УДК 551.79:551.763.3(571.1)

СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗА ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ И КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ГЫДАНСКОГО ПОЛУОСТРОВА

В.А. Маринов^{1,7}, А.Н. Курчатова^{2,5}, З.Н. Гнибиденко³, О.Б. Кузьмина³, Е.А. Потапова¹, В.В. Рогов^{2,4}, Р.Б. Хамзин⁶

¹Тюменский нефтяной научный центр, 625002, Тюмень, ул. Осипенко, 79/1, Россия

²Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, 625000, Тюмень, ул. Малыгина, 72, Россия

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

⁴Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы, Россия

⁵АО «Мессояханефтегаз», 625048, Тюмень, ул. Холодильная, 77, Россия

⁶ООО «Газпромнефть-Ямал», 625048, Тюмень, ул. 50 лет Октября, 8б, Россия

7 Тюменский государственный университет, 625003, Тюмень, ул. Володарского, 6, Россия

Представлены результаты исследований надсеноманского комплекса отложений Восточно-Мессояхского месторождения (юг Гыданского полуострова). Выделено 12 литологических пачек, сопоставленных с региональными стратиграфическими горизонтами и свитами верхнего мела, палеогена и четвертичной системы. Фациальная принадлежность стратонов обоснована результатами анализа их литологических характеристик (литофациального) и комплексов микрофауны (биофациального). Выполнены комплексные стратиграфические исследования: биостратиграфические (микрофаунистические и палинологические), магнитостратиграфические и датировки методом оптически стимулированной люминесценции зерен кварца и полевого шпата (ОСЛ). Установлено шесть крупных стратиграфических несогласий, дана оценка их длительности. Уточнены представления о палеогеографии севера Западной Сибири в позднемеловое, палеогеновое и четвертичное время.

Верхний мел, палеоген, квартер, микрофауна, палинология, палеомагнетизм, палеогеография, Гыданский полуостров, север Западной Сибири

UPPER CRETACEOUS AND CENOZOIC STRATIGRAPHY OF THE GYDAN PENINSULA

V.A. Marinov, A.N. Kurchatova, Z.N. Gnibidenko, O.B. Kuzmina, E.A. Potapova, V.V. Rogov, R.B. Khamzin

The post-Cenomanian sedimentary sequence of the East Messo-Yakha oil and gas field in the southern Gydan Peninsula comprises twelve lithological units (beds) correlated to Upper Cretaceous, Paleogene, and Quaternary regional stratigraphic stages and formations. The facies of the sedimentary units are constrained from lithology and microfossils. The stratigraphic division is based on bio-stratigraphy (fauna and spore-pollen assemblages), paleomagnetism, and geochronology (quartz and feldspar grains dated by optically stimulated luminescence). The deposition record is interrupted by six large stratigraphic unconformities. The obtained data provide new insights into the Late Cretaceous, Paleogene, and Quaternary paleogeography of the area.

Upper Cretaceous, Paleogene, Quaternary, microfossils, palynology, paleomagnetism, paleogeography, Gydan Peninsula, northern West Siberia

введение

Надсеноманский структурный этаж на юге Гыданского полуострова имеет мощность 1000 м и более [Скоробогатов, Строганов, 2006]. Его активное изучение стимулировало проведение масштабных нефтегазоразведочных работ. Хотя основные ресурсы углеводородного сырья сосредоточены ниже, верхний мел также содержит скопления нефти и газа [Агалаков и др., 2015]. Разрез изучался по материалам бурения скважин Восточно-Мессояхского месторождения, расположенного в центральной части Мессояхской наклонной гряды, крупной положительной высокоамплитудной структуры [Конторович, 2011]. Как и другие разрезы верхнего мела и кайнозоя Арктических районов Сибири, этот стратиграфический этаж Восточно-Мессояхской площади характеризуется неполнотой геологической летописи, со-

© В.А. Маринов[,], А.Н. Курчатова, З.Н. Гнибиденко, О.Б. Кузьмина, Е.А. Потапова, В.В. Рогов, Р.Б. Хамзин, 2022 [,]e-mail: marinovva@mail.ru DOI: 10.15372/GiG2021174



Рис. 1. Район исследований.

I — граница мезокайнозойского чехла Западно-Сибирской плиты; 2 — местоположение изученных скважин; 3 — номера скважин.

держит многочисленные стратиграфические несогласия, отражающие разномасштабные геологические события [Волкова, 2014]. В настоящее время называются три основные причины полного или частичного выпадения стратиграфических интервалов, эрозионного среза и ненакопления отложений. Это колебания уровня Арктического бассейна [Баду, 2018], периодический региональный подъем территории региона [Волкова, 2014], а также проявление локальной тектоники, импульсов роста Мессояхской наклонной гряды, которые установлены в посттуронское время [Конторович, 2011]. Оценить степень влияния этих факторов достаточно сложно, поскольку изученный материал происходит из небольшой части территории Восточно-Мессояхского месторождения, и это не входило в перечень задач данной работы. Целью исследования является уточнение последовательности геологических событий и масштабов их проявления на основе реконструкции условий формирования пород и детальных стратиграфических построений с использованием комплекса палеонтологических и не палеонтологических методов, что представляет значительный интерес для реконструкции геологической истории региона, для практики нефтегазоразведочных работ и обустройства месторождений в зоне развития многолетнемерзлых пород.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В 2019 и 2020 гг. получены новые материалы из скважин, пробуренных в южной части Гыданского полуострова (рис. 1). Изучен керн пяти параметрических мерзлотных скважин (ПМС), вскрывших верхнюю часть четвертичных отложений до глубины 100 м с полным отбором ненарушенного мерзлого керна по меридиональному профилю общей протяженностью около 20 км. В скважине 738 Восточно-Мессояхского месторождения разрез был изучен по пробам бурового шлама от поверхности до глубины 900 м (верхнего подъяруса турона включительно). При характеристике разреза и уровней отбора образцов указаны абсолютные высоты от уровня моря ($H_{\rm afc}$, м). Разрез был разбит на литологические пачки по данным изучения и описания керна и шлама. Макро- и микроописание керна и шлама включало детальное описание всех литологических разностей, выделение литотипов и диагностику минеральных и органических включений. В результате проведенных седиментологических и биостратиграфических исследований было выполнено свитное расчленение изученного разреза. Выделенные литостратоны сопоставлены со свитами верхнего мела и кайнозоя района исследований [Унифицированная..., 2000; Унифицированные..., 2001; Постановления..., 2006]. Были использованы данные геофизических исследований скважин (ГИС) для нижней части разреза, ниже толщи многолетнемерзлых пород, в которой электрокаротажные методы не работают. Свитная принадлежность пород подтверждена результатами биостратиграфических (микрофаунистических и палинологических), магнитостратиграфических, литои биофациальных исследований.

Фациальная принадлежность стратонов контролировалась результатами анализа комплексов микрофауны (биофациальный метод) и литологических особенностей разреза (литофациальный метод). При выполнении биофациальных исследований применяли палеоэкологические классификации ассоциаций меловых, палеогеновых и четвертичных фораминифер Сибири, разработанные З.И. Булатовой с соавторами [1975], Е.Д. Богомяковой [1981], В.И. Гудиной [1969], В.И. Гудиной с соавторами [1983], С.А. Гуськовым [1998], В.М. Подобиной [2009], М.А. Ахметьевым [2011], С.В. Хафаевой [2014].

Гранулометрические свойства пород изучены стандартным комплексом методов (ситовой и ареометрический) по ГОСТ 12536-2014 (260 образцов), с повторным определением размера частиц с применением лазерного анализатора Mastersizer 3000 (Malvern) по расширенной методике выделения фракций (180 образцов), включая определение сортированности отложений по шкале нормированного энтропийного коэффициента сортировки *Hr* [Романовский, 1977]. Условия формирования отложений уточнялись по данным гранулометрического анализа на основе сопоставления с условиями седиментации современных мелководных участков шельфа Карского моря [Калашникова и др., 2019].

Для детальной диагностики условий формирования отложений использовали методику анализа минеральных включений и органических остатков на микрофотографиях растровой электронной микроскопии (РЭМ) и спектрального микроанализа в репликах мерзлых монолитов и талых образцов [Курчатова, Рогов, 2020].

Выполнен микрофаунистический анализ около 100 образцов керна и шлама. При обработке микрофаунистических проб применялась стандартная методика отмучивания глинистой составляющей [Фурсенко, 1978].

Методика микрофаунистического анализа шламовых проб отличается от стандартной. При проведении анализа всегда необходимо учитывать вероятность загрязнения проб породами из вышерасположенных горизонтов. Однако степень заражения можно уменьшить и нивелировать его влияние на стратиграфические выводы. Одним из таких методов является выделение горизонтов массового распространения фауны и моментов первого появления видов в шламе, которые будут отвечать последнему появлению их в разрезе. Положение шламовых проб к разрезу было привязано с учетом скорости циркуляции раствора. Свидетельством достоверности соответствия выделенных по шламовым пробам биостратонов (слоев с фораминиферами) подразделениям региональной стратиграфической шкалы является дискретный характер распределения фораминифер в разрезе. Дискретность распределения предполагает, что установленные комплексы фораминифер имеют специфический состав и структуру, характеристика которых приведена ниже, большая часть выделенных биостратонов разделена интервалами, в которых фораминиферы не обнаружены.

Стратиграфической основой для построения сводного разреза послужили принятые региональные стратиграфические схемы верхнего мела [Постановления..., 2006], палеогена и неогена [Унифицированные..., 2001], четвертичных отложений [Унифицированная..., 2000] и объяснительная записка к геологической карте Гыданского полуострова [Государственная..., 2017].

Выполнены датировки шести образцов керна скв. ПМС-4 методом оптически стимулированной люминесценции зерен кварца и полевого шпата (ОСЛ) в Северной лаборатории люминесцентного датирования (г. Роскилле, Дания) с применением TL/OSL ридера RisØ (модель DA-20). Определение эквивалентной дозы проведено в соответствии с SAR-протоколом [Murray,Wintle, 2003] для кварца и pIRIR₂₉₀ — протоколом [Thiel et al., 2011] для полевого шпата регистрацией отклика при нагреве до 290 °С. Образцы, отобранные из ненарушенного керна диаметром 160 мм, были доставлены в лабораторию в мерзлом состоянии, где из сердцевины керна выпиливались бруски размером $5 \times 5 \times 10$ см для определения количества накопленной энергии (эквивалентная доза, D_e) и скорости накопления энергии в отложениях (радиационная доза, D_r).

Для выполнения петромагнитных и палеомагнитных исследований из четвертичных отложений мощностью 38 м, вскрытых скв. Восточно-Мессояхская ПМС-1, было отобрано 11 штуфов, из которых изготовлено 32 образца-кубика (H_{абс} = 32—70 м). Палеомагнитные исследования были выполнены в лаборатории естественных геофизических полей ИНГГ СО РАН. Отбор ориентированных образцов для исследований и обработка полученных результатов в целом не отличались от общепринятой и стандартной методики [Палеомагнитология, 1982; Butler, 1992; Молостовский, Храмов, 1997]. Каждый стратиграфический уровень (точка отбора) представлен тремя образцами-кубиками. В процессе лабораторной обработки собранной коллекции ориентированных «верх—низ» образцов определялись петромагнитные и палеомагнитные параметры горных пород: начальная магнитная восприимчивость (χ), величина и направление естественной остаточной намагниченности (NRM), фактор Кенигсбергера (Qn) — отношение естественной остаточной намагниченности к индукционной (Qn = $J_{\mu}/\chi H_i$). При исследованиях использовалась палеомагнитная аппаратура нового поколения: спиннер-магнитометр JR-6A (Чехия), криогенный магнитометр 2G Enterprices (США) со встроенной установкой для размагничивания образцов переменным магнитным полем, немагнитная печь TD48 (США), каппаметр MFK1-FA мостового типа (Чехия). Пошаговая магнитная чистка температурой и переменным магнитным полем проводилась с помощью немагнитной печи TD48 и размагничивающего устройства переменного магнитного поля, встроенного в криогенный магнитометр 2G Enterprises. Компонентный анализ палеомагнитных данных осуществлялся с помощью программы Remasoft 3.0 путем анализа и интерпретации диаграмм Зийдервельда [Zijderveld, 1967] и графиков размагничивания NRM.

Палинологический анализ 12 образцов из керна скв. ПМС-1 и 16 образцов из скв. ПМС-2 был выполнен в лаборатории стратиграфии и палеонтологии мезозоя и кайнозоя ИНГГ СО РАН. Образцы прошли предварительную химическую обработку по методике, применяемой в лаборатории стратиграфии мезозоя и кайнозоя ИНГГ СО РАН [Кузьмина и др., 2019]. Выделенные из породы пыльца, споры и другие палиноморфы изучались во временных препаратах при помощи светового микроскопа ZEISS Primo Star при увел. ×400. Микрофотографирование палиноморф было выполнено на микроскопе ZEISS Axioskop 40 с цифровой фотокамерой Canon PowerShot G10. Для учета палиноморф в препаратах с высокой концентрацией палиноморф производился подсчет зерен до 300, при этом количество пыльцы травянистых и древесных насчитывалось не менее 100 шт. В случае низкой концентрации палиноморф полностью просматривался один палинологический препарат размером 2 × 2 см. При подсчете палиноморф в препаратах за 100 % принималась сумма пыльцы древесно-кустарниковых и травянисто-кустарничковых растений. Содержание спор мхов, плаунов, папоротников, а также непыльцевых палиноморф рассчитывалось из этой же суммы. Близкие по таксономическому составу и структуре палиноспектры объединялись в палинокомплекс (ПК). В разрезе были выделены локальные зоны — интервалы разреза, охарактеризованные определенным палинокомплексом. В процессе определения пыльцы, спор и непыльцевых палиноморф (НПП) использовались атласы-определители [Куприянова, Алешина, 1972, 1978; Котагеk, Jankovska, 2001]. Коллекция палинологических препаратов хранится в лаборатории палеонтологии и стратиграфии мезозоя и кайнозоя ИНГГ СО РАН.

Результаты анализа спорово-пыльцевых комплексов свит палеогена и квартера Восточно-Мессояхского месторождения, из которых не были отобраны палинологические образцы, их климатическая интерпретация, приведены по данным В.С. Волковой [1999, 2011, 2014] для Тазовского и Гыданского районов.

Продолжительность формирования литостратонов позднего мела и палеогена установлена исходя из длительности веков [Ogg et al., 2016]. Необходимо отметить, что скорости формирования литологических тел определялись упрощенно, через отношение их толщин к продолжительности формирования. Авторы не учитывали такие факторы, как диагенетическое уплотнение осадков и их переотложение, поскольку основной задачей являлась не реконструкция абсолютной скорости осадконакопления, а выявление тенденций ее изменения.

ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗА ВЕРХНЕГО МЕЛА, ПАЛЕОГЕНА И КВАРТЕРА

Изученный разрез надсеноманских отложений Восточно-Мессояхского месторождения, имеющий мощность 900 м, сложен преимущественно алевритами и глинами прибрежно-морского генезиса (рис. 2). Разрез состоит из двенадцати литологических пачек, сопоставленных с принятой последовательностью свит на основании полученных литологической, палеонтологической, палеомагнитной характеристик и, частично, значений абсолютного возраста по данным ОСЛ. Возрастные датировки пачек обоснованы находками комплексов бентосных фораминифер, распространение которых было установлено во всем интервале разреза, за исключением верхних 100 м, а также палинологическими данными.

Меловая система. *Кузнецовская свита,* турон и нижний коньяк ($H_{abc.} = -790...-900$ м). Свита сложена хорошо сортированными алевритами (рис. 3, м) (Hr < 0.25), с большим количеством сидеритовых конкреций и глауконита, обломков призматического слоя иноцерамид, раковин двустворок. Обнаружены единичные раковины фораминифер плохой сохранности: *Thurammina papillata* Brady, *Hyperammina* sp. ind., *Haplophragmoides* sp. ind., *Ammobaculites* sp. ind., *Haplophragmium incomprehensis* (Ehremeeva), *Haplophragmium* ex gr. *chapmani* (Tappan), *Astacolus* ex gr. *omskiensis* Balakhm.

Часельская свита, верхняя часть нижнего коньяка—кампан ($H_{abc} = -480...-790$ м). Свита подразделяется на две подсвиты — нижнюю и верхнюю.

Нижнечасельская подсвита ($H_{a6c.} = -500...-790$ м) сложена глинистыми алевритами, алевролитами и глинами, хорошо сортированными (*Hr* < 0.25) (см. рис. 3, л), в различной степени опоковидными и кремнистыми. Породы содержат многочисленные обломки призматического слоя иноцерамид, глауконит, пирит, радиолярии, зубы рыб, янтарь. В нижней части подсвиты микрофауна не обнаружена. Средняя часть свиты (*H*_{абс.} = -685...-765 м) содержит обедненные комплексы или единичные раковины фораминифер. Обнаружено 20 видов бентосных фораминифер. Резко преобладают виды с агглютинированными раковинами. Определены следующие виды: Rhabdammina diserta Brady, Psammosphaera laevigata White, Psammosphaera fusca Schultze, Labrospira senonica Podobina, Glomospira gordialiformis Podobina, Haplophragmoides cf. crickmayi (Stelck et Wall), H. eggeri (Cushman), H. kirki (Wickenden), H. cf. sibiricus Zaspelova, Cribrostomoides cf. astrictus Podobina, Recurvoides cf. optivus Podobina, Ammobaculites dignus Podobina, A. cf. agglutiniformis Podobina, Haplophragmium chapmani (Tappan), H. ex gr. obesus (Bulatova), H. ex gr. incomprehensis (Ehremeeva), Spiroplectammina lata (Zaspelova), S. senonana pocurica (Balakh), Pseudoclavulina admota Podobina, Textularia anceps (Reuss), Plectina ruthenica. (Reuss), Gaudryinopsis sp. ind., Trochammina ex gr. wetteri Stelck et Wall, Verneuilinoides sp. ind., Dentalina basiplanata Cushman, D. sp. ind. Преобладают виды Ammobaculites dignus, Ammobaculites cf. agglutiniformis, Haplophragmium chapmani, Pseudoclavulina admota. Выше (H_{абс} = -562...-630 м) обнаружены обедненные



комплексы и единичные раковины фораминифер *Psammosphaera laevigata* White, *Thurammina splendens* Egger, *T. papillata* Brady, *Labrospira senonica* Podobina, *Haplophragmoides* cf. *tumidus* Podobina, *H. idoneus* Podobina, *H. kirki* (Wickenden), *Cribrostomoides exploratus* Podobina, *Cyclammina flexuosa* Podobina, *Ammobaculites uvaticus* (Bulatova), *A. dignus* Podobina, *Ammomarginulina* sp., *Haplophragmium obesus* (Bulatova), *Spiroplectammina brevis* (Kisselman), *Verneuilinoides* sp. ind., *Pseudoclavulina* sp. ind., *Trochammina* sp. ind., *Oolina* sp. ind., *Lenticulina truncata* (Reuss), *Dentalina tumidiuscula* Podobina et Orlov, *Marginulina bullata* Reuss, *M. curvatura* Cushman, *Epistomina fax* Nauss, *Gyroidinoides* cf. *turgidus* (Hagenow). Количественно преобладают виды Labrospira senonica, Haplophragmoides cf. *tumidus*, *Ammobaculites uvaticus*.

Верхняя пачка нижнечасельской подсвиты, хэяхинская, является региональным литологическим реперным горизонтом. Пачка сложена переслаиванием кремнистых глин и опок ($H_{abc.} = -500...-562$ м). Пачка содержит многочисленные раковины радиолярий.

Верхнечасельская подсвита ($H_{abc.} = -480...-500$ м) сложена умеренно сортированными (Hr < 0.50) алевритистыми глинами с глауконитовым песком, пиритовыми конкрециями, обломками раковин двустворок, призматического слоя раковин иноцерамид. Обнаружено 13 видов фораминифер Psammosphaera laevigata White, Thurammina papillata Brady, Labrospira senonica Podobina, Haplophragmoides cf. tumidus Podobina, Haplophragmoides sp. ind., Cribrostomoides sp. ind., Adercotryma cf. glomeratoformis Zaspelova, Ammobaculites uvaticus (Bulatova), Trochammina boehmi Franke, Trochammina sp. ind., Eoeponidella linki (Wickenden), Bagginoides quadrilobus (Mello), Cibicidoides primus Podobina. Доминируют Adercotryma cf. glomeratoformis, Ammobaculites uvaticus, Trochammina boehmi, Cibicidoides primus.

Палеогеновая система. Морские и прибрежно-морские песчано-алевритоглинистые отложения палеоценового отдела палеогеновой системы подразделяются на две свиты: тибейсалинскую и люлинворскую.

Тибейсалинская свита, палеоцен ($H_{a6c.} = -310...-480$ м). Нижняя часть свиты ($H_{a6c.} = -425...-480$ м) сложена глинистыми алевритами (Hr < 0.70) (см. рис. 3, κ), верхняя — алевритопесчаными породами тонко-мелкозернистыми ($H_{a6c.} = -310...-425$ м); (Hr > 0.90) (см. рис. 3, u). Для толщи характерно большое количество карбонатных конкреций, янтаря, глауконита, пиритовых и фосфоритовых конкреций, игл морских ежей, раковин двустворок (палеотаксодонты, пектиниды), гастропод, скафопод. Комплексы фораминифер малочисленные, встречены только в нижней пачке. Постоянно присутствуют разнообразные остракоды. Определено 14 видов фораминифер *Textularia* cf. carinatiformis (Morosova), Quinqueloculina pulchra Putrja, Robulus ex gr. trachyompalus (Reuss), Dentalina cf. basiplanata (Cushman), Bagginoides quadrilobus (Mello), Valvulinoides ex gr. umovi (Kyprianova), Gyroiidnoides ex gr. globosus (Hagenow), Anomalinoides danicus (Brotzen), Cibicidoides proprius (Brotzen), C. simplex (Brotzen), C. favorabilis (Vassilenko), Gavelinella welleri (Brotzen), Nonionellina ovata (Brotzen), Praebulimina ex gr. laevis (Brotzen), cpeди них доминируют виды Cibicidoides proprius и Anomalinoides danicus. Остракоды: Schureridea sp., Argilloecia sp., Loxoconcha sp. B составе комплекса резко преобладают фораминиферы с карбонатно-секреционной раковиной.

В комплексе доминируют стеногалинные виды, населявшие водоем с нормальной морской соленостью. Находки реофильных двустворок и отсутствие фораминифер, населявших обстановки с активной гидродинамикой в сочетании с высоким разнообразием ассоциаций, указывают на глубины бассейна, близкие к максимальным глубинам воздействия регулярных волн (около 10—15 м). Комплекс был связан с водными массами Арктического бассейна.

Люлинворская свита. Верхняя часть палеоцена (танетский ярус) — эоцен (ипрский ярус) [Яковлева и др., 2012] ($H_{afc} = -295...-310$ м).

Свита сложена глинистыми алевритами, в которых содержание глинистой фракции (< 0.002 мм) составляет 15 % (см. рис. 3, 3). Свита сохранилась от предчетвертичного размыва частично.

Большая часть эоцена, а также олигоценовые и неогеновые отложения отсутствуют.

Рис. 2. Схема корреляции верхнего мела и кайнозоя в изученных скважинах Восточно-Мессояхского месторождения.

1—7 — литология: 1 — пески и песчаники, 2 — алевриты и супеси, 3 — глины песчано-алевритовые, 4 — алевриты глинистые, 5 — глины алевритистые, 6 — опоки и опоковидные глины, 7 — лед, 8—13: фации, 8 — аллювиальные, 9 — лагунные, 10 — прибрежно-морские, 11 — морские с пониженной соленостью, 12 — ледово-морские, 13 — мелководно-морские; 14 — поверхности несогласия; 15 — растительный детрит; 16 — фауна; 17 — спорово-пыльцевые комплексы; 18 — глауконит; 19 — опал; 20 — конкреции (а — пиритовые, б — фосфоритовые; е — сидеритовые); 21 — галька и гравий; полярности геомагнитного поля: 22 — прямая полярность; 23 — обратная полярность. Я — экскурс Ямайка; сокращения названий стратиграфических подразделений: Эопл. — эоплейстоцен, В., Верх. — верхний, К₂k₁ — нижнеконьякский подъярус, К₂km₂ — верхнекампанский подъярус, Сл. — славгородский горизонт, Люл. — люлинворский горизонт, С. — серовская свита. Каротаж: GK — радиоактивный; RHOB — плотностной гамма-гамма-каротаж; RAD2 — боковой каротаж. BM — восточно-мессояхская свита, ПМС — параметрическая мерзлотная скважина.





Рис. 3. Гранулометрический состав отложений из разреза скважины Восточно-Мессояхская-738 и интерпретация их генетической принадлежности (с учетом данных лито- и биофациального анализа).

N — количество замеренных зерен, $H_{\rm afc.}$ — абсолютная высота уровня отбора образца, D — диаметр зерен, генезис отложений: т — морские, gm — ледово-морские, pm — прибрежно-морские, l — лагунные, а — аллювиальные; размерность алевритовых и песчаных зерен: Т — тонкая, М — мелкая, С — средняя, К — крупная, Г — грубая.

Четвертичная система. *Тиутейяхская свита*, эоплейстоцен, кочковский горизонт ($H_{abc.} = -275...$ -295 м). Свита сложена несортированными песчанистыми алевритами (*Hr* до 0.93), содержит сидеритовые конкреции, растительные остатки хорошей сохранности. На диаграмме количественного распределения размерности зерен четко выделяется обособленная фракция крупного песка, что рассматривается как свидетельство ледового разноса (см. рис. 3, \mathcal{R}). На микрофотографиях РЭМ установлены зерна кварца с плоскими сколами, характерные для терригенного материала ледового и айсбергового разноса (фототаблица 1, фиг. 7).

Казымская свита, нижний неоплейстоцен, талагайкинский горизонт ($H_{abc.} = -275...-165$ м).

Нижняя часть свиты сложена глинами и глинистыми алевритами (Hr = 0.53) (см. рис. 3, e). С глубины 177 м и выше по разрезу сортировка пород ухудшается (Hr до 0.93), обособляется, возрастает роль песчаной фракции без переходной к основной глинисто-алевритистой, присутствуют частицы кварца с криогенными сколами (см. фототаблицу 1, фиг. 6), что рассматривается как свидетельство транспортировки песчаного материала припайными льдами. Встречены единичные раковины фораминифер, принадлежащие видам *Cribrononion obscurus* Gudina и *C. incertus* (Williamson). Морской генезис отложений подтверждается присутствием спикул губок и кокколитофорид. Обнаружены остракоды рода *Argilloecia*, типичные для обстановок с нестабильной соленостью. В глинистых прослоях наблюдаются аутигенные зерна пирита и стяжения марказита, в песчаных — сидеритовые конкреции с отдельными сростками кристаллов гипса.

Обская свита, средний неоплейстоцен, тобольский горизонт ($H_{a\delta c.} = -130...-165$ м). Песчаноалевритовые, плохо сортированные отложения (Hr = 0.85) (см. рис. 3, ∂). Песчаные зерна хорошо окатанные, силикатные минералы имеют признаки выщелачивания, характерные для морских условий. В глинистых прослоях наблюдается слоистая текстура. Поровое пространство выполнено карбонатным цементом, преимущественно раскристаллизованным сидеритом, локально — кальцитом, по всему разрезу присутствуют пиритовые конкреции, морские диатомовые (см. фототаблицу 1, фиг. 5).

В нижней части свиты обнаружены немногочисленные виды фораминифер *Cribrononion obscurus* Gudina, *C. incertus* (Williamson), *Bucceua troitzkyi* Gudina, *Elphidium selseyense* (Heron-A llen et Earland), *Cassidulina subacuta* (Gudina), среди которых резко преобладает вид *Elphidium selseyense*.

Санчуговская свита, средний неоплейстоцен, ширтинский и тазовский горизонты ($H_{abc.} = -65...$ –130 м в скв. 738).

Глинистые алевриты умеренно сортированные (Hr = 0.45), морские (см. рис. 3, z), в верхней части горизонта несортированные (Hr до 0.85), ледово-морские, накопившиеся во время максимума плейстоценовой трансгрессии и формирования поверхности V морской равнины высотой до 80—90 м [Кузин, 2005]. Общая мощность отложений достигает 200—250 м. Детально отложения изучены в репликах мерзлого керна скважины ПМС-4, криогенное строение характеризуется поровым льдом-цементом (см. фототаблицу 1, фиг. 4). Песчаные зерна имеют различную степень окатанности, свойственную осадкам ледового, айсбергового разноса, плоские и раковистые сколы и борозды. Глины содержат аутигенные сульфиды, угольную крошку, кварцевые гравийные зерна, раковины двустворок отряда Paleotaxodonta, остракод, спикулы губок, большое количество крышечек диатомовых водорослей и обломки раковин радиолярий.

Получены две датировки толщи в скв. ПМС-4 методом ОСЛ — 200 ± 10 и 220 ± 14 тыс. лет с уровней –24.9 и –40.0 м соответственно.

В нижней части алевритоглинистой толщи обнаружен представительный комплекс фораминифер. В комплексе определены следующие 18 видов фораминифер Quinqueloculina longa Gudina, Q. sp., Triloculina subtricarina Gudina, Miliolinella grandis (Gudina), M. pyriformis (Schlumberger), M. subrotundata (Montagy), Pseudopolymorphina novangliae (Cushman), Globulina glacialis Cushman et Ozawa, Lagena sibirica Gudina, Elphidium boreale Vuzhdina, E. selseyense (Heron-Allen et Earland), Elphidiella groenlandica (Cushman), E. arctica (Parker et Jones), Cribrononion obscurus Gudina, C. incertus (Williamson), Bucella troitzkyi Gudina, Fursenkoina (?) gracilis Gudina, Cassidulina subacuta Gudina, Eouvigerina sp. Доминируют Elphidium selseyense, E. boreale, Cribrononion incertus, C. obscurus. Характерные виды комплекса изображены в фототаблице 2. Это Elphidiella groenlandica, Cribrononion incertus, Cassidulina subacuta, Bucella troitzkyi.

Палеомагнитные исследования показали, что в санчуговской свите в зоне прямой полярности геомагнитного поля, которая сопоставлена с хроном Брюнес (780 тыс. лет—современность), присутствует микрозона обратной полярности, отнесенная к экскурсу Ямайка (=Бива I) возрастом 182 тыс. лет.

Из керна санчуговской свиты в ПМС-1 и ПМС-2 были выделены комплексы микрофитофоссилий, выполнен стратиграфический и палеоэкологический анализ их распределения в разрезе. Установлено, что интервал $H_{\rm afc.} = -57.7...-70.0$ м содержит пыльцу бореально-таежных растительных ассоциаций межледниковья (фототаблица 3), характерных для ширтинского горизонта [Унифицированная..., 2000].



В интервале $H_{a6c.} = -33.4...-41.0$ м обнаружены спорово-пыльцевые комплексы тундровой и перигляциальной растительных формаций ледовой эпохи, типичные для тазовского горизонта.

Казанцевская свита, поздний неоплейстоцен, казанцевский горизонт (*H*_{абс} = -17...-65 м).

Песчано-алевритовые несортированные отложения (Hr = 0.84) (см. рис. 3, e). В составе отложений обнаружены как морские, так и пресноводные диатомовые, карбонатные стяжения на обломках и новообразований сульфидов и вивианита в ледяных прослоях. Находки диатомовых водорослей указывают на мелководно-морской или лагунно-морской генезис свиты (см. фототаблицу 1, фиг. 3). Песчаные зерна имеют явные следы выщелачивания, указывающие на морские условия седиментации. В осадке присутствуют прослои и линзы суглинистого материала. По зернам кварца из средней части горизонта методом ОСЛ получена датировка 125 ± 8 тыс. лет, из верхней — 78 ± 7 тыс. лет для кровли.

Зырянская свита, ермаковский горизонт ($H_{a\delta c.} = +3...-17$ м). Несортированные алевриты (см. рис. 3, δ) с гравием и галькой пород основного состава, пиритом и углефицированным детритом и слоистой криотекстурой (см. фототаблицу 1, фиг. 2). Изучение ОСЛ кварцевых зерен из ермаковского горизонта дали возраст 67 ± 4 тыс. лет.

Каргинская и сартанская свиты имеют сходный гранулометрический состав. Это преимущественно несортированные песчано-алевритовые отложения (Hr = 0.90) (см. рис. 3, a), которые характеризуются наибольшей льдистостью по разрезу мерзлых толщ (до 0.3), в верхней части разреза содержание алевритовой фракции возрастает (до 50 %). В отложениях присутствует аллохтонный растительный детрит, гифы грибов, на обломочных зернах наблюдаются новообразованные карбонатные стяжения, в ледяных прослоях — кристаллы гипса (см. фототаблицу 1, фиг. 1). Судя по составу осадков и типу включений, породы формировались в зоне эстуариев, морских лагун и прибрежных водоемов с минимальными глубинами. Полученные датировки по зернам кварца составляют 20 ± 2 тыс. лет.

Голоцен, современные болотные отложения представлены супесями, суглинками, мерзлыми торфяниками с повторно-жильными льдами мощностью до 3.5 м, занимающими локальные участки на водоразделах мелких водотоков (притоков 1—2-го порядка р. Мессояха).

РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Слои с фораминиферами. Выделены семь слоев, все в разрезе скв. 738, сопоставленные с подразделениями по фораминиферам Западной Сибири. Комплексы фораминифер имеют дискретное распространение в разрезе, слои с фораминиферами разделены интервалами, лишенными фораминифер.

Слои с Haplophragmium ex gr. chapmani. Интервал $H_{abc.} = -790...-852.5$ м. Содержат обедненный комплекс, включающий виды Thurammina papillata Brady, Hyperammina sp. ind., Haplophragmoides sp. ind., Ammobaculites sp. ind., Haplophragmium incomprehensis (Ehremeeva), Haplophragmium ex gr. chapmani (Tappan), Astacolus ex gr. omskiensis Balakhm.

Корреляция. Предположительно слои сопоставляются с зонами Pseudoclavulina hastata среднего и верхнего турона и Haplophragmium chapmani, Ammoscalaria antis нижнего коньяка Западной Сибири [Подобина, 2009], кузнецовская свита.

Экологическая характеристика. Все обнаруженные таксоны характерны для обстановок с нестабильной соленостью [Богомякова, 1981]. Предполагается, что в позднетуронское и раннеконьякское время существовал морской бассейн со значительными колебаниями солености.

Фототаблица 1. Микрофотографии образцов из отложений выделенных свит четвертичного разреза Восточно-Мессояхского месторождения (юг Гыданского полуострова).

Фиг. 1 — каргинская свита (laQ_{III}³⁻⁴), озерно-аллювиальные отложения: la — плохо сортированные песчаные отложения с высокой льдистостью и массивной криотекстурой; l6 — карбонатные стяжения на песчаной частице; lв — обломок створки диатомовой водоросли.

Фиг. 2 — зырянская свита (lmQ_{III}²), лагунно-эстуарные отложения: 2а — песчано-алевритовые отложения с высоким содержанием растительных остатков и слоистой криотекстурой; 2б — типичная форма криогенного выветривания амфиболов; 2в — новообразование вивианита и сростков марказита в прослое льда.

Фиг. 3 — казанцевская свита (pmQ_{III}¹), прибрежно-морские отложения: За — песчанистые алевриты, сильнольдистые; Зб — обломок створки диатомовой водоросли; Зв — двойниковые сростки аутигенного гипса в прослойках льда.

Фиг. 4 — санчуговская свита (m, gm Q_{II}³⁻⁴), морские, ледово-морские отложения: 4а — глинистые алевриты, обогащенные песчаными зернами, различной степени окатанности с поровым льдоцементом; 4б — частица кварца с параллельными бороздами на поверхности; 4в — сульфиды в глинистом матриксе.

Фиг. 5 — обская свита (m, pm Q_{II}¹⁻²), морские, прибрежно-морские отложения: 5а — частица кварца песчаной размерности в глинистом алеврите; 5б — глинистый прослой с включениями сульфидов; 5в — обломок створки диатомовой водоросли.

Фиг. 6 — казымская свита (m, gm Q_1^2), морские, ледово-морские отложения: 6а — частица кварца с криогенными сколами; 6б — друза гипса в сидеритовом цементе; 6в — кокколитофорид;

Фиг. 7 — тиутейяхская свита (lm, a Q₁¹), лагунно-морские, дельтовые отложения: 7а — частица кварца с криогенным сколом; 76 — раскристаллизованный сидеритовый цемент в межзерновом пространстве; 7в — леписферовая структура силицита.



Фототаблица 2. Характерные виды фораминифер санчуговской свиты.

Изображенные экземпляры происходят из шлама скв. 738 Восточно-Мессояхского месторождения, санчуговская свита, ширтинский горизонт, средний неоплейстоцен, хранятся в эталонной палеонтологической коллекции ООО «ТННЦ». Во всех случаях стороны раковины: а — брюшная, б — спинная, в — устьевая.

- Фиг. 1 *Elphidiella groenlandica* (Cushman). Экз. 738_BM_15/1, × 75; обр. ВМ (шлам)-738 (113)- 15, H_{a6c}. отбора –116 м. Фиг. 2 *Bucella troitzkyi* Gudina. Экз. 738_BM_16/2, × 150; обр. ВМ (шлам)-738 (113)- 16, H_{a6c}. отбора –125 м.
- Фиг. 3 *Cribrononion incertus* (Williamson). Экз. 738_BM_16/3, × 150; обр. ВМ (шлам)-738 (113)-16, H_{абс.} отбора –125 м.

Фиг. 4 — *Eouvigerina* sp. Экз. 738_BM_15/4, ×75; обр. ВМ (шлам)-738 (113)-15, $H_{abc.}$ отбора –116 м. Фиг. 5, 6 — *Cribrononion obscurus* Gudina: фиг. 5. — экз. 738_BM_16/5, х 150; обр. ВМ (шлам)-738 (113)-16, $H_{abc.}$ отбора –125 м., Фиг. 6 — экз. 738 ВМ 16/6, ×150; там же.

Слои с Ammobaculites dignus, Pseudoclavulina admota. Интервал $H_{afc} = -685...-765$ м. Типичными видами слоев являются Haplophragmoides kirki, Haplophragmoides cf. sibiricus, Cribrostomoides cf. astrictus, Recurvoides cf. optivus, Ammobaculites agglutiniformis, Ammobaculites dignus, Haplophragmium chapmani, Pseudoclavulina admota.

Корреляция. Сопоставляются с зоной нижнего сантона Западной Сибири Ammobaculites dignus, Pseudoclavulina admota [Подобина, 2009], а также со стратиграфическим аналогом зоны, слоями с *Recur*voidella sewellensis parvus, Recurvoides optivus южных районов Западной Сибири. Средняя часть нижнечасельской подсвиты.

Экологическая характеристика. Большинство обнаруженных видов обитали в зоне активной гидродинамики, в пределах воздействия регулярных волн (в интервале глубин до 10 м) и являются эвригалинными, переносящими незначительные колебания солености. Комплекс относится к атаксофрагмиидо-литуолидовым, которые населяли мелководную зону Западно-Сибирского позднемелового бассейна [Булатова и др., 1975].

Слои Cribrostomoides exploratus. Интервал H_{абс.} = -562...-630 м. Характерными видами являются Labrospira senonica, Haplophragmoides tumidus, Cribrostomoides exploratus, Ammobaculites uvaticus.

Корреляция. Сопоставляются с зоной Cribrostomoides exploratus, Ammomarginulina crispa верхнего сантона Западной Сибири [Подобина, 2009]. Средняя и верхняя части нижнечасельской подсвиты.

Экологическая характеристика. Комплекс характерен для мелководно-морских фаций [Подобина, 2009].

Слои с *Cibicidoides primus* Podobina. Интервал $H_{a6c.} = -480...-492$ м. Слоям свойственно доминирование видов *Adercotryma* cf. glomeratoformis, Ammobaculites uvaticus, Trochammina boehmi, Cibicidoides primus.

Корреляция. Слои сопоставляются с зоной Cibicidoides primus верхнего кампана Западной Сибири [Подобина, 2009], верхнечасельская подсвита.

Экологическая характеристика. Преобладают фораминиферы, переносящие незначительное опреснение вод — Ammobaculites uvaticus, Trochammina boehmi, Eoeponidella linki. Обитателей зон активной гидродинамики немного: Ammobaculites uvaticus, Eoeponidella linki. Фораминиферы населяли морской бассейн с незначительными колебаниями солености и глубинами вблизи базиса воздействия регулярных волн (10—15 м) [Богомякова, 1981].

Слои с Cibicidoides proprius. Интервал $H_{a6c} = -425...-472.5$ м. Типичными видами комплекса являются Gyroidinoides globosus, Anomalinoides danicus, Cibicidoides simplex, Cibicidoides proprius. Cibicidoides favorabilis, Gavelinella welleri, Nonionellina ovata.

Корреляция. Аналогичный комплекс был описан из палеоцена Южной Швеции, окрестности г. Мальмё [Brotzen, 1948], нижней подсвиты тибейсалинской свиты п-ова Ямал [Marinov, 1998; Бугрова, 2005], талицкой свиты Каймысовского свода, Северного Зауралья [Подобина, 1998], Омской области в скв. Новологиновская [Фрейман, 1962]. Наиболее характерным признаком является преобладание вида Cibicidoides proprius. Другими общими видами являются Gyroidinoides globosus, Anomalinoides danicus, Cibicidoides simplex, C. favorabilis, Gavelinella welleri, Nonionellina ovata. Слои сопоставляются с зоной Ammoscalaria friabilis и слоями с Cibicidoides proprius приуральских районов Западной Сибири, которые относятся к зеландскому ярусу, а также с зоной Cibicidoides favorabilis танетского яруса [Подобина, 2009]. Тибейсалинская свита, нижняя подсвита.

Экологическая характеристика. В комплексе доминируют стеногалинные виды, населявшие водоем с нормальной морской соленостью. Находки реофильных двустворок и отсутствие фораминифер, населявших обстановки с активной гидродинамикой в сочетании с высоким разнообразием ассоциаций, указывают на глубины бассейна, близкие к базису воздействия регулярных волн (около 10-15 м). Палеобассейн был связан с водными массами Арктического бассейна.

Слои с Cribrononion obscurus. Интервал H_{абс.} = -180...-260 м. Единичные раковины видов Cribrononion obscurus и C. incertus.

Корреляция. Слои условно сопоставлены с «тильтимскими» слоями по фораминиферам [Гудина, 1969], казымская свита.

Экологическая характеристика. Обнаруженные таксоны относятся к экологически пластичным видам, которые распространены в разнообразных фациях, имеют широкое географическое распространение, переносят значительные колебания солености и температуры вод и населяют различные батиметрические зоны бассейна [Гудина, 1969].

Слои с *Elphidium selseyense*. Интервал *H*_{абс.} = –155...–165 м. Комплекс содержит небольшое количество видов. Типичным для комплекса является количественное преобладание вида-индекса. Остальные виды представлены единичными экземплярами.

Корреляция. Комплекс фораминифер сопоставляется с комплексом обской свиты [Унифицированная..., 2000] по наличию ряда общих видов Cribrononion obscurus, Cassidulina subacuta (Gudina); обская свита.

Экологическая характеристика. Большинство обнаруженных видов являются обитателями материковой отмели, существовавшими в условиях стабильной морской солености на глубинах не менее 20 м [Гуськов, 1998].

Слои с Elphidiella arctica. Интервал $H_{abc.} = -111...-125$ м. Наиболее характерными видами слоев являются Elphidiella arctica, E. groenlandica, Cribrononion incertus, Miliolinella subrotundata, Bucella troitzkyi.

Корреляция. Сопоставляются по комплексу характерных видов с санчуговскими слоями по фораминиферам [Унифицированная..., 2000]; санчуговская свита, ширтинский и тазовский горизонты.

Экологическая характеристика. Высокое таксономическое разнообразие ассоциации и присутствие эвригалинных форм дают основание предположить, что придонные водные слои подвергались незначительному опреснению, а глубины бассейна не превышали 10—15 м [Гудина и др., 1983].

Слои со спорово-пыльцевыми комплексами. Палинологические исследования керна ПМС-1 установили в интервале глубин $H_{\rm afc.} = -57.7...-70.0$ м пыльцу бореально-таежных растительных ассоциаций межледниковья, типичных для ширтинского горизонта [Унифицированная..., 2000]. Выделяются четыре локальные зоны со спорово-пыльцевыми комплексами средне- и северотаежных ассоциаций (рис. 4).

Зона березы, сфагнума и минимума сосны (V). Интервал $H_{abc.} = -66.8...-70.0$ м (глины желтоватосерые, алевритистые, обр. 10, 11). Характерным для зоны является довольно высокое содержание пыльцы березы (37—50 %) и спор сфагнума (24—26 %). Зона отличается крайне низким содержанием пыль-





А — пыльца древесных и кустарников, Б — пыльца трав и кустарничков, В — споры, Г — непыльцевые палиноморфы. *1*, *2* — литология: *1* — глины песчано-алевритовые, *2* — глины алевритистые; *3* — высота относительно уровня моря; полярность геомагнитного поля: *4* — прямая, *5* — обратная; *6* — местоположение магнитного экскурса Ямайка (Бива I); *7—12* — содержание компонента (%): *7* — менее 1; *8* — 1—10, *9* — более 10, *10* — 40, *11* — 20, *12* — 10.



Фототаблица 3. Палиноморфы санчуговской свиты среднего неоплейстоцена в скв. ПМС-1, п-ов Гыдан:

1—38 — пыльца и споры, 39—48 — непыльцевые палиноморфы. Фиг. 3—5, 11, 13, 18—22, 29—32, 35, 36, 38, 42, 44 — обр. 2, $H_{\rm afc.}$ отбора –33.4 м; фиг. 1, 2, 6—10, 12, 14—17, 23—28, 33, 34, 37, 39—41, 45—48 — обр. 3/1, $H_{\rm afc.}$ отбора –52.7 м. Длина маснитабной линейки 20 мкм.

1, 2 — Picea sect. Eupicea; 3 — Larix; 4, 5, 13 — Pinus s/g Haploxylon; 6, 7 — Pinus s/g Diploxylon; 8—11 — Sphagnum spp.; 12 — Polypodiaceae; 14—17 — Betula sp.; 18, 19 — Betula sect. Nanae; 20, 21 — Alnaster; 22, 31, 32 — Amaranthaceae; 23, 37, 38 — Asteraceae; 24, 25 — Caryophyllaceae; 26—28 — Ericaceae; 29, 30, 33, 34 — Artemisia sp.; 35, 36 — Poaceae; 39—41 — Ovoidites spp.; 42 — Zygnemataceae; 43, 44 — Pediastrum kawraiskyi Schmidle; 45 — Botryococcus sp.; 46 — Pediastrum integrum Nägeli; 47, 48 — Sigmopollis sp.

цы голосеменных, среди которых можно отметить пыльцу сосны обыкновенной и ели. В составе древесно-кустарниковых в небольших количествах отмечена пыльца ивы, ольховника и карликовой березки. Пыльцы травянисто-кустарничковых немного (10—13 %), присутствует пыльца сем. Asteraceae, Amaranthaceae, Ericaceae, Caryophyllaceae. Зона отражает развитие заболоченных березово-ольховниковых редколесий.

Зона березы, сосны, сфагнума (IV). Интервал $H_{abc.} = -60.5...-65.0$ м (глины желтовато-серые, обр. 7—9). Зону характеризует высокое содержание пыльцы березы (25—30%), сосны (38.2—51.5%) и спор сфагнума (25.6—38.5%). Содержание пыльцы травянисто-кустарничковых 6—10.5%, ее таксоно-мический состав более разнообразный, чем в ПК зоны V— отмечена пыльца сем. Аріасеае, Аmaranthaceae, Ericaceae, Caryophyllaceae, Cyperacea, Brassicaceae, Valerianaceae. Отложения интервала содержат единичные клетки зеленых водорослей— *Pediastrum boryanum* (Turpin) Meneghini, *P. integrum* Nägeli, *P. kawraiskyi* Schmidle, зигнемовые водоросли и *Botryococcus*. Зона отражает развитие заболоченных смешанных березово-сосновых лесов или редколесий.

Зона березы и сфагнума (III). Интервал $H_{abc.} = -57.7...-58.9$ м (глины темно-серые, почти черные, комковатые — обр. 6, супесь желтовато-серая — обр. 5). Для зоны типично высокое содержание пыльцы березы (до 61.2 %) и спор сфагнума (20—25 %). Содержание пыльцы сосны ниже, чем в ПК зоны IV (11.8—36 %). В составе древесно-кустарниковых в незначительных количествах присутствует пыльца лиственницы, ели, ольховника, ивы, карликовой березки, в составе травянистых — пыльца сем. Аріасеае, Amaranthaceae, Cyperaceae, Poaceae, Ericaceae, *Artemisia, Ephedra*. Единично отмечены клетки зеленых микроводорослей — *Pediastrum boryanum*, *P. integrum*, Zygnemataceae, *Botryococcus*. Зона соответствует развитию заболоченных березово-ольховниковых лесов или редколесий.

Зона сосны, кедра, ели и минимума березы (II). Интервал $H_{aбc.} = -52.7...-57.0$ м (глины желтоватосерые, алевритистые — обр. 4, выше по разрезу супесь светло-серая тонкозернистая — обр. 3/1). Зоне свойственно высокое содержание пыльцы сосны (39—45 %), кедра (15—29 %), ели (11—25 %) при резком снижении доли пыльцы березы (5.6—8.3 %). Содержание спор сфагнума в ПК по-прежнему высокое (10—30 %). Пыльцы травянистых немного (2.1—3.7 %), она принадлежит сем. Аріасеае, Атагаnthaceae, Егісасеае, Опаgraceae. Состав зеленых водорослей сходен с таковым зоны III. Зона отражает развитие среднесеверотаежных растительных формаций.

Интервал $H_{afc} = -41.0...-52.7$ м не был опробован на споры и пыльцу.

Зона карликовой березки и сфагнума (I). Интервал $H_{a6c.} = -33.4... -41.0$ м (пески желтовато-серые, обр. 2, 3) содержит спорово-пыльцевые комплексы тундровой и перигляциальной растительных формаций ледовой эпохи, характерных для тазовского горизонта. Типичным является обилие в ПК пыльцы карликовой березки (29—30 %), высокое содержание спор сфагнума (28—32 %), значительное снижение доли пыльцы сосны по сравнению с ПК зоны II (23—30 %). Еще одной особенностью зоны является высокое содержание травянистых — до 19 % (обр. 2), в ПК доминирует пыльца сем. Роасеае (10.6 %), отмечена пыльца сем. Егісасеае, Amaranthaceae, Caryophyllaceae, Polemoniaceae, *Ephedra*. Суммарное содержание микроводорослей достигает 23 % (обр. 2), чаще всего встречаются ценобии *Pediastrum* (*P. boryanum*, *P. integrum*, *P. kawraiskyi*), реже — клетки *Botryococcus* и зигнемовых водорослей.

По всему изученному разрезу отмечена переотложенная из верхнемеловых и палеоцен-эоценовых отложений пыльца, принадлежащая формальным таксонам Aquilapollenites, Rhoipites, Trudopollis, Nudopollis, Extratriporopollenites, Triatriopollenites, Proteacidites, a также Corylus, Carpinus, Liquidambar, Nyssa, Juglans, Carya, Pterocarya, Castanopsis, Tsuga, Podocarpus.

Образцы из керна скв. ПМС-2 содержат незначительное количество пыльцы древесных и древеснокустарниковых форм — сосны, кедра, ели, карликовой березки, ольховника, единичные пыльцевые зерна травянистых — *Artemisia*, Amaranthaceae, Caryophyllaceae и споры *Sphagnum*, Polypodiaceae, *Botrychium*, *Lycopodium*. Практически все образцы содержат обломки спикул губок, диатомовых водорослей, а также переотложенные из меловых и эоценовых отложений споры, пыльцу и цисты динофлагеллат.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

По образцам керна санчуговской свиты из скв. ПМС-1 были выполнены палеомагнитные и палинологические исследования в интервале глубин $H_{abc.} = -32...-70$ м. Цель палеомагнитного исследования — получение петромагнитной и палеомагнитной характеристики четвертичных отложений (санчуговской свиты) южной части Гыданского полуострова. Исследуемые отложения представлены глинами алевритистыми и песчано-алевритовыми.

В целом отложения санчуговской свиты относятся к классу слабомагнитных пород. Средние арифметические значения магнитной восприимчивости и естественной остаточной намагниченности не превышают 31.4 · 10⁻⁵ ед. СИ и 2.14 мА/м соответственно (табл. 1). Фактор Кенигсбергера (Qn) много

Таблица 1.]	Петромагнитные хар	актеристики по	род санчуговской	свиты, вскрь	ітых скв. ПМС-1
------------	---	--------------------	----------------	------------------	--------------	-----------------

Порода	N (n)	χ, 10 ⁻⁵ ед. СИ	<i>J_n</i> , мА/м	Qn
Глины алевритистые и песчано-	11 (32)	18.8—56.6	0.78-6.63	0.14
алевритовые		31.4	2.14	

Примечание. *N* — количество стратиграфических уровней; *n* — число образцов-кубиков. Над чертой — минимальное и максимальное значения петромагнитных параметров, под чертой — средние арифметические значения на стратиграфических уровнях, χ — начальная магнитная восприимчивость, J_n — естественная остаточная намагниченность, Qn — фактор Кенигсбергера.

меньше единицы (в нашем случае это 0.14, см. табл. 1), свидетельствует, что породы имеют ориентационную намагниченность, формирующуюся в процессе образования пород в результате статистического выравнивания магнитных моментов зерен ферромагнитных минералов по направлению существующего в тот момент геомагнитного поля.

Для определения магнитных минералов-носителей намагниченности была проанализирована зависимость магнитной восприимчивости от температуры. Для всех проведенных экспериментов графики нагрева идентичны, наблюдаются широкие пики в области температур 450—520 °C. При процессах остывания на этих образцах также фиксируются подобные преобразования — сглаженные кривые охлаждения, которые, начиная с 380 °C и до конца процесса остывания образцов, располагаются выше кривых нагревания (рис. 5). Как мы полагаем, все это свидетельствует о присутствии в породах в качестве носителей намагниченности сульфидов железа [Буров, Ясонов, 1979].

Для получения магнитополярной характеристики разреза скважины были выполнены эксперименты по ступенчатому терморазмагничиванию и размагничиванию переменным магнитным полем для выделения первичной компоненты намагниченности из общей естественной остаточной намагниченности. Первичная компонента намагниченности, выделенная в результате температурной магнитной чистки, положена в основу построения палеомагнитного разреза скв. ПМС-1.

Разрез скв. ПМС-1, представленный алевритистыми и песчано-алевритовыми глинами мощностью 38 м, характеризуется прямой полярностью геомагнитного поля с крутыми углами наклонения и с маломощным горизонтом обратной намагниченности в нижней части разреза (рис. 6). Зона прямой полярности геомагнитного поля, установленная в санчуговской свите (ширтинский и тазовский горизонты) [Унифицированная..., 2000], относится к магнитному хрону Брюнес (780 тыс. лет—современность) шкалы В.К. Шкатовой [2013]. Горизонт обратной полярности в нижней части разреза скважины сопоставляется с экскурсом Ямайка (=Бива I) (182 тыс. лет) (см. рис. 2, 6).



РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Рис. 5. Температурная зависимость магнитной восприимчивости в образцах четвертичных пород Восточно-Мессояхского месторождения, скв. ПМС-1.

1 — нагревание, 2 — охлаждение.



Рис. 6. Палеомагнитный разрез скв. ПМС-1.

Полярности геомагнитного поля: 1 — прямая, 2 — обратная, 3 — точки отбора образцов. χ — магнитная восприимчивость, J_n — естественная остаточная намагниченность, I_0 — магнитное наклонение.

Данные об абсолютном возрасте пород были получены методом оптически стимулированной люминесценции зерен кварца и полевого шпата (ОСЛ). Выполнены датировки шести образцов керна скв. ПМС-4 со следующих уровней: *H*_{абс.} 40, 21.1, 6.8, -6.2, -24.9, -40.0 м. Полученные датировки укладываются в диапазон 220–20 тыс. лет.

Среднеквадратическое отклонение палеодозы двенадцати аликвот каждого образца и скорректированная по максимальной влагоемкости отложений скорость накопления дозы дали итоговую величину погрешности возраста (табл. 2).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В разрезе надсеноманских отложений выделено 12 литологических пачек, каждая из которых сопоставлена с региональными стратиграфическими горизонтами. Обоснована свитная принадлежность и возрастная характеристика пачек комплексным применением стратиграфических методов (биостратиграфических, магнитостратиграфических и хроностратиграфических). Уточнен генезис отложений литостратонов, слагающих разрез по составу ассоциаций фораминифер, данным макро- и микроописания пород, включений и гранулометрического анализа.

Верхний мел представлен кузнецовской и часельской свитами.

Кузнецовская свита, изученная верхняя ее часть сложена алевролитами, которые формировалась в мелководно-морском бассейне с нестабильной соленостью. Толща отнесена к верхнему турону и нижнему коньяку на основании находок комплекса фораминифер с *Haplophragmium* ex gr. *chapmani*, сопоставленного с зональными комплексами Pseudoclavulina hastata среднего—верхнего турона и Haplophragmium chapmani, Ammoscalaria antis нижнего коньяка Западной Сибири [Подобина, 2009].

Нижнечасельская подсвита сложена глинами, алевритами и глинистыми алевритами, частично опоковидными и кремнистыми, которые формировались в мелководно-морском бассейне с нестабильной соленостью. В подсвите выделены слои с фораминиферами Ammobaculites dignus, Pseudoclavulina admota, которые сопоставляются с одноименной зоной нижнего сантона Западной Сибири, слои с Cribrostomoides exploratus, сопоставляющиеся с зоной Cribrostomoides exploratus, Ammomarginulina crispa верхнего сантона Западной Сибири [Подобина, 2009].

Верхнечасельская подсвита сложена песчано-алевритовыми глинами, представляющими осадки мелководного морского бассейна с незначительными колебаниями солености. Выделены слои с *Cibicidoides primus*, сопоставленные с одноименной зоной верхнего кампана Западной Сибири.

Палеоген представлен тибейсалинской и люлинворской свитами.

Тибейсалинская свита в изученном разрезе состоит из двух подсвит. Нижняя подсвита сложена глинистыми алевритами, которые формировались в морском бассейне со стабильной соленостью вод на глубинах не менее 10—15 м. Подсвита включает слои с фораминиферами *Cibicidoides proprius*, сопоставленными с зонами Ammoscalaria friabilis (зеландский ярус) и Cibicidoides favorabilis (танетский ярус)

методом оптически стимулированнои люминесценции								
№ образца	Н _{абс.} , М	Палеодоза (<i>D_e</i> , Гр)	Скорость накопления дозы, (D _r , Гр/тыс. лет)	Возраст, тыс. лет	Ошибка, тыс. лет			
177777	40.0	29.8	1.48	20	2			
177772	21.1	177.3	2.64	67	4			
177773	6.8	198.4	2.54	78	7			
177774	-6.2	310.0	2.48	125	8			
177775	-24.9	586.9	2.93	200	10			
177776	-40.0	641.1	2.91	220	14			

Датировки отложений разреза скв. ПМС-1 етодом оптически стимулированной люминесценци

Таблица 2.

[Подобина, 2009]. Верхняя подсвита сложена несортированными алевритопесчаными отложениями, характерными для прибрежно-морских обстановок. Тибейсалинская свита содержит спорово-пыльцевые комплексы субтропической растительности, указывающие на теплый и влажный климат [Волкова, Кузьмина, 2005].

Люлинворская свита сложена глинистыми алевритами с фосфоритовыми конкрециями. Выделяется по микроописанию проб шлама и данным гранулометрического анализа. По данным спорово-пыльцевого анализа в люлинворское время сохранялись субтропические условия [Волкова, Кузьмина, 2005].

Четвертичная система представлена эоплейстоценом и тремя ярусами неоплейстоцена.

В разрезе присутствует только верхняя часть эоплейстоцена, тиутейяхская свита (кочковский горизонт).

Тиутейяхская свита сложена плохо сортированными песчанистыми алевритами, лагунно-морской и дельтовый генезис которых предполагается на основании микроописания проб шлама, результатов анализа гранулометрического состава и включений. Присутствие значительной доли материала ледового переноса указывает на формирование отложений в условиях бореально-арктического климата. Свита заполняла переуглубленные речные долины [Волкова, 1999]. По мнению И.Л. Кузина [2005], осадки, выполняющие прадолины с глубоким положением кровли дочетвертичных пород, могут быть переотложенными. Свита содержит комплекс спор и пыльцы растений березовой лесотундры [Волкова, 1999].

Нижний неоплейстоцен представлен казымской свитой (талагайкинский горизонт).

Казымская свита представляет толщу глин и глинистых алевролитов, которые накапливались в морском бассейне со стабильной соленостью и глубинами не менее 20 м. Верхняя часть свиты содержит значительное количество материала, перенесенного припайными льдами. Предполагаются бореальноарктические условия во время формирования верхней части толщи. Установлены слои с фораминиферами *Cribrononion obscurus*. Слои условно сопоставлены с «тильтимскими» слоями по фораминиферам [Унифицированная..., 2000]. Свита содержит комплекс спор и пыльцы растений березово-соснового леса и лесотундры.

Средний неоплейстоцен представлен обской (тобольский горизонт) и санчуговской свитами (ширтинский и тазовский горизонты).

Обская свита сложена песчано-алевритовыми отложениями морского, прибрежно-морского генезиса, близкими по литологическим характеристикам верхней части казымской свиты, обнаружен комплекс фораминифер с *Elphidium selseyense*, сопоставленный с «обским» комплексом средненеоплейстоценового возраста. Состав спор и пыльцы тундровой, лесотундровой растительности указывает на умеренно бореальный климат [Волкова, 1999].

Санчуговская свита сложена морскими алевритистыми глинами мощностью до 200—250 м. Полученные методом ОСЛ датировки санчуговской свиты 200 ± 10 и 220 ± 14 тыс. лет укладываются в возрастной диапазон ее формирования — 127—243 тыс. лет [Государственная..., 2017], хотя и противоречат магнитостратиграфическим данным, по которым экскурс Ямайка (=Бива I), возраст которого 182 тыс. лет находится гипсометрически ниже полученной нижней датировки ОСЛ. Кроме того, нижняя датировка ОСЛ 220 \pm 14 тыс. лет в основании тазовского горизонта древнее, чем возраст нижней границы ширтинского горизонта, установленной по палинологическим данным (191 тыс. лет). В нижней части свита содержит многочисленные раковины фораминифер с характерным видом санчуговского (салемальского) комплекса *Elphidiella arctica*.

По палинологическим данным выявлены пять фаз развития растительности Гыданского полуострова в ширтинский и тазовский века. В настоящее время большую часть территории полуострова занимают мохово-лишайниковые и кустарниковые тундры, таежные сфагновые болота. Только на юге распространены лесотундровые редколесья. Граница распространения среднемассивных елово-лиственнично-сосновых лесов совпадает с южными границами бассейна р. Мессояха [Климанова, Колобовский, 2018]. Климат ширтинского межледниковья оценивается как бореально-холодный, большая часть Западной Сибири в это время была занята северотаежными лесами [Архипов, Волкова, 1994]. По нашим данным, в спектрах санчуговской свиты (зоны II-V) доминирует пыльца древесных пород, таких как сосна и береза (древесная форма), пыльцы карликовой березы и травянистых растений мало. Тем не менее мы полагаем, что весьма сомнительно, что на данной территории в среднем неоплейстоцене были развиты полноценные мелколиственные леса и таежные массивы, скорее это были редколесья. Как справедливо замечает Е.Е. Гуртовая [1975], большая доля древесной пыльцы в столь высоких широтах Сибири может являться заносной. Кроме того, в спектрах часто присутствует *Pediastrum integrum* вид-индикатор, указывающий на существование климатических условий, соответствующих лесотундровой и тундровой растительности [Коmarek, Jankovska, 2001].

По нашим данным, в начале ширтинского межледниковья были относительно более суровые (холодно и сухо) климатические условия, чем в его вторую половину. Вначале территория Гыданского полуострова была занята заболоченными березово-ольховниковыми редколесьями (зона V), которые сменились позднее заболоченными смешанными (сосново-березово-ольховниковыми) редколесьями (зоны III и IV). Позднее на смену этих формаций пришли разреженные заболоченные леса с участием ели, сосны, кедра, пихты, лиственницы (зона II). Такое продвижение таежных формаций на север можно рассматривать как изменение условий в сторону некоторого потепления и увеличения влажности климата во вторую половину ширтинского века.

Кустарниковая тундра и лесотундровая растительность с участием карликовой березки, злаковых, верескоцветных, гвоздичных в сочетании со сфагновыми болотами типична для тазовского века (зона I). Палеоводоем характеризуется присутствием значительного количества зеленых одноклеточных водорослей — *Pediastrum integrum* и *P. kawraiskyi* — видов, обитающих в небольших олиготрофных, дистрофных озерах и болотах с холодной, чистой водой [Komarek, Jankovska, 2001]. Виды встречаются в плейстоцене-голоцене Европы [Komarek, Jankovska, 2001], в плейстоцене севера Восточной Сибири [Хазин и др., 2019]. Известно, что *Pediastrum kawraiskyi* предпочитает более холодные условия, поэтому чаще присутствует в отложениях ледниковых эпох, нежели межледниковых [Komarek, Jankovska, 2001].

Суглинки в скв. ПМС-2 содержат недостаточно пыльцы и спор, чтобы выделить комплекс и реконструировать тип растительности. Интервал санчуговской свиты в этой скважине мы отнесли к тазовской ледниковой эпохе (см. рис. 3).

Полученные данные (палинологические, микрофаунистические анализы, датировки зерен кварца и полевого шпата методом ОСЛ и магнитостратиграфические исследования) позволяют нам отнести глинистую толщу в интервале абсолютных отметок 80...–130 м к санчуговской свите, ширтинскому и тазовскому горизонтам, несмотря на ряд противоречий в датировках.

В составе верхнего неоплейстоцена выделяются казанцевская, зыряновская, каргинская и сартанская свиты.

Казанцевская свита с размывом перекрывает тазовский и ширтинский горизонты. Свита состоит из песчанистых алевритов и алевритов прибрежно-морского генезиса, которые резко отличаются от подстилающих глинистых отложений. Значения абсолютного возраста 78 ± 7 тыс. лет, установленные для кровли, и 125 ± 8 тыс. лет для средней части казанцевского горизонта соответствуют продолжительности стояния относительно высокого уровня моря (казанцевская трансгрессия). Возраст трансгрессии в интервале от 145 до 70 тыс. лет был установлен по датировкам раковин морских моллюсков, отобранных на шельфе Евразийского Севера методом электронно-парамагнитного резонанса (ЭПР) [Гусев, Молодьков, 2012]. Однако полученные датировки значительно отличаются от принятого в настоящее время возраста казанцевского горизонта — 57—115 тыс. лет [Лебедева и др., 2019]. Состав спор и пыльцы указывает на распространение северотаежных лесов с зарослями ольховника и кустарничковой березки и условия умеренно бореального климата [Волкова, 1999].

Зырянская свита сложена лагунно-морскими алевритами. Полученная методом ОСЛ датировка ермаковского горизонта (зырянской свиты) 67 ± 4 тыс. лет также древнее его принятого в настоящее время возраста 24—57 тыс. лет [Лебедева и др., 2019].

Каргинская и сартанская свиты, завершающие разрез неоплейстоцена, имеют песчано-алевритовый состав отложений лагунно-морского и озерно-аллювиального генезиса. По хроностратиграфическим данным возраст отложений, перекрывающих ледяное ядро бугра пучения в скв. ПМС-2, составляет 20 ± 2 тыс. лет и соответствует сартанскому времени.

Состав спор и пыльцы ермаковского, каргинского и сартанского горизонтов принадлежит тундровой и лесотундровой растительности и указывает на бореальные и бореально-арктические условия [Волкова, 1999].

Голоценовые полигональные торфяники имеют болотно-аллювиальный генезис, небольшие мощности и развиты локально. Образование линз повторно-жильных льдов и бугров пучения с ледяными ядрами произошло в результате интенсивного промерзания отложений в сартанское и голоценовое время и привело к формированию современного мерзлотного рельефа.

выводы

Исследования отложений Восточно-Мессояхского месторождения (юг Гыданского полуострова) от поверхности и до глубины 900 м позволили выделить 12 литологических пачек, составляющих разрез, обосновать их сопоставление с региональными горизонтами, свитами и пачками верхнего мела, палеогена и четвертичной системы Сибири.

Выполнен комплекс лито- и биофациальных исследований, установивших мелководно-морской генезис отложений. Формирование отложений происходило преимущественно в мелководном бассейне, морском или опресненном, глубины которого в большинстве случаев не превышали базиса воздействия регулярных волн. На протяжении послесеноманского времени накопление толщи осадков компенсиро-

валось постепенным опусканием территории. Для мелового и палеоценового времени темпы погружения/осадконакопления составляли 10—40 м за млн лет.

Периодически процесс седиментации прерывался, предположительно в результате кратковременного по сравнению с продолжительностью формирования осадочной толщи понижения базиса эрозии. Происходил частичный или полный размыв накопившихся ранее осадков, формирование денудационного рельефа и поверхности несогласия, погребенных последующей стадией седиментации.

Установлены следующие стратиграфические перерывы в разрезе Восточно-Мессояхского месторождения: предпалеоценовое несогласие с размывом толщи отложений мощностью около 300 м; предчетвертичное несогласие фиксируется отсутствием осадков эоцена, олигоцена, неогена; величина понижения базиса эрозии оценивается в 700—750 м. Отсутствие отложений гелазия и большей части эоплейстоцена позволяет предположить раннечетвертичный перерыв. Ранненеоплейстоценовое несогласие фиксируется отсутствием в разрезе отложений шайтанского горизонта мощностью около 50 м. Средненеоплейстоценовое несогласие подтверждается размывом или ненакоплением отложений самаровского горизонта мощностью до 50 м. Причиной предказанцевского несогласия явилось понижение базиса эрозии на 40—145 м. Голоценовый эпизод понижения базиса эрозии составил 40—50 м.

Реконструирован климат ряда возрастных интервалов палеоцена и плейстоцена. В палеоценовое (тибейсалинское) время на территории района существовал субтропический климат, умеренный — в ширтинское (раннесанчуговское) время среднего неоплейстоцена. Свидетельства арктического, ледового климата установлены для позднего эоплейстоцена (тиутейяхское время), завершения казымского времени раннего неоплейстоцена и тазовского (позднесанчуговского) времен среднего неоплейстоцена.

Датировки межледниковых горизонтов четвертичной части разреза методом ОСЛ оказались древнее значений возраста горизонтов плейстоцена с учетом временных интервалов ледниковых периодов. Полученные результаты изучения разреза кайнозойских отложений южной части Гыданского полуострова ставят под сомнение покровные оледенения на этой территории и могут быть использованы для корректировки представлений о палеогеографии четвертичного периода севера Западной Сибири.

Авторы благодарят рецензентов статьи Е.Ю. Барабошкина и А.Л. Бейзеля за проведенную работу, позволившую существенно улучшить качество рукописи, а также геологов ПАО «Газпромнефть», участвовавших в работах по сбору материалов для статьи.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов РФФИ 18-05-00376, 20-05-00076 и программы ФНИ 0331-2019-0004, Министерства науки и высшего образования в рамках государственного задания FEWZ-2022-0004.

ЛИТЕРАТУРА

Агалаков С.Е., Бекирова И.П., Розбаева Г.Л., Дубровина Д.А. Перспективы нефтегазоносности надсеноманских отложений на Большехетском проекте и прилегающих территориях // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО (научно-практическая конференция). Ханты-Мансийск, Издат. дом «ИздатНаукаСервис», 2015, с. 156—164.

Архипов С.А., Волкова В.С. Геологическая история, ландшафты и климаты плейстоцена Западной Сибири. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 1994, 105 с.

Ахметьев М.А. Проблемы стратиграфии и палеогеографии палеогена средних широт Центральной Евразии // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (10), с. 1367—1387.

Баду Ю.Б. Криогенная толща газоносных структур Ямала. О влиянии газовых залежей на формирование и развитие криогенной толщи. М., Научный мир, 2018, 232 с.

Богомякова Е.Д. Экология меловых нодозариид и саккаминид // Экология юрской и меловой фауны Западно-Сибирской равнины. Тюмень, ЗапСибНИГНИ, 1981, с. 37—45. (Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 163).

Бугрова Э.М. Биостратиграфия пограничных отложений мела и палеогена Арктического региона Западной Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2005, т. 16, № 1, с. 85—94.

Булатова З.И., Булынникова С.П., Кисельман Э.Н., Решетникова М.А. К методике палеоэкологических конструкций меловых бассейнов Западной Сибири по фораминиферам и остракодам // Образ жизни и закономерности расселения современной и ископаемой микрофауны. М., Наука, 1975, с. 165— 169.

Буров Б.В., Ясонов П.Г. Введение в дифференциальный термомагнитный анализ горных пород. Казань, Изд-во Казан. ун-та, 1979, 160 с.

Волкова В.С. Палиностратиграфия четвертичных отложений полуостров Ямал и Тазовский (проблемы плиоцена) // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (8), с. 1119—1134.

Волкова В.С. Стратиграфия и тренд палеотемператур в палеогене и неогене Западной Сибири (по данным палинологии) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (7), с. 906—915.

Волкова В.С. Геологические этапы развития приобского арктического шельфа в Западной Сибири в палеогене и неогене // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (4), с. 619—633.

Волкова В.С., Кузьмина О.Б. Флора, растительность и климат среднего кайнофита (палеоцен эоцен) Сибири (по палинологическим данным) // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (8), с. 844—855.

Гудина В.И. Морской плейстоцен сибирских равнин. Фораминиферы Енисейского Севера. М., Наука, 1969, 78 с.

Гудина В.И., Крюков В.Д., Левчук Л.К., Судаков Л.А. Верхнеплейстоценовые отложения Северо-Восточного Таймыра // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода, 1983, № 52, с. 90—97.

Гуртовая Е.Е. Расчленение дозырянских четвертичных отложений Обского Севера. Новосибирск, Наука, 1975, 74 с.

Гусев Е.А., Молодьков А.Н. Строение отложений заключительного этапа казанцевской трансгрессии на севере Западной Сибири // ДАН, 2012, т. 443, № 6, с. 707—710.

Гуськов С.А. Голоценовые фораминиферы Баренцева моря: Автореф. дис.... к. г.-м. н. Новосибирск, ИГНГ СО РАН, 1998, 24 с.

Калашникова О.С., Курчатова А.Н., Слагода Е.А. Состав и микростроение шельфовых отложений Карского моря // Криосфера Земли, 2019, т. XXIII, № 4, с. 44—53.

Климанова О.А., Колобовский Е.Ю. Физико-географическое районирование как метод делимитации границ полуостровов (на примере полуостровов Ямал и Гыданский) // Проблемы региональной экологии, 2018, № 4, с. 82—87.

Конторович В.А. Тектоника и нефтегазоносность западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (8), с. 1027—1050.

Кузин И.Л. Геоморфология Западно-Сибирской равнины. СПб, ГПА, 2005, 160 с.

Кузьмина О.Б., Хазина И.В., Смирнов П.В., Константинов А.О., Агатова А.Р. Палинологический профиль и обстановки осадконакопления ишимской свиты (верхний миоцен) и пограничных отложений в Тобол-Ишимском междуречье (Ишимская равнина, Западная Сибирь) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2019, т. 27, № 6, с. 103—123.

Куприянова Л.А., Алешина Л.А. Пыльца и споры флоры европейской части СССР. Л., Наука, 1972, 171 с.

Куприянова Л.А., Алешина Л.А. Пыльца двудольных растений флоры европейской части СССР. Lamiaceae — Zygophyllaceae. Л., Наука, 1978, 184 с.

Курчатова А.Н., Рогов В.В. Методы электронной микроскопии в геокриологии. М., Тюмень, МГУ, ТИУ, 2020, 134 с.

Лебедева Е.А., Файбусович Я.Э., Назаров Д.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:1 000 000. Третье поколение. Серия Западно-Сибирская. Лист R-44 — Гыданский п-ов, Объяснительная записка. Спб, Изд-во ВСЕГЕИ, 2019, 180 с., 1 вкл.

Молостовский Э.А., Храмов А.Н. Магнитостратиграфия и ее значение в геологии. Саратов, Издво СГУ, 1997, 179 с.

Палеомагнитология / Ред. А.Н. Храмов. Л., Недра, 1982, 312 с.

Подобина В.М. Фораминиферы и биостратиграфия палеогена Западной Сибири. Томск, Изд-во НТЛ, 1998, 432 с.

Подобина В.М. Фораминиферы, биостратиграфия верхнего мела и палеогена Западной Сибири. Томск, Изд-во Том. ун-та, 2009, 432 с.

Постановления межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий / Под ред. А.И. Жамойды, Е.Л. Прозоровской. Вып. 36. СПб, Изд-во ВСЕГЕИ, 2006, 64 с.

Романовский С.И. Седиментологические основы литологии. Л., Недра, 1977, 405 с.

Скоробогатов В.А., Строганов Л.В. Гыдан: геологическое строение, ресурсы углеводородов, будущее... М., ООО «Недра-Бизнесцентр», 2006, 261 с.

Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины / Под ред. В.С. Волковой, А.Е. Бабушкина. Новосибирск, СНИИГГиМС, 2000, 64 с.

Унифицированные региональные стратиграфические схемы неогеновых и палеогеновых отложений Западно-Сибирской равнины. Объяснительная записка / Ф.Г. Гурари, В.С. Волкова, А.Е. Бабушкин, А.Г. Головина, В.П. Никитин, А.И. Некрасов, А.В. Кривенцов, Ж.А. Доля, Ю.М. Колыхалов, З.Н. Гнибиденко. Новосибирск, СНИИГГиМС, 2001, 84 с.

Хазин Л.Б., Хазина И.В., Кузьмина О.Б., Аюнов Д.Е., Голиков Н.А., Цибизов Л.В. Реконструкция условий образования позднечетвертичных отложений, вскрытых скважиной на о. Курунгнах (дельта Лены, северо-восток Сибири) // Геология и геофизика, 2019, т. 60 (7), с. 973—987.

Хафаева С.В. Особенности фациальной дифференциации сообществ фораминифер раннего мела (берриас—готерив) Усть-Енисейского бассейна // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (9), с. 1404—1414.

Фурсенко А.В. Введение в изучение фораминифер. Новосибирск, Наука, 1978, 242 с.

Фрейман Е.В. Палеоценовые комплексы фораминифер Западно-Сибирской низменности // Материалы по палеонтологии и стратиграфии Западной Сибири. Новосибирск, СНИИГГиМС, 1962, с. 52—67. (Тр. СНИИГГиМС, вып. 23).

Шкатова В.К. Обновленная общая магнитостратиграфическая шкала полярности квартера в связи с понижением ее границы // Общая стратиграфическая шкала России — состояние и проблемы обустройства. М., ГИН РАН, 2013, с. 394—395.

Яковлева А.И., Александрова Г.Н., Гнибиденко З.Н. Уточнение возраста люлинворской свиты палеогена на юге Западной Сибири по палинологическим и палеомагнитным данным // Бюл. МОИП. Отд. геологии, 2012, т. 87, вып. 3, с. 53—87.

Brotzen F. The Swedish Paleocene and its foraminiferal fauna // Sver. Geol. Undersok., Ser. C, v. 42 (2), 1948, 140 p.

Butler R.F. Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes. Boston, Blackwell Sci. Publ., 1992, 319 p.

Komarek J., Jankovska V. Review of the green algal genus Pediastrum; Implication for pollen-analytical research. Berlin, Stuttgart, Cramer, 2001, 127 p.

Marinov V.A. The distribution of rotaliids (Foraminifera) in the Cretaceous and Paleogene of Yamal Peninsula // Zbl. Geol. Palaontol., 1998, v. 1 (11–12), p. 1339–1348.

Murray A.S., Wintle A.G. The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability // Radiat. Meas., 2003, v. 37 (4—5), p. 377—381.

Ogg J.G., Ogg G.M., Gradstein F. M. A concise Geologic Time Scale. Amsterdam, Elsevier, 2016, 240 p.

Thiel C., Buylaert J.-P., Murray A.S., Terhorst B., Hofer I., Tsukamoto S., Frechen M. Luminescence dating of the Stratzing loess profile (Austria) — Testing the potential of an elevated temperature post-IR IRSL protocol // Quat. Int., 2011, v. 234, p. 23—31.

Zijderveld J.D.A. A.C. demagnetization of rocks: Analysis of results // Methods in paleomagnetism / Eds. D.W. Collinson, K.M. Creer, S. Runkorn. Amsterdam, Elsevier, 1967, p. 254–286.

Поступила в редакцию 10 марта 2021 г., принята в печать 24 октября 2021 г.