

**СТРАТИГРАФИЯ ЮРЫ И МЕЛА АРХИПЕЛАГА НОВОСИБИРСКИЕ ОСТРОВА
(море Лаптевых и Восточно-Сибирское море).
ФАЦИАЛЬНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ**

**Б.Л. Никитенко^{1,2}, В.П. Девятков³, Н.К. Лебедева^{1,2}, В.А. Басов⁴,
А.А. Горячева^{1,2}, Е.Б. Пещевицкая¹, Л.А. Глинских¹**

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

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

³ Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья,
630091, Новосибирск, Красный просп., 67, Россия

⁴ Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана
имени академика И.С. Грамберга, 190121, Санкт-Петербург, Английский просп., 1, Россия

Разрезы мезозоя архипелага Новосибирские острова являются ключевыми в понимании геологического строения слабоизученного шельфа восточной части моря Лаптевых и запада Восточно-Сибирского моря. Они являются также эталонными для интерпретации сейсмических профилей данной акватории. Однако остается еще много нерешенных вопросов, касающихся конструкции, латеральной протяженности и возрастных датировок мезозойских отложений, вызванных сложностью геологического строения и дислоцированностью разрезов.

Проведенные исследования позволили впервые разработать фациальное районирование юры и мела в области сочленения моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря (Новосибирские острова и смежные районы на континентальной части Сибири). Усовершенствовано, а для ряда стратиграфических интервалов впервые разработано литостратиграфическое расчленение юры и мела. Фациальные особенности строения юрских и меловых толщ позволяют объединить их в три серии.

Юра, мел, фациальное районирование, стратиграфия, фораминиферы, остракоды, цисты динофлагеллят, споры и пыльца, Арктика, Новосибирские острова.

**JURASSIC AND CRETACEOUS STRATIGRAPHY OF THE NEW SIBERIAN ARCHIPELAGO
(Laptev and East Siberian Seas): FACIES ZONING AND LITHOSTRATIGRAPHY**

**B.L. Nikitenko, V.P. Devyatov, N.K. Lebedeva, V.A. Basov,
A.A. Goryacheva, E.B. Pestchevitskaya, and L.A. Glinskikh**

Mesozoic sections in the New Siberian Archipelago are important for understanding of the geology of underexplored shelf areas in the east of the Laptev Sea and in the west of the East Siberian Sea. They are reference sections for interpretation of seismic data in these regions. However, there are still many unresolved problems concerning the lithology, lateral extent, and age of Mesozoic deposits, as the sections have a complex structure and are heavily deformed. The performed research makes a basis for the first facies zoning of Jurassic and Cretaceous deposits in the New Siberian Islands and adjacent landmasses of continental Siberia at the junction of the Laptev and East Siberian Seas. The lithostratigraphic division of the Jurassic and Cretaceous is refined, being proposed for the first time for some stratigraphic intervals, and allows updating their lithostratigraphic division (or undertaking it for the first time for some stratigraphic intervals). Facies features of Jurassic and Cretaceous deposits allow the definition of three depositional series.

Jurassic, Cretaceous, facies division, stratigraphy, foraminifera, ostracods, dinoflagellate cysts, spores and pollen, Arctic, New Siberian Islands

ВВЕДЕНИЕ

Разрезы мезозоя, обнажающиеся на территории архипелага Новосибирских островов, несмотря на их труднодоступность, являются ключевыми в понимании стратиграфии, геохимии и геологического строения шельфа восточной части моря Лаптевых и запада Восточно-Сибирского моря. Эти разрезы являются также эталонными для увязки полученных результатов комплексных исследований с данными сейсмических методов изучения акватории арктических бассейнов. Данная статья является первой из серии публикаций авторов, подготовленных по стратиграфии, палеонтологии, палеогеографии и гео-

химии Новосибирских островов. Детальный биостратиграфический анализ как оригинальных коллекций, так и опубликованных данных по макрофауне, фораминиферам, остракодам, морскому микрофитопланктону, наземным палиноморфам и макрофлорам дает возможность всесторонне обосновать предлагаемую стратиграфическую схему юры и мела в следующей работе.

Первые систематизированные сведения о мезозое Новосибирских островов были доставлены Русской полярной экспедицией под руководством Э.В. Толля, впоследствии обработанные специалистами Академии наук [Толль, 1899; Sokolov, 1908; Павлов, 1914; и др.]. Активные исследования по стратиграфии и геологии мезозоя этой территории проводились в середине 50-х и особенно в 70-х годах прошлого века, во время геологической съемки, результаты которой были опубликованы в статьях и объяснительных записках к геологическим картам [Лобанов, 1957; Воронков, 1958; Вольнов и др., 1970; Иванов и др., 1974; Виноградов, Явшиц, 1975; Преображенская и др., 1975; Корчинская, 1977; Дагис и др., 1979; Непомилуев и др., 1979; Короткевич, Преображенская, 1982; Косыко и др., 1985; Самусин, Белоусов, 1985; Труфанов и др., 1986; Стратиграфия..., 1987; Дорофеев и др., 1999; и др.]. Анализ последовательности напластований дал возможность предложить литостратиграфическое расчленение для верхней части меловых разрезов.

В последние десятилетия основное внимание уделялось стратиграфии триаса [Егоров и др., 1987; Решения..., 2009; Брагин и др., 2012], причем к верхам триаса относили и основание юры в современном понимании. Комплексное изучение строения разреза и биостратиграфии терригенного турбидитового комплекса на юге о. Столбовой позволило определить его стратиграфическое положение как верхний подъярус волжского яруса–низы валанжина и обосновать литостратиграфическое единство этой толщи [Кузьмичев и др., 2009а]. Исследования континентального мела (балыктахская свита) центральной части о. Котельный дали возможность усовершенствовать его литостратиграфическое строение, впервые описать тугуттахскую толщу и определить ее стратиграфическое положение методом К–Аг датирования в средней части альба. Ископаемые флоры, определенные из средней части нижнебалыктахской подсвиты, характерны преимущественно для альба [Кузьмичев и др., 2009б].

Несмотря на многолетнюю, хотя и sporadическую, историю изучения этого ключевого для геологии Арктики региона, остается много нерешенных вопросов, касающихся конструкции, латеральной протяженности и возрастных датировок мезозойских отложений, вызванных сложностью геологического строения и дислоцированностью разрезов. В последние годы в ИНГГ СО РАН проводятся широко-масштабные комплексные палеонтолого-стратиграфические, седиментологические и геохимические исследования естественных выходов мезозоя, расположенных на побережье моря Лаптевых и арктических островах, и переинтерпретация на современной стратиграфической основе всех опубликованных ранее данных с целью разработки и совершенствования зональных шкал по разным группам фоссиллий, построения и детализации высокоразрешающих стратиграфических схем нового поколения и фациального районирования [Никитенко, 2009; Никитенко и др., 2011, 2013, 2015а,б].

ФАЦИАЛЬНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

В эволюции юрского и мелового бассейна, расположенного на границе современных моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря (Новосибирские острова и смежные районы континентальной части Сибири) (рис. 1), выделены несколько глобальных тектоноседиментационных этапов, обусловленных изменениями тектонического режима, сменой направлений глобальных трансгрессий, крупными климатическими перестройками и перемещением депоцентов морского осадконакопления с востока на запад севера Сибири [Палеогеография..., 1983; Девятков, 1991; Девятков и др., 2003]. Это крупные стратиграфические интервалы, которые детально изучены в разрезах материковой части Арктики: геттанг–нижняя половина бата, вторая половина бата–основание бореального берриаса, бореальный берриас–нижняя часть готерива, верхи готерива–альб.

Предлагаемое фациальное районирование юрских и меловых отложений рассматриваемой территории (рис. 2) основано на генезисе упомянутых тектоноседиментационных этапов, стратиграфической полноте разрезов и их мощности. Дополнительно использованы вещественный состав пород и совокупность фаций [Девятков, Казаков, 1991; Девятков и др., 1994, 2003; Шурыгин и др., 2000; Никитенко, 2009]. По перечисленным критериям выделяются фациальные области, подразделяемые на фациальные районы. В последних могут устанавливаться отдельные типы разрезов. Вес каждого признака определяется эмпирически и зависит от градиента отклонений используемых усредненных параметров.

На территории юрско-раннемеловых седиментационных бассейнов рассматриваемой территории обособляются Хатангско-Ленская и Яно-Колымская фациальные области седиментогенеза, характеризующие разные геодинамические обстановки осадконакопления. На материке они разделены широкой полосой отсутствия осадков (см. рис. 2) вследствие формирования позднекиммерийской Верхоянской складчатой системы как результат коллизии восточной окраины Северо-Азиатского кратона и Колымо-Омолонского микроконтинента [Nokleberg et al., 2000; Тектоника..., 2001]. Различия в строении разре-

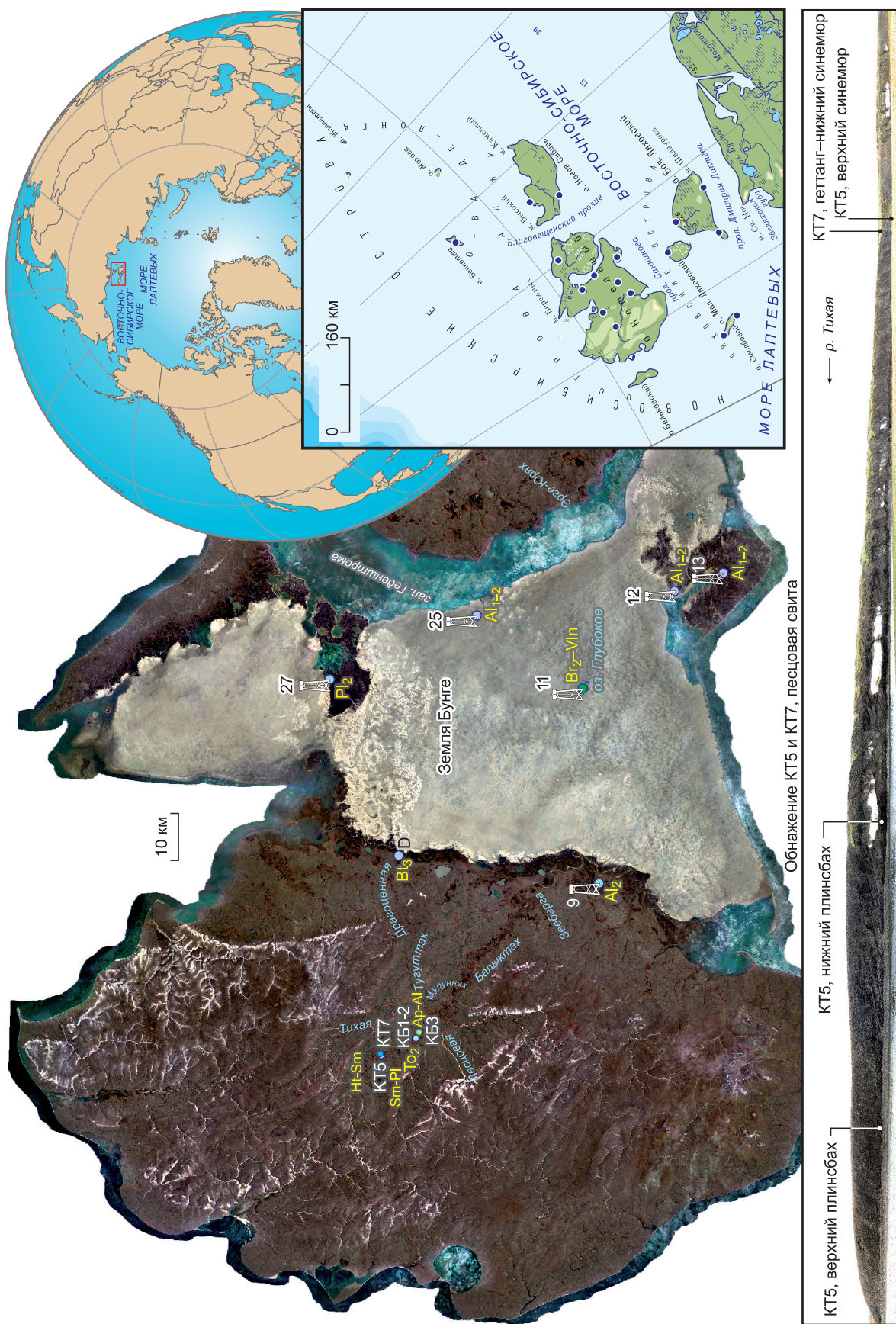


Рис. 1. Положение основных разрезов юры и мела на архипелаге Новосибирские острова и панорамный вид слоев геттанга–верхнего плинсбаха (низовья р. Тихая, обн. KT5 и KT7, песцовая свита).

Использована карта из Google Earth.

зов заключаются в степени и времени проявления фаз тектогенеза, а также в составе, генезисе и мощности накопившихся пород. На протяжении юры и в первой половине мела (бореальный берриас–начало готерива) на рассматриваемой территории господствовал морской режим осадконакопления, позднее сменившийся субконтинентальным и континентальным.

Геттанг–начало позднего бата. Для морских разрезов геттанга–низов верхнего бата *Хатангско-Ленской фациальной области* характерно широкое распространение однотипных и относительно слабо-

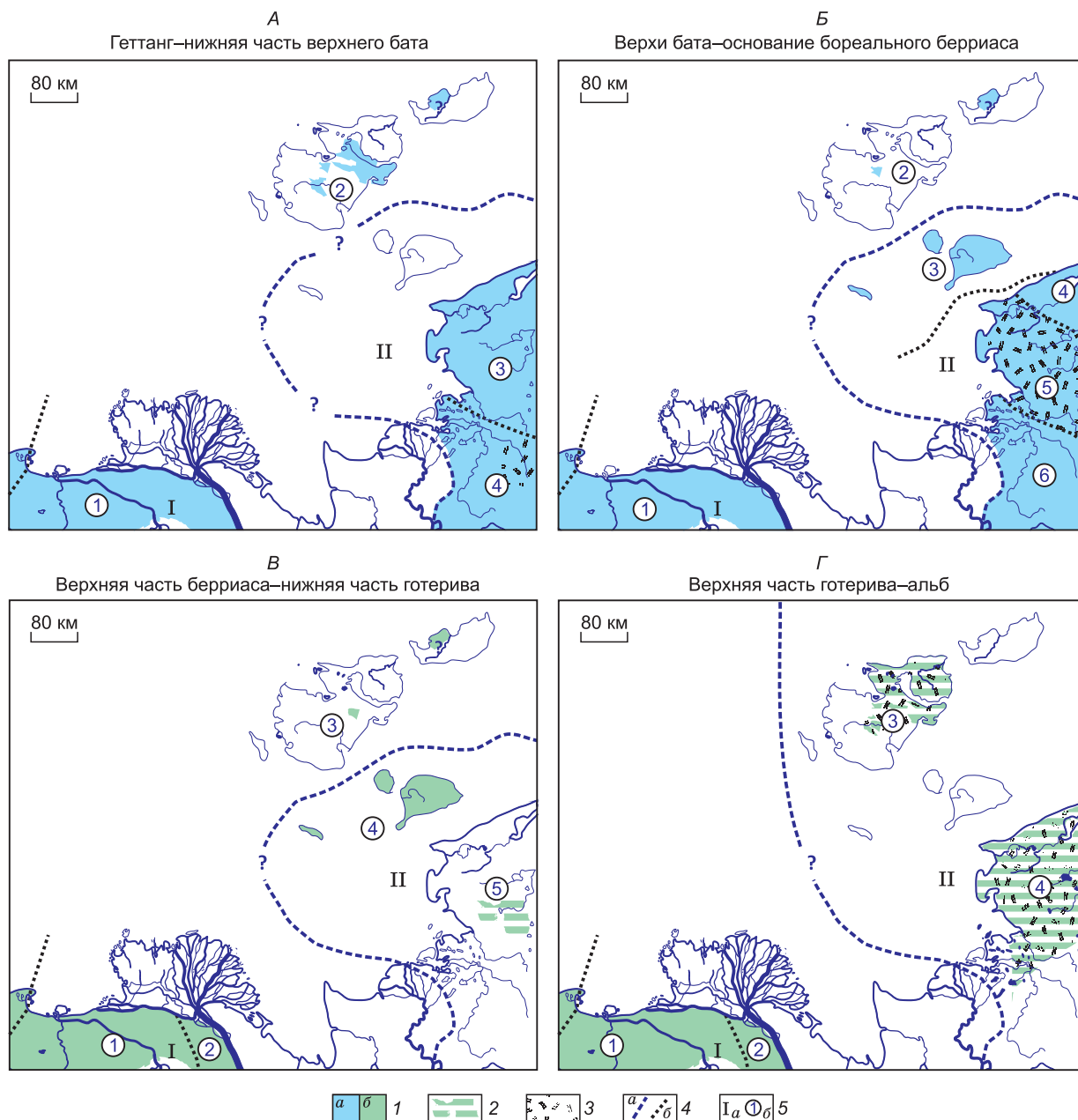


Рис. 2. Фациальное районирование юры и нижнего мела востока моря Лаптевых и западной части Восточно-Сибирского моря и прилегающей части континентальной суши.

Фациальные области: I – Хатангско-Ленская; II – Яно-Колымская.

А – Геттанг–нижняя часть верхнего бата. Фациальные районы: 1 – Лено-Анабарский, 2 – Новосибирский, 3 – Приморский, 4 – Полоусненский. Б – Верхи бата–основание бореального берриаса. Фациальные районы: 1 – Лено-Анабарский, 2 – Котельнический, 3 – Ляховский, 4 – Эрчинский, 5 – Приморский, 6 – Полоусненский. В – Верхняя часть берриаса–нижняя часть готерива. Фациальные районы: 1 – Оленекский, 2 – Нижнеленский, 3 – Котельнический, 4 – Ляховский, 5 – Приморский. Г – Верхняя часть готерива–альб. Фациальные районы: 1 – Оленекский, 2 – Нижнеленский, 3 – Котельнический, 4 – Приморский.

I – зона развития юрских (а) и меловых (б) отложений; 2 – фрагментарное распространение толщ; 3 – терригенно-вулканогенные отложения; 4 – границы фациальных областей (а) и фациальных районов (б); 5 – номера фациальных областей (а) и фациальных районов (б).

изменчивых по латерали осадков (см. рис. 2). В стратиграфическом разрезе на огромной площади отмечается квазисинхронная закономерная изменчивость пород, отражающая трансгрессивно-регрессивные события. На востоке области выделяется *Лено-Анабарский фациальный район*, который отличается преимущественно глинистым составом пород по всему разрезу нижней и средней юры. Опесчанивание разреза характерно только для верхней его части. Мощность пород достигает 600—650 м.

Новосибирский фациальный район характеризуется сложным современным тектоническим строением и, соответственно, фрагментарным развитием пород. В нижней части (геттанг—основание верхнего плинсбаха) ритмично построенный разрез имеет преимущественно глинистый состав, что, наряду с набором фоссилий и характерным следам жизнедеятельности, сближает его с Лено-Анабарским фациальным районом. Более высокие части — плинсбах и верхи тоара сложены преимущественно песчано-алевритовыми осадками, как и в разрезах Нордвикского фациального района [Шурыгин и др., 2000; Никитенко, 2009; Никитенко и др., 2013]. Разрезы средней юры представлены преимущественно глинистыми отложениями и более близки к таковым Лено-Анабарского фациального района. Видимая мощность отложений более 400 м.

На рассматриваемой части *Яно-Колымской фациальной области* (см. рис. 2) развиты все классы терригенных пород несоизмеримо большей мощности, достигающей 5 км и более. В *Приморском фациальном районе* в разрезах геттанга—аалена преобладают аргиллиты с прослоями алевролитов и песчаников мощностью до 2500 м, в средней юре более характерны песчано-алевритовые разности мощностью 1100—2500 м. В *Полоусненском фациальном районе* отложения изучены крайне слабо, фрагментарно и представлены переслаиванием черных аргиллитов с пачками алевролитов и песчаников видимой мощностью более 500 м. На юго-востоке района отмечены пепловые туфы, в терригенных породах встречается примесь туфового материала (верхний тоар—аален) [Решения..., 2009].

Морское осадконакопление в конце бата—начале готерива охарактеризовано последовательной дифференциацией фациальных обстановок, проявлениями вулканизма в Яно-Колымской фациальной области, что и обусловило разнообразие выделяемых литостратиграфических подразделений на территории.

Конец бата—начало бореального берриаса. В *Хатангско-Ленской области* (см. рис. 2) разрез представлен сероцветными алевритами и аргиллитоподобными глинами с прослоями песков и песчаников и характеризуется значительной дифференциацией мощности слоев (140–200 м). На востоке *Лено-Анабарского фациального района* келловейские и оксфордские отложения порой развиты фрагментарно и сложены преимущественно песчано-алевритовой толщей.

Яно-Колымская область (см. рис. 2), наряду с типично морскими терригенными отложениями, характеризуется развитием продуктов вулканических извержений и их производных. Мощность пород достигает 5 км и более.

Морские разрезы верхней юры и нижнего мела Ляховских островов (*Ляховский фациальный район*) представлены терригенным турбидитовым комплексом. Видимая мощность оксфорд-валанжинской части разреза около 1500 м. Эти толщи коррелируются с разрезом *Эрчинского района* [Решения..., 2009], где развита мощная терригенная толща чередования песчаников, алевролитов, часто углистых аргиллитов, с редкими прослоями туфов общей мощностью до 3400—5200 м.

На других островах Новосибирского архипелага батско-верхнеюрские толщи достоверно пока неизвестны. Лишь на о. Котельный (*Котельнический район*) в низовьях р. Драгоценная обнажены небольшие маломощные выходы песчано-алевритовых глауконитовых пород верхов бата мощностью 1–2 м.

В разрезах, вскрытых скважинами на о. Новая Сибирь (см. рис. 1, 2), установлены чередующиеся слаболитифицированные песчаные и глинисто-алевритистые пласты, которые отнесены к нерасчлененным юрским отложениям на основании скудных палинологических данных, мощностью около 50 м [Труфанов и др., 1986]. Однако эти данные не позволяют исключить и раннемеловой возраст этих слоев.

На территории *Приморского фациального района* (п-ов Святой Нос) (см. рис. 1, 2) верхи бата и келловей представлены андезитами, туфами с прослоями и линзами песчаников, аргиллитов и алевролитов мощностью 500–1000 м. В оксфордской части разреза развиты в разных сочетаниях морские аргиллиты, алевролиты и песчаники мощностью до 1500 м. Остальная верхнеюрская часть разреза представлена вулканогенными и реже терригенными образованиями: туфами, лавами, с прослоями аргиллитов, песчаников и алевролитов мощностью до 1500 м [Решения..., 2009]. Толщи основания мела этого района имеют ограниченное распространение. Стратиграфия этой части разреза нуждается в дальнейшем биостратиграфическом обосновании.

В *Полоусненском фациальном районе* (см. рис. 2) развиты разрезы, часто неполные, представленные толщами песчаников, алевролитов и аргиллитов с включениями пластов конглобрекций и конгломератов, общей мощностью до 5 км [Решения..., 2009].

Специфика эволюции осадконакопления и развития раннемеловых бассейнов на севере Сибири позволяет обособить два этапа: конец берриаса—ранний готерив (развитие преимущественно морского

седиментогенеза) и поздний готерив–альб (развитие преимущественно континентального и переходного типа седиментогенеза). Причем рубеж смены морского режима континентальным омолаживается от Яно–Колымской фациальной области на запад.

Вторая половина бореального берриаса–начало готерива. В пределах областей морского седиментогенеза устанавливаются пять фациальных районов (см. рис. 2). Разрезы *Оленёцкого* и *Нижнеленского фациальных районов* характеризуются развитием преимущественно песчано-алевритовых пород. В разрезе Оленёцкого района мощность верхней части морского берриаса–нижнего готерива составляет 80–160 до 250 м, Нижнеленского до – 350 м.

На о. Котельный (*Котельнический фациальный район*) (см. рис. 2) низы мела (верхи бореального берриаса – валанжин), вскрытые в разрезах скважин, пробуренных на Земле Бунге, сложены алевролитами и глинами, внизу с пластом песчаника глауконитового с галькой и валунами основных эффузивов. Видимая мощность разреза составляет около 100 м. По седиментологическим и фаунистическим особенностям разрез имеет относительное сходство с таковым Анабарского района.

На территории *Ляховского фациального района* (Ляховские острова) во время рассматриваемого подэтапа продолжал формироваться описанный выше терригенный турбидитовый комплекс оксфорда–валанжина, отражая длительное постоянство условий седиментогенеза. Меловая часть разреза имеет мощность около 600–700 м.

В *Приморском районе* нижнемеловые осадки имеют ограниченное распространение и часто слабо обоснованы биостратиграфическими методами. Известные толщи бореального берриаса сложены переслаивающимися песчаниками и алевролитами с тонкими прослоями аргиллитов мощностью около 90 м [Решения..., 2009].

Вторая половина готерива–альб. Разрезы готерива–альба отличаются существенной дифференциацией мощности и вещественного состава. В *Оленёцком* и *Нижнеленском фациальных районах* мощности континентальных угленосных отложений варьируют от 280 до 500 м в прогнутах по сейсмическим данным. На территории Новосибирских островов (*Котельнический фациальный район*) (см. рис. 2) характерно распространение континентальных терригенных, угленосных и вулканогенных осадков апта и альба мощностью более 800 м.

Вулканогенные толщи альба (туфы, туфолавы, риолиты, игнимбриты) мощностью до 450 м известны на территории *Приморского района* [Решения..., 2009].

Поздний мел. Сеноман–туронские континентальные и субконтинентальные терригенные, местами вулканогенные толщи отмечаются в разрезах Новосибирских островов (восток о. Котельный и о. Новая Сибирь) и имеют мощность около 150–280 м. Судя по палинологическим данным, подобные толщи распространены и в южном направлении, на акватории моря Лаптевых (картировочные скважины пролива Санникова), где имеют видимую мощность около 70 м. В *Приморском районе* фрагментарно развиты вулканогенные породы сеномана–турона (400–500 м) и пестроцветные каолиновые глины маастрихта (видимой мощности 10 м) [Решения..., 2009].

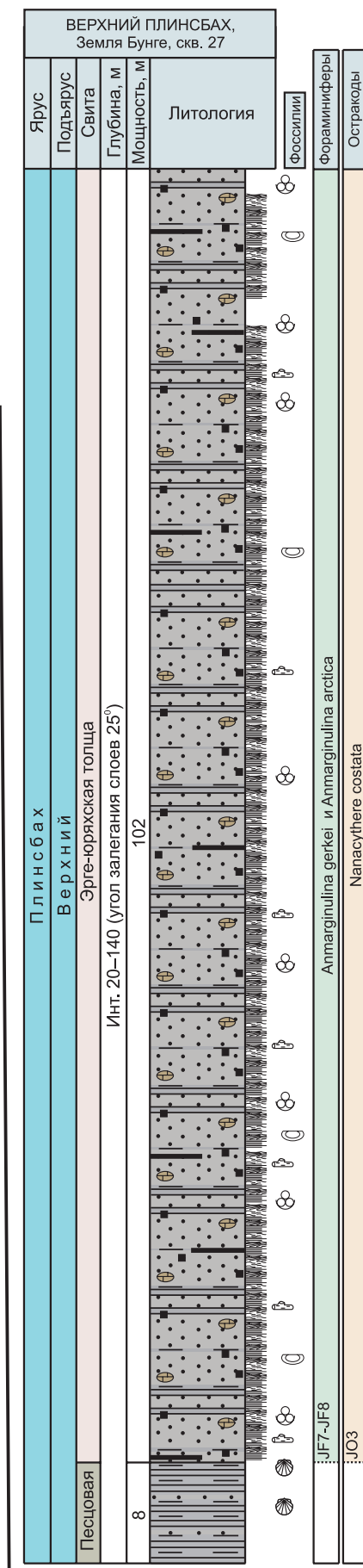
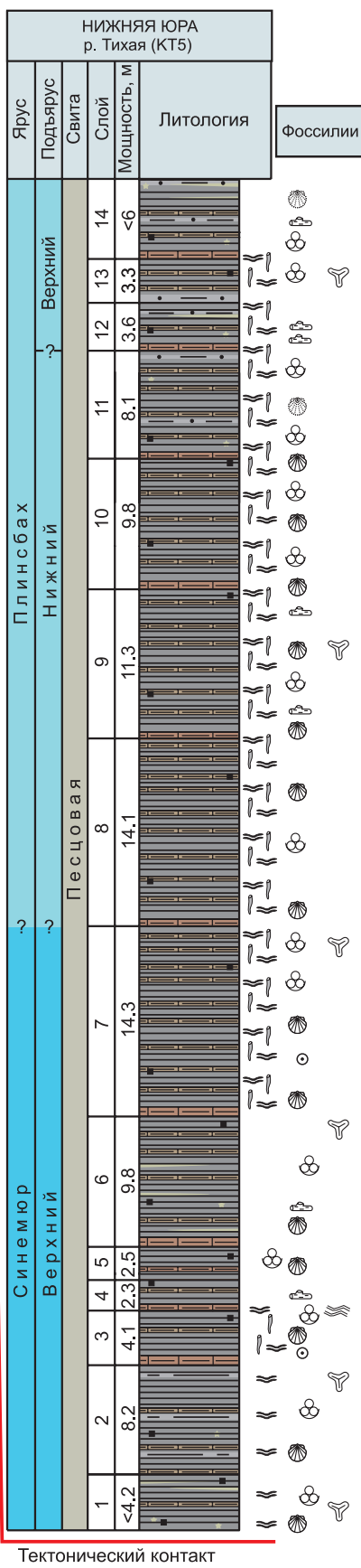
ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ ЮРЫ И МЕЛА НОВОСИБИРСКИХ ОСТРОВОВ

Часть разреза, залегающая в естественных выходах над луговой свитой (верхи триаса) и обособленная в песцовую толщу [Решения..., 2009], раньше одними исследователями относилась к нерасчлененному рэту–лейасу [Косько и др., 1985], а другими условно к рэту [Егоров и др., 1987]. Судя по опубликованным данным [Косько и др., 1985], ранее здесь были найдены комплексы фораминифер, определенные как рэт–лейасовые или лейасовые; по палинологическим данным эта и вышележащая части разреза считались верхнетриасовыми, определения редких двустворок свидетельствовали о низах юры, геттанге–синемюре [Корчинская..., 1977]. Стратиграфическое положение верхней границы песцовой толщи было неопределенное [Решения..., 2009].

Стратотипические разрезы этого литостратона обнажены на протяжении 1.2 км по правому берегу р. Тихая до ее слияния с р. Балыктах (см. рис. 1). Нижняя часть разреза представлена отдельными выходами, в значительной степени замытыми и закрытыми наледями, основная часть разреза представляет собой хорошо обнаженную стенку берегового обрыва р. Тихая высотой 20–25 м, угол падения пород

Рис. 3. Стратиграфический разрез и зональное расчленение песцовой свиты и эрге-юряхской толщи (характеристика разреза, по [Труфанов и др., 1986]), геттанг–плинсбах о. Котельный.

1 – глины; 2 – глины алевроитистые, алевроиты глинистые; 3 – алевроиты; 4 – песчаный алевроит; 5 – пески, песчаники; 6 – а) глауконит, б) пирит, в) валуны, г) галька, д) обломки ископаемой древесины; 7 – известковистые (а) и фосфатные (б) конкреции и стяжения; 8 – а) аммониты, б) субгоризонтальные следы жизнедеятельности, в) субвертикальные следы жизнедеятельности, г) двустворки; 9 – а) фораминиферы, б) остракоды, в) криноидеи; 10 – а) диноцисты, б) споры и пыльца; 11 – а) остатки макрофлоры, б) фрагменты обугленной растительности; 12 – углистые прослои и линзы; 13 – знаки волновой ряби; 14 – горизонтальная слоистость; 15 – косая слоистость; 16 – линзовидная слоистость; 17 – волнистая слоистость.



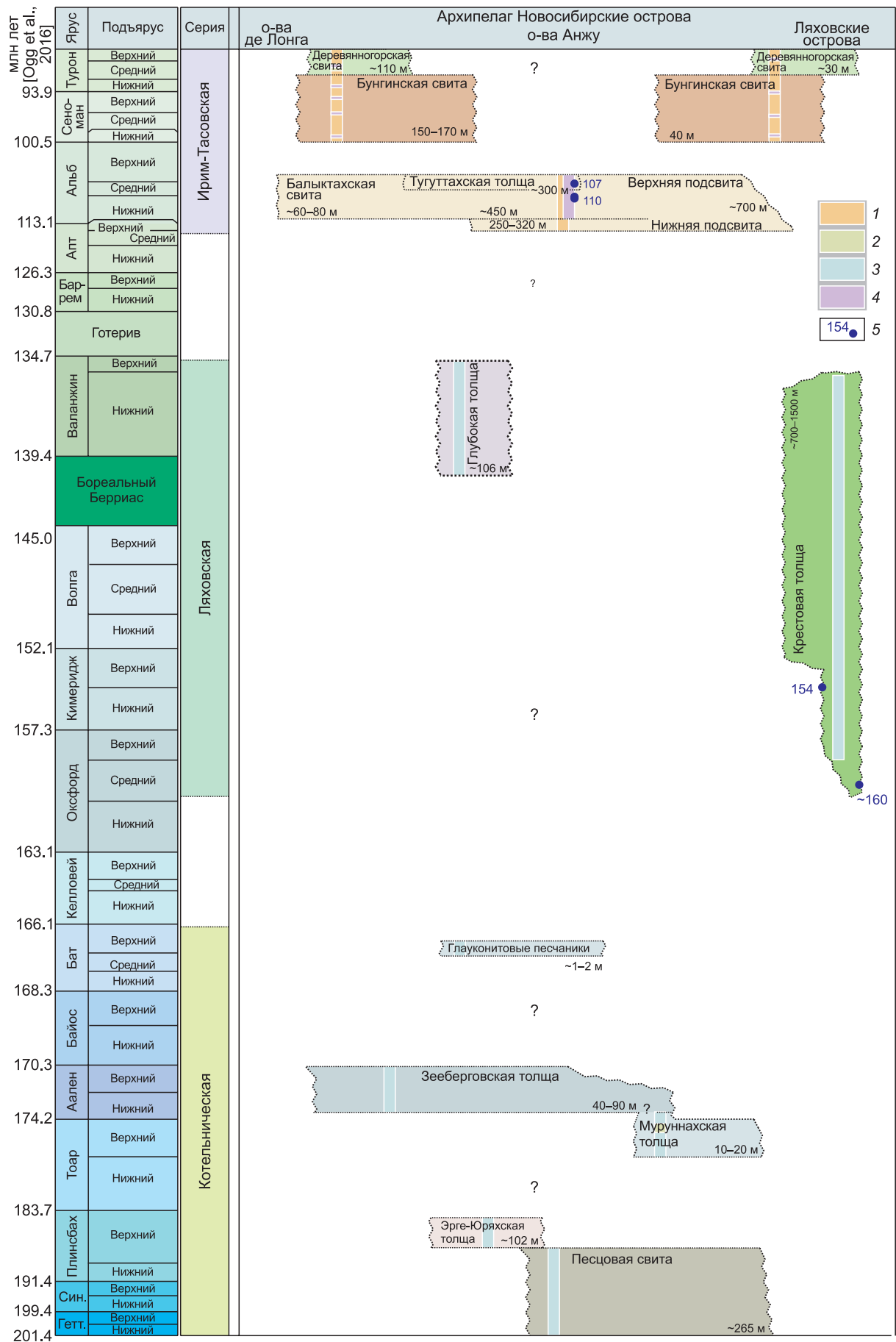


Рис. 4. Стратиграфическая схема юры и мела архипелага Новосибирские о-ва.

1 – континентальные осадки; 2 – прибрежные, лагунные и субконтинентальные осадки; 3 – морские осадки; 4 – вулканогенные осадки; 5 – датированные уровни, млн лет [Кузьмичев и др., 2006, 2009а,б; Петров и др., 2015].

меняется от 76 до 8°, магнитный азимут 338–224°, в нижней части разреза отмечается несколько мало-амплитудных сбросов.

Проведенные исследования и анализ опубликованных данных позволили уточнить стратиграфическое положение и объем этой толщи и поднять ее ранг до уровня свиты. В самых низах **песковой свиты** встречены комплексы фораминифер (зона *Trochammina sublapidosa* JF1), которые относятся к геттангу–низам синемюра (рис. 3, 4) [Никитенко, 2009; Никитенко и др., 2013]. Выше по разрезу найдены двустворчатые моллюски, характерные для синемюра и низов плинсбаха и комплексы фораминифер верхней части синемюра–низов верхнего плинсбаха (зоны *Trochammina inusitata*, *Turritellevella volubilis* JF2 и *Trochammina lapidosa* JF4). Палинологические спектры невыразительны и характерны в целом для нижней юры.

Изученная часть песковой свиты представляет собой разрез флишеидного типа (см. рис. 3): частое тонкое чередование уплотненных темно-серых, тонкоотмученных, «мыльных» во влажном состоянии глин с оскольчатой и эллипсоидальной отдельностью, с линзами и прослойками более светлых буроватых алевролитистых и песчаных разностей, в разной степени известковистых или сидеритизированных. Вверх по разрезу количество алевролитовых прослоев и их мощность увеличивается. По пиритизированным органическим остаткам часто развиты линзы и пятна ярозитизации. Относительно многочисленны следы жизнедеятельности как горизонтальные, так и секущие слоистость. На разных уровнях свиты встречаются знаки волновой ряби. Мощность песковой свиты в этих разрезах достигает 150 м.

Более высокие уровни песковой свиты вскрыты в отдельных естественных выходах и картировочным бурением и представлены черными и буроватыми глинами аргиллитоподобными с прослойками черных и серых алевролитов, часто известковистых и серых алевролитистых песчаников с фораминиферами нижней части верхнего плинсбаха и остатками двустворок плохой сохранности [Косько и др., 1985]. Общая мощность песковой свиты достигает 265 м.

Анализ данных по конструкции литологических толщ, вскрытых картировочным бурением на о. Котельный и Земле Бунге [Косько и др., 1985; Труфанов и др., 1986], позволил определить верхнюю границу песковой свиты (см. рис. 3) и установить последовательность вышележащих литостратиграфических тел. К сожалению, проводимое бурение было неглубоким и зачастую вскрывалась только небольшая часть осадочной толщи. По имеющимся данным, определить истинный стратиграфический объем литостратонов и точное положение их границ проблематично, неясно взаимоотношение с вышележащими слоями, поэтому впервые описанные литологические тела рассмотрены в ранге толщ.

В разрезе скв. 27 (см. рис. 1, 3) (о. Котельный, Земля Бунге) на аргиллитах и алевролитах темно-серых, буроватых с прослоями песчаников видимой мощностью 8 м (песковая свита, верхняя часть) залегают песчаники светло-серые, зеленовато-серые, буроватые, с горизонтальной, линзовидно-волнистой и косой слоистостью, с прослоями алевролитов и аргиллитов, следами подводного оползания, стяжениями пирита, линзочками и прослойками угля и обломками углефицированной древесины. Угол залегания слоев около 25° [Труфанов и др., 1986]. В толще обнаружены фораминиферы, типичные для средней части верхнего плинсбаха (нерасчлененные зоны *Anmarginulina gerkei* и *Anmarginulina arctica* JF7–JF8), а также остракоды, характерные для остракодовой зоны *Nanacythere costata* JO3 [Никитенко, 2009; Никитенко и др., 2013]. Эта преимущественно песчаная пачка обособлена в **эрге-юряхскую толщу** (выделена впервые, стратотип по разрезу скв. 27, инт. 20–132 м, Земля Бунге, о. Котельный, название по р. Эрге-Юрях) (см. рис. 3) видимой мощностью 102 м.

В толще на левом берегу р. Балыктах, ранее относимой к низам балыктахской свиты (апт—альб), в изученных разрезах КБ 1 и КБ 2 (см. рис. 1, 4, 5), встречены фораминиферы и палиноморфы верхнего тоара–основания аалена. Ранее [Непомилуев и др., 1979] упоминалось, что самая нижняя пачка балыктахской свиты, сложенная глинами алевролитовыми буровато-серыми, мощностью около 60 м содержит переотложенные раннеюрские фораминиферы и смешанные комплексы палиноморф триаса, юры и мела.

Изученный разрез (см. рис. 5) представлен алевролитами и алевролитистыми песками светло-серыми, местами коричневатыми, со слабой косой и волнистой слоистостью, с линзочками уплотненного известковистого песчаника, глинами коричневатыми оскольчатыми и известковистыми песчаниками алевролитовыми светло-серыми, коричневатыми, крупноплитчатыми, с крупными следами ряби. Слои в разрезе залегают субгоризонтально, незначительно ундулируя по латерали.

Тщательный анализ микропалеонтологических образцов показал, что там содержатся микрофоссилии только верхнего тоара–основания аалена [Nikitenko, Mickey, 2004; Никитенко и др., 2013]: фора-



миниферы (комплекс зоны *Trochammina taimyrensis* JF13), микрофитопланктон (динозона *Phallocysta eumekes*, *Susadinium scrofoides* JD3) и наземные палиноморфы (палинозона JSPA7) (см. рис. 5), без следов засорения более древними или молодыми элементами. Более того, таксономический состав ассоциаций фораминифер, количественные соотношения между таксонами и доминантами полностью соответствует литолого-фациальной интерпретации осадков толщи (мелководно-морские и прибрежно-морские обстановки). Таким образом, мы приходим к заключению о непереотложенном и, практически, непеременном характере ассоциаций микрофоссилий. Кроме того, в упомянутой публикации [Непомилуев и др., 1979] и последующих статьях лишь утверждается о совместном нахождении триасовых, юрских и меловых палиноморф в основании разреза балыктахской свиты, но никаких фактических данных по смешанному составу комплексов фораминифер и палиноморф не приводится. Первые палеоботанические свидетельства о меловом возрасте балыктахской свиты приведены из более высоких частей разреза [Непомилуев и др., 1979]. Таким образом, всю эту пачку прибрежного и мелководно-морского генезиса в основании ранее описанной там балыктахской свиты необходимо рассматривать как тоарскую и вывести ее из состава континентальной апт-альбской балыктахской свиты. В данной работе это сделано только для изученной части разреза. Выделенные слои получили наименование – **муруннахская толща** (выделена впервые, стратотип по обнажениям КБ 1 и КБ 2, р. Балыктах, о. Котельный, название по р. Муруннах) (см. рис. 1, 4, 5). Видимая мощность около 10–20 м.

Более широкое распространение имеют ааленские толщи, вскрытые скважинами как собственно на о. Котельный, так и на Земле Бунге (см. рис. 1, 5). Породы обычно залегают под углом около 45° и иногда почти вертикально [Косько и др., 1985; Труфанов и др., 1986]. Нижняя часть аалена охарактеризована аммонитами *Pseudolioceras* sp. (aff. *maclintocki*), двустворками *Retroceramus elegans* и богатыми комплексами фораминифер зон *Astacolus praefoliaceus*, *Lenticulina multa* JF12, низов *Astacolus zwetkovi* JF16. Нижняя часть толщи сложена переслаиванием слаболитифицированных серых, темно-серых, буроватых алевролитов с косослоистыми алевроитовыми песчаниками. Вверх по разрезу породы становятся более тонкими, появляются глинистые алевролиты и аргиллитоподобные глины. Эта часть разреза охарактеризована комплексами фораминифер верхов нижнего и верхнего аалена: *Astacolus zwetkovi* JF16 и *Lenticulina nordvikensis* JF17, также характерны двустворки *Retroceramus jurensis* (см. рис. 5).

Ааленские алевроглинистые слои обособлены как **зееберговская толща** (см. рис. 4) (выделена впервые, стратотип по разрезу скв. 25, инт. 30.0–90.5 м, Земля Бунге, залив Геденштрёма; дополнительный разрез, скв. 9, р. Балыктах, инт. 13.9–51.25, о. Котельный, название по р. Зееберга) видимой мощностью около 40–90 м.

Самые верхние слои средней юры известны на северо-востоке о. Котельный (см. рис. 1, 5), в нижнем течении р. Драгоценная [Косько и др., 1985], где они представлены небольшими выходами глауконитовых песчаников и развалами крупных сидеритовых конкреций с аммонитами верхов среднего и низов верхнего бата *Cadoceras barnstoni* [Меледина, 1999], с двустворками *Retroceramus* cf. *vagt* (см. рис. 5).

Следует отметить находки К.А. Воллосовичем двустворок (*Buchia concentrica*, *Praebuchia kirghisensis*) верхов оксфорда–низов кимериджа из «слоя ожелезненного коричневатого сланца» (аргиллита) с отпечатками растительности, в естественных выходах левобережья р. Балыктах о. Котельный [Sokolov, 1908]. Близкие комплексы двустворок определялись в нижней части описанной далее крестовой толщи о. Столбовой [Иванов и др., 1974].

Стратиграфически более высокие на о. Котельном части разреза, верхов бореального берриаса–валанжина (**глубокая толща**, выделена впервые) известны на Земле Бунге и вскрыты скв. 11 близ оз. Глубокое в инт. 22–128 м (см. рис. 1, 6). Залегание слоев горизонтальное. Разрез сложен глинистыми серыми алевролитами и темно-серыми аргиллитоподобными глинами, в разной степени алевроитистыми, плитчатыми, с редкими и тонкими прослоями алевроитистых песков, с мощным пластом песчаника среднезернистого, зеленовато-серого глауконитового с галькой и валунами основных эффузивов в нижней части [Труфанов и др., 1986]. В глинистых алевроитах прикровельной части встречаются валуны органо-генных известняков палеозоя [Басов и др., 2013]. Общая видимая мощность толщи достигает 106 м.

В глубокой толще (см. рис. 4, 6) встречены двустворки плохой сохранности (в одном из образцов встречен аммонит *Phylloceras* (?) sp. ind.), по которым был сделан вывод о возможно среднеюрском стратиграфическом положении толщи [Труфанов и др., 1986]. Сведения по комплексам фораминифер верхов берриаса и валанжина с *Valanginella tatarica*, *Lenticulina novella* и другими, полученными с этого разреза учтены не были [Стратиграфия..., 1987]. Вероятно, это объясняется тем, что в ближайших к этому разрезу скважинах были вскрыты низы средней юры (преимущественно аален).

Позднее комплекс фораминифер был переизучен [Басов и др., 2013], и была опубликована его полная микропалеонтологическая характеристика. Анализ распределения микрофауны позволяет предположить, что нижняя часть разреза (инт. 50–128 м) может соответствовать верхам бореального берриаса–нижней части валанжина. В верхней половине разреза (инт. 22–50 м) в этом комплексе происходит



Рис. 6. Стратиграфический разрез и зональное расчленение глубокой толщи (Котельнический фациальный район), верхи бореального берриаса–валанжин (характеристика разреза, по [Труфанов и др., 1986; Басов и др., 2013]) и крестовой толщи (Ляховский фациальный район), верхняя часть оксфорда–валанжин (характеристика разреза и палеонтологические данные, по [Иванов и др., 1974; Виноградов, Явшиц, 1975; Самусин, 1982; Самусин, Белоусов, 1985; Кузьмичев и др., 2006, 2009a]).

1 – пакки преимущественно песчаного состава; 2 – пакки преимущественно алевроитового состава; 3 – пакки преимущественно глинистого состава; 4 – абсолютные датировки [Кузьмичев и др., 2006; Петров и др., 2015].

обновление и появляются формы, характерные для самых верхов нижнего и верхнего валанжина. Таким образом, стратиграфический интервал глубокой толщи соответствует верхам бореального берриаса–валанжину (см. рис. 4).

На Ляховских островах (о. Столбовой, Малый и Большой Ляховские острова), в пределах Ляховского фациального района (см. рис. 2), широко развит мощный терригенный однородный форландовый турбидитовый комплекс [Кузьмичев и др., 2009a] (см. рис. 1, 6), представленный чередованием пластов светло-серых песчаников, пакетов темно-серых до черных аргиллитов с прослоями песчаников или алевролитов, пакетов ритмичного переслаивания аргиллитов, алевролитов и песчаников. Мощность ритмов может варьировать от нескольких метров до десятков сантиметров. По латерали отмечаются значительные вариации в составе пластов, изменения в соотношении их компонентов. В песчаниках и алевролитах иногда содержатся обломки аргиллитов, растительный детрит, обугленная древесина. На разных уровнях характерно широкое развитие оползневых текстур, встречаются конкреционные пласты известковистых темно-серых аргиллитов. Угол падения пород в разных обнажениях меняется от первых градусов до 32°, в широких пределах меняется и простирание пластов, залегание пород часто нарушено многочисленными сбросами с небольшой амплитудой [Иванов и др., 1974; Виноградов, Явшиц, 1975; Самусин, Белоусов, 1985; Кузьмичев и др., 2009a].

Верхняя часть этого разреза, определяемая как верхи бореального берриаса–нижний валанжин (в современном понимании), ранее была обособлена в самостоятельное литостратиграфическое подразделение – **столбовскую свиту** [Самусин, 1982; Самусин, Белоусов, 1985], несмотря на единый генезис и сходное строение с нижележащей частью. Каких-либо четких литологических критериев для разделения юрской и меловой частей (кроме фаунистических) этого разреза нет, и поэтому весь терригенный турбидитовый комплекс следует понимать как единое литостратиграфическое тело. Учитывая то, что неясен контакт с ниже- и вышележащими подразделениями, точное стратиграфическое положение границы и, соответственно, объем этого стратона неопределен, ранг этого подразделения необходимо рассматривать в качестве толщи. Вследствие существенного увеличения физического и стратиграфического объема этого литостратона использование прежнего названия «столбовская свита» невозможно из-за противоречия статьям Стратиграфического кодекса России [2006, ст. XII.10, с. 60]. Поэтому предлагается новое название крестовая толща (по первому названию о. Столбовой) (см. рис. 4). Типовой разрез вскрывается близ м. Скалистый [Иванов и др., 1974; Виноградов, Явшиц, 1975; Самусин, 1982; Самусин, Белоусов, 1985]. Полный стратиграфический объем крестовой толщи, фаунистически охарактеризованной на о-вах Столбовой и Малый Ляховский может быть принят как верхи оксфорда–валанжин (см. рис. 6).

Наиболее полный разрез юры обнажен на северо-западной оконечности о. Столбовой, в районе м. Скалистый и примерно в 3 км южнее [Иванов и др., 1974; Виноградов, Явшиц, 1975; Самусин, 1982; Самусин, Белоусов, 1985] (см. рис. 1, 6). Примерно в средней части толщи были определены двустворки, характерные в разных регионах Арктики для верхов оксфорда–кимериджа [Иванов и др., 1974]. Несколько выше в этом разрезе в пакке чередования пластов песчаника и пластов ритмичного чередования алевролитов, аргиллитов и песчаников были найдены *Buchia* sp. (ex gr. *mosquensis*). В разрезе о. Малый Ляховский в песчаных выходах определены *Buchia mosquensis* [Самусин, Белоусов, 1985], имеющие стратиграфическое распространение от верхней части кимериджа по средний подъярус волжского яруса (см. рис. 6). Примерно из этой части разреза на о. Столбовой исследования проб цирконов из алевропесчаников методом трекового датирования показало, что наиболее молодые формы цирконов имеют возраст 154 и 157 млн лет [Петров и др., 2015], что, по современной хроностратиграфической шкале, соответствует кимериджу [Ogg et al., 2016] (см. рис. 4, 6). Вышележащая часть разреза отвечает верхневолжским, берриасским и валанжинским слоям с двустворками [Иванов и др., 1974; Виноградов, Явшиц, 1975; Кузьмичев и др., 2009a].

В другом разрезе крестовой толщи, обнаженном на северной части о. Столбовой, проанализированные пробы показали, что единичные зерна цирконов имеют возраст 135 ± 3 млн лет (ранний валан-

жин–готерив) и 142 ± 3 млн лет (начало раннего валанжина–поздневолжское время). В то же время наиболее молодые выборки из этих же проб представлены юрскими ($186\text{--}149 \pm 5$ млн лет) и оксфордскими цирконами ($161\text{--}159$ млн лет) [Кузьмичев и др., 2009a].

Верхнеюрская – нижнемеловая терригенная турбидитовая толща (крестовая толща) уверенно прослеживается на о. Столбовой, о. Малый Ляховский, западной, центральной и северной частях о. Большой Ляховский (см. рис. 1, 2, 6). На о. Большой Ляховский нерасчлененный разрез чередования песчаников, аргиллитов и алевролитов видимой мощностью более 700 м значительно преобразован и не содержит фоссилий [Самусин, Белоусов, 1985].

В южной половине о. Большой Ляховский сходная по строению, генезису и мощности толща, обособлена в **бурустасскую свиту**. Первоначально свита брус-тас [Ермолаев, 1932] рассматривалась как мезозойская, основываясь на литологическом сходстве пород в других местонахождениях. Позднее, по находкам микроводорослей этот комплекс отложений начали относить к позднедокембрийскому [Войцеховский, Сороков, 1957]. В настоящее время стратиграфический диапазон подобных микрофоссилий рассматривается очень широко, докембрий–кайнозой, и выступать в качестве обоснования стратиграфического положения разреза они не могут. Позднее в нижней части бурустасской свиты были определены миоспоры перми [Виноградов и др., 1974; Самусин, Белоусов, 1985], в то же время не исключалось, что верхняя часть свиты может относиться к триасу [Государственная..., 1999].

Последние исследования цирконов методом трекового датирования из двух образцов песчаника нижней части «бурустасской» свиты показал, что образцы содержат популяцию цирконов возраста примерно 160 млн лет (163.7 ± 9.3 и 159.0 ± 23.8 млн лет), что соответствует средней части оксфорда или с учетом неопределенности может варьировать в широких пределах аален–кимеридж. Также отмечается единый литологический состав и генезис толщи вскрытой на о. Столбовой и «бурустасской» свиты, и предлагается рассматривать их как единый комплекс [Кузьмичев и др., 2006] (см. рис. 4, 6).

Таким образом, в пределах Ляховского фациального района (см. рис. 2) широко развита крестовая толща, сложенная мощным терригенным турбидитовым комплексом мощностью, вероятно, более 1500 м, охарактеризованным последовательностями комплексов двустворок верхов оксфорда–валанжина и имеющим абсолютные датировки в нижней половине разреза в 154, 157 и около 160 млн лет [Кузьмичев и др., 2006; Петров и др., 2015], что соответствует верхней половине оксфорда–кимериджу [Ogg et al., 2016]. Однако, учитывая, что ниже датированных точек в стратотипической местности есть значительная неохарактеризованная часть разреза (до 300 м), не исключен и более древний возраст низов крестовой толщи.

Известные вышележащие континентальные осадки нижнего мела на Новосибирских островах (**балыктахская свита**) обнажены на о. Котельный в среднем течении р. Балыктах, на Земле Бунге, на востоке острова (п-ов Фаддеевский) и на о. Беннетта [Вольнов и др., 1970] (см. рис. 1, 2). По литологическому составу и строению балыктахская свита подразделяется на нижнюю терригенную и верхнюю, терригенно-вулканогенную подсвиты. Свита несогласно залегает на разных горизонтах верхнего триаса или юры, углы падения слоев варьируют от 60 до 2° [Непомилуев и др., 1979; Кузьмичев и др., 2009б].

Нижняя подсвита сложена алевролитами глинистыми, глинами, песками тонкозернистыми, серыми и желтовато-серыми, буроватыми, параллельно-, линзовидно- и косослоистыми, с углистым детритом, с линзами и пластами угля разной мощности (от 1 до 25 м) и маркирующими пластами сидеритизированных песчаников (рис. 7). В средней и верхней частях подсвиты встречаются многочисленные отпечатки макрофлоры, обломки древесины. Общая мощность нижнебалыктахской подсвиты составляет около 250–320 м [Непомилуев и др., 1979; Косьюко и др., 1985; Труфанов и др., 1986; Кузьмичев и др., 2009б].

Верхняя подсвита балыктахской свиты состоит из линз и пластов туффитов, серых и темно-серых глин, светло-серых и желтоватых песков, угля, кварцевых порфиров, игнимбритов и пепловых туфов, липаритов, общей мощностью более 450 м [Косьюко и др., 1985; Труфанов и др., 1986; Кузьмичев и др., 2009б].

А.Б. Кузьмичев предложил над верхней подсвитой балыктахской свиты обособлять тугуттахскую толщу, сложенную также потоками игнимбритов, туфами, глинами серыми и темно-серыми, супесями с галькой и углями, мощностью около 300 м. Отмечается, что «...породы тугуттахской толщи идентичны породам балыктахской свиты и накапливались в аналогичной обстановке» [Кузьмичев и др., 2009б, с. 83]. Основным отличием является состав гальки в собственно балыктахской свите и тугуттахской толще. Учитывая близкий состав и генезис, представляется более логичным рассматривать тугуттахскую толщу в составе верхнебалыктахской подсвиты.

На Земле Бунге и восточнее, на п-ове Фаддеевский, в скважинах и небольших выходах прослеживается только верхняя часть балыктахской свиты, сложенная сероватыми глинами с обломками туфов и покровами изверженных пород, мощностью до 80 м.

Вероятно, часть балыктахской свиты прослежена и на о. Беннетта, где в нижней части разреза обнажена глинисто-углистая пачка черных тонколистоватых аргиллитов, с прослоями песчаников и



Рис. 7. Пласты угля и известковистых песчаных алевролитов нижней подсвиты балыктахской свиты, обнажение КБЗ, левобережье среднего течения р. Балыктах, о. Котельный.

пластами угля, мощностью около 20 м, перекрываемая эффузивной пачкой, сложенной базальтами, туфами и туфогенными аргиллитами, мощностью до 60 м [Косько и др., 1985; Труфанов и др., 1986].

Находки макрофлористических остатков в средней части нижней подсвиты балыктахской свиты о. Котельный в настоящее время рассматриваются, возможно, как аптские (?) – альбские, исключая верхи альба [Кузьмичев и др., 2009б]. В угленосной части разреза балыктахской свиты о. Котельный в палиноспектрах доминирует древняя пыльца хвойных. В составе спор указаны таксоны широкого стратиграфического распространения [Короткевич, 1958]. Палинологические спектры о. Котельный рассматривались как аптские (возможно, и готеривские), тогда как таковые с о. Беннетта как альбские. Однако в этих спектрах не была выявлена пыльца покрытосеменных растений, характерная для альба.

Более поздние палинологические исследования балыктахской свиты и тугуттахской толщи [Непомилуев и др., 1979; Кузьмичев и др., 2009б] выявили палинокомплексы, которые по составу спор и пыльцы и соотношению компонентов были наиболее похожи на таковые, установленные ранее [Короткевич, 1958]. Эти палинокомплексы существенно отличались по таксономическому составу от ассоциаций апта и альба севера Сибири отсутствием характерных спор и пыльцы покрытосеменных [Решения..., 1981]. Наличие значительного количества древних таксонов спор и пыльцы в палинокомплексах балыктахской свиты, выявленных разными авторами [Короткевич, 1958; Непомилуев и др., 1979; Кузьмичев и др., 2009б], отсутствие характерных и диагностических форм позволяет рассматривать эти палинокомплексы лишь как юрско-нижнемеловые.

Результаты К-Аг датирования нижней и средней частей (тугуттахская толща) верхней подсвиты балыктахской свиты показывают значения преимущественно в диапазоне $110\text{--}107 \pm 2.5$ млн лет [Кузьмичев и др., 2009б], что соответствует верхней половине нижнего–низа верхнего альба (см. рис. 4).

Таким образом, стратиграфическое положение балыктахской свиты определяется комплексами остатков макрофлоры и результатами К-Аг датирования как верхи апта–низы верхнего альба [Непомилуев и др., 1979; Косько и др., 1985; Труфанов и др., 1986; Кузьмичев и др., 2009б].

Вышележащая верхнемеловая **бунгинская свита** (см. рис. 4) начинается корой выветривания, развитой на разных горизонтах юры и нижнего мела. На Земле Бунге и п-ове Фаддеевский это пестрая (светло-серая, зеленоватая, буроватая, сиреневая), глинисто-песчаная толща, с дресвой выветрелых белых песчаников или серые глины с обломками выветрелых алевролитов, мощностью до 11.5 м. В случае залегания коры выветривания на верхнебалыктахских эффузивных толщах крупнообломочный материал представлен сильно разрушенными игнимбритами. Бунгинская свита прослежена в разрезах скважин на Земле Бунге, п-ове Фаддеевском, проливе Санникова. На о. Новая Сибирь выходы бунгинской свиты установлены в обнажениях района м. Утес Деревянных Гор. Осадки представлены неясно-слоистыми, горизонтально- и косослоистыми серыми и коричневыми континентальными аргиллитоподобными глинами и алевролитами с прослоями и пачками песков и песчаников, часто туфогенных, галечников, пластами бурого угля до 1 м, мощностью от 40 до 150–170 м. В слоях иногда встречаются корни растений, отпечатки макрофлоры, угольная крошка, галька игнимбритов, изверженных пород, песчаников, небольшие валуны и гравий кварца. Угол падения слоев меняется от субгоризонтального до 25° [Труфанов и др., 1986]. Прикровельная часть бунгинской свиты и ее согласный контакт с вышележащей толщей вскрыт на о. Новая Сибирь, близ м. Утес Деревянных Гор, в скв. 46 [Труфанов и др., 1986].

По палинологическим и палеофлористическим данным, стратиграфическое положение бунгинской свиты оценивается в объеме сеномана–низов турона. В нижней части свиты обнаружены многочисленные отпечатки листьев и шишек хвойных растений [Труфанов и др., 1979; Абрамова, 1985; Nosova, Kiritchkova, 2015]. Некоторые из них характерны для конца альба и сеномана и встречаются в вышележащих толщах деревянногорской свиты. В палинокомплексах присутствует пыльца покрытосеменных растений. Нижний комплекс характерен более для сеномана, а верхний, в котором увеличивается разнообразие пыльцы покрытосеменных, типичен для сеномана–турона [Труфанов и др., 1979].

На юго-западе о. Новая Сибирь в естественных выходах на м. Утес Деревянных Гор обнажаются более высокие горизонты верхнего мела, обособляемые в **деревянногорскую свиту** (см. рис. 4) (средний и верхний турон). Свита согласно залегает на бунгинской и представлена чередованием неясно- и тонкогоризонтально-слоистых коричневатых-серых, бежевых глин, светло-серых, коричневатых линзовидно- и горизонтально-слоистых алевроитов, светло-серых, желтоватых, мелко- и среднезернистых волнисто- или линзовидно-слоистых туфогенных песков и известковистых песчаников, с пластами угля. Мощность свиты достигает 110 м. В свите встречаются обломки обугленной древесины, остатки семян, многочисленные отпечатки растительности, углефицированные корни растений. Угол падения слоев достигает до 20° [Труфанов и др., 1986].

В деревянногорской свите установлен комплекс макрофлористических остатков, типичный для турона, вместе с тем встречены и растительные остатки, характерные для бунгинской свиты [Труфанов и др., 1979, 1986; Свешникова, Буданцев, 1969, 1983]. Палинокомплекс деревянногорской свиты отличается от комплексов бунгинской свиты полным исчезновением раннемеловой пыльцы хвойных, появлением в составе пыльцы покрытосеменных растений новых таксонов, которые более характерны для турона [Труфанов и др., 1979].

Вероятно, что толщи бунгинской и деревянногорской свит вскрываются неглубокими скважинами на дне пролива Санникова, где выявлены палинокомплексы сеномана и турона.

Бунгинская и деревянногорская свиты со стратиграфическим несогласием перекрываются субконтинентальными и прибрежно-морскими алевроитами, песками и углями анжуйской свиты эоцена [Труфанов и др., 1986].

По генетическим, структурным и седиментологическим особенностям описанные толщи могут быть объединены в серии. **Котельническая серия** (выделена впервые по о. Котельный) (см. рис. 1, 4) объемлет песцовую свиту, эрге-юрскую, мурунскую, зееберговскую толщ и песчано-алевритовые выходы верхов бата (геттанг–средняя часть верхнего бата) и характеризуется развитием морских и прибрежно-морских глин, алевроитов и песков. Видимая мощность около 420 м.

Ляховская серия (см. рис. 1, 4) (выделена впервые по Ляховским островам, где описаны ее основные разрезы) соответствует морской турбидитовой крестовой толще (верхи оксфорда–валанжин), представленной чередованием пластов песчаников, пачек темно-серых до черных аргиллитов с прослоями песчаников или алевролитов, пачек их ритмичного переслаивания. Видимая мощность 700–1500 м. На о. Котельный берриас–валанжинская часть этого турбидитового комплекса параллелизуется с алевроитистыми глинами с редкими прослоями алевроитистых песков и песчаников, с галькой и валунами эффузивов, органогенных известняков палеозоя в нижней части (глубокая толща), видимая мощность 106 м.

Ирим-Тасовская серия (см. рис. 1, 4) (выделена впервые, по возвышенности Ирим-Тас на о. Котельный) включает балыктахскую, бунгинскую и деревянногорскую свиты (верхи апта–турон) и сложена континентальными глинами серыми, алевроитами, песками, с пластами угля, широким развитием вулканогенных образований (туфы, базальты, игнимбит), мощность от 70 до 1200 м.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В эволюции юрского и мелового бассейна, расположенного на границе современных моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря (Новосибирские острова и смежные районы континентальной части Сибири) выделены несколько глобальных тектоноседиментационных этапов. Это крупные стратиграфические интервалы, которые четко обособляются в разрезах материковой части Сибирской Арктики: геттанг–нижняя половина бата, вторая половина бата–основание бореального берриаса, бореальный берриас–нижняя часть готерива, верхи готерива–альб. На каждый из этих интервалов разработано фациальное районирование (см. рис. 2) и обосновано положение границ фациальных областей и районов. Некоторые разрезы геттанга–первой половины готерива Новосибирских островов свойственны для Хатангско-Ленской фациальной области, другие же типичны для Яно-Колымской области седиментогенеза, характеризующие разные геодинамические обстановки осадконакопления. В то же время разрезы верхов готерива–турона изученной территории характерны только для Яно-Колымской области.

Проведенные исследования позволили усовершенствовать, а для ряда интервалов впервые разработать литостратиграфическое расчленение юры и мела (см. рис. 4). Изученные разрезы юры и нижней

части мела представлены в разной степени дислоцированными терригенными платформенными и турбидитовыми образованиями. Разрезы верхней части нижнего и верхнего мела сложены терригенными и терригенно-вулканогенными толщами. Существенно уточнено стратиграфическое положение (геттанг–низы верхнего плинсбаха) песчовой толщи [Решения..., 2009] и в настоящее время с учетом обоснования верхней границы ее можно рассматривать в ранге свиты.

Впервые описаны эрге-юрская (средняя часть верхнего плинсбаха), муруннахская (верхний тоар–основание аалена), зеебергская (аален), глубокая (верхи бореального берриаса–валанжин) толщи на о. Котельный и обосновано их стратиграфическое положение (см. рис. 3–6).

Тщательный анализ микропалеонтологических образцов из низов континентальной балыктахской свиты показал, что там содержатся микрофоссилии (фораминиферы, диноцисты и наземные палиноморфы) только верхнего тоара–основания аалена, без следов засорения более древними или молодыми элементами. Таким образом, эту часть разреза прибрежного и мелководно-морского генезиса необходимо вывести из состава континентальной апт-альбской балыктахской свиты. Выделенные слои получили наименование – муруннахская толща (см. рис. 4, 5). Следует отметить, что находки верхнеюрских двустворок [Sokolov, 1908], судя по привязке к береговым обрывам левобережья среднего течения р. Балыктах, вероятно, сделаны также из толщ, относимых к низам балыктахской свиты. Следовательно, эта часть разреза нуждается в дальнейшем детальном исследовании.

Проведена ревизия литостратиграфии терригенного турбидитового комплекса (о. Столбовой, Малый и Большой Ляховские острова) (см. рис. 4, 6), верхняя (меловая) часть которого ранее обособлялась как отдельный литостратон – столбовская свита. Учитывая единый генезис и сходное строение с ниже лежащей (юрской) частью, этот комплекс необходимо рассматривать как единое литостратиграфическое тело. Вследствие существенного увеличения физического и стратиграфического объема этого литостратона использование прежнего названия «столбовская свита» невозможно из-за противоречия статьям Стратиграфического кодекса России [2006]. Поэтому предлагается новое название – «крестовая толща». Стратиграфический объем крестовой толщи определяется находками двустворок и методом трекового датирования цирконов как верхняя часть оксфорда–валанжин.

Генетические, структурные и седиментологические особенности строения юрских и меловых толщ позволяют объединить их в три серии. Котельническая серия (геттанг–средняя часть верхнего бата) характеризуется развитием морских и прибрежно-морских глин, алевроитов и песков. Ляховская серия (верхи оксфорда–валанжин) соответствует терригенному турбидитовому комплексу на Ляховских островах и меловой части его глинисто-алевритового платформенного аналога о. Котельный. Ирим-Тасовская серия (верхи апта–турон) сложена континентальными терригенными и вулканогенными толщами (см. рис. 4).

Работа выполнялась при поддержке Российского научного фонда (проект № 14-37-00030).

ЛИТЕРАТУРА

Абрамова Л.Н. Меловые хвойные из бунгинской свиты острова Фаддеевского (Новосибирские острова) // Стратиграфия и палеонтология мезозойских осадочных бассейнов севера СССР. Л., ПГО «Севморгеология», 1985, с. 104–107.

Басов В.А., Преображенская Э.Н., Быстрова В.В. Стратиграфия и фораминиферы неокома в разрезе картировочной скважины №11 на Земле Бунге (Новосибирские острова) (Материалы по биостратиграфии, фауне и флоре фанерозоя России, Атлантики и Антарктиды. 65-летию НИИГА – ВНИИОкеангеология посвящается) // Труды НИИГА – ВНИИОкеангеология. СПб., ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга», 2013, т. 226, с. 120–129.

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

Виноградов В.А., Явшиц Г.П. Стратиграфия верхнеюрских и нижнемеловых отложений северной части острова Столбовой // Геология и полезные ископаемые Новосибирских островов и острова Врангеля. Л., НИИГА, 1975, с. 38–42.

Войцеховский В.Н., Сороков Д.С. Докембрийские образования острова Большой Ляховский (Новосибирские острова) // Информационный бюллетень НИИГА, 1957, вып. 4, с. 4–7.

Вольнов Д.А., Войцеховский В.Н., Иванов О.А., Сороков Д.С., Яшин Д.С. Новосибирские острова // Геология СССР. Т. 26. Острова Советской Арктики. М., Недра, 1970, с. 324–374.

Воронков А.В. Геологическое строение острова Столбового архипелага Новосибирских острова // Сборник статей по геологии Советской Арктики. Л., НИИГА, 1958, вып. 9, с. 37–43.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-6 1:1 000 000 (новая серия). Лист S-53-55 – Новосибирские острова. Объяснительная записка. СПб., ВСЕГЕИ, 1999, 208 с.

- Дагис А.С., Архипов Ю.В., Бычков Ю.М.** Стратиграфия триасовой системы Северо-Востока Азии. М., Наука, 1979, 245 с.
- Девятов В.П.** Этапы геологического развития Сибири в юре // Стратиграфия и главнейшие события в геологической истории Сибири. Новосибирск, СНИИГГИМС, 1991, с. 147–151.
- Девятов В.П., Казаков А.М.** Морская нижняя и средняя юра Западной Сибири // Геология и нефтегазоносность триас-среднеюрских отложений Западной Сибири. Новосибирск, СНИИГГИМС, 1991, с. 40–55.
- Девятов В.П., Казаков А.М., Касаткина Г.В., Могучева Н.К., Никитенко Б.Л., Сапьяник В.В., Смирнов Л.В., Шурыгин Б.Н.** Проблемы стратиграфии нижней и средней юры Западной Сибири // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (12). с. 3–17.
- Девятов В.П., Никитенко Б.Л., Князев В.Г., Кутыгин Р.В., Шурыгин Б.Н.** Основные разрезы тоарского яруса Северо-Востока Азии // Зональный стандарт тоарского яруса Северо-Востока Азии. Якутск, ЯФ Изд-ва СО РАН, 2003, с. 14–37.
- Дорофеев В.К., Благовещенский М.Г., Смирнов А.Н., Ушаков В.И.** Новосибирские острова. Геологическое строение и минерагения. СПб., ВНИИОкеангеология, 1999, 130 с.
- Егоров А.Ю., Богомолов Ю.А., Константинов А.Г., Курушин Н.И.** Стратиграфия триасовых отложений о-ва Котельный (Новосибирские острова) // Бореальный триас. М., Наука, 1987, с. 66–80.
- Ермолаев М.М.** Геологический и геоморфологический очерк острова Большой Ляховский // Полярная геофизическая станция на острове Большом Ляховском. Часть I. Организация и работа станции в 1927–1930 гг. Л., АН СССР и ВАИ, 1932, с. 147–228.
- Иванов В.В., Клубов Б.А., Похилайнен В.П.** Новые данные по геологии о-ва Столбовой (Новосибирский архипелаг) // Докл. АН. СССР, 1974, т. 216, №4, с. 879–880.
- Короткевич В.Д.** О палинологических комплексах нижнемеловых угленосных отложений Новосибирских островов // Сборник статей по палеонтологии и биостратиграфии. Л., НИИГА, 1958, вып. 8, с. 66–72.
- Короткевич В.Д., Преображенская Э.Н.** Палинокомплексы из фаунистически охарактеризованных отложений триаса и нижней юры острова Котельный (Новосибирские острова) // Микрофоссилии полярных областей и их стратиграфическое значение. Л., ПГО «Севморгеология», 1982, с. 55–63.
- Корчинская М.В.** К биостратиграфии триасовых отложений острова Котельного (Новосибирские острова) // Мезозойские отложения северо-востока СССР, Л., НИИГА, 1977, с. 43–49.
- Косью М.К., Бондаренко Н.С., Непомилуев В.Ф.** Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Новосибирские острова. Листы Т-54-XXXI, XXXII, XXXIII; S-53-IV, V, VI; S-53-XI, XII; S-54-I, II, III; S-54-VII, VIII, IX, XIII, XIV, XV. Объяснительная записка. М., Изд-во «Севморгеология», 1985, 162 с.
- Кузьмичев А.Б., Соловьев А.В., Гоникберг В.Е., Шапиро М.Н., Замжицкий О.В.** Синколлизионные мезозойские терригенные отложения о. Большой Ляховский (Новосибирские острова) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2006, т. 14, № 1, с. 33–53.
- Кузьмичев А.Б., Захаров В.А., Данукалова М.К.** Новые данные о стратиграфии и условиях формирования верхнеюрских и нижнемеловых отложений о. Столбовой (Новосибирские острова) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2009а, т. 17, № 4, с. 55–74.
- Кузьмичев А.Б., Александрова Г.Н., Герман А.Б.** Апт-альбские угленосные отложения на о. Котельный (Новосибирские острова): новые данные о строении разреза и ингимбритовом вулканизме // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2009б, т. 17, № 5, с. 69–94.
- Лобанов М.Ф.** Геологическое строение Новосибирских островов // Геология Советской Арктики. (Тр. НИИГА, т. 81). М., Госгеолтехиздат, 1957, с. 484–503.
- Меледина С.В.** Аммониты из бореального верхнего бата острова Котельный // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (10), с. 1397–1404.
- Непомилуев В.Ф., Преображенская Э.Н., Труфанов Г.В., Василевская Н.Д., Павлов В.В.** Нижнемеловые отложения о. Котельного // Сов. геология, 1979, №3, с. 104–109.
- Никитенко Б.Л.** Стратиграфия, палеобиогеография и биофауна юры Сибири по микрофауне (фораминиферы и остракоды). Новосибирск, Параллель, 2009, 680 с.
- 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.
- 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.

Никитенко Б.Л., Князев В.Г., Пешевицкая Е.Б., Глинских Л.А., Кутыгин Р.В., Алифиров А.С. Высокоразрешающая стратиграфия верхней юры побережья моря Лаптевых // Геология и геофизика, 2015а, т. 56 (4), с. 845–872.

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.

Павлов А.П. Юрские и нижнемеловые Cephalopoda Северной Сибири // Записки Императорской академии наук, 1914, т. XXI, №4. Научные результаты Русской полярной экспедиции 1900–1903, под начальством барона Э.В. Толля. Отдел С: Геология и палеонтология, 2014, вып. 4., с. 1–68.

Палеогеография севера СССР в юрском периоде. Новосибирск, Наука, 1983, 188 с.

Петров О.В., Морозов А.Ф., Чепкасова Т.В., Шевченко С.С. Геохронологический атлас-справочник основных структурно-вещественных комплексов России. СПб., ВСЕГЕИ, 2015, <http://www.vsegei.ru/ru/info/geochron-atlas/>

Преображенская Э.Н., Труфанов Г.В., Вольнов Д.А., Косько М.К., Бондаренко Н.С. Мезозойские отложения острова Котельного // Геология и полезные ископаемые Новосибирских островов и острова Врангеля. Л., НИИГА, 1975, с. 28–37.

Решения 3-го межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири. Новосибирск, 1981, 91 с.

Решения Третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою северо-востока России (Санкт-Петербург, 2002). СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 2009, 268 с.

Самусин А.И. Государственная геологическая карта СССР. М-б 1:200 000. Серия Новосибирские острова. S-53-XVI, XVII, XXII, XXIII (о. Столбовой). Л., ВСЕГЕИ, 1982.

Самусин А.И., Белоусов К.Н. Государственная геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Серия Новосибирские острова. Листы S-53-XVI, XVII, XXII, XXIII; S-54-XIV, XV, XVI, XX, XXI, XXII, XXIII, XXIV, XXVII, XXVIII, XXIX, XXX. Объяснительная записка. М., Изд-во «Севморгеология», 1985, 130 с.

Свешникова И.Н., Буданцев А.Ю. Ископаемые флоры Арктики. Л., Наука, 1969.

Свешникова И.Н., Буданцев А.Ю. История арктической флоры эпохи раннего кайнофита. Л., Наука, 1983, 156 с.

Стратиграфия СССР. Меловая система. В 2-х полутамах / Ред. М.М. Москвин. Полутом 2. М., Недра, 1987, 326 с.

Стратиграфический кодекс России. Издание третье. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 2006, 96 с.

Толль Э. Очерк геологии Ново-Сибирских островов и важнейшие задачи исследования полярных стран // Записки Императорской академии наук, 1899, т. IX, № 1, с. 1–20.

Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Под ред. Л.М. Парфенова, М.И. Кузьмина. М., МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001, 571 с.

Труфанов Г.В., Бондаренко Н.М., Абрамова Л.Н. Верхнемеловые отложения островов Анжу Новосибирского архипелага // Верхний палеозой и мезозой островов и побережья арктических морей СССР. Л., Изд-во НИИГА, 1979, с. 121–125.

Труфанов Г.В., Белоусов К.Н., Непомилуев В.Ф. Государственная геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Серия Новосибирские острова. Листы T-54-XXXIV, XXXV, XXXVI; T56-XXXIII; S-54-IV, V, VI, X, XI, XII; S-55-I, II, III, IV, V, VI, VII, VIII, IX, X, XI, XII; S-56-III, VII. Объяснительная записка. М., Изд-во «Севморгеология», 1986, 106 с.

Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Девятов В.П., Ильина В.И., Меледина С.В., Гайдебурова Е.А., Дзюба О.С., Казаков А.М., Могучева Н.К. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000, 480 с.

Nikitenko B.L., Mickey M.B. Foraminifera and ostracodes across the Pliensbachian-Toarcian boundary in the Arctic Realm // Geol. Soc. London, Spec. Publ., 2004, v. 230, p. 137–173.

Nokleberg W., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Norton I.O., Khanchuk A.I., Stone D.B., Scotese C.R., Scholl D.W., Fujita K. Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific. U.S. Geological Survey Professional Paper 1626, 2000, 122 p.

Nosova N., Kiritchkova A. New data on the Mesozoic conifer genus *Sciadopityoides* Sveshnikova (Miroviaceae) // Rev. Palaeobot. Palynol., 2015, v. 221, p. 1–21.

Ogg J.G., Ogg G.M., Gradstein F.M. A concise Geologic Time Scale 2016. Elsevier, 2016, 234 p.

Sokolov D.N. Ueber Aucellen aus dem Norden und Osten Sibiriens // Записки Императорской академии наук, 1908, т. XXI, №3. Научные результаты Русской полярной экспедиции 1900–1903, под начальством барона Э.В. Толля. Отдел С: Геология и палеонтология, 1908, вып. 3, с. 1–18.