

УДК 551.781(1-925.19)

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ЧАУНСКОЙ ВПАДИНЫ (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ) В ПАЛЕОГЕНЕ И НЕОГЕНЕ. СТАТЬЯ 1. ПАЛЕОГЕН

Г.Н. Александрова

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 30.10.16

На основании анализа литературных и фондовых материалов, прежде всего палинологических данных, уточнен возраст и корреляция в основном континентальных палеогеновых толщ Чаунской впадины и острова Айон, вскрытых немногочисленными скважинами.

Ключевые слова: стратиграфия, палеоген, палинокомплексы, горизонты, корреляция, Чукотка.

Aleksandrova G.N. Geological evolution of Chauna Depression (North-Eastern Russia) during Paleogene and Neogene. 1. Paleogene. Bulletin of Moscow Society of Naturalists. Geological Series. 2016. Volume 91, part 4–5. P. 148–164.

On the usage of published works and unpublished geological reports, especially palynological assemblages, the age and correlation of mainly continental Paleogene strata in subsurface of the Chauna Depression and Ayon Island are corrected.

Key words: stratigraphy, Paleogene, palynological assemblages, regional substages, correlation, Chukotka.

Согласно схеме структурно-фациального районирования Северо-Востока России в палеогене и неогене, территория Чаунской впадины отнесена к Западно-Чукотскому району области впадин и прогибов арктических низменностей Восточной Якутии и Чукотки (Гриненко и др., 1998) (рис. 1). Предполагается, что в структурном отношении она наследует структуру Раучуанской синорогенной впадины позднеюрско-неокомского возраста (Патык-Кара и др., 1980). На территории Чаунской впадины палеоген-неогеновые осадки не выходят на дневную поверхность и вскрыты скважинами и шахтами. Подошва кайнозойских отложений имеет различный возраст, что обусловлено неравномерным погружением различных частей впадины (Безродных, 1983).

Имеющиеся на настоящее время геологические данные по кайнозою Западной Чукотки получены, главным образом, в 1970-х – начале 1980-х гг. В основу расчленения палеогеновых и неогеновых осадков арктических районов Якутии и Чукотки были положены спорово-пыльцевые данные, отражающие последовательные климатические изменения на территории Северо-Востока в течение кайнозоя (Баранова, Бискэ, 1964, 1979; Гриненко и др., 1998; Карташова, 1974; Лаухин и др., 1992; Палеоген..., 1989; Фрадкина, 1983, 1995 и др.). В большинстве работ довольно подробно анализируется палинологическая характеристика осадков, но либо отсутствует вообще, либо крайне малое внимание уделено литологическому строению разрезов, анализу микрофауны, обоснованию границ

литостратонов и их изменений по вертикали и простирацию, причинам смены характера седиментации и т.д.

В 1978–1979 гг. буровыми работами Чаунской комплексной геологоразведочной экспедиции в западной части о. Айон (район пос. Айон) скв. 1 вскрыта 671-метровая толща кайнозойских отложений, подстилаемая осадочными породами нижнего мела (Лаштабег, Смирнова, 1980 г.). Этот разрез рассматривается многими исследователями в качестве опорного для кайнозойских отложений Западной Чукотки и прилегающего шельфа Восточно-Сибирского моря. Следует отметить, что нет единого мнения о возрасте слоев, вскрытых скв. 1 на о. Айон (Белая, Терехова, 1982; Волобуева и др., 1990а, 1990б; Гриненко и др., 1998; Гудина и др., 1984; Каревская и др., 1984; Слободин и др., 1990 и др.) (рис. 2).

Наиболее близким и относительно хорошо изученным районом развития кайнозойских отложений является Нижнеколымский прогиб (Гриненко и др., 1998; Жарикова, 1980; Жарикова и др., 1982, 2011; Лаухин, Патык-Кара, 1985; Палеоген..., 1989; Фрадкина, 1985, 1995 и др.) (рис. 1). Здесь четыре параметрические скважины вскрыли относительно непрерывный разрез палеогеновых и неогеновых отложений, охарактеризованный палинологически, карпологически, частично микрофаунистически, а также палеомагнитными данными.

Согласно региональной стратиграфической схеме палеогеновых и неогеновых отложений Северо-

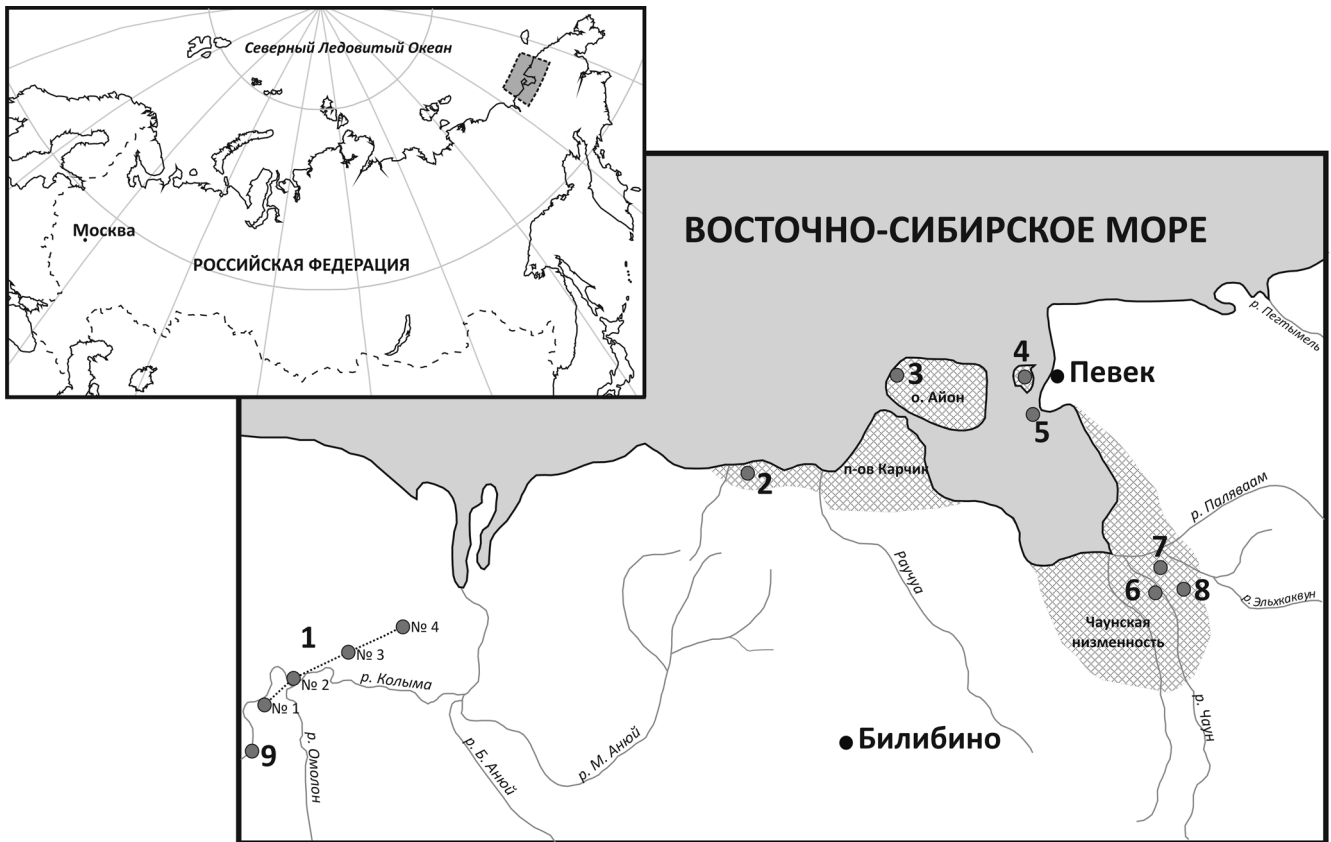


Рис. 1. Местоположение Чаунской впадины и разрезов, упоминаемых в тексте: 1 – Нижнеколымский профиль скважин; 2 – скв. 10 на р. Пальгитке; 3 – скв. 1 на о. Айон; 4 – скв. 872 на о. Большой Роутан; 5 – скв. 160 в акватории у Певекского полуострова; 6 – скв. 16 в нижнем течении р. Чаун; 7 – скв. 8 в устье руч. Чаанайвеемкай; 8 – шахта 172 на руч. Чаанайвеемкай; 9 – обнажения на р. Крестовке. Крапом показана территория Чаунской впадины

Востока России, в Чаунской впадине установлены разнообразные по генезису палеогеновые и неогеновые толщи (Гриненко и др., 1998) (рис. 3). Как было установлено в ходе геофизических работ в акватории Восточно-Сибирского моря, возрастание мощности кайнозойских осадков на исследуемой территории происходит с юго-востока на северо-запад (Косько и др., 2008). Однако обращает на себя внимание явное расхождение в строении палеогеновых и неогеновых разрезов о. Айон и Чаунской низменности, свидетельствующее о развитии более полного и непрерывного разреза палеогена и неогена в краевой (южной) части впадины (рис. 3). С целью установления причин этого расхождения автором был проведен анализ опубликованных и фондовых первичных геологических и биостратиграфических данных по опорным разрезам Чаунской впадины, а также их сравнение и корреляция с одновозрастными комплексами смежных территорий. Анализ позволил уточнить как возраст и объемы принятых литостратонов, так и палеообстановку формирования осадков.

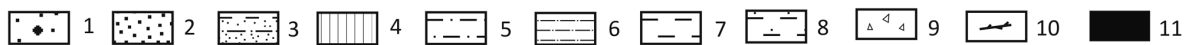
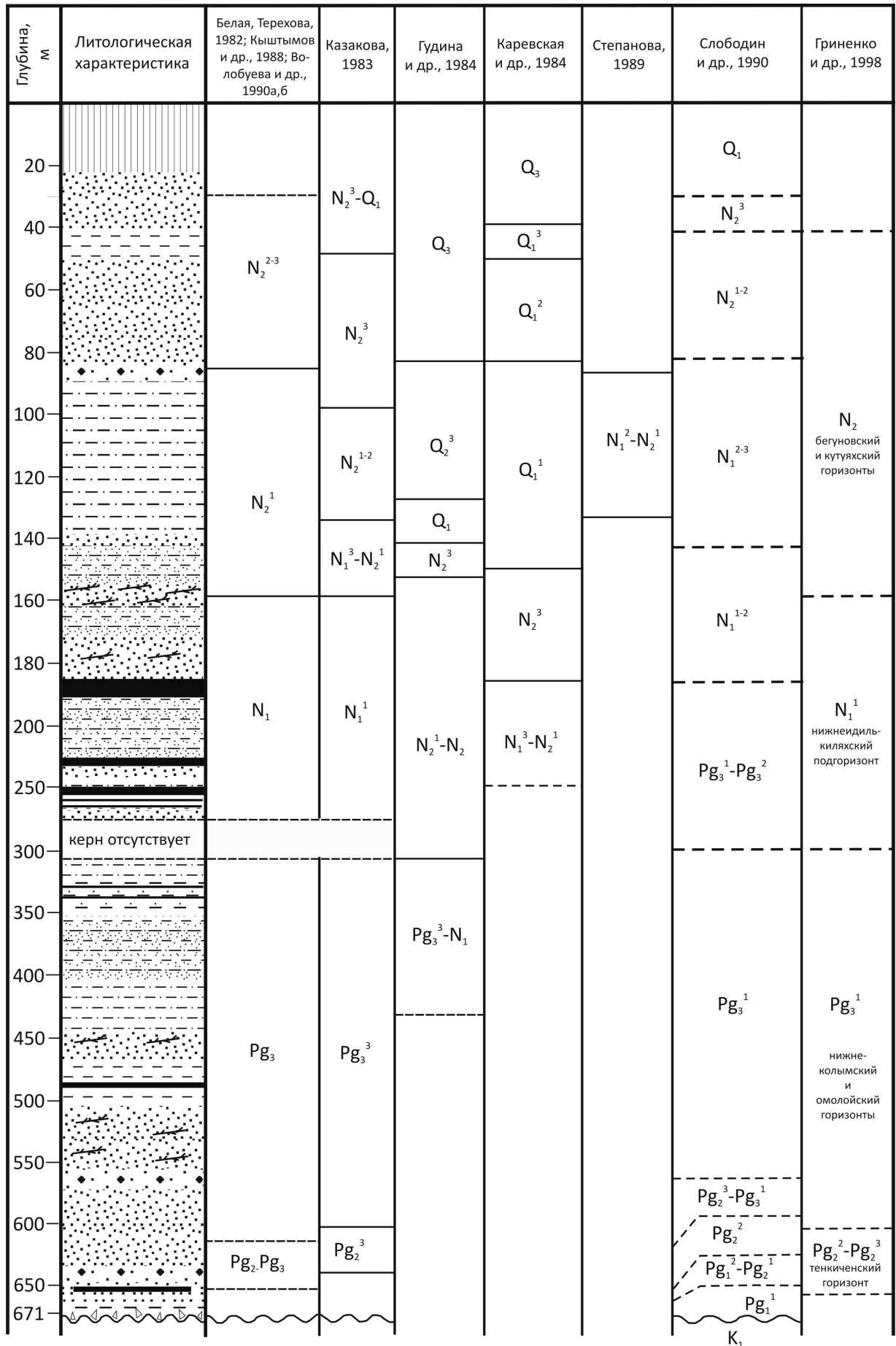
В данной статье используются ярусы и датировки их хроностратиграфических интервалов, принятые в новейшей «Шкале геологического времени» (The Geologic..., 2012).

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Палеоцен

На палеоценовое время в Чаунской впадине, как считается, приходится перерыв (Гриненко и др., 1998) (рис. 3). В позднем мелу в регионе завершилась тектоническая активизация по окраине материка с зарождением гор в обрамлении шельфовой зоны, активное рифтообразование на шельфе Восточно-Сибирского моря и заложилась депрессии в виде прогибов и впадин (Геология СССР..., 1970; Тибилев и др., 2012). В течение палеоцена понижение базиса эрозии обусловило также заложение и углубление ранее существовавших речных систем, вынос и накопление в формирующихся депрессиях терригенного материала. Очевидно, что с этим этапом связано развитие гидросети по коренному ложу Чаунской впадины и формирование кор выветривания в регионе.

Каолиновые, реже гидрослюдистые коры выветривания залегают в основании разреза рыхлых отложений палеогена локально, преимущественно над зонами дробления. Они зафиксированы в районе Певекского полуострова, о. Айон и в Чаунской низменности, как правило, на пониженных участках погребенных плоских водоразделов и в прибортовых частях погребенных долин. Коры выветривания, которые сложены каолиновыми глинами,



Общая стратиграфическая шкала					Региональные стратиграфические подразделения (горизонты, подгоризонты) (Гриненко и др., 1998)	Чаунская впадина					
Млн. лет	Система	Отдел	Подотдел	Ярус		Бассейн р. Пальтитка, руч. Безымянный	Остров Айон	Бассейн рек Чаанайвеемкай, Чаун			
5	НЕОГЕНОВАЯ	Плиоцен	В. н.	Гелазий	КУТУЯХСКИЙ		интервал гл. 40 м	Эльхаквунская свита. Галечники, пески. до 6 м			
				Пьянценций					БЕГУНОВСКИЙ	Пески, алевролиты, глины. гл. 164 м	Галечники. до 19 м
		Миоцен	Верхний	Мессиний	ХАПЧАНСКИЙ			Устьчаанайская свита. Суглинки, пески, гравийники. до 40 м			
				Тортон					СИПГЕНСКИЙ	Чулеская свита. Пески, суглинки. до 50 м	
			Средний	Серраваль	ИЛЬДИКИЛЯХСКИЙ			Чаунская свита. Пески, суглинки. до 38 м			
				Лангий					ВЕРХНЕ-ИДИЛЬКИЛЯХСКИЙ		
		Нижний	Бурдигал	НИЖНЕ-ИДИЛЬКИЛЯХСКИЙ			Чаунская свита. Пески, суглинки. до 38 м				
			Аквитан								
		25-35	ПАЛЕОГЕНОВАЯ	Олигоцен	Верхний		Хатт	ОНКУЧАХСКИЙ		гл. 303 м	
							Нижний	Рюпель			
Верхний	Приабон			НИЖНЕКОЛЫМСКИЙ	гл. 560 м гл. 610 м	Пески, алевролиты, глины. гл. 610 м	Нижнечаанайская подсвита. Галечники, пески. 7 м				
	Средний			Бартон				ПАРШИНСКИЙ			
Нижний	Ипр			ТАСТАХСКИЙ	гл. 610 м	Пески с рассеянной галькой и прослоями алевролитов и глин. гл. 671 м					
				КЕНГДЕЙСКИЙ							
Палеоцен	Верхний			Танет	КИЕНГСКИЙ						
				Зеландий	ТИМКИНСКИЙ						
	Нижний			Даний	САКАНЬИНСКИЙ						

Рис. 3. Региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений Чаунской впадины Западно-Чукотского структурно-фациального района (Гриненко и др., 1998, с уточнениями ОСИШ)

Рис. 2. Стратиграфическое расчленение различными авторами отложений, вскрытых скв. 1 на о. Айон: 1 – гравелиты; 2 – пески; 3 – переслаивание глин, алевролитов и песка; 4 – лёсс; 5 – алевролиты; 6 – алевролиты; 7 – глины; 8 – глины алевролитистые; 9 – щебень, дресва; 10 – древесные остатки; 11 – уголь, лигнит

иногда со значительной примесью полуразрушенной щебенки, мощностью первые метры, вниз по разрезу постепенно переходящими в неизменные коренные породы мезозойского возраста, палеонтологически не охарактеризованы. Предполагаемый нижний возрастной предел формирования кор выветривания на Северо-Востоке относится к датскому веку (Баранова и др., 1968); верхний возрастной предел — конец палеогена — начало неогена.

Разрезы кор выветривания в южной и юго-восточной частях Чаунской впадины имеют двучленное строение (Кыштымов, Майсак, 1976 г.; Пьянков и др., 1980 г.; Смирнова, Пьянков, 1981 г.). В нижней части это структурные грунты — пестроокрашенные, преимущественно глинистые образования, с реликтами первичных структур и текстур, связанные с коренными породами. Мощность этой части разреза — от первых до десятков метров. Выше по разрезу структурно-текстурные черты материнских пород полностью исчезают и профиль представлен пестроокрашенными глинами (преимущественно ярко-коричневые, бурые, серые в восточных и юго-восточных районах, голубоватые, синеватые, белые — в западных) с обломками, иногда окатанными, материнских пород. Участки развития кор выветривания в погребенных днищах древних долин Чаунской впадины немногочисленны, длина их редко превышает первые километры, ширина — не более 100 м. Общая мощность коры выветривания от первых метров до 50 м.

В разрезе Айонской скв. 1 кора выветривания вскрыта в инт. 671–663,6 м (рис. 4). В основании залегает элювий (1,5 м) — щебень и дресва темно-серых алевритов и серых песчаников из мезозойских пород, выше — глины голубовато-белые, каолиновые, слоистые, плотные, с редкой галькой кварца и включениями растительного детрита в верхней части (5,9 м) (Лаштабег, Смирнова, 1980 г.). Эта часть разреза ранее была отнесена к датскому ярусу (Слободин и др., 1990) (рис. 2).

В районе Певекского полуострова в основании кайнозойских отложений также залегают элювиальные образования различной мощности — от первых до 19 м. Они представлены в одних случаях глыбами подстилающих коренных пород со щебнем, дресвой, глиной и примесью алеврита, в других случаях крупнообломочный материал отсутствует, преобладает щебень, дресва, алевритистая глина. Цвет отложений различный, наиболее характерный — серый, светло-серый, с белесым оттенком, но есть и бурые, пестрые окраски. В примыкающей к полуострову акватории вскрыты глины бурые, ярко-желтые, со слабым зеленоватым оттенком и с включениями полуразложившихся обломков неправильной формы песчаников, глинистых сланцев и глин белого цвета (?каолиновый состав). Генетически эти осадки относятся к корам выветривания (Лаштабег, 1979 г.).

Минералогический состав кор выветривания в районе Чаунской низменности, по данным рентгеноструктурного анализа, однотипен и представлен кварцем, мусковитом, каолинитом, примесями полевого шпата из группы ортоклаза, хлорита, монацита и минерала из группы цеолитов. На о. Айон (гл. 667 м) кора выветривания сложена в основном каолинитом, монтмориллонитом, мусковитом, хлоритом, серпентином, кварцем, отмечается примесь амфиболов (Лаштабег, Смирнова, 1980 г.).

Сравнение показывает, что характер строения базальных горизонтов разреза кайнозойских отложений о. Айон очень близок к выявленным в разрезе скв. 1 Нижнеколымского прогиба (Жарикова и др., 1982; Палеоген..., 1989; Фрадкина, 1985) (рис. 5). Весьма примечательно, что здесь, в отличие от разрезов Чаунской впадины, удалось получить палинологическую характеристику пестроцветных глинистых пород коры выветривания. Установленный в верхней части тимкинской свиты (инт. 563,5–546 м) и одноименного горизонта палинокомплекс СПК I, по (Фрадкина, 1985), или РС-2, по (Гриненко и др., 1998), с обилием пыльцы стеммы *Postnormapolles* обнаруживает сходство с палинокомплексом кивдинской свиты Зоя-Буреинской впадины (Братцева, 1969), которая, по последним данным (Герман и др., 2009), имеет позднепалеоценовый (зеландский) возраст.

Таким образом, можно предполагать, что формирование кор выветривания в Чаунской впадине наиболее интенсивно происходило в палеоцене (тимкинский горизонт). Но не исключено, что на наиболее возвышенных участках процесс образования кор захватил весь палеоген и первую половину неогена, так как, по некоторым данным (Пьянков и др., 1980 г.), на юге впадины наблюдается постепенный переход от кор выветривания к осадкам среднего миоцена.

Эоцен

Согласно региональной стратиграфической схеме, эоценовые отложения выделяются только в скв. 1 на о. Айон в инт. 670–610 м (Белая, Терехова, 1982; Гриненко и др., 1998; Казакова, 1983; Слободин и др., 1990) (рис. 2, 3). Палинокомплекс из этих осадков соответствует региональному палинокомплексу РС-6 тенкиченского горизонта и датируется средним — нижней частью верхнего эоцена, на ранний эоцен также предполагается перерыв (Гриненко и др., 1998). По мнению некоторых исследователей (Слободин и др., 1990), часть разреза в инт. 663,6–652,3 м может быть отнесена к верхнему палеоцену — нижнему эоцену.

Анализ имеющихся данных подтверждает последнее мнение и указывает на распространение отложений верхнего палеоцена — нижнего эоцена в пределах Чаунской впадины. Их присутствие ограничивается, по-видимому, только районом о. Айон,

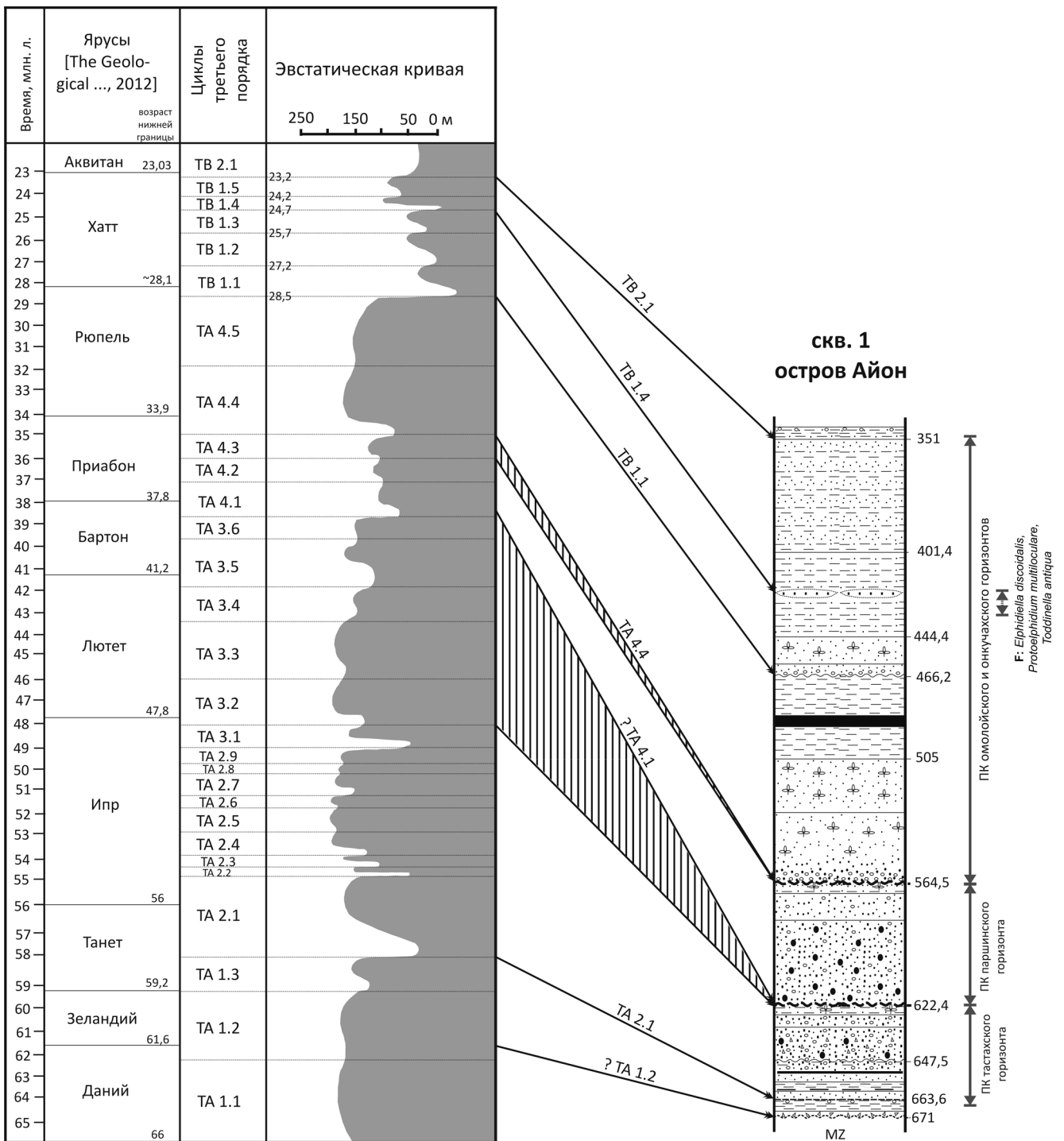


Рис. 4. Строение и расчленение разреза скв. 1 на о. Айон и его сопоставление с глобальной эвстатической кривой и циклами третьего порядка. Для циклов ТВ1–ТВ3 использована шкала и возрастные датировки из электронного ресурса: <http://www.sepmstrata.org/page.aspx?pageid=164>, для циклов ТА1 и ТА2 – по (Наг et al., 1987). Условные обозначения см. рис. 6

где они вскрыты скв. 1 (Белая, Терехова, 1982; Гриненко и др., 1998; Казакова, 1983; Лаштабег, Смирнова, 1980 г.; Слободин и др., 1990; Смирнова, Пьянков, 1981 г.).

Здесь разрез отложений имеет циклическое строение, что свидетельствует об участии морского фактора при формировании осадков. На коре выветривания залегает единый седиментационный цикл мощностью 41,2 м (Лаштабег, Смирнова, 1980 г.) (рис. 4). Состав:

– инт. 663,6–661 м. Песок мелкозернистый, светлый, белесый, с алевритом и включениями органического материала;

– инт. 661–658 м. Глина каолиновая, голубовато-белая, косослоистая, плотная, с маломощными (0,01–0,05 м) прослоями угля и включениями органики в основании;

– инт. 658–652,9 м. Песок тонкозернистый, белый, кремевый, косослоистый, с примесью грубого алеврита и включениями органики;

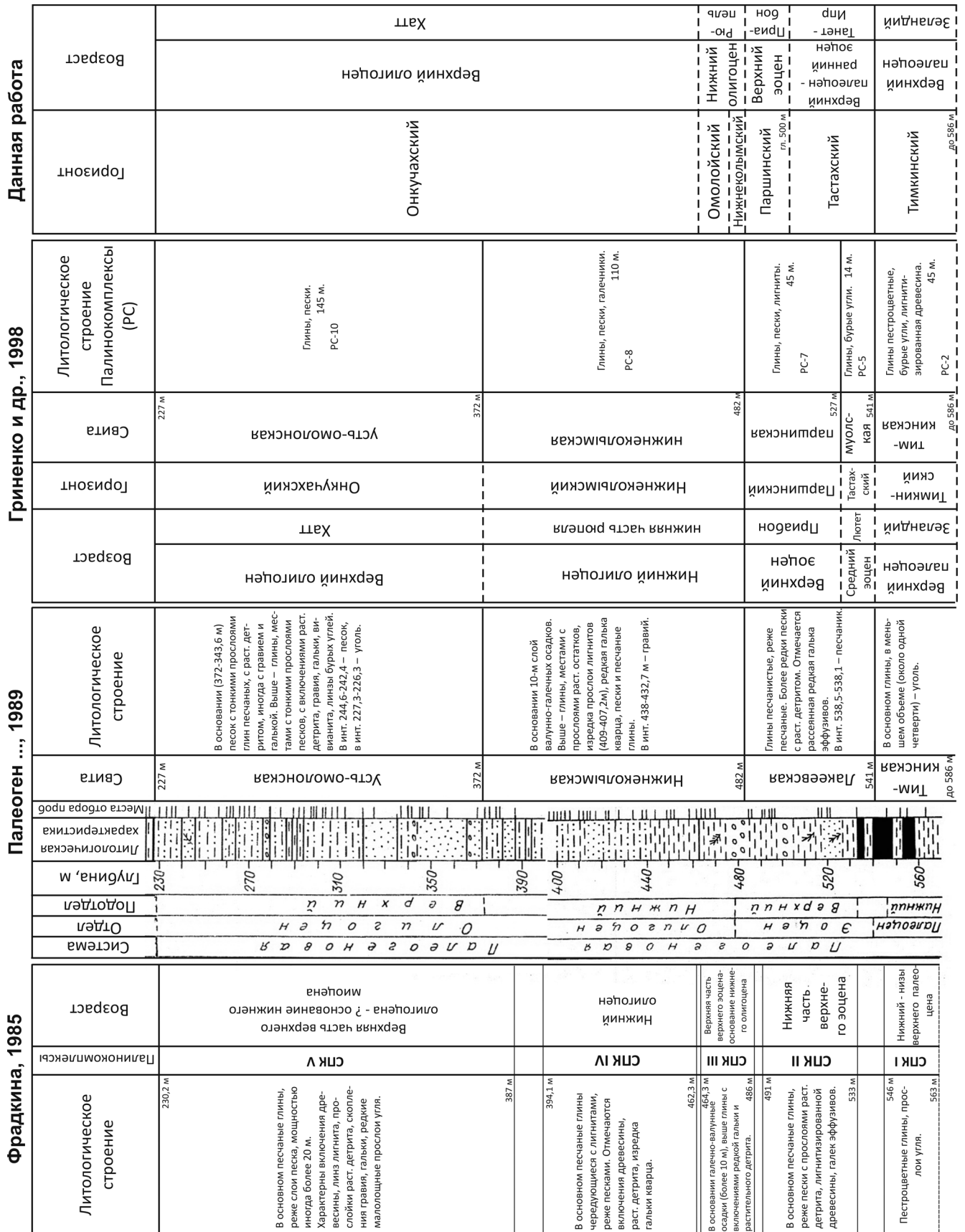


Рис. 5. Литоогическое строение и стратиграфическое расчленение разреза опорной скв. 1 Нижнеколымского прогиба разными авторами

– инт. 652,9–652,3 м. Бурый уголь, от темно-коричневого до черного, с раковистым изломом, с включениями (до 5 мм) янтарепоподобной смолы;

– инт. 652,3–647,5 м. Песок средне- и крупнозернистый, с гравием и галькой кварца, песчаников, алевролитов, сильно измененных липаритов, с примесью глинистого материала;

– инт. 647,5–633,2 м. Мелкий гравий и галька, щебень кварца и песчаников, с единичными мелкими валунами игнимбри-липарита с микроигнимбри-товой структурой основной массы. Заполнителем служит разнозернистый песок. Отмечаются прослой и линзы алевролита и включения органического вещества;

– инт. 633,2–627,6 м. Песок разнозернистый, с гравием и галькой кварца;

– инт. 627,6–622,4 м. Песок средне- и крупнозернистый, с прослоями алевролита и включениями обугленных растительных остатков.

В нижней части разреза (гл. 662 и 660 м) из глинистых минералов отмечаются каолинит и монтмориллонит. Выше (инт. 655,5–647,5 м) глины целиком состоят из каолинита. Внизу в значительном количестве отмечаются мусковит, хлорит, серпентин, в виде примеси – гидрослюды, кварц и ярозит. Вверху – хлорит и серпентин, в виде примеси – монтмориллонит, гидрослюды, кварц, плагиоклазы, цеолит. Содержание кварца и плагиоклаза вверх по разрезу увеличивается, и на гл. 647,5 м они по количеству становятся основными из составляющих. Угли в инт. 652,9–652,3 м по техническому и элементному составу относятся к классу сапропелитов.

По палинологическим данным, в пробах с глубин 642,5 и 622,7 м (в инт. 663,6–652,3 м споры и пыльца не обнаружены) установлен единый палинокомплекс (Лаштабег, Смирнова, 1980 г.; Казакова, 1983). Он характеризуется преобладанием пыльцы покрытосеменных (65–67%), с большим участием пыльцы субтропических и тропических вечнозеленых растений, и уверенно сопоставляется с палинокомплексом тастахской свиты бассейна р. Индигирка (Белая, Терехова, 1982; Казакова, 1983; Кыштымов и др., 1988; Кулькова, 1973) и одноименного горизонта (РС-5) (Гриненко и др., 1998; Фрадкина, 1995). Спорово-пыльцевые спектры характеризуются присутствием разнообразных Juglandaceae, Fagaceae, Ulmaceae, Hamamelidaceae, Betulaceae с руководящими видами для эоценового времени, а также Palmae, Lauraceae, *Platanus*, Myrtaceae. Типично наличие руководящих таксонов пыльцы трехпоровой, трехбороздной и трехборозднопорового строения, определяемой по искусственной классификации, а также *Extratropipollenites clarus* Pfl., *Pleurospermaepollenites tatchensis* Kulk., *Tetraporites lubomirovae* Kulk., *Loranthus elegans* Kulk., *Gothanipolis* sp., *Anacolosidites* sp., *Pistillipollenites mcgregorii* Rouse. Среди пыльцы голосеменных основной фон составляют Taxodiaceae, меньше различных Pinaceae, разнообразны *Tsuga* (*T. canadensis*,

T. diversifolia, *T. torulosa*, *T. crispa*), малочисленны *Gingko*, Podocarpaceae, *Cedrus*. Споры в основном представлены Polypodiaceae, меньше Osmundaceae, немного Cyatheaceae, Gleicheniaceae, *Lygodium* и др. По палинологическим данным реконструируется растительность полидоминантных широколиственных и хвойно-широколиственных лесов с большим участием вечнозеленых пород.

В целом палинокомплекс тастахского горизонта отвечает климатическому оптимуму эоцена (Баранова и др., 1970; Гриненко и др., 1998; Кулькова, 1973; Фрадкина, 1995). За прошедшие годы получены многочисленные данные в области биостратиграфии и палеоклиматологии палеогена, в том числе и для высокоширотных районов Арктики (Sluijs et al., 2006, 2008), которые показывают, что общепланетарное потепление началось с танетского времени, достигнув своего пика в пограничное палеоцен–эоценовое и раннеэоценовое время (Zachos et al., 2001), после чего в среднем – позднем эоцене последовало постепенное снижение среднегодовых температур (с минимумом на рубеже эоцена и олигоцена).

В Арктическом секторе и связанных с ним бассейнах в палеоцен–раннеэоценовое время происходили значительные океанографические события, вызванные целым рядом причин (Ахметьев и др., 2010; Яковлева, Александрова, 2013, 2014; Backman, Moran, 2004, 2008; Backman et al., 2006 и многие другие). Наиболее полно они изучены в Западной Сибири и районе хр. Ломоносова. Так, на танетское время приходится начало крупной морской трансгрессии через Западносибирское море в Арктику, с пиком в раннеэоценовое время. Комплексы морского микропланктона (диноцисты, фораминиферы), отвечающие этой трансгрессии, широко распространены в Арктическом бассейне и установлены в разрезе хр. Ломоносова (Backman et al., 2006), в низовьях Лены и на Новосибирских островах (Александрова, Кузьмичев, 2011; Фрадкина, 1995), бассейне Бофорта-Маккензи (McNeil, Parsons, 2013). К этой трансгрессии приурочено глобальное потепление рубежа палеоцена и эоцена (PETM – палеоцен–эоценовый термический максимум) с беспрецедентным для кайнозоя повышением температуры поверхностных вод в приполярной зоне (Sluijs et al., 2006, 2008). Отражением позднепалеоценово–раннеэоценового потепления в континентальных районах и служит палинокомплекс тастахского горизонта (Гриненко и др., 1998; Кулькова, 1973; Фрадкина, 1995), реконструирующей субтропическую растительность в Бореальной области, а также распространение бокситов на Енисейском крыже, Чадобецком поднятии, на правобережье Енисея к северу от Полярного круга и в низовьях Подкаменной Тунгуски (Лаухин, Кулькова, 1973).

Сказанное выше свидетельствует, что инт. 667–622,4 м в скв. 1 на о. Айон достаточно уверенно датируется поздним палеоценом (танет) – ранним

эоценом (ипр) и отвечает тастахскому горизонту. Во многих разрезах Земного шара событию РЕТМ соответствует сапропелитовый горизонт, в котором выявлены заметное обогащение органическим веществом (до 20%), изотопные аномалии и перестройки в составе комплексов микропланктона. Это позволяет предполагать, что сапропелит, вскрытый в инт. 652,9–652,3 м в разрезе о. Айон, формировался в прибрежно-морских обстановках и, вероятно, соответствует событию РЕТМ. Ранее В.Я. Слободин с соавторами (1990) нижнюю часть разреза (инт. 663,6–652,3 м) тоже отнесли к верхнему палеоцену – нижнему эоцену. Таким образом, нельзя согласиться с положением этого интервала в региональной стратиграфической схеме (Гриненко и др., 1998) (рис. 3), в которой инт. 670–610 м в скв. 1 на о. Айон отнесен к тенкиченскому горизонту (лютетский и бартонский ярусы).

В разрезе более высоких горизонтов кайнозойских отложений на о. Айон выделяются толщи, характеризующиеся полным набором фаций. В нижней части установлено три крупных седиментационных цикла, характеризующихся постепенной сменой осадков – от грубых к более тонким и датирующихся нами верхним эоценом, нижним и верхним олигоценом соответственно. Отложения этого возраста распространены шире, чем нижележащие, и установлены не только в районе о. Айон, но и на территории Чаунской низменности.

Так, в разрезах Чаунской низменности на коре выветривания залегают чаанайская свита, которая впервые была выделена А.И. Кыштымовец, Б.В. Белой в верховьях р. Чаанайеюшкой на юго-востоке низменности, со стратотипом в разрезе, вскрытом шахтой № 172 в инт. 75–36 м (Кыштымов, Белая, 1977). Позднее она была подразделена на нижнечаанайскую и верхнечаанайскую подсвиты (Кыштымов и др., 1988).

Нижнечаанайская подсвита в стратотипическом разрезе шахты № 172 (Кыштымов, Крутоус, 1980) представлена (рис. 6):

- инт. 75–74 м. Элювий углистых сланцев;
- инт. 74–71,6 м. Галечники с песчано-глинисто-алевритовым заполнителем. Галька и редкие валуны (до 0,4 м в поперечнике) преимущественно кварца;
- инт. 71,6–67,7 м. Алеврит и глинистый алеврит буровато-серый, с прослоями илов, песка гравийного кварцевого состава, щебенкой и дресвой кварца (5–10%), с остатками древесины и растительным детритом.

Галечники нижнечаанайской подсвиты в долине пра-Эльхкаквун представлены мелкой галькой и гравием кислых и средних эффузивов, кварца, полимиктовым песком (Билецкий, 1978 г.). Заполнителем являются глины серые, светло-серые. Галька часто осветлена и корродирована. В речных палеодолинах более низких порядков аллювий представлен галькой кварца, песчаников, алевритов, реже глинистых сланцев. Размер галек от 4–5 до

10 см, встречаются валуны кварца. Заполнитель песчано-глинистый, серого и темно-серого цвета.

В палинокомплексе из этих отложений преобладает пыльца листопадных умеренно теплолюбивых покрытосеменных семейства *Betulaceae* (23,4–53%) – *Betula*, *Alnus*, *Corylus*, *Carpinus*, *Ostrya* и семейства *Mugicaceae* (6,3–23,4%), представленного различными видами *Myrica*. Характерна частая встречаемость *Ericaceae*. Постоянно, но в меньшем количестве присутствует пыльца *Juglandaceae*, *Fagaceae*, *Ulmaceae*, *Cornaceae*, *Moraceae*, *Ilex*, *Araliaceae*, *Oleaceae*, *Diervilla*. В немногочисленных экземплярах – *Magnolia*, *Hamamelis*, *Nyssa*, а также пыльца формальных родов *Tripolites*, *Triatriopollenites*. В группе голосеменных (12,3–43,8%) доминирует пыльца *Pinus* при небольшом (до 2%) участии *Picea*, *Tsuga*, *Abies*, *Larix*, *Cedrus*, *Taxodiaceae*, *Cupressaceae*, *Podocarpaceae*. Среди спор преобладает *Sphagnum* (до 5,4%).

Этот палинологический комплекс отражает новый этап развития растительности – замещение позднепалеоценово-раннеэоценовых тропических и субтропических элементов флоры на листопадные. Существовавшая лесная растительность имела своеобразный облик: ее составляли разнообразные листопадные теплоумеренные покрытосеменные с участием субтропических и тропических элементов, а также реликтов более древних флор. Аналогичные спектры характеризуют солурскую толщу в бассейне р. Омолой, лакеевскую свиту в Нижнеколымском прогибе, отложения левобережья Яны и Момо-Селенжинской впадины (Жарикова и др., 2011; Карташова, 1974; Карташова, Баранова, 1975; Континентальные..., 1979; Фрадкина, 1985), которые датируются поздним эоценом – частью раннего олигоцена.

В региональной схеме нижнечаанайская подсвита отнесена к нижнеколымскому горизонту нижней части нижнего олигоцена (Гриненко и др., 1998), который, однако, имеет иную палинологическую характеристику в стратотипическом разрезе: господство пыльцы *Pinaceae* (30–40%) и *Alnus*, *Betula* (20–30%) при незначительном участии вечнозеленых покрытосеменных и отсутствии формальных таксонов (Фрадкина, 1983, 1995). Более молодые, заведомо олигоценые отложения в Чаунской низменности представлены верхнечаанайской подсвитой (Гриненко и др., 1998; Кыштымов, Белая, 1977; Кыштымов, Крутоус, 1980; Кыштымов и др., 1988).

На о. Айон в скв. 1 в инт. 622,4–564,5 м на осадках тастахского горизонта с размывом залегают единый седиментационный цикл. В составе разреза (Лаштабег, Смирнова, 1980 г.) (рис. 4):

- инт. 622,4–588 м. Песок разнозернистый, с гравием и галькой кварца, отдельными валунами эффузивов, с редкими прослоями алеврита и глин каолиновых;
- инт. 588–569,6 м. Песок средне- и мелкозернистый, слоистый, с единичными включениями гальки кварца в кровле;

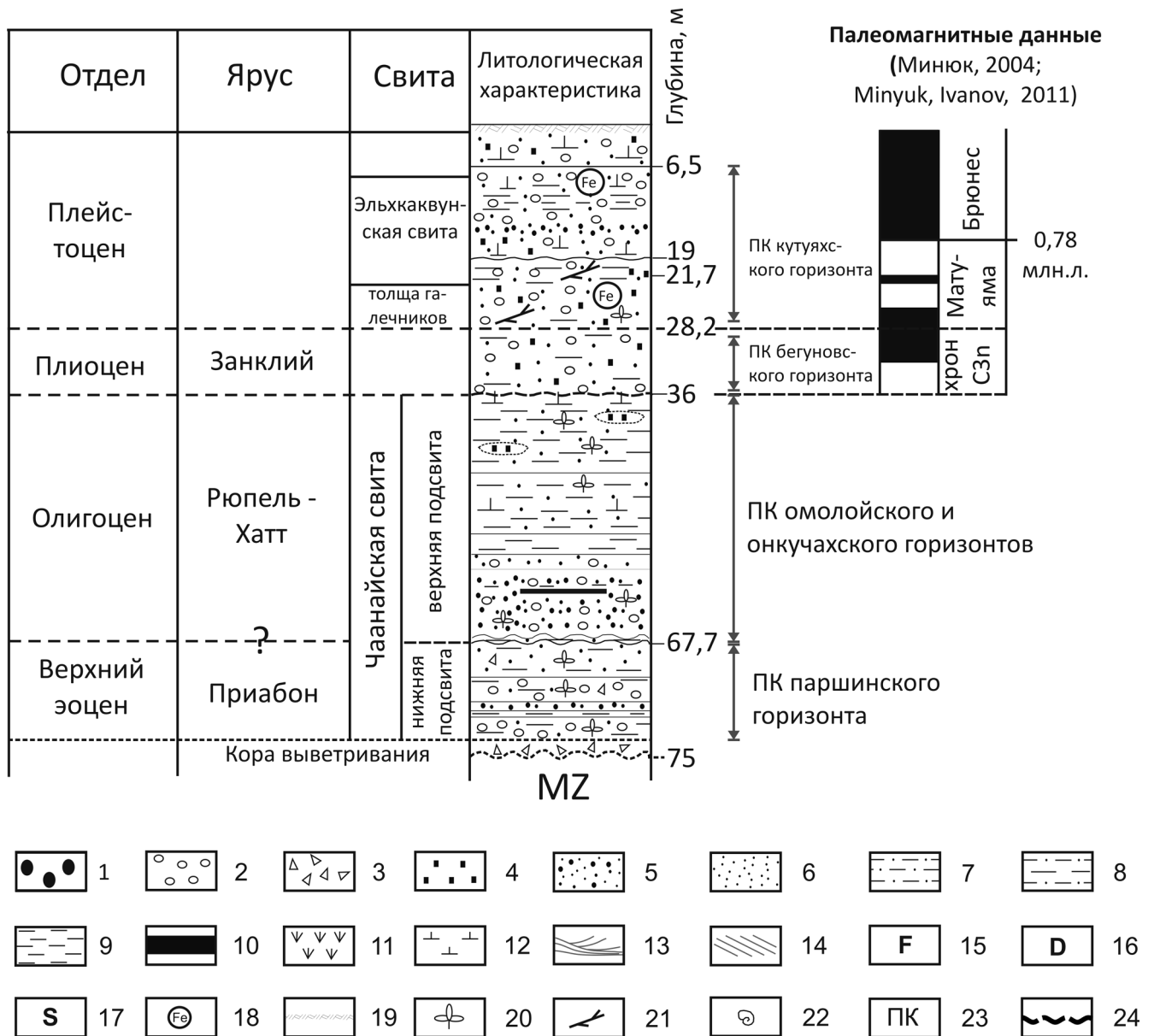


Рис. 6. Литологическое строение и стратиграфическое расчленение разреза шахты № 172: 1 – валуны; 2 – галька; 3 – дресва; 4 – гравий; 5 – песок разнозернистый; 6 – песок; 7 – алеврит; 8 – алеврит глинистый; 9 – глина; 10 – уголь, лигнит; 11 – торф; 12 – лед; 13 – косяя слоистость; 14 – наклонная слоистость; 15 – уровни находок комплексов фораминифер; 16 – уровни находок комплексов диатомей; 17 – уровни находок комплексов силикофлагеллат; 18 – ожелезнение, агрегаты бурого железняка; 19 – почвенно-растительный слой; 20 – растительный детрит; 21 – фрагменты древесины (стволы, ветки); 22 – раковины моллюсков; 23 – палинокомплексы; 24 – несогласное залегание

– инт. 569,6–564,5 м. Алеврит глинистый, темно-серый, слоистый. В кровле – песок мелкозернистый (0,5 м), с остатками древесины.

По данным рентгеноструктурного анализа, глинистые минералы представлены в основном каолинитом. Отмечаются мусковит, хлорит, кварц, серпентин, в виде примеси – плагиоклазы и амфиболы.

В целом строение и состав осадков в этой части разреза о. Айон указывают на самостоятельную стадию в развитии региона и отвечают единому циклу седиментации, имеющему своеобразные геолого-минералогические и палинологические характеристики. В принятой региональной стратиграфической схеме интервал разреза до гл. 610 м

датирован средним эоценом (тенкиченский горизонт), а инт. 610–560 м – первой половиной раннего олигоцена и отнесен к нижнеколымскому горизонту (Гриненко и др., 1998; Фрадкина, 1995). Однако по палинологическим данным в инт. 610–564,5 м (пробы с гл. 588 и 564,7 м) Б.В. Белой выделен палинокомплекс (Лаштабег, Смирнова, 1980 г.), аналогичный установленному в нижнечаанайской подсвите.

Для решения вопроса о возрастной принадлежности этого этапа геологического развития Чаунской впадины был проведен сравнительный анализ с данными по смежным районам.

Так, в Нижнеколымском прогибе залегающая на тимкинской свите часть разреза (скв. 1, инт. 541–

482 м), характеризующаяся высокой угленосностью в нижней части и преимущественно глинами в верхней, первоначально относилась к лакеевской свите верхнего эоцена (Палеоген..., 1989; Фрадкина, 1995). При подготовке региональной стратиграфической схемы (Гриненко и др., 1998) (рис. 5) лакеевская свита была упразднена и в инт. 541–482 м выделены стратотипы двух новых свит с неопределенными границами: муолской (инт. 541–527 м), представленной глинами и бурыми углями, и паршинской (инт. 527–482 м), сложенной глинами, песками, лигнитами (Гриненко и др., 1997). Первая отнесена к тастахскому горизонту, вторая – к верхнеэоценовому паршинскому, между которыми предполагается перерыв в объеме тенкиченского горизонта. Обращает на себя внимание явный регрессивный характер строения разреза в инт. 541–~500 м, в кровле которого показан горизонт галечника (Палеоген..., 1989, рис. 13), что свидетельствует о завершении на гл. ~500 м единого седиментационного цикла. Скорее всего, именно к этому галечнику приурочена нижняя граница паршинской свиты. В пользу данного вывода свидетельствуют и палинологические данные. Так, в образцах из инт. ~497–483 м палинологические спектры по систематическому и количественному составу отличны от установленных в инт. 533–~516 м (Палеоген..., 1989, рис. 13). И именно на этом уровне в СПК II отмечается повышение количества пыльцы Pinaceae, уменьшение доли таксонов, частая встречаемость которых характерна для тастахского и тенкиченского горизонтов – *Alfaroa*, *Oreamunoa*, *Engelhardtia*, *Casuarinidites cainozoicus* Cookson et Pike, *Pleurospermaepollenites tastocheensis* Kulk., *P. crassus* Kulk., *Triatriopollenites roboratus* Pflug, *Triporopollenites* spp., *Pistillipollenites mcgregorii* Rouse и др., возросло количество спор Polyodiaceae и пыльцы *Tsuga*, а также *Alnus*, *Betula*, что характерно для верхнеэоценовых палинокомплексов Северо-Востока России (Фрадкина, 1995).

По систематическому и количественному составу палинологические спектры, установленные в инт. ~497–483 м скв. 1 Нижнеколымского прогиба, относимом к паршинской свите, а также в инт. 622,4–564,5 м в скв. 1 на о. Айон и нижнечаанайской подсвите в Чаунской впадине, близки к палинокомплексам из верхней части тавдинской и юрковской свиты севера Западной Сибири, возраст которых, по данным изучения палиноморф высших растений и диноцист, ограничен бартоном – приабомом (Бакиева, 2005; Любомирова, 1976; Унифицированные..., 2001; Яковлева, Александрова, 2013). На основании сравнения и по положению в разрезе наиболее вероятным представляется, что нижнечаанайская подсвита и седиментационный цикл в инт. 622,4–564,5 м скв. 1 на о. Айон имеют верхнеэоценовый возраст.

В пользу верхнеэоценового возраста свидетельствуют и палеогеографические данные. Так, в Западной Сибири и Арктическом бассейне в конце

раннего эоцена начинается относительная регрессия, которая достигает максимума в начале лютета. Эта регрессия привела к осушению большей части Западносибирской плиты (Шацкий, 1978) и формированию полузамкнутого опресненного бассейна в Арктике, что проявилось в событии «Azolla» (Ахметьев и др., 2010; Brinkhuis et al., 2006). Связь Западно-Сибирского и Арктического бассейнов окончательно прервалась в начале среднего эоцена, когда они оказались полностью изолированными друг от друга. В середине лютетского времени в относительно близком к Чаунской впадине регионе – районе хр. Ломоносова седиментация прекратилась (Backman, Moran, 2004, 2008; Backman et al., 2006).

Следующий крупный трансгрессивный морской этап, охвативший значительные площади в Западной Сибири, начался в конце лютета – начале бартона, с ним связано начало формирования тавдинской свиты, верхняя граница которой приурочена к рубежу эоцена и олигоцена (Шацкий, 1978). При этом пик трансгрессии, устанавливаемый по присутствию разнообразного комплекса диноцист широкого географического распространения, приходится на позднеэоценовое время (Ахметьев и др., 2004; Iakovleva, 2011). Палинокомплексы позднего эоцена фиксируют относительное похолодание, что устанавливается по увеличению в палиносpectрах пыльцы Pinaceae, сокращению пыльцы наиболее термофильных растений, увеличению роли Betulaceae. Несомненно, что столь крупная трансгрессия была проявлена и в Арктическом палеобассейне. В бассейне Бофорта-Маккензи этому событию отвечает космополитный комплекс фораминифер, установленный в секвенции Ричардс и датированный концом среднего – поздним эоценом (McNeil, 1989, 1990, 1997). Присутствующие в нем виды известны из прибрежных фаций Лабрадорского и Северного морей, и это событие интерпретируется Д. Мак-Нейлом как отражение начальной стадии установления связей между «Арктическим заливом» и северной частью Атлантического океана.

В целом цикличность строения палеогеновых осадков на о. Айон очень близка к установленной в Нижнеколымском прогибе, что предполагает непосредственную связь обеих впадин и позволяет объединять их в единый бассейн седиментации. Сравнение указывает на одновременное заложение депрессий, как Нижнеколымской, так и Чаунской, датированное началом позднего палеоцена. Так, первый крупный седиментационный цикл, отвечающий позднему палеоцену и раннему эоцену, устанавливается в скв. 1 Нижнеколымского прогиба в инт. 586–500 м и соответствует тимкинскому и тастахскому горизонтам. Выше, в инт. ~500–482 м, ограниченном двумя горизонтами размыва, по мнению автора, залегает паршинская свита, которая имеет позднеэоценовый возраст. Последнее подтверждается похолоданием, что выражено в увеличе-

нии роли пыльцы голосеменных, редукцией пыльцы субтропических и тропических покрытосеменных в верхней части толщи, охарактеризованной СПК II (Палеоген..., 1989; Фрадкина, 1995).

Аналогичное строение и палинокомплексы имеют отложения в скв. 1 на о. Айон (рис. 4). Здесь инт. 671–663,6 м по положению в разрезе и сходному литологическому составу может быть сопоставлен с тимкинским горизонтом нижней части верхнего палеоцена. На основании палинологических данных инт. 663,6–622,4 м отнесен к тастахскому горизонту верхнего палеоцена – нижнего эоцена, а инт. 622,4–564,5 м коррелируется нами с нижнечаанайской подсвитой и интервалом ~500–482 м в скв. 1 Нижнеколымского прогиба, отвечающим паршинской свите верхнего эоцена. Некоторые различия в строении осадков на уровне тастахского горизонта, вероятно, обусловлены более расчлененным рельефом Чаунской впадины во время накопления осадков в районе о. Айон, в то время как в Нижнеколымском прогибе они формировались в равнинных гидродинамически спокойных (?озерно-болотная) обстановках, о чем свидетельствуют значительные мощности угленосных отложений. Выше тастахского горизонта в обеих впадинах установлен перерыв, отвечающий тенкинскому горизонту среднего эоцена.

В бассейне моря Бофорта – дельты Маккензи строение палеоцен-эоценовых осадков (Dietrich et al., 1989; Dixon, 1992; McNeil, 1989) близко к установленному в бассейне Колымы и Чаунской впадине и тоже охарактеризовано тремя циклами – секвенциями Мус Ченнел, Рейндир и Ричардс. Тимкинский и тастахский горизонты могут быть сопоставлены с первыми двумя секвенциями, а паршинский – с третьей. Граница палеоцена и эоцена в канадском регионе приурочена к верхней части нижней секвенции Рейндир (= секвенция Аклак) (McNeil, Parsons, 2013). Вопрос о присутствии в Нижнеколымском прогибе и Чаунской впадине отложений, отвечающих верхней части верхней секвенции Рейндир (= секвенция Таглу), охарактеризованных массовой встречаемостью *Azolla* и соответствующих событию «Azolla» в разрезе хр. Ломоносова, пока не решен. С одной стороны, краевое положение этих территорий по отношению к акватории Арктического палеоокеана допускает перерыв во время описанной выше позднеипрсколотетской регрессии, с другой – крайне неравномерное опробование разрезов со значительными по мощности неохарактеризованными интервалами допускает его пропуск.

Олигоцен

Как следует из приведенных данных, отнесение к нижнему олигоцену всей чаанайской свиты в региональной стратиграфической схеме неправомерно (рис. 3). Верхнечаанайская подсвита датируется ранним олигоценом и отнесена к омолойскому го-

ризонту (Гриненко и др., 1998). В стратотипическом разрезе шахты № 172 подсвиту представляют (Кыштымов, Крутоус, 1980 г.) (рис. 6):

– инт. 67,7–63,4 м. Галечники неясно слоистые, гравийные, с илисто-песчаным заполнителем, с прослоями гравийников, песка, обилием слабо углефицированных древесных и растительных остатков, шишек хвойных. Галька кварца (60%), эффузивов и осадочных пород, слабо окатана;

– инт. 63,4–57,7 м. Галечники с гравийно-песчаным заполнителем, вмещающие прослой серого гравийного песка мощностью до 0,4 м, илов, множество обломков стволов деревьев в диаметре до 0,5 м, веток. Галька и гравий кварца (до 50%), осадочных и эффузивных пород, средней и хорошей сохранности;

– инт. 57,7–55,4 м, Пески серые, внизу существенно гравийные, вверху илистые, в основании слоя алевритовые, буроватые, с растительными остатками, вмещают прослой (0,6 м) из древесины, веток и растительного детрита;

– инт. 55,4–36 м. Алеврит глинистый, слоистый, зеленовато-серый, с белесым и зеленым оттенками, местами бурый и льдистый (линзы льда до 3–5 см), с прослоями (5–10 см) и линзами песка с гравием, растительным детритом, древесиной, иногда слабо обугленной. Внизу прослой (3,3 м) алеврита серо-бурого, льдистого, с гравием кварца, эффузивов и осадочных пород.

Отложения содержат палинокомплекс (Кыштымов, Белая, 1977; Кыштымов и др., 1988), который в региональной схеме отнесен к омолойскому горизонту верхней части нижнего олигоцена (Гриненко и др., 1998). Его основной особенностью является замещение пыльцы голосеменных, преобладающей в палинокомплексах нижней части нижнего олигоцена, пыльцой покрытосеменных. Количество пыльцы покрытосеменных колеблется от 8,5 до 52,8%, чаще около 38%. Основной фон создает пыльца *Quercus* (7,7–18,5%), *Fagus* (до 3,5%), *Ulmaceae* (до 3,5%), *Myrica* (8%), *Corylus* (7%), *Acer* (4%), *Juglandaceae* (5%). Встречается пыльца *Castanea*, *Ostrya*, *Engelhardtia*, *Tilia*. Из субтропических форм присутствуют *Ilex* (до 9%), *Liquidambar* (до 6,4%), *Nyssa* (до 2,5%), *Moraceae*, *Magnolia*, *Rhus*, *Pistaceae*, *Araliaceae* и др. В группе голосеменных (6,4–41,8%) преобладает пыльца разнообразных *Pinaceae*, главным образом, сосен. Содержание темнохвойных элементов (*Tsuga*, *Picea*, *Abies*) не более 11%, *Taxodiaceae* – 4%. Среди спор доминируют *Polypodiaceae*.

Этот палинокомплекс является весьма характерным и отражает олигоценовую растительность тургайского типа (Ахметьев, 1993; Баранова и др., 1970; Криштофович, 1957; Фрадкина, 1995) и указывает на умеренно-теплолюбивую лесную флору. Им охарактеризована омолойская свита в Куларском районе (Гриненко и др., 1998), часть нижнеколымской свиты Нижнеколымского прогиба (Палеоген..., 1989).

В разрезе о. Айон, по мнению автора, олигоцену отвечают осадки двух седиментационных циклов. Разрез представлен (Лаштабег, Смирнова, 1980 г.) (рис. 4) следующим составом.

Нижний цикл:

– инт. 564,5–562 м. Галечник с крупным песком. Галька средних и мелких размеров;

– инт. 562–530 м. Песок средне- и крупнозернистый, с прослоями алевролита серого, с включениями обугленной древесины;

инт. 530–466,2 м. Глина алевролитовая, темно-серая, слоистая, плотная, с прослоями песка тонкозернистого, алевролита, лигнита. В интервале 487,3–484,3 м – горизонт сапропелита темно-коричневого, глинистого, микрослоистого.

Верхний цикл:

– инт. 466,2–462,7 м. Песок мелко-среднезернистый, слоистый, с галькой ороговикованных песчаников в основании;

– инт. 462,7–444,4 м. Песок тонко-мелкозернистый, слоистый, светло-серый, с прослоями алевролита и органики, отмечаются фрагменты обуглившейся древесины.

– инт. 444,4–401,4 м. Алевролит серый, слоистый, с прослоями и линзами глинистого материала и песка тонкозернистого. Мощность прослоев 1–3 мм, линз – до 60 см. В средней части интервала установлена линза гравия;

– инт. 401,4–351 м. Переслаивание глин, алевролитов и песка. Глина плотная, серая, слоистая. Мощность прослоев от 1 до 5 м. Алевролиты с субгоризонтальной, волнистой слоистостью. Мощность прослоев 10–15 м.

Состав глинистых минералов в инт. 564,5–466,2 м по сравнению с нижележащими толщами более разнообразен, присутствуют каолинит и монтмориллонит, из породообразующих – хлорит, кварц, плагиоклазы, гидрослюда, мусковит, довольно часто в виде примеси отмечается цеолит, и совсем редко присутствуют амфиболы и смешаннослойное образование хлорита-монтмориллонита и гидрослюда. В отложениях верхнего цикла уменьшается количество монтмориллонита, в некоторых пробах он даже не обнаружен. Отсутствует мусковит. В тех же количествах остаются кварц, плагиоклазы, гидрослюда и цеолит, хлорит.

В инт. 560–303 м скв. 1 на о. Айон установлен палинокомплекс, который характеризуется высоким содержанием пыльцы голосеменных (25–57%), представленной, главным образом, пыльцой сосен, в меньшей степени елей, тсуг, лиственницы. По сравнению с предыдущим палинокомплексом здесь широко распространена пыльца *Alnus*, *Betula*, *Corylus*, *Carpinus*, с примесью *Myrica*, *Ulmus*, *Ilex*, при незначительном участии пыльцы наиболее теплолюбивых растений – *Liquidambar*, *Nyssa*, *Rhus*, *Aralia* и др. Этот комплекс сближался с палинокомплексом верхнечаанайской подсвиты (Белая, Терехова, 1982; Казакова, 1983; Кыштымов и др., 1988). В региональной стратиграфической

схеме он датирован второй половиной раннего олигоцена и отнесен к омолойскому горизонту (Гриненко и др., 1998) (рис. 2, 3). Следует отметить, что, по данным Б.В. Белой, этот палинокомплекс распространен только до гл. 351 м (Лаштабег, Смирнова, 1980 г.). Сравнение показывает, что он по основным характеристикам близок к региональным палинокомплексам, установленным для нижнеколымского и онкучахского горизонтов (Фрадкина, 1995).

В верхнем седиментационном цикле (инт. 435–425 м) установлено присутствие бентосных фораминифер, что указывает на формирование отложений в прибрежно-морских обстановках (Гудина и др., 1984; Слободин и др., 1990). Комплекс фораминифер характеризуется низким количеством – до 50 экз. и представлен в массе впервые описанными видами – *Protoelphidium multiloculare* Levitchuk и *Toddinella antiqua* Levitchuk. Кроме этих таксонов присутствуют немногочисленные *Elphidiella discoidalis* Todd и *Qiuqueloculina* sp.

Как уже отмечалось (Слободин и др., 1990; Detterman et al., 1975; McNeil, 1989), самые ранние находки *Elphidiella discoidalis* Todd в Арктическом бассейне приурочены к пачке Нувок Северо-Западной Аляски, охарактеризованной комплексом фораминифер зоны *Turrilina alsatica*. По данным изотопного датирования, возраст этих слоев ограничен 23,8–27 млн лет, что указывает на формирование пачки Нувок в позднем олигоцене (McNeil, 1990; McNeil, Miller, 1990). Зона *T. alsatica* в бассейне моря Бофорта – дельты Маккензи установлена в верхней части секвенции Кугмаллит – нижней части секвенции Маккензи Бэй, также сложенных ритмичным чередованием осадков (McNeil, 1989), как и инт. 444,2–351 м разреза о. Айон. Данный факт позволяет датировать верхний цикл седиментации в инт. 444,2–351 м скв. 1 о. Айон поздним олигоценом (The Geologic..., 2012), и эта трансгрессия может быть сопоставлена с секвенциями ТВ1.4–ТВ1.5 верхнего хатта (Haq et al., 1987) (рис. 4).

Таким образом, нельзя согласиться с отнесением описываемой части разреза о. Айон только к омолойскому горизонту (Гриненко и др., 1998; Фрадкина, 1995). Строение этой части разреза, отвечающей двум полным циклам седиментации, а также учет данных о возрасте ниже- и вышележащих осадков позволяют ограничить ее возраст олигоценом. Сравнение показывает, что инт. 564–466,2 м в скв. 1 о. Айон по литологическому строению и палинологической характеристике сходен с нижнеколымской свитой Нижнеколымского района (Гриненко и др., 1998; Никитин, 1999; Палеоген..., 1989; Фрадкина, 1985, 1995), датированной ранним олигоценом. Вышележащий цикл осадко-накопления на о. Айон (инт. 466,2–351 м) на основании присутствия позднеолигоценовой морской микрофауны может быть сопоставлен с верхнеолигоценовой усть-омолонской свитой Нижнеколымского прогиба. Континентальным фациям

нижнего олигоцена (нижний цикл) присущи крупные песчаные тела (мощностью от 18 до 32 м), а прибрежно-морским верхнего олигоцена (верхний цикл) свойственно частое ритмичное переслаивание слоистых глинисто-алевритовых осадков.

Весьма важны для обоснования обстановок формирования и корреляций олигоценовых толщ Северо-Востока находки микрофауны в разрезе скв. 2 Нижнеколымского профиля. По данным (Гриненко и др., 1998; Карташова и др., 1985), в нижнеколымской свите установлен комплекс пресноводных диатомей, представленный *Melosira italica* var. *valida* (Grunow) Hustedt, *M. praedistans* Jousé, *M. praegratulata* et var. *angustissima* Jousé, *M. praeislandica* et var. *curvata* Jousé, *Tetracyclus ellipticus* et var. *lancea* (Ehrenberg) Hust., *Eunotia faba* (Ehrenberg) Grunow, *E. septentrionalis* Østrup, *E. sibirica* Ehrenberg, *E. suecica* A. Cleve, *E. hyperborea* A. Berg, *E. majuscula* Moiss., *E. monodon* var. *tropica* (Hustedt) Hustedt, *Pinnularia lata* (Brébisson) W. Smith, *P. heteropleura* var. *minor* A. Cleve, *Cyclotella* cf. *temperii* M. Perag. et Hérib., *Tabellaria celatom* Khurs., *Fragilaria nitzschoides* var. *kamtchatica* Lupik., *Desmogonium quianense* Ehrenberg, *Navicula gastrum* (Ehrenberg) Kützing. В усть-омолонской свите встречены фораминиферы *Elphidium subclavatum* Gudina, а также комплекс диатомей с участием пресноводных *Alaucosira praegratulata* Jousé, *Eunotia obsoleta* Ehrenberg, *E. faba*, *E. monodon*, *E. tenella* (Grunow) Hustedt, *Tabellaria tumida* (Brébisson ex Kützing) Van Heurck, *T. celatom* Khurs., *Tetracyclus ellipticus* (Ehrenberg) Grunow, *Tetracyclus ellipticus* var. *loncea* et f. *elongata* Hustedt, *T. lacustris* Ralfs, *T. rupestris* (Braun ex Rabenhorst) Grunow, *Melosira praegratulata* Jousé, *M. praeislandica* Jousé, *Fragillaria nitzschoides* var. *kamtchatica* и морских видов *Actinocyclus thumii* A. Schmidt, *Actinocyclus ehrenbergii* Bailey. К сожалению, точное положение находок морской микрофауны в разрезе усть-омолонской свиты нигде не указано, но сам факт их наличия свидетельствует об отражении уровня высокого стояния моря в Нижнеколымском прогибе. По мнению С.А. Лаухина и Н.Г. Патык-Кары (1985), находки микрофауны приурочены к отложениям второй половины верхнего олигоцена и низам переходной олигоцен-миоценовой пачки, а возможно, и нижнего олигоцена, что в целом находит подтверждение и в материалах по Чаунской впадине. Так, интервал 435–425 м в скв. 1 о. Айон с позднеолигоценовым комплексом фораминифер может быть сопоставлен с уровнем находок фораминифер *Elphidium subclavatum* и диатомей в усть-омолонской свите, а уровню находок комплекса пресноводных диатомей в нижнеколымской свите в разрезе о. Айон, по нашему мнению, может отвечать сапропелит в инт. 487,3–484,3 м, формирование которого соответствует уровню высокого стояния моря в рюпельское время.

Вопрос о стратиграфической полноте олигоцена на о. Айон и в Чаунской низменности остается открытым ввиду недостаточности данных и по причине неоднозначного понимания объема и возраста

горизонтов олигоцена, принятых в региональной схеме 1998 г., что было ранее подробно рассмотрено в работе (Жарикова и др., 2011).

Так, по мнению А.Ф. Фрадковой (1995), в олигоцене выделяются три палинокомплекса, которые приняты в качестве характерных для горизонтов в региональной схеме (Гриненко и др., 1998). При этом реконструируемые на основе палинологических данных растительность и климат для нижнеколымского и онкуцахского горизонтов аналогичны и близки к современным смешанным лесам Северо-Восточного Китая со среднегодовыми температурами +3 – +10°C. Для омолойского горизонта реконструируются более теплые растительность и климат, со среднегодовыми температурами +10 – +13°C. Как установлено ранее, потепление в раннем олигоцене было непродолжительно и оно характеризуется палинокомплексами, сходными с позднеэоценовыми, что установлено для различных регионов России (Геологические..., 1998).

Следует отметить, что в разрезе скв. 1 Нижнеколымского прогиба, согласно региональной схеме, между нижнеколымской и усть-омолонской свитами предполагается перерыв, отвечающий омолойскому горизонту. Однако в стратотипическом разрезе нижнеколымской свиты (инт. 474,1–462,3 м в скв. 1 Нижнеколымского прогиба) установлены спектры, указывающие на теплолюбивый облик растительности тургайского типа, и только вышележащие осадки отражают более холодные обстановки (Палеоген..., 1989, рис. 13; Фрадкова, 1985). Они имеют такие характерные для палинокомплекса омолойского горизонта особенности, как частая встречаемость *Alnus*, *Betula*, относительно высокое содержание пыльцы теплолюбивых растений (*Comptonia*, *Castanea*, *Carya*, *Nyssa*, *Liquidambar* и др.). Исходя из палинологической диаграммы, опубликованной в работе (Палеоген..., 1989, рис. 13) (рис. 5), мы видим, что в статье А.Ф. Фрадковой (1985) смыкаются относительно теплые палиноспектры из проб в инт. 486–464,3 м, разделенные ~15-метровым неопробованным интервалом. Они отнесены к СПК III и датированы верхней частью верхнего эоцена – нижней частью нижнего олигоцена, при этом граница между эоценом и олигоценом А.Ф. Фрадковой проводится в основании толщи галечников. Позднее, в региональной схеме, в качестве типового для нижней части нижнего олигоцена (нижнеколымский горизонт) указывается только палинокомплекс СПК IV, установленный на более высоком уровне в инт. 462,3–394,1 м (в региональной схеме он индексирован как РС-8). При этом в региональной схеме предполагается его перекрытие теплым палинокомплексом омолойского горизонта (РС-9) второй половины нижнего олигоцена. Все это вносит значительную путаницу и вызывает затруднения при корреляции.

Исходя из приведенных данных, к нижней части нижнего олигоцена, т.е. к нижнеколымскому горизонту, в Нижнеколымском прогибе может быть

отнесена только 10-метровая толща галечников, залегающая в основании нижнеколымской свиты и не имеющая палинологической характеристики (рис. 5). В раннем олигоцене в различных районах Сибири и Северо-Востока установлено оживление тектонических движений, а также резкое похолодание климата, которому отвечает смена эоценовой флоры, близкой к субтропической, на теплоумеренную листопадную олигоцена. Выше галечников залегают отложения омолойского горизонта (до гл. 464,3 м), охарактеризованные теплым палинокомплексом СПК III, по (Фрадкина, 1985), которые перекрыты осадками онкучахского горизонта (инт. 462–227 м). Таким образом, анализ палинологических данных позволяет заявить о том, что наличие перерыва между нижнеколымской и усть-омолонской свитами, аргументированное на основании отсутствия здесь относительно теплого палинокомплекса омолойского горизонта, не доказано и, по мнению автора, разрез олигоцена непрерывен.

Л.П. Жарикова с соавторами (2011), опираясь на уточненные данные по разрезам Восточной Якутии, предлагают: восстановить на уровне верхнего эоцена – нижнего олигоцена солурский горизонт; признать необоснованным размещение на уровне рюпельского яруса нижнеколымского и

омолойского горизонтов; расширить объем онкучахского горизонта на весь олигоцен (кроме низов рюпеля, относимых к солурскому горизонту); переименовать ильдикиляхский горизонт (нижний – начало среднего миоцена) в омолойский в связи с приоритетом последнего. В частности, палинологические данные по разрезу скв. 1 о. Айон, где на все олигоценное время выделяется единый палинокомплекс, а не три, отвечающих трем региональным горизонтам, как предложено в региональной схеме, косвенно подтверждают мнение этих авторов. Эти факты указывают на насущную необходимость детального комплексного литолого-биостратиграфического переизучения разрезов олигоцена Северо-Востока России.

Автор выражает благодарность ОАО «НК «Роснефть»» за финансовую поддержку и возможность частичной публикации результатов исследований. Выражаю искреннюю признательность сотрудникам ЗАО «Чаунское ГПП» В.А. Войнову, И.Ю. Черепановой, Ю.И. Михайлишину за помощь при работе с фондовыми материалами. Автор благодарен сотрудникам ГИН РАН Т.В. Орешкиной и В.Н. Беньямовскому за консультации по диатомовым водорослям и фораминиферам. Работа выполнена в рамках темы госзадания ГИН РАН № 0135-2014-0024.

ЛИТЕРАТУРА

- Александрова Г.Н., Кузьмичев А.Б.* О возрасте палеогеновых отложений в лагуне Нерпалах (остров Котельный) по палинологическим данным // Проблемы современной палинологии. Мат-лы XIII Российской палинологич. конф. Т. 2. Палинология кайнозоя. Прикладная палинология. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2011. С. 18–23.
- Ахметьев М.А.* Фитостратиграфия континентальных отложений палеогена и миоцена Внетропической Азии. М.: Наука, 1993. 144 с.
- Ахметьев М.А., Александрова Г.Н., Беньямовский В.Н.* и др. Новые данные по морскому палеогену юга Западно-Сибирской плиты // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12, № 1. С. 67–93.
- Ахметьев М.А., Запорожец Н.И., Яковлева А.И.* и др. Сравнительный анализ разрезов и биоты морского палеогена Западной Сибири и Арктики // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18, № 6. С. 1–26.
- Бакиева Л.Б.* Палинология и стратиграфия палеогена Зауральского и Центрального литологофациальных районов Западной Сибири. Тюмень: ТюмГНГУ, 2005. 190 с.
- Баранова Ю.П., Бискэ С.Ф.* История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Северо-Восток СССР. М.: Наука, 1964. 289 с.
- Баранова Ю.П., Бискэ С.Ф.* Результаты биостратиграфических исследований третичных континентальных толщ Северо-Востока Азии и корреляции их с континентальными отложениями сопредельных территорий // Континентальные третичные толщ Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1979. С. 163–185.
- Баранова Ю.П., Бискэ С.Ф., Кулькова И.А.* Основные этапы истории развития рельефа и растительности Северо-Востока СССР в палеогене и неогене // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л.: Гидрометеиздат, 1970. С. 457–466.
- Баранова Ю.П., Гончаров В.Ф., Кулькова И.А.* Кайнозойские отложения в бассейне нижнего течения р. Омлой // Кайнозой Северо-Востока СССР. Новосибирск: Наука, 1968. С. 61–73.
- Безродных Ю.П.* Строение и основные черты развития приматериковой окраины шельфовой зоны Центральной Чукотки // Сов. геол. 1983. № 5. С. 73–81.
- Белая Б.В.* Неоген Чаунской низменности по палинологическим данным // Континентальный палеоген и неоген Северо-Востока СССР. Вып. 3. Чукотка. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1989. С. 40–57.
- Белая Б.В., Терехова В.Е.* Палинологическая характеристика палеоген-неогеновых отложений о-ва Айон и бассейна р. Баеково // Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР. Вып. 26. Магадан: СВКНИИ, 1982. С. 81–92.
- Братцева Г.М.* Палинологические исследования верхнего мела и палеогена Дальнего Востока // Тр. Геол. ин-та АН СССР. Вып. 207. М.: Наука, 1969. 117 с.
- Волобуева В.И., Белая Б.В., Половова Т.П., Нархинова В.Е.* Морской и континентальный неоген Северо-Востока СССР. Вып. 1. Миоцен. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990а. 75 с. (препринт).
- Волобуева В.И., Белая Б.В., Половова Т.П., Нархинова В.Е.* Морской и континентальный неоген Северо-Востока СССР. Вып. 2. Плиоцен. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990б. 48 с. (препринт).
- Геологические и биогенные события позднего эоцена – раннего олигоцена. Часть II. Геологические и биогенные события / Ред. В.А. Крашенинников, М.А. Ахметьев. М.: ГЕОС, 1998. 250 с.

Геология СССР. Т. XXX. Северо-Восток СССР. Геол. описание. Кн. 2 / Ред. И.Е. Драбкин. М.: Недра, 1970. 536 с.

Герман А.Б., Ахметьев М.А., Кодрул Т.М. и др. Развитие флор Северо-Восточной Азии и Северной Аляски в переходное время между меловыми и палеогеновыми периодами // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17, № 1. С. 88–108.

Гриненко О.В., Сергеев А.И., Белолобский И.Н. Палеоген и неоген Северо-Востока России. Часть I. Региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений Северо-Востока России и Объяснит. зап. к ней. Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 1998. 68 с.

Гриненко О.В., Сергеев А.И., Белолобский И.Н. Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Северо-Востока России // Отеч. геол. 1997. № 8. С. 14–20.

Гудина В.И., Лаштабег В.А., Левчук Л.К. и др. Граница плиоцена – плейстоцена на севере Чукотки (по фораминиферам) // Тр. Ин-та геол. и геофиз. АН СССР. Вып. 560. Новосибирск: ИГНГ СО РАН, 1984. 104 с.

Жарикова Л.П. Палеогеновые спорово-пыльцевые комплексы правобережья р. Колымы // Кайнозой Восточной Якутии. Якутск: Якутский филиал СО АН СССР, 1980. С. 18–35.

Жарикова Л.П., Казанцев А.С., Минюк П.С., Савченко А.Г. Новые сведения по стратиграфии кайнозоя восточной части Приморской низменности // Геология кайнозоя Якутии. Якутск: Якутский филиал СО АН СССР, 1982. С. 28–33.

Жарикова Л.П., Комзина Т.И., Сметанникова Л.И. Материалы к региональной стратиграфической схеме палеогеновых и неогеновых отложений Северо-Восточной Якутии // Проблемы современной палинологии. Мат-лы XIII Всерос. палинол. конф. Т. 2. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2011. С. 87–92.

Казакова Г.П. Новые данные о кайнозойских отложениях северного побережья Чукотки (о. Айон) // Стратиграфия и палеогеография позднего кайнозоя Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1983. С. 5–12.

Каревская И.А., Сурков А.В., Воскресенский С.С. и др. Палеогеографические обстановки осадконакопления на шельфе Восточно-Сибирского моря // Возраст и генезис переуглублений на шельфах и история речных долин. М.: Наука, 1984. С. 43–50.

Карташова Г.Г. Основные этапы развития флоры и растительности низовьев Яны и Омоя во второй половине палеогена и неогена: Автореф. дисс. ... канд. геогр. наук. М.: Моск. ун-т, 1974.

Карташова Г.Г., Архангелов А.А., Пирумова Л.Г. Олигоценное похолодание на Северо-Востоке СССР // Древние климаты и осадконакопление в восточной окраине Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. С. 100–108.

Карташова Г.Г., Баранова Ю.П. Континентальные отложения палеогена и неогена Приморской низменности // Кайнозой Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 34–42.

Континентальные третичные толщи Северо-Востока Азии / Ред. Н.А. Шило, Ю.П. Баранова. Новосибирск: Сибирское отд. изд-ва «Наука», 1979. 232 с.

Косыко М.К., Буценко В.В., Иванов В.Л. и др. К тектонике Северного Ледовитого океана и его континентальной окраины // 60 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане / Ред. В.Л. Иванов. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2008. С. 16–43.

Криштофович А.Н. Палеоботаника. Л.: Гостехиздат, 1957. 650 с.

Кулькова И.А. Палинологические исследования эоценовых отложений Яно-Индигирской низменности. Новосибирск: Наука, 1973. 116 с.

Кыштым А.И., Белая Б.В. Миоценовые отложения юго-востока Чаунской низменности // Мат-лы по геол. и полез. ископ. Северо-Востока СССР. Вып. 23. Магадан: СВКНИИ, 1977. С. 70–73.

Кыштым А.И., Крутоус В.И., Белая Б.В., Садыков А.Р. Палеогеновые и неогеновые отложения Арктического и Тихоокеанского побережий Чукотки // Континентальный палеоген и неоген Северо-Востока СССР. Вып. I: Арктическое и Тихоокеанское побережье Чукотки; бассейн р. Колымы. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. С. 4–18.

Лаухин С.А., Гриненко О.В., Фрадкина А.Ф. Эволюция климата кайнозоя Арктического побережья Северо-Востока Азии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 1. С. 131–139.

Лаухин С.А., Кулькова И.А. Сопоставление бокситоносных отложений восточного и западного склонов Енисейского кряжа // Новые данные по геологии бокситов. Вып. 1. М.: Недра, 1973. С. 43–52.

Лаухин С.А., Патык-Кара Н.Г. О распространении палеогеновых трансгрессий на севере Якутии // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280, № 5. С. 1197–1201.

Любомирова К.А. Палинологическая характеристика чеганского горизонта на севере Западной Сибири // Палинологические исследования. Тр. ВНИГРИ. 1976. Вып. 374. С. 33–45.

Никитин В.П. Палеокарпология и стратиграфия палеогена и неогена Северной Азии: Автореф. дисс. ... докт. геол.-минерал. наук. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1999. 54 с.

Палеоген и неоген Северо-Востока СССР / Ред. О.В. Гриненко и др. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1989. 184 с.

Патык-Кара Н.Г., Морозова Л.Н., Бирюков В.Ю., Новиков В.Н. Новые данные по структурно-геоморфологическому строению приморских равнин и шельфа восточно-арктических морей СССР // Геоморфология. 1980. № 3. С. 91–98.

Слободин В.Я., Ким Б.И., Степанова Г.В., Коваленко Ф.Я. Расчленение разреза айонской скважины по новым биостратиграфическим данным // Стратиграфия и палеонтология мезо-кайнозоя Советской Арктики. СПб.: ПГО «Севморгеология», 1990. С. 43–58.

Тиблов И.В., Антонов А.В., Бочаров С.Н., Плоткина Ю.В. О гипогенном минералообразовании в рыхлых образованиях древнего рельефа Чукотки // Годичное собрание РМО и Федоровская сессия 2012. Санкт-Петербург, Россия. 8–10 октября 2012 года / <http://www.minsoc.ru/2012-1-95-0> (электронный ресурс).

Унифицированные региональные стратиграфические схемы палеогеновых и неогеновых отложений Западно-Сибирской равнины. Объяснит. зап. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2001. 84 с.

Фрадкина А.Ф. Палеоген и неоген низовьев Колымы // Палиностратиграфия мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск: Наука, 1985. С. 52–65.

Фрадкина А.Ф. Палиностратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Северо-Востока. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1995. 82 с.

Фрадкина А.Ф. Палинофлоры неогена Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1983. 224 с.

Шацкий С.Б. Основные вопросы стратиграфии и палеогеографии палеогена Сибири // Палеоген и неоген Сибири. Новосибирск: Наука, 1978. С. 3–21.

Яковлева А.И., Александрова Г.Н. Восстановление палеоэкологических обстановок люлинворского времени (эоцен) на юге Западносибирского морского бассейна по палинологическим данным // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2014. Т. 89, вып. 3. С. 33–52.

Яковлева А.И., Александрова Г.Н. К вопросу об уточнении зонального деления по диноцистам палеоэоценовых отложений Западной Сибири // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2013. Т. 88, вып. 1. С. 59–81.

Backman J., Moran K. Arctic Coring Expedition. Paleocceanographic and tectonic evolution of the central Arctic Ocean // ECORD. 2004. Newsletter. N 3. P. 4.

Backman J., Moran K. Introduction to special section on Cenozoic paleogeography of the Central Arctic Ocean // Paleocceanography. 2008. Vol. 23. PA1S01. P. 1–6.

Backman J., Moran K., McInroy D.B. et al. Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program. Vol. 302. Edinburgh: Integrated Ocean Drilling Program. Management International Inc., 2006. 169 p.

Brinkhuis H., Schouten S., Collinson M.E. et al. Episodic fresh surface waters in the Eocene Arctic Ocean // Nature. 2006. Vol. 441. P. 606–609. DOI: 10.1038/nature04692

Dietrich J.R., Dixon J., McNeil D.H. et al. The geology, biostratigraphy and organic geochemistry of the Natsek E-56 and Edlok N-56 wells, western Beaufort Sea // Geol. Surv. Canada. 1989. Paper 89-1G. P. 3–157.

Detterman R.L., Reiser H.N., Brosge W.P., Dutro Jr J.T. Post-Carboniferous stratigraphy, Northeastern Alaska // U.S. Geol. Surv. Prof. Paper. 1975. N 886. 50 p.

Dixon J. A review of Cretaceous and Tertiary stratigraphy in the Northern Yukon and adjacent Northwest territories // Geol. Surv. Canada. 1992. Paper 92-9. 79 p.

Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // Science. 1987. Vol. 235. P. 1156–1167.

Iakovleva A.I. Palynological reconstruction of the Eocene marine palaeoenvironments in south of Western Siberia // Acta Palaeobotanica. 2011. Vol. 51, N 2. P. 229–248.

McNeil D.H. Foraminiferal zonation and biofacies analysis of Cenozoic strata in the Beaufort-Mackenzie Basin of Arctic Canada // Current Res. Geol. Surv. Canada. 1989. Paper 89-1A. P. 203–223.

McNeil D.H. New Foraminifera from the Upper Cretaceous and Cenozoic of the Beaufort-Mackenzie Basin of Arctic Canada // Cushman Found. Foraminiferal Res. Spec. Publ. 1997. Vol. 35. 95 p.

McNeil D.H. Tertiary marine events of the Beaufort-Mackenzie Basin and correlation of Oligocene to Pliocene marine outcrops in Arctic North America // Arctic. J. of the Arctic Institute of North America. 1990. N 43. P. 301–313.

McNeil D.H., Miller K.G. High-latitude application of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ correlation of Nuwok Beds on North Slope, Alaska, to standard Oligocene chronostratigraphy // Geology. 1990. Vol. 18. P. 415–418.

McNeil D.H., Parsons M.G. The Paleocene-Eocene thermal maximum in the Arctic Beaufort-Mackenzie Basin – Palynomorphs, carbon isotopes and benthic foraminiferal turnover // Bull. Can. Petrol. Geol. 2013. Vol. 61. P. 157–186. DOI: 10.2113/gscpgbull.61.2.157

Sluijs A., Rohl U., Schouten S. et al. Arctic late Paleocene – early Eocene paleoenvironments with special emphasis on the Paleocene-Eocene thermal maximum (Lomonosov Ridge, Integrated Ocean Drilling Program Expedition 302) // Paleocceanography. 2008. Vol. 23, N 1. PA1S11. DOI: 10.1029/2007PA001495

Sluijs A., Schouten S., Pagani M. et al. Subtropical Arctic Ocean temperatures during the Palaeocene/Eocene thermal maximum // Nature. 2006. Vol. 441. P. 610–613. DOI: 10.1038/nature04668

The Geologic Time Scale 2012. Vol. 1, 2. Editors F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg. Boston, USA: Elsevier, 2012. 1144 p. DOI: 10.1016/B978-0-444-59425-9.00004-4

Zachos J., Pagani M., Sloan L. et al. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to Present // Science. 2001. Vol. 292, N 5517. P. 686–693.

Сведения об авторе: Александрова Галина Николаевна – канд. геол.-минерал. наук, уч. секретарь ГИН РАН, e-mail: dinoflag@mail.ru