

Pestchevitskaya E., Lebedeva N., Rybokon A. Uppermost Jurassic and lowermost Cretaceous dinocyst successions of Siberia, Subarctic Urals and Russian Platform and their interregional correlation // *Geol. Carpathica*, 2011, v. 62 (3), p. 189—202, doi: 10.2478/v10096-011-0016-9.

- Peters K.E., Walters C.C., Moldowan J.M.** The biomarker guide. 2nd ed. Cambridge Univ. Press, 2005, v. 1, 2, 1155 p., doi: 10.1017/S0016756806212056.
- Poulsen N.E.** Dinoflagellate cyst biostratigraphy of the Oxfordian and Kimmeridgian of Poland // *Acta Geol. Pol.*, 1993, v. 43 (3), p. 251—272.
- Poulsen N.E.** Dinoflagellate cysts from marine Jurassic deposits of Denmark and Poland // *AASP Contrib. Ser.*, 1996, v. 31, p. 1—227.
- Poulsen N.E., Riding J.B.** The Jurassic dinoflagellate cyst zonation of Subboreal Northwest Europe // *The Jurassic of Denmark and Greenland* / Eds. J.R. Ineson, F. Surlyk. *Geol. Surv. Den. Greenl. Bull.*, 2003, v. 1, p. 115—144, doi: 10.34194/geusb.v1.4650.
- Pourtoy D.** Le genre *Aprobolocysta* Duxbury, 1977, emend.: révision et comparaison avec le genre *Batioladinium* Brideaux, 1975, emend. // *Bull. des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 1988, v. 12 (1), p. 383—403.
- Powell A.J.** A stratigraphic index of dinoflagellate cysts. London, Chapman and Hall, 1992, 290 p.
- Riding J.B., Fedorova V.A., Ilyina V.I.** Jurassic and lowermost Cretaceous dinoflagellate cyst biostratigraphy of the Russian Platform and northern Siberia, Russia // *AASP Contrib. Ser.*, 1999, v. 36, 184 p.
- Rogov M.A.** Infrazonal Ammonite Biostratigraphy, Paleobiogeography and Evolution of Volgian Craspeditid Ammonites // *Paleontological J.*, 2020, v. 54 (10), p. 1189—1219.
- Rogov M., Wierzbowski A.** The succession of ammonites of the genus *Amoeboceras* in the Upper Oxfordian–Kimmeridgian of the Nordvik section in northern Siberia // *Vol. Jurassica*, 2009, v. 7, p. 147—156.
- Rogov M.A., Alifirov A.S., Igolnikov A.E.** Revised ammonite succession of the Upper Volgian of Nordvik section: zonal boundaries and uncertainties // *The International Scientific Conference on the Jurassic/Cretaceous boundary*. September 7-13, 2015, Samara (Russia) / Eds. E.Yu Baraboshkin, D.E. Bykov. *Togliatti, Kassandra*, 2015, p. 70—76.
- Ruebsam W., Mattioli E., Schwark L.** Molecular fossils and calcareous nannofossils reveal recurrent phytoplanktonic events in the early Toarcian // *Global Planet. Change*, 2022, v. 212, p. 16—32, doi: 10.1016/j.gloplacha.2022.103812.
- Schnabl P., Pruner P., Wimbledon W.A.P.** A review of magnetostratigraphic results from the Tithonian–Berriasian of Nordvik (Siberia) and possible biostratigraphic constraints // *Geol. Carpathica*, 2015, v. 66 (6), p. 489—498.
- Shulgina N.I., Burdykina M.D., Basov V.A., Årbus N.** Distribution of ammonites, foraminifera and dinoflagellate cysts in the Lower Cretaceous reference sections of Khatanga Basin, and Boreal Valanginian biogeography // *Cretaceous Res.*, 1994, v. 15 (1), p. 1—16.
- Sinninghe Damsté J.S., Kock-van Dalen A.C., De Leeuw J.W., Schenck P.A., Guoying S., Brassell S.C.** The identification of mono-, di- and trimethyl 2-methyl-2-(4,8,12-trimethyltridecyl) chromans and their occurrence in the geosphere // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1987, v. 51, p. 2393—2400, doi: 10.1016/0016-7037(87)90292-4.
- Smelror M., Dypvik H.** Marine microplankton biostratigraphy of the Volgian-Ryazanian boundary strata, western Barents Shelf // *Nor. Geol. Unders.*, 2005, *Bull.* 443, p. 61—69.
- Smelror M., Mork A., Monteil E., Rutledge D., Leereveld H.** The Klippfisk Formation: A new lithostratigraphic unit of Lower Cretaceous platform carbonates on the western Barents Shelf // *Polar Res.*, New Ser., 1998, v. 17 (2), p. 181—202.
- Thomas J.E., Cox B.M.** The Oxfordian-Kimmeridgian stage boundary (Upper Jurassic): Dinoflagellate cyst assemblages from the Harome Borehole, North Yorkshire, England // *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 1988, v. 56 (3—4), p. 313—326.
- Van Helden B.G.T.** Dinoflagellate cysts at the Jurassic-Cretaceous boundary, offshore Newfoundland, Canada // *Palynology*, 1986, v. 10, p. 181—199.
- Versteegh G.J., Servais T., Streng M., Munnecke A., Vachard D.** A discussion and proposal concerning the use of the term calcispheres // *Palaeontology*, 2009, v. 52, p. 343—348, doi: 10.1111/j.1475-4983.2009.00854.x.
- Vickers M.L., Jelby M.E., Śliwińska K.K., Percival L.M.E., Wang F., Sanei H., Price G.D., Ullmann C.V., Grasby S.E., Reinhardt L., Mather T.A., Frieling J., Korte C., Jerrett R.M., Jones M.T., Midtkandal I., Galloway J.M.** Volcanism and carbon cycle perturbations in the High Arctic during the Late Jurassic–Early Cretaceous // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 2023, v. 613, 111412.
- Volkman J.K., Zhang Z., Xie X., Qin J., Borjigin T.** Biomarker evidence for *Botryococcus* and a methane cycle in Eocene Huadian oil shale, NE China // *Org. Geochem.*, 2015, v. 78, p. 121—134, doi: 10.1016/j.orggeochem.2014.11.002.
- Weger R.J., Eberli G.P., Blanco L.R., Tenaglia M., Swart P.K.** Finding a VOICE in the Southern Hemisphere: A new record of global organic carbon? // *GSA Bull.*, 2022, 20221205, doi: 10.1130/B36405.1.

Weston K., Fernand L., Mills D.K., Delahunty R., Brown J. Primary production in the deep chlorophyll maximum of the central North // *J. Plankton Res.*, 2005, v. 9, p. 909—922, doi: 10.1093/plankt/fbi064.

**Zakharov V.A., Rogov M.A., Dzyuba O.S., Žák K., Košťák M., Pruner P., Skupien P., Chadi-
ma 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, doi: 10.3402/polar.v33.19714.