СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 2007, том 15, № 4, с. 63–83

УДК 552.5:551.7(268.9)

ОСАДОЧНЫЙ ЧЕХОЛ ХРЕБТА ЛОМОНОСОВА (СТРАТИГРАФИЯ, ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЧЕХЛА И СТРУКТУРЫ, ВОЗРАСТНЫЕ ДАТИРОВКИ СЕЙСМОКОМПЛЕКСОВ)

© 2007 г. Б. И. Ким*, З. И. Глезер**

*Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана, Санкт-Петербург

**Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, Санкт-Петербург

Поступила в редакцию 25.07.2006 г., получена после доработки 19.09.2006 г.

Приведена сейсмическая и геологическая информация по хребту Ломоносова. Освещены основные результаты бурения экспедиции ACEX-302 на хребте. Предложен новый вариант расчленения и корреляции сводного разреза чехла хребта, основанный на сопоставлении морских микрофоссилий (полученных по разрезу скважин) с биостратиграфическими зонами, выделенными в палеогене севера Западной Сибири по силикофлагеллатам и диноцистам. Определены основные этапы апт- кайнозойской истории развития Арктического бассейна по разрезам берегового обрамления и хребта Ломоносова. Установлена синхронность формирования комплексов осадочного чехла хребта, входящего в Арктический бассейн, шельфов и палеошельфов эпиконтинентальных морей в течение апта – кайнозоя.

Ключевые слова. **Арктика, хребет Ломоносова, результаты бурения, стратиграфия, силикофлагелляты, диноцисты, фораминиферы, мел, кайнозой.**

ВВЕДЕНИЕ

В последнее пятнадцатилетие был получен новый сейсмический материал по Арктическому глубоководному бассейну. Это явилось результатом комплексных геофизических исследований по программе "Трансарктика" в 1989–1992 гг., международных экспедиций на ледоколах Polarstern и Oden в 1991–1995, 1998 гг., переинтерпретации данных МОВ[1] и МПВ[1] по линиям дрейфа станций СП-21, 22, 23, 24, 26, 28 и трансарктического профиля ТА-92, а также сейсмических профилей МОГТ, отработанных на Лаптевоморском замыкании Евразийского бассейна.

Результаты сейсмических работ, выполненных на хребте Ломоносова, котловинах Амундсена, Нансена, Подводников и Макарова, позволили напрямую подойти к их геологической интерпретации, т.е. судить о возрасте слагающих сейсмокомплексы отложений, их фациальной принадлежности (типы сейсмофаций), определить несогласия в сейсморазрезе чехла этих структур. При этом использовались результаты корреляции кайнозойских разрезов по периферии Северного Ледовитого океана (СЛО), привязка сейсмических профилей к разрезам скважин на шельфе и кривые эвстатики.

[1] Методы сейсмических исследований.

Появление этих материалов и опубликованные результаты их анализа привели некоторых исследователей (Поселов и др., 1998; Ким, Иванова, 2000; Kim et al., 2000; Буценко, 2001; Kim et al., 2001; Ким, 2003) к выводу о несоответствии возраста осадочных комплексов магнитной хронологии.

Качественно новый этап исследований в Арктике наступил в 2004 г. и был связан с экспедицией ACEX-302. На хребте Ломоносова, на четырех участках между 87° и 88° с.ш., было пробурено 5 скважин. Они были заложены по линии сейсмического профиля AWI 91090 (Jokat et al., 1995), пересекающего наиболее приподнятый блок хребта.

Две скважины (M0002A и M0004A), расположенные на гребне и склоне хребта (рис. 1), наращивая разрез отложений, позволили изучить его на глубину до 428 м. В забое скважины M0004A вскрыт верхний мел, на котором несогласно залегают осадки верхнего палеоцена. Анализ присутствующей в разрезе морской микрофлоры и микрофауны позволил Дж. Бэккману с коллегами (Backman et al., 2006) расчленить его на 4 крупных комплекса (рис. 2). Возраст первого комплекса (в интервале глубин 0 – 220.24 м ниже морского дна (нмд)) был определен в диапазоне голоцен–средний эоцен, второго (220.24–313.61 м нмд) – средний эоцен, третьего (313.61–404.79 м нмд) – верхний палеоцен – нижний эоцен и четвертого (424.5–427.63 м нмд) – верхний мел.

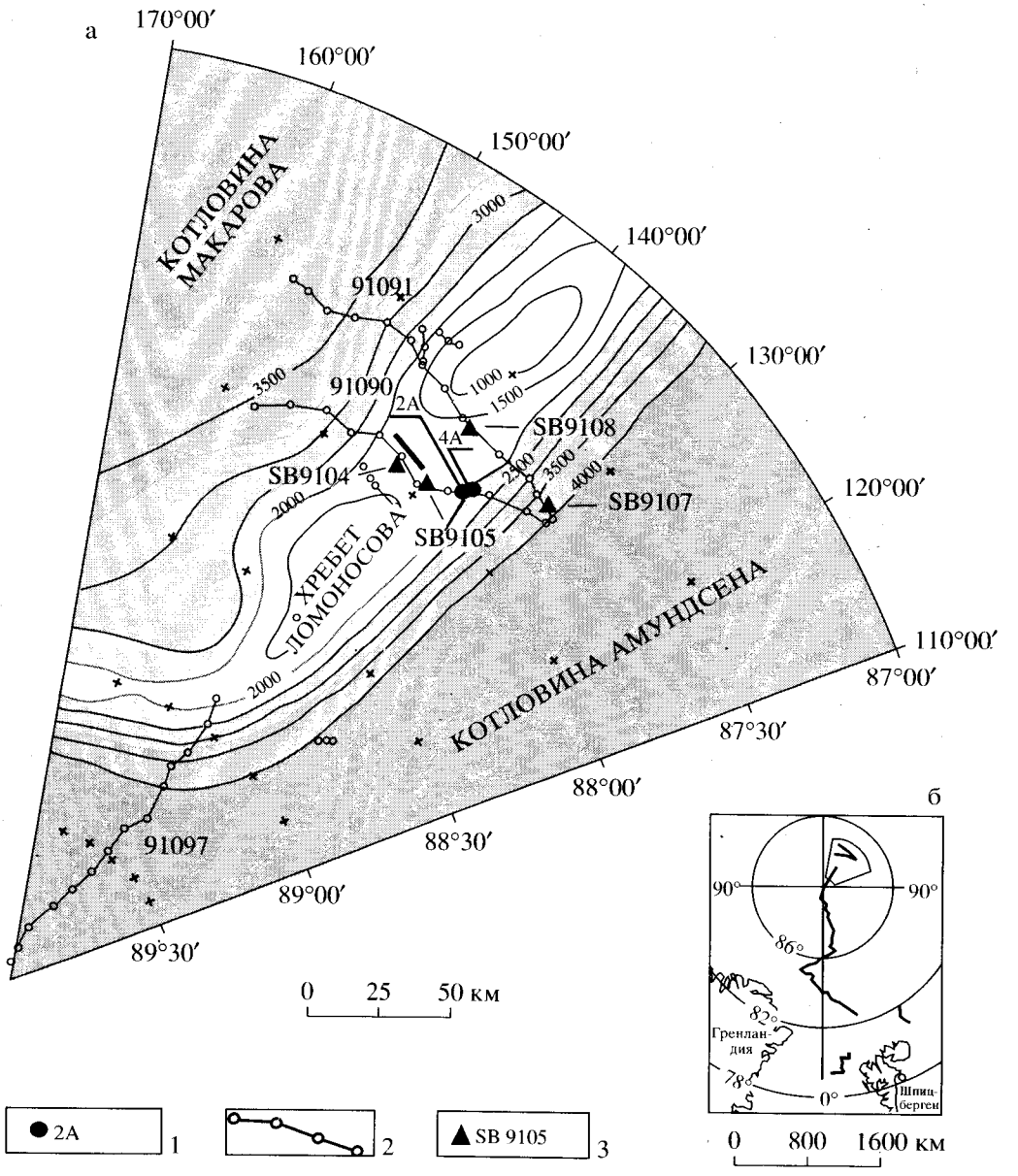

Рис. 1. Расположение скважин M0002A (2A) и M0004A (4A) на хр. Ломоносова по линии сейсмического профиля AWI 91090 (из работы Jokat, Weigelt et al., 1995) – а.

1 – скважина и ее номер; 2 – линия сейсмического профиля; 3 – сейсмобуй и его номер. Положение изучаемого района в Арктике – б.

Ознакомление с опубликованными результатами экспедиции ACEX-302 (Backman et al., 2006) и прежде всего с видовыми определениями диатомей, силикофлагеллат, динофлагеллат, радиолярий, эбриидей, фораминифер и их распределением по разрезу позволяют предложить *иное* его расчленение (рис. 2). Оно основано на сопоставлении видовых определений микрофоссилий (сделанных зарубежными коллегами) с биостратиграфическими зонами по силикофлагеллатам и динофлагеллатам (табл. 1, 2), выделенными Глезер (1979а; 1979б), Глезер, Степановой (1994) для палеогеновых отложений севера Западной Сибири и шельфа Карского моря. Зоны эти для палеоцена и эоцена были сопоставлены с зонами по диноцистам Западной Сибири. На шельфе Карского моря диатомеи и силикофлагеллаты изучались З.И. Глезер и Г.В. Степановой по разрезу скважины, пробуренной на Ленинградской площади.

В предлагаемой статье представлены сравнительные результаты обоих вариантов биостратиграфического расчленения разреза чехла на хребте (рис. 2). Особое внимание уделено анализу несогласий в разрезе чехла, отвечающих крупным регрессиям, формировавшим границы меж-

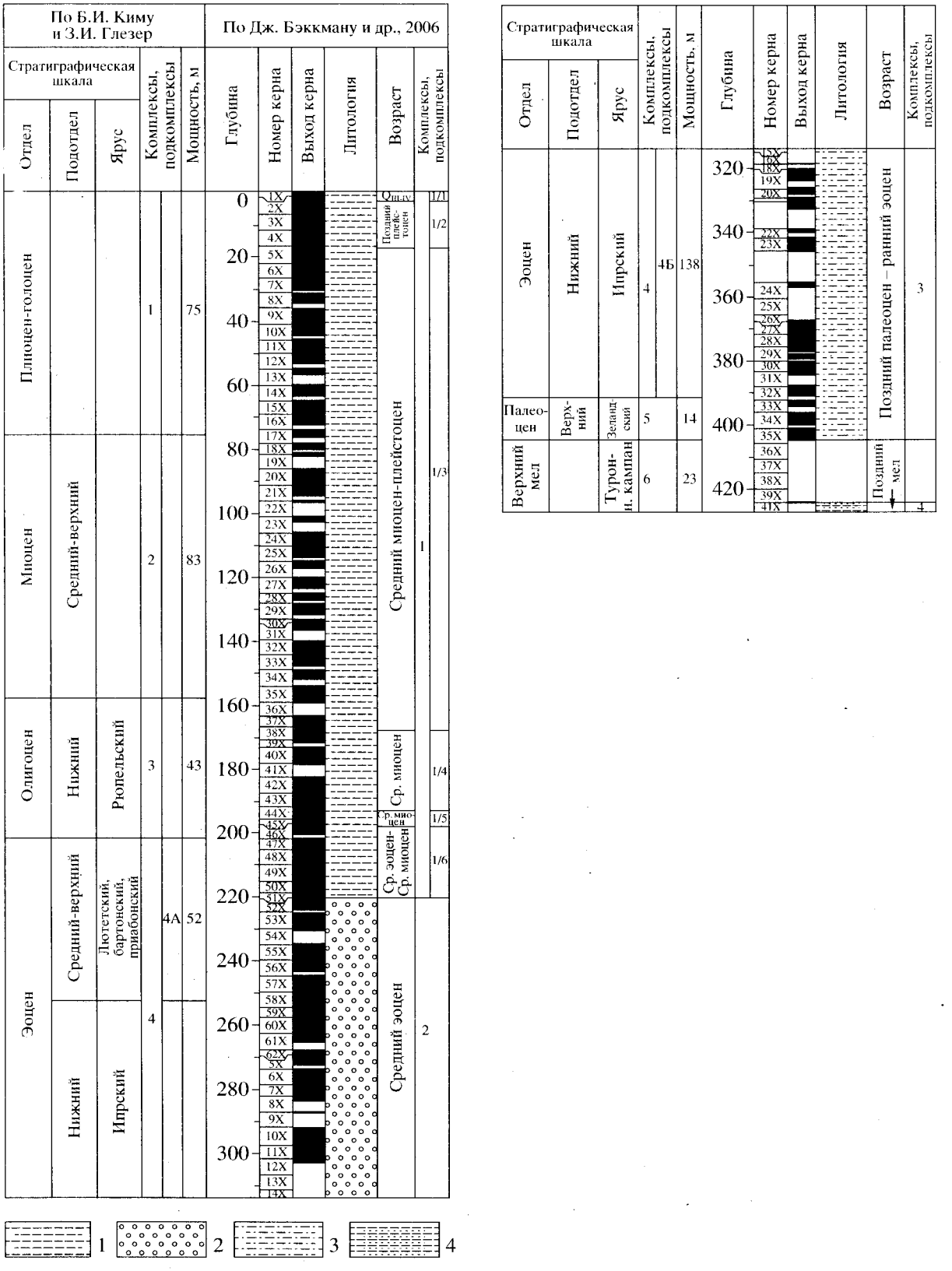

Рис. 2. Стратиграфия сводного разреза скважин M0002A и M0004A на хр. Ломоносова (по Backman, Moran et al., 2006; по Киму и Глезер – в настоящей работе). Литологический состав комплексов: 1 – алевритистый ил, алевритистые глины, глинистые алевриты, прослои и линзы песка, одиночная галька; 2 – биокремнистый ил (диатомовый ил), одиночная галька, линзы пирита; 3 – глины, алевритистые глины, прослои и конкреции пирита; 4 – глины, алевритистые глины, алевритистые пески с обломками песчаника, редкие конкреции пирита.

Таблица 1. Зональное расчленение палеогеновых отложений по силикофлагеллатам и диноцистам

Общая стратиграфическая шкала: Отдел	Подотдел	Ярус	Стандартная шкала (Martini, 1971)	Зональная океаническая шкала палеогена (Bukry, 1981; Perch-Nilsen, 1985)		Зональная межрегиональная шкала по силикофлагеллатам палеогена Северо-Западной Евразии (Глезер, 1979 с дополнениями)	Зональная схема по диноцистам палеогена Западно-Сибирской равнины (2001) с дополнениями А.С. Андреевой-Григорович (1994)	
Олигоцен	Верхний	Хаттский	NP 25	Naviculopsis biapiculata			Chiropteridium partispinatum s. l.	
	Нижний	Рюпельский	NP 24					
			NP 23					
			NP 22	Corbisema apiculata			Wetzeliella gochtii	
			NP 21				W. symmetria-Phtan.amoenum	
Эоцен	Верхний	Приабонский	NP 19-20				Charlesdowniea clathrata angulosa	
			NP 18	Dictyocha hexacantha		Dictyocha hexacantha		
	Средний	Бартонский	NP 17				Kisselevia ornata reticulata	
			NP 16			Corbisema flexuosa	Rhombodinium draco–Areosphaeridium dictyoplocum	
		Лютетский	NP 15	Naviculopsis foliaceae	Dictyocha spinosa	Naviculopsis punctilia	Sistematophora placacantha–Wetzeliella ovalis	
			NP 14			Distephanus antiquus	Charlesdowniea coleothrypta s. l.	Charlesdowniea coleothrypta rotundata
	Нижний	Ипрский	NP 13			Dictyocha secta		
			NP 12		N.robusta	Dictyocha rotundata		Charlesdowniea coleothrypta s.s.
			NP 11	Naviculopsis constricta		Dictyocha frenguellii	Dracodinium varielongitidum	
			NP 10				Dracodinium similis	
			NP 9			D. deflandrei deflandrei	Wetzeliella meckelfeldensis	
Палеоцен	Верхний	Танетский	NP 8				Deflandrea oebisfeldensis	
			NP 7			Corbisema constricta–Naviculopsis robusta	Apectodinium augustum	
		Зеландский	NP 6	Corbisema hastata			Apectodinium hyperacanthum	
			NP 5				Alisocysta margarita	
			NP 4			C. hastata–C. inermis minor	Alterbidinium circulum	
	Нижний	Датский	NP 3			Corbisema hastata–Corbisema inermis	Cerodinium striatum	
			NP 2				Carpatella cornuta	
			NP 1					

ду сейсмокомплексами. Сопоставлена полученная ранее возрастная датировка сейсмокомплексов на хребте со стратиграфией разреза чехла по результатам бурения. Определены и рассмотрены основные этапы апт-кайнозойской истории развития Арктического бассейна.

СЕЙСМИЧЕСКАЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНФОРМАЦИЯ ПО ХРЕБТУ ЛОМОНОСОВА И СОПРЕДЕЛЬНЫМ СТРУКТУРАМ

Хребет Ломоносова является аваншельфовой ступенью, прослеженной от континентальной окраины Евразии до Гренландско-Элсмирской окраины на протяжении 1700 км, и представляет пограничную структуру с Евразийским бассейном. Морфологически хребет Ломоносова вместе с котловинами Подводников и Макарова, а также хребтами Альфа и Менделеева входит в состав области Центрально-Арктических поднятий, относящейся к Амеразийскому бассейну. Установлено блоковое строение хребта, его асимметрия, асейсмичность и континентальный тип коры. Вершинная часть хребта ограничена изобатами 1500 и 1000 м. По плейттектонической модели хребет является отторженцем Евразии, образовавшимся в результате рифтогенеза и спрединга в Евразийском бассейне.

Наиболее полные данные по строению хребта Ломоносова и Евразийскому бассейну были получены в результате работ МОВ ОГТ. В разрезе чехла хребта В. Йокат (Jokat et al., 1992a; 1992b; 1995) выделил несколько сейсмокомплексов со следующими интервальными скоростями (снизу вверх, км/с): LR1 (4.7–5.2), LR2 (4.0–4.6), LR3 (2.2), LR4 (1.8–1.9), LR5 (1.6–1.8), LR6 (1.5–1.6). Отмечалось, что наибольшая мощность приходится на два первых сейсмокомплекса. Минимальная мощность чехла на хребте составляет 1830 м, а максимальная – 3000 м. Впервые было установлено, что все сейсмокомплексы трансгрессивно прилегают к хребту и присутствуют в грабене, развитом у его подножия. Грабен отделен от котловины Амундсена поднятием фундамента, от которого наблюдается увеличение мощностей и наклон сейсмокомплексов AB1 (4.5 км/с), AB2 (3.5), AB3 (2.9), AB4 (2.2) и AB5 (1.9) в направлении хребта Гаккеля. Йокат с коллегами (Jokat et al., 1995) приходит к выводу, что сейсмокомплексы AB1 и AB2 формировались в период сильной эрозии хребта Ломоносова, а совокупность полученных данных подтверждает гипотезу о начале спрединга в Евразийском бассейне до фиксации магнитной аномалии 24 (56 млн. лет назад).

Анализ сейсмических материалов, полученных российскими и некоторыми зарубежными исследователями (табл. 3), позволил Б.И. Киму (Kim et al., 2000; Ким, 2003) установить в разрезе чехла хребта Ломоносова присутствие семи сейсмокомплексов (снизу вверх, км/с): LR1 (5.0–5.3), LR2 (4.6–4.7), LR3 (4.0–4.2), LR4 (3.2), LR5 (2.5–2.7), LR6 (2.2–2.4), LR7 (1.7–2.0), из которых верхние пять относятся к кайнозою. При возрастной датировке сейсмокомплексов были использованы результаты работ МОВ ОГТ на центриклинальном замыкании Евразийского бассейна, Лаптевском, Чукотском и Бофортском шельфах, входящих в состав СЛО.

Стратиграфическая привязка отражающих горизонтов (а затем и сейсмокомплексов) на замыкании Евразийского бассейна и шельфе моря Лаптевых была осуществлена на основе анализа сводного разреза верхнемеловых – кайнозойских отложений берегового и островного обрамления, а также по результатам бурения на Новосибирских островах (Ким и др., 1991; 2000). На Бофортском шельфе привязка горизонтов была осуществлена к разрезам скважин, пробуренных в районе месторождения Амаулигак и дельте Маккензи (Enachescu, 1990; Marine Science..., 1987). Оказалось, что отражающие горизонты фиксируют основные несогласия в разрезе этих регионов и имеют одинаковую стратиграфическую привязку. Время формирования несогласий относится к концу плиоцена, а также концу миоцена, олигоцена, раннего палеоцена и раннего сеномана, указывая на общность и синхронность основных этапов позднемеловой – кайнозойской истории развития Арктического бассейна, обусловленную эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана в результате тектонических движений. Своеобразным контролем возраста сейсмокомплексов, относимых к кайнозою, служит четкое соответствие их числа с количеством трансгрессий, установленных в кайнозойских разрезах по периферии СЛО (Ким, Слободин, 1991).

Региональное увеличение мощностей сейсмокомплексов и полнота стратиграфического разреза по простиранию хребта растет от его приполюсной части в направлении Сибирского шельфа. На 88° с.ш. в районе гребня хребта мощность осадков составляет 2170 м (SB 9104; Jokat et al., 1995), а непосредственно южнее 84° с.ш. (профиль TA-92) уже достигает 5.5 км (Kim et al., 2000). По простиранию хребет представляет систему поднятых и опущенных блоков, сопряженных по разломам. Устанавливается следующая закономерность: наименьшая мощность и сокращенный по стратиграфическому диапазону сейсморазрез всегда фиксируется в пределах интенсивно приподнятых блоков хребта, обратная картина наблюдается в опущенных (Kim et al., 2000). В котловинах Евразийского бассейна (Амундсена и Нансена) также было выделено семь сейсмокомплексов практически с теми же параметрами пластовых скоростей. Было отмечено, что сейсмокомплекс AB1 в котловине Амундсена прослежен в одном случае до 18 магнитной аномалии (линия дрейфа ст. СП-24), в другом – до 21 (линия дрейфа ст. СП-28) и не имеет широкого площадного распространения, как и сейсмокомплекс NB1 в котловине Нансена. Оба сейсмокомплекса постоянно присутствуют в линейных грабенах у подножия хребта Ломоносова и в периокеаниче-

Таблица 2. Зональное расчленение сводного разреза палеогеновых отложений на хр. Ломоносова по диноцистам и силикофлагеллатам

Общая стратиграфическая шкала			Комплексы, подкомплексы		№ скважины	№ керна	Интервалы глубин в м	Зональное расчленение
Отдел	Подотдел	Ярус						
Олигоцен	Нижний	Рюпельский	3 (нижняя часть)		M0002A	44x–46x	195.73–201.20	Wetzeliella gochtii
Эоцен	*	**	4	4 А	M0002A	47x–48x	207.34–211.77	Dictyocha hexacantha
	Средний	Лютетский			M0002A	49x–51x	215.37–224.75	Naviculopsis punctilia
					M0002A	52x–57x	220.95–251.77	Distephanus antiquus
	Нижний	Ипрский		4 Б	M0002A	58x–62x	254.81–273.56	Комплекс с Corbisema toxeuma
					M0004A	4x–7x	265.02–278.71	
					M0004A	8x–12x	282.57–301.36	Dictyocha rotundata
					M0004A	15x–18x	313.60–318.95	D. frenguellii
					M0004A	19x–24x	323.69–355.61	?
					M0004A	27x	367.41	Deflandrea oebisfeldensis
					M0004A			
					M0004A	30x–31x	384.52–385.23	Apectodinium augustum

Примечание. * Средний–верхний подотдел; ** бартонский–приабонский ярусы.

Таблица 3. Сопоставление скоростных характеристик сейсморазрезов котловины Амундсена и хребта Ломоносова (из работы B. Kim et al., 2000; с уточнением возраста сейсмокомплекса LR1)

Структура	Котловина Амундсена										Возраст сейсмокомплексов (по Б.И. Киму)	Хребет Ломоносова										
Автор(ы)	Киселев, 1986; Полькин и др., 1992	Посе-лов и др., 1992	Дик и др., 1989	Секретов и др., 1992		Jokat et al., 1995				сейсмокомплексы		Sweeney et al., 1982	Кисе-лев, 1986	Дик и др., 1989	Заманский и др., 1993	Jokat et al., 1995					сейсмокомплексы
Сейсмич. метод	МОВ, МПВ		МОВ	МОВ ОГТ		МОВ ОГТ						МПВ, ГСЗ	МОВ, МПВ	МОВ	МОВ, ГСЗ	МОВ ОГТ					
Номер профиля, сейсмобуя или дрейфующей станции СП	СП – 21, 22, 23, 24		СП – 28	ПР 90700	ПР 90702	сейсмо-буи		ПР 91098				LOREX ПР С – С[1]	СП – 21, 22, 23, 24	СП – 28	ТА – 92	сейсмобуи			Пр 91090		
						9109	9110									9104	9105	9108			
Значения пластовых и граничных ($V_г$) скоростей (км/сек)	1.5–1.7 (до 0.6–1.0)		1.6–1.7 (0.4–0.6)	1.8 (0.4)	1.8–1.9 (0.4)	1.9	1.9	AB8 1.9 (0.19)	AB7	N_2–Q			1.5–1.7	1.7	1.7–1.8	1.8	1.8	1.8	LR6 1.8(0.08–0.1)	LR7	
	1.7–2.3 (0.5–1.5)	1.9		2.0 (0.8)	1.9 (0.4)	1.9	1.9	AB7 1.9 (0.15)					1.7–2.3		1.9	2.0	2.0	2.0	LR5 1.8(0.12–0.15) LR4 2.0(0.12)		
		2.2	2.0–2.2 (0.45)	2.3–2.4 (1.0)	2.3 (1.2)	2.2	2.2	AB6 2.2 (0.18)	AB6	N_1						2.2	2.2	2.2	LR3 2.2(0.11–0.15)	LR6	
						2.2	2.2	AB5 2.2 (0.02–0.05)													
			2.4 (0.9)				2.2	AB4 2.2 (0.36)						2.4	2.4						
	2.5–3.0	2.9	2.7–3.0 (0.5–0.8)	2.8–3.0 (1.2)	3.0–3.2 (1.0)	2.9	2.9	AB3 2.9 (0.26)	AB5	P_3		V = 2.7(1)								LR5	
		3.5		3.5 (0.3–1.4)	3.5 (0.9)	3.5	3.4	AB2 3.5 (0.56)	AB4	P_2			2.5–4.5		3.2(0.4–0.8)					LR4	
		4.0–4.5	4.2 (1.6)		4.0–4.5 (2.5)				AB3	P_1^2				4.2	4.1(0.5–3.0)	4.0	4.2	4.3	LR2 4.0–4.6 (0.55–0.83)	LR3	
						4.6	4.5	AB1 4.5 (0.94)	AB2	K_2(s-st)		$V_г$ = 4.7(6)			$V_г$ = 4.5 (2.0–3.0)		4.7	4.6		LR2	
		5.0–5.2							AB1	K_1(a-al)		?	5.0–6.0	5.0–5.3	$V_г$ = 5.3–5.5	5.0		5.2	LR1 4.7–5.2 (0.85–1.65)	LR1	
			$V_г$ = = 5.5–6.0												$V_г$ = 5.9–6.0	$V_г$ = 5.8					
												$V_г$ = 6.6		$V_г$ = 6.4	$V_г$ = 6.5–7.0			$V_г$ = 6.3			
															$V_г$ = 7.2–7.6						
												$V_г$ = 8.3			$V_г$ = 8.0–8.6						

(0.6–1.0) – в скобках указана мощность сейсмокомплекса (в км)

– размыв отложений с пластовыми скоростями соответствующего интервала или их отсутствие

ских прогибах-грабенах, развитых вдоль Баренцево-Карской континентальной окраины. Крайне важным был установленный на сейсмических профилях факт наклона и увеличения мощностей пяти нижних сейсмокомплексов в котловинах в направлении хребта Гаккеля (Ким, 2003). Возрастной диапазон чехла котловин определялся как позднемеловой–кайнозойский, а периокеанических прогибов и линейных грабенов как позднеаптский – кайнозойский.

Сейсмостратиграфическому анализу осадочного чехла западной части Амеразийского бассейна (хребет Ломоносова, котловины – Подводников[2] и Макарова[2]) была посвящена работа В.В. Буценко (2001). В разрезе чехла хребта было установлено семь сейсмокомплексов со следующими пластовыми скоростями (снизу вверх, км/с): LR1 (5.0–5.2), LR2 (4.5–4.7), LR3 (4.0–4.2), LR4 (3.3), LR5 (2.5–2.8), LR6 (2.1–2.4), LR7 (1.6–1.8).

В сопряженной по другую сторону хребта котловине Подводников выделяется такое же количество сейсмокомплексов с близкими параметрами скоростей. В.В. Буценко (2001) полагает, что если кривая П.Р. Вейла отражает характер относительных колебаний уровня моря, то они неизбежно приводят к возникновению одновозрастных перерывов в седиментациии, что позволяет расчленять и коррелировать сейсмокомплексы на хребте и в котловинах. По мнению В.В Буценко (2001), в конце раннего мела поднятие Ломоносова (в полюсной и приполюсной частях) было одним из основных источников сноса в котловины Подводников и Амундсена, а размыву в его пределах подвергались континентальные отложения сейсмокомплекса LR1. В позднемеловое время поднятие Ломоносова продолжало подвергаться размыву, но уже в субаквальных условиях. В изученной В.В. Буценко части хребта Ломоносова (линия дрейфа ст. СП-23) осадочный чехол существенно редуцирован. Время формирования котловины Подводников относится им к раннему мелу.

Завершая информацию по хребту Ломоносова, сошлемся на статью Кристофферсена с коллегами (Kristoffersen, Mikkelsen, 2006), посвященную анализу сейсмических материалов на Канадско-Гренландском окончании хребта. Здесь, на склоне гребневой части хребта, также было выделено семь сейсмокомплексов (A, B, C, D, E, F и G), входящих в состав осадочного чехла. Одинаковое количество сейсмокомплексов, выделяемое в пределах крупнейшей региональной структуры по работам разных лет, позволяет применить к ним ту же стратиграфическую последовательность, о которой было упомянуто выше.

[2] В зарубежных работах обе котловины объединены под названием котловины Макарова.

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ БУРЕНИЯ ЭКСПЕДИЦИИ ACEX-302

Полная информация о результатах анализа материалов, полученных при бурении на хребте Ломоносова, содержится в работе Дж. Бэккмана с коллегами (Backman et al., 2006). Здесь же мы остановимся только на рассмотрении геологических итогов изучения сводного разреза двух скважин (M0002A и M0004A) и основных выводах, к которым пришли зарубежные коллеги.

1. Впервые в пределах хребта Ломоносова был послойно описан и палеонтологически охарактеризован разрез отложений в стратиграфическом интервале от верхнего мела до голоцена, расчлененный на 4 крупных комплекса (рис. 2).

Первый комплекс (0–220.24 м нмд, скв. M0002A), отнесенный к голоцену – среднему эоцену, сложен коричневыми, оливковыми, серыми и черными алевритистыми илами, алевритистыми глинами и глинистыми алевритами, переслаивающимися с окрашенными прослоями и линзами песка (мощностью от см до м). Отмечается присутствие одиночной гальки с постепенным увеличением микроконкреций и содержанием пирита, а также уменьшением песчаных линз сверху вниз по разрезу. Комплекс подразделялся на шесть подкомплексов следующей стратиграфической принадлежности: подкомплекс 1/1 (0–2.58 м нмд, скв. M0002A) охватывает стратиграфический интервал голоцен – верхний плейстоцен, подкомплекс 1/2 (2, 58–17.38 м нмд, скв. M0002A; 17.0–21.68 м нмд, скв. M0004A) соответствует верхнему плейстоцену, подкомплекс 1/3 (17.38–168.53 м нмд, скв. M0002A; 21.68–28.28 м нмд, скв. 20004A) отвечает плейстоцену – среднему миоцену, подкомплекс 1/4 (168.53–192.94 м нмд, скв. M0002A) охватывает средний миоцен, подкомплекс 1/5 (192.94–198.13 м нмд, скв. M0002A) также предполагается в стратиграфическом интервале среднего миоцена (?), подкомплекс 1/6 (198.13–220.24 м нмд, скв. M0002A) характеризует интервал разреза, относящийся к среднему миоцену – среднему эоцену.

Второй комплекс (220.24–267.71 м нмд, скв. M0002A; 265–313.61 м нмд, скв. M0004A), отнесенный к среднему эоцену, сложен темно-серым слоистым и косослоистым биокремнистым илом (диатомовым илом) и содержит линзы пирита и одиночную гальку.

Третий комплекс (313.61–404.79 м нмд, скв. M0004A) отнесен к верхнему палеоцену – нижнему эоцену и сложен очень плотной темно-серой глиной (до алевритистой) с отдельными прослоями и конкрециями пирита (диаметром от "мм" до "см"), содержащими небольшое количество кремнистых микрофоссилий и органического опала.

Четвертый комплекс (424.5–427.63 м нмд, скв. M0004A) отнесен к верхнему мелу и сложен тем-

но-серой глиной, алевритистой глиной и алевритистым песком с обломками песчаника и отдельными конкрециями пирита. Для вскрытого разреза обеих скважин характерны цикличность, изменение плотностных характеристик, магнитной восприимчивости и пластовых скоростей.

2. Впервые по результатам бурения получены данные о крупном размыве в приполюсной части хребта Ломоносова, охватывающем по времени маастрихт – ранний палеоцен, который предшествовал кайнозойскому осадконакоплению.

3. В сводном разрезе осадочного чехла на хребте Ломоносова установлен перерыв в осадконакоплении на глубине ~200 м внутри подкомплекса 1/6 (средний миоцен – средний эоцен), указывающий на выпадение из стратиграфической последовательности отложений определенного возрастного интервала.

4. Установлено резкое изменение физических свойств пород по разрезу на глубине ~200 м. Ниже этой границы фиксируется мощный палеогеновый комплекс, который определяется наличием большого количества силикофлагеллат и диатомей, а также цист динофлагеллат.

5. Биогенный карбонатный материал в виде фораминифер, остракод и известковых наннофоссилий обнаружен только в голоценовой и верхнеплейстоценовой частях разреза.

6. Присутствие бентосных фораминифер в осадках верхнего палеоцена – нижнего эоцена, вскрытых скважиной M0004A в приполюсной части хребта Ломоносова, указывает на их формирование в пределах шельфа в обстановке неглубоких неритовых фаций.

7. Присутствие в разрезе отложений чехла (интервал 384.52 – 340.86 м нмд, скв. M0004A) вида динофлагеллат Apectodinium augustum свидетельствует о субтропическом климате, существовавшем в конце палеоцена – начале эоцена в приполюсной части современного хребта Ломоносова между 87° и 88° с.ш. со среднегодовой температурой поверхностных вод в бассейне порядка 20°C.

8. Массовое содержание глохидий и мегаспор пресноводного гидроптеридного папоротника Azolla spp. в отложениях чехла хребта (в интервале 301.35 – 302.70 м и 315.35 м нмд, скв. M0004A) указывает на снижение солености воды в бассейне и предполагает кратковременный эпизод опреснения вод над хребтом. Бэккман и Моран (Backman и Moran, 2004) отмечают, что до сих пор неизвестно, являются ли споры папоротника Azolla spp. локальным показателем полной (или почти полной) опресненности поверхностных вод или они привнесены в морской Арктический бассейн из близлежащих пресноводных водоемов. Вопрос этот остается открытым.

ПРЕДЛАГАЕМЫЙ ВАРИАНТ РАСЧЛЕНЕНИЯ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА НА ХРЕБТЕ ЛОМОНОСОВА

В разрезе осадочного чехла, вскрытого скважинами M0002A и M0004A, сверху вниз выделяется шесть стратиграфических литокомплексов (рис. 2), охарактеризованных морскими микрофоссилиями и разделенных перерывами в осадконакоплении. Палеогеновая часть разреза, где использовались зональные шкалы по диноцистам и силикофлагеллатам (табл. 1, 2), расчленена более четко, расчленение неоген–четвертичной части – менее определенно.

Первый комплекс (в интервале разреза 0–75 м нмд) отвечает плиоцен – четвертичному интервалу, **второй** (75–158 м нмд) – среднему – верхнему миоцену, **третий** (158–201 м нмд) – характеризует нижний олигоцен, **четвертый** – эоцен, распадаясь на два подкомплекса: [4А (201–253 м нмд) – средний – верхний эоцен и 4Б (253–391 м нмд) – нижний эоцен], **пятый** (391–405 м нмд) относится к верхнему палеоцену и **шестой** (405–428 м нмд) – к турону – нижнему кампану. Остановимся на характеристике и обосновании возраста каждого комплекса.

Первый комплекс – плиоцен–четвертичный – выделяется в интервале разреза 0–75 м нмд (скв. M0002A) и сложен алевритистым илом и коричневой алевритистой глиной, содержащей небольшое количество биогенного карбоната и окрашенные прослои и линзы песка. Постоянно присутствует одиночная галька диаметром 0.5–1 см. Нижние 20 м разреза представлены плотной оливково-серой алевритистой глиной. Комплекс содержит редкие бентосные фораминиферы и динофлагеллаты. В отложениях самой верхней части комплекса отмечена слабая биотурбация.

Фораминиферы в разрезе найдены только в интервале 0–45 м нмд. Среди них преобладает Cyclammina pusilla, в меньшем количестве представлены остатки родов Recurvoides и Alveolophragmium и переотложенный экземпляр Haplophragmoides carinatus (из палеоцена или эоцена). Эти агглютинированные фораминиферы датируют возраст комплекса плиоценом-ранним плейстоценом (Backman et al., 2006).

Диноцисты в этой части разреза представлены многочисленными Filisphaera microornata (44.74–53.22 м нмд) и Filisphaera filifera s. l. (51.26 м нмд). Первый вид характеризует конец позднего миоцена – ранний плиоцен, а второй описан из осадков среднего – верхнего плиоцена плато Ермак, пролива Фрама и восточной Гренландии (Backman et al., 2006).

По положению в разрезе, данным по флоре и фораминиферам комплекс датируется плиоценом–квартером. Мощность его составляет 75 м. Прослои и линзы песка, наличие гальки позволя-

ют отнести плиоцен–четвертичные отложения к осадкам гемипелагическим. До бурения на хребте к отложениям этого возраста относили осадки самого верхнего сейсмокомплекса LR7 (табл. 3; Kim et al., 2000). Постоянное присутствие единичных галек указывает на размыв и перемыв отложений в пределах гребневой части хребта.

Второй комплекс, отнесенный к среднему – верхнему миоцену, выделяется в интервале разреза 75–158 м нмд (скв. M0002A). Он сложен алевритистой глиной (серого, темно-серого, оливкового, оливково-серого цветов), переходящей в нижней половине разреза в очень плотную глину оливково-серого и оливкового цветов. Присутствуют линзы песка, в одном из прослоев встречены черные микроконкреции (132, 68–131.54 м нмд), фиксируются единичные гальки и отмечаются слои со следами биотурбации (в интервалах 76.07–94.63 м и 144.95–154.06 м нмд). В комплексе установлены диноцисты и единичные экземпляры фораминифер.

Динофлагеллаты встречены в интервале разреза 154.07–76.07 м нмд и относятся к Evittosphaerula sp., Bitectadinium ? serratum, Habibacysta tectata, Impagidinium japonicum, I. major. Представители рода Evittosphaerula (101.31–76.01 м нмд) распространены в миоценовых осадках Норвежского, Гренландского и Лабрадорского морей (Manum et al., 1989; Head et al., 1989a,b; Poulsen et al., 1996). По мнению Бэккмана (Backman et al., 2006), предполагаемый стратиграфический диапазон этих таксонов в высоких северных широтах не выходит за пределы тортона – нижней части мессинского яруса. Присутствие в этой же части разреза вида Bitectadinium ? serratum (101.32–101.31 м; 154.07 м нмд), известного из позднемиоценовых отложений Лабрадорского моря, не исключает принятый возраст отложений. Бэккман (Backman et al., 2006) отмечает, что этот вид был описан в разрезе скважины 646B в интервале, отнесенном к наннопланктонным зонам с NN 10 до середины NN 11 (Head et al., 1989a), что соответствует данным по биостратиграфии диноцист.

Установленный в нижней части разреза вид Habibacysta tectata (154.07–101.32 м нмд) указывает на среднемиоценовый возраст вмещающих осадков (Willams et al., 2004). Одновременное присутствие здесь же единичного экземпляра Operculodinium cf. janducheni (154.07 м нмд), относимого к нижнему миоцену – верхнему плиоцену, не противоречит выводу о среднемиоценовом возрасте. Бэккман с коллегами (Backman et al., 2006) приходит к выводу, что граница верхнего миоцена/плиоцена приурочена к интервалу разреза 76.05–53.2 м нмд. С учетом распространения миоценовых динофлагеллат, мы проводим эту границу на отметке 75.0 м, которая соответствует границе между плотными алевритистыми глинами верхней части разреза и менее плотными – нижней.

Агглютинированные фораминиферы представлены редкими видами – Cyclammina pusilla (101.45 м нмд), Alveolophragmium polarensis (158.80 м нмд) и представителями рода Rhabdammina sp. (158 м; 136.05–139.20 м нмд). Бэккман (Backman et al., 2006) относит их к среднемиоценовым, хотя и отмечает, что сопоставить фораминиферы с другой миоценовой фауной этого региона не представляется возможным. Мощность отложений среднего – верхнего миоцена составляет 83 м. На хребте Ломоносова отложениям отвечает сейсмокомплекс LR 6 (табл. 3). Предположение о его миоценовом возрасте было высказано ранее (Kim et al., 2000).

Третий комплекс, относимый к нижнему олигоцену, выделяется в интервале разреза 158–201 м нмд (скв. M0002A) и сложен серой, темно-серой и коричневой алевритистой глиной, цвет которой в верхней части разреза изменяется до светло-коричневого. Отмечается присутствие линз песка, черных микроконкреций, единичной гальки. К особенностям отложений относится наличие в серых алевритистых глинах самой нижней части разреза (мощностью 8 м) слабой биотурбации и прослоя (мощностью 1.8 м) с косой слоистостью, названной "зеброй". Наклоненные под углом прослои серого и черного цвета мощностью от 0.5 до 3 см чередуются друг с другом. То и другое указывает на мелководные фации в пределах приподнятого блока хребта, где была пробурена скважина. В основании разреза впервые фиксируются пиритовые конкреции. Комплекс содержит динофлагеллаты, редкие агглютинированные фораминиферы и пиритизированные диатомеи.

В состав комплекса динофлагеллат входят следующие таксоны: Bataicasphaera spp., Cerebrocysta sp., Senegalinium spp. и виды – Deflandrea phosphoritica, Lentinia cf. wetzelii, Phthanoperidinium clithridium, P. amoenum, Impagidinium dispertitum, Wetzeliella articulata, W. gochtii. Последний из них – Wetzeliella gochtii (интервал распространения 195.73–201.20 м нмд) – является видом-индексом одноименной зоны нижнего олигоцена, отвечающей рюпельскому ярусу. Присутствие вида Impagidinium dispertitum (на отметке 159.17 м нмд), характеризующего средний эоцен – верхний олигоцен, а также зонального вида нижнего олигоцена Phthanoperidinium amoenum (на отметке 195.87 м нмд) не противоречит раннеолигоценовому возрасту вмещающих отложений. Мощность комплекса составляет 43 м.

При трансформации временного разреза сейсмического профиля AWI – 91090 в глубинный с использованием скоростей по сейсмозондированию, первая эрозионная поверхность размыва сверху фиксируется на отметке ~200 м

(скв. М0002А) и совпадает с границей, разделяющей сейсмокомплексы со скоростями 1.51–1.61 км/с и 1.95–2.2 км/с (Jokat et al., 1992). Именно эта граница приурочена к подошве третьего литокомплекса (рис. 2). На этой же отметке Бэккман с коллегами (Backman et al., 2006) предполагают перерыв в осадконакоплении. Ранее к олигоцену на хребте Ломоносова (табл. 3) относились осадки сейсмокомплекса LR5 (Kim et al., 2000).

Четвертый комплекс, относимый к эоцену, распадается на два подкомплекса 4А (средний–верхний эоцен) и 4Б (нижний эоцен), описание которых проводится раздельно.

Подкомплекс 4А, датируемый средним – верхним эоценом, выделяется в интервале 201–253 м нмд (скв. М0002А). В нижней части разреза (около 33 м) он сложен черно-серым, слоистым и косослоистым биокремнистым илом (диатомовым илом), содержащим мелкие пиритовые линзы, в верхней – черно-серой плотной алевритистой глиной до глинистого алеврита, содержащей вкрапления пирита и небольшое количество кремнистых микрофоссилий. По всему разрезу повсеместно присутствует единичная галька. Подкомплекс содержит силикофлагеллаты, радиолярии и диатомеи.

Силикофлагеллаты комплекса распространены в интервале 206.78–253 м нмд. Присутствие видов-индексов зон межрегиональной шкалы позволяет выделить три зоны.

Нижняя зона – Distephanus antiquus (251.77–220.95 м нмд) – широко распространена на всей территории Западно-Сибирской равнины, Западном Казахстане, местами в Среднем Поволжье и известна в донных осадках Норвежского моря, где вскрыта почти на нижней границе лютетского яруса. Комплекс представлен разнообразными видами родов Corbisema и Dictyocha. Обилие видов первого рода свидетельствует о довольно тепловодных условиях.

Средняя зона – Naviculopsis punctilia (224.75–215.37 м нмд) – также относится к лютетскому ярусу. Разнообразие видов рода Corbisema в этой зоне несколько сокращается, но появляется холодноводный вид Distephanus speculum. На территории Западно-Сибирской равнины зона имеет очень ограниченное распространение.

Верхняя зона – Dictyocha hexacantha (в списках экспедиции Corbisema hexacantha, интервал 211.77–207.34 м нмд) – венчает разрез, сложенный кремнистыми осадками. В зональной океанической шкале (Bukry, 1981) зона включает самые верхи лютетского яруса, бартонский ярус и низы приабонского яруса. В комплексе исчезают представители родов Corbisema, Dictyocha, Naviculopsis и холодноводный вид Distephanus speculum. Таким образом, зональные виды силикофлагеллат датируют возраст вмещающих отложений средним – поздним эоценом.

В интервале разреза 215.50 – 220.11 м нмд Бэккман с коллегами (Backman et al., 2006) отмечает присутствие двух зональных видов радиолярий – Calocyclas talwanii и Botryostrobis joides, являющихся индикаторами среднего – верхнего эоцена.

В составе комплексов диатомей среднего–верхнего эоцена отсутствуют зональные виды. Сильно обедненный комплекс выделяется в интервале, соответствующем зоне Dictyocha hexacantha. Наиболее обильны в нем широко распространенные – тихопелагический вид Paralia crenulata и Pseudotriceratum radiosoreticulatum, описанный из осадков позднего олигоцена Норвежского моря (Жузе, 1979). В комплексе диатомей нижележащих осадков среднего эоцена наряду с широко распространенными видами, унаследованными от раннеэоценовой флоры, отмечены виды, описанные из позднего олигоцена Норвежского моря – Huttonia norwegica, Goniothecium loricatum, G. decoratum. На присутствии упомянутых видов в этой части разреза мы остановимся ниже.

С учетом вышеперечисленных сведений по морской микрофлоре, подкомплекс 4А отнесен к нерасчлененному среднему–верхнему эоцену. Его граница с нижним эоценом проводится с некоторой долей условности на отметке 253 м нмд (скв. М0002А) почти по нижней границе зоны Distephanus antiquus (низы лютетского яруса). Мощность подкомплекса составляет 52 м.

Следует остановиться на двух фациальных особенностях.

Первая особенность связана с интервалом разреза 201.00–224.75 м нмд, относящимся к среднему–верхнему эоцену. К этому интервалу происходит резкое изменение условий осадконакопления, связанных с понижением уровня Арктического бассейна. Полностью исчезают виды диатомей, общие с Норвежско-Гренландским бассейном. В большом количестве появляется тихопелагический вид диатомей (Paralia crenulata, интервал 206.75–220.03 м нмд) и покоящиеся споры диатомей.

Вторая особенность связана с присутствием позднеолигоценовых видов диатомей в осадках среднего–верхнего и нижнего эоцена. Их присутствие требует уточнения и дальнейшего изучения. Не исключено, что смешанный состав диатомей связан с засорением при отборе проб.

Подкомплекс 4Б, относимый к нижнему эоцену, выделяется в интервале разреза 253–391 м нмд (скв. М0004А). Нижняя часть подкомплекса (около 70 м) сложена очень плотной черно-серой глиной со следами очень слабой биотурбации, верхняя – черно-серым, слоистым и косослоистым биокремнистым илом, содержащим одиночную гальку. В разрезе присутствует небольшое количество микрофоссилий, линзы и конкреции пирита (диаметром от "мм" до "см"). Присутствующие в этой части раз-

реза диноцисты, силикофлагеллаты, фораминиферы и диатомеи позволяют достаточно однозначно датировать вмещающие их отложения.

Диноцисты представлены тремя зональными видами – Deflandrea oebisfeldensis (367.41 м нмд), Wetzeliella astra (367.41 м нмд) и Apectodinium augustum, которые в Западной и Северной Европе характеризуют нижнюю часть ипрского яруса. Выше по разрезу по силикофлагеллатам выделяется три биостратиграфических подразделения.

Нижняя зона – Dictyocha frenguellii (318.95–313.60 м нмд) – характеризуется видами рода Dictyocha, к которым относится вид-индекс и вид Dictyocha arctios, описанный из донных осадков хребта Альфа (Ling, 1985). Зона широко распространена на территории Западно-Сибирской равнины и Западного Казахстана в разрезах, относимых к низам ипрского яруса.

Средняя зона – Dictyocha rotundata (301.36–282.57 м нмд) – относится к середине ипрского яруса и также распространена в пределах вышеупомянутых районов.

Слои с видом Corbisema toxeuma (скв. M0002A 273.56–254.81 м нмд; скв. M0004A 278.71–265.02 м нмд) выделяются выше зоны Dictyocha rotundata. Находка вида Corbisema toxeuma была зафиксирована в разрезе воравожской свиты западного склона Приполярного Урала в зоне Dictyocha secta, перекрывающей зону D. rotundata. Вид Corbisema toxeuma присутствует совместно с Brightwellia hyperborea (278.78 м нмд) – видом-индексом одноименной диатомовой межрегиональной зоны верхов ипра. Зона эта на всем своем протяжении (от Приполярного Урала до северо-восточного Прикаспия, а также на территории Среднего Поволжья, Западно-Сибирской равнины и Западного Казахстана) зафиксирована на одном стратиграфическом уровне с зоной Dictyocha secta. В списках экспедиции ACEX-302 последний вид отсутствует. Таким образом, зональные виды силикофлагеллат указывают на ипрский ярус и позволяют отнести вмещающие отложения по возрасту к раннему эоцену.

Диатомовые водоросли, определенные в нижнеэоценовой части разреза, относятся к широко распространенным раннеэоценовым видам – Hemiaulus danicus, H. hostilis, а также видам, типичным для позднего олигоцена Норвежского моря – Goniothecium loricatum, G. decoratum, Huttonia norwegica и др.

Ниже по разрезу были определены еще три зональных вида динофлагеллат – Apectodinium augustum, A. homomorphum, A. hyperacanthum. Все три вида одновременно присутствуют в интервале разреза 384.52–385.23 м нмд, однако первое появление вида Apectodinium augustum фиксируется на отметке 390.86 м нмд. В настоящее время этот зональный вид характеризует низы ипрского яруса, что практически решает вопрос о нижней границе эоцена в разрезе скважины M0004A. При всей однозначности этого вывода заметим, что два других зональных вида Apectodinium homomorphon и A. hyperacanthum до последнего времени датировали верхнюю часть танетского яруса. Совместное присутствие всех трех видов в интервале разреза 384.52–385.23 м нмд позволяет предполагать, что граница эоцена/палеоцена находится в пределах этого интервала. В разрезе скважины M0004A Apectodinium augustum занимает интервал 6.34 м.

Агглютинирующие виды фораминифер (Haplophragmoides perexilis, Psammosphaera eocenica, Verneuilinoides macintyrei, V. subtilis и др.), встреченные в основном в интервале разреза 372.20–377.50 м нмд, также указывают на раннеэоценовый возраст вмещающих отложений (Backman et al., 2006) подкомплекса 4Б, мощность которого достигает 138 м. Общая мощность эоценовой части разреза составляет 190 м.

Интересным является факт массовой встречаемости в разрезе подкомплекса (интервал 301.35–302.70 м и 313.35 м нмд) глохидий и спор пресноводного гидроптеридного папоротника Azolla spp. (Backman et al., 2006). Нам представляется, что в короткую регрессивную фазу, предшествующую эоценовой трансгрессии, приполюсная часть поднятия Ломоносова вышла из-под уровня моря. Понижение уровня в бассейнах Северного полушария и возникновение континентальных условий аккумуляции на отдельных участках установлено в разрезах Северного моря (Bujak, Mudge, 1994) и Норвежско-Гренландского бассейна (Eldrett et al., 2004), где также присутствует Azolla spp. В последнем случае он был установлен в разрезе скважины 913 ODP.

Массовые находки мегаспор папоротника Azolla spp. указывают на их чрезвычайно широкое распространение в пресноводных водоемах, существовавших в пределах островов по простиранию поднятия Ломоносова, которые возникали во время эвстатических колебаний. До недавнего времени самым северным известным районом развития эоценовых отложений (анжуйская свита) были острова Фаддеевский и Новая Сибирь, расположенные практически на одной меридиональной линии с хребтом Ломоносова. Споры папоротника Azolla ex gr. teschiana Florsch присутствуют в отложениях анжуйской свиты. Таким образом, можно констатировать, что середина раннего эоцена характеризуется продвижением в высокие широты теплолюбивых растений.

В это же время изменяется гидрохимический состав вод в бассейне, вызванный поступлением большого количества растворенной кремнекислоты и других биогенов, обеспечивающих широкое развитие силикофлагеллат и диатомей. Арктический бассейн развивался в тесном взаимодействии с Западно-Сибирским, Восточно-Европейским и Северо-Европейским бассейнами.

Завершая описание эоценовой части разреза, вскрытой скважинами M0002A и M0004A (комплекс 4), отметим, что с этими отложениями на хребте Ломоносова ранее отождествлялся сейсмокомплекс LR4 (табл. 3; Kim et al., 2000; Ким, 2003).

Пятый комплекс, отнесенный к верхнему палеоцену, выделяется в интервале глубин 391–405 м нмд и сложен плотной, черно-серой глиной (до алевритистой) с вкраплениями пирита. По всему разрезу присутствуют прослои и пиритовые конкреции, указывающие на восстановительную среду, существовавшую тогда в бассейне. В комплексе установлены фораминиферы.

Агглютинирующие фораминиферы (в интервале глубин 391–404.79 м нмд) представлены видами родов Ammodiscus spp. и Trochammina spp., а также видами Ammodiscus planus, Haplophragmoides reindeerensis, Reticulophragmium arcticum, R. boreale, R. ministicoogence, Verneuilinoides cf. polystrophus и др., возрастной диапазон которых ограничен поздним палеоценом (Backman et al., 2006). Некоторые из видов встречены в верхнепалеоценовых отложениях моря Бофорта (McNeil, 1997), в Северном (Gradstein et al., 1988) и Карском (Bugrova, 1997) морях.

Этот комплекс относится к микрофауне "флишевого" типа, встреченной на континентальных склонах в Норвежско-Гренландском бассейне и в Северном море в разрезах верхнего палеоцена, а также в мел-эоценовых отложениях восточных Альп и Карпат. Присутствие его на хребте Ломоносова не случайно.

Приведенный комплекс близок к зоне Trochammina ruthven murrayi – Reticulophragmium paupera, выделяемой Ф. Градштейном с соавторами (Gradstein et al., 1988) в разрезах палеоцена Северного моря, изученных там в скважинах. Зона отвечает зеландскому ярусу и по планктонным фораминиферам соответствует зонам P3 – P4 (Gradstein et al., 1988).

Отсутствие секреционных фораминифер, заселяющих прибрежно-мелководную и прогреваемую сублитораль, позволяет предполагать, что агглютинирующие фораминиферы обитали в холодноводных условиях на значительных глубинах (400–500 м) в пределах эпибатиали и верхней части батиали континентального склона поднятия Ломоносова.

Возраст комплекса датируется поздним палеоценом, а его мощность в разрезе скважины M0004A составляет 14 м. Предположение о наличии палеоценовых отложений в разрезе чехла хребта, отвечающих сейсмокомплексу LR3 (табл. 3), было высказано ранее (Kim et al., 2000; Ким, 2003).

Шестой комплекс, отнесенный к турону–нижнему кампану, выделяется в интервале разреза 405–428 м нмд (скв. M0004A), несмотря на то что выход керна был ограничен и изучен только в интервале 424.78–427.66 м нмд, где он представлен темно-серой глиной, алевритистой глиной и алевритистым песком с обломками песчаника и отдельными конкрециями пирита. Комплекс содержит фораминиферы и динофлагеллаты.

В списке присутствующих в разрезе агглютинирующих фораминифер отмечается преобладание одного вида рода Trochamminoides, многочисленных видов рода Recurvoides, редких экземпляров вида Glaphyammina spirocompressa, единичных экземпляров – Recurvoides cf. obskiensis и Sculptobaculites sp.

Бэккман с коллегами (Backman et al., 2006) датирует возраст вмещающих отложений как позднемеловой, уточняя, что вид Glaphyammina spirocompressa известен из сантон – кампанских отложений Smoking Hills в бассейне Бофорт-Маккензи, а вид Recurvoides cf. obskiensis известен из средне-верхнемеловых отложений Норвежского моря. По мнению В.А.Басова (ВНИИОкеангеология), второй вид характеризует берриас–валанжин.

Скудный для возрастных определений состав микрофауны, присутствие Glaphyammina spirocompressa (представляющего по McNeil (1997) верхнюю зону в разрезах сеноман-кампана Арктической Канады) и полное отсутствие секреционно-известковистых форм указывает, что присутствующие фораминиферы развивались в неблагоприятных условиях холодноводной эпибатиали (с незначительным содержанием кислорода).

Расчленить эту часть разреза помогают диноцисты, установленные в интервале разреза 400.03–427.43 м нмд, где они представлены многочисленными представителями рода Chatangiella и двумя видами – Palaeohystrichophora infusorioides (400.03–404.61 м нмд) и Chatangiella verrucosa (427.43 м нмд). Оба вида, по Бэккману (Backman et al., 2006), датируют содержащие их осадки как средне – позднемеловые. Анализ их распространения показал, что первый вид известен из альб-кампанских отложений, второй появляется в альбе, но широкое распространение получает в туроне – кампане и коньяке – сантоне.

Представляется, что положение в разрезе, данные по микрофауне и диноцистам позволяют датировать отложения туроном – ранним кампаном, а поверхность эрозионного размыва (ограничивающую их сверху) считать несогласием, возникшим в регрессивную фазу позднего кампана – раннего палеоцена. Более широкий интервал разреза, принятый нами для этого комплекса, объясняется тем, что при трансформации временного сейсмического разреза AWI 91090 (Jokat et al., 1995) в глубинный, осуществленной В.В. Буценко (ВНИИОкеангеология) с использованием скоростей по сейсмозондированию, эрозионная поверхность (где происходит скачок скоростей с V = = 1.95–2.2 км/с до V = 4.0–4.5 км/с) фиксируется на глубинах 420–430 м нмд и практически совпадает с границей между палеоценом и верхним мелом

на отметке 405 м. Таким образом, вскрытая мощность отложений, относимых к турону – нижнему кампану, составляет около 23 м.

Ранее мы предполагали наличие верхнемеловых отложений в чехле хребта, отвечающих сейсмокомплексу LR2 (табл. 3). Стратиграфический диапазон их определялся интервалом сеноман – сантон (Kim et al., 2000; Ким, 2003).

Следует отметить, что на хребте Альфа в осадках установлены диатомеи кампанского возраста (Barton, 1985), тождественные с приполярно-уральскими таксонами. Таким образом, отмечаемая В.А. Захаровым и др. (2002) общность таксономического состава моллюсков и микробиоты (фораминиферы и фитопланктон) в позднем мелу свидетельствует о существовании единого морского бассейна на территории современной Арктики.

Седьмой комплекс, залегающий непосредственно под верхнемеловым в грабене, осложняющем гребневую зону хребта (рис. 3а, б), бурением не вскрыт. Однако он полноправно входит в состав осадочного чехла, начиная его сейсмокомплексом LR1 (табл. 3).

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ АПТ-КАЙНОЗОЙСКОЙ ИСТОРИИ АРКТИЧЕСКОГО БАССЕЙНА, УСТАНОВЛЕННЫЕ ПО РАЗРЕЗАМ БЕРЕГОВОГО ОБРАМЛЕНИЯ И РАЗРЕЗУ ХРЕБТА ЛОМОНОСОВА

Результаты расчленения осадочного чехла на хребте Ломоносова позволяют восстановить основные этапы позднемеловой – кайнозойской истории развития Арктического бассейна и окружающих его эпиконтинентальных морей, которые отражены в смене трансгрессивно-регрессивных циклов. Эти же результаты позволяют проследить историю развития поднятия Ломоносова в подводный глыбовый хребет с континентальным типом коры, установив последовательность формирования его блоковой структуры во времени. Ниже рассматриваются этапы, связанные с формированием осадочных толщ и перерывов в разрезе чехла Арктического бассейна, указывающие на ведущую роль эвстатических колебаний уровня моря в этих процессах. Так, рост мировой системы срединно-океанических и океанических глыбовых хребтов приводит к его (уровня) повышению и вызывает трансгрессии. И наоборот, подъем суши (в том числе и ее горных сооружений) приводит к его понижению, когда в периоды регрессий осадконакопление прекращается и начинается размыв. Причиной эвстатических колебаний являются геократические тектонические движения, а степень влияния колебаний на характер разреза чехла зависит от их величины и продолжительности. В связи с тем, что осадочный чехол хребта по сейсмическим данным начинается с сейсмокомплекса LR1 (который залегает непосредственно под верхнемеловыми осадками, вскрытыми бурением, рис. 3а, б), мы начинаем описание с этапа трансгрессии, которая сформировала отложения этого сейсмокомплекса.

Поздний апт–альб характеризует трансгрессию, приведшую к началу формирования осадочного чехла на площади современного Евразийского бассейна и котловин области Центрально-Арктических поднятий. Трансгрессия началась после широкого проявления процессов континентального рифтогенеза в апте, сопровождавшихся в основном эффузивным магматизмом трещинного типа, который сформировал базальтовый акустический фундамент в Евразийском бассейне (Ким, 2003). Следы этих же процессов установлены на южном окончании хребта Альфа (Forsyth et al., 1986).

Трансгрессия достигала нижнего течения р. Енисей и зафиксирована появлением в отложениях верхов танопчинской свиты (верхний апт) фораминифер и морского фитопланктона в разрезе скважины Ленинградской на Карском шельфе. В другой скважине, пробуренной на о. Белом, к морским отнесены нерасчлененные отложения яронгской и марресалинской свит, фауна и микрофауна которых определяют их возрастной диапазон альб-сеноманом (Государственная геологическая..., 2004).

В котловинах Амундсена и Подводников сейсмокомплексы (AB1 и PB1), отвечающие трансгрессии, представлены морскими, мелководными фациями, а на поднятии Ломоносова – континентальными (LR1). По данным В.В. Буценко (2001), несмотря на близость скоростных параметров сейсмокомплексов (V = 5.0–5.2 км/с), это различие устанавливается при сейсмостратиграфическом анализе, который фиксирует резкую смену характера волнового поля в пределах поднятия. В.В. Буценко (2001) приходит к однозначному выводу, что поднятие Ломоносова в полюсной и приполюсной частях размывалось и разделяло Евразийский и Амеразийский бассейны в то время, как на сибирском и канадском отрезках будущего хребта шло накопление осадков. Сейсмокомплекс LR1 (табл. 3) не был вскрыт бурением на хребте, но его наличие четко зафиксировано на склоне и в грабене, осложняющем гребневую зону хребта (рис. 3а, б).

Конец раннего сеномана отвечает регрессивной фазе. На севере Западной Сибири, в Усть-Енисейской впадине, отложения этого возраста представлены песками и песчаниками с прослоями углистых глин долганской свиты, содержат многочисленные сидеритовые конкреции и обломки углефицированной древесины. В разрезе скважины на о. Свердруп свита имеет тот же литологический состав, указывая на континентальные условия формирования (Государственная геологическая..., 2004). В Арктическом бассейне, на поднятии Ломоносова, кровля верхнеаптского – альбского сейсмокомплекса LR1 (V = 5.0–5.3 км/с)

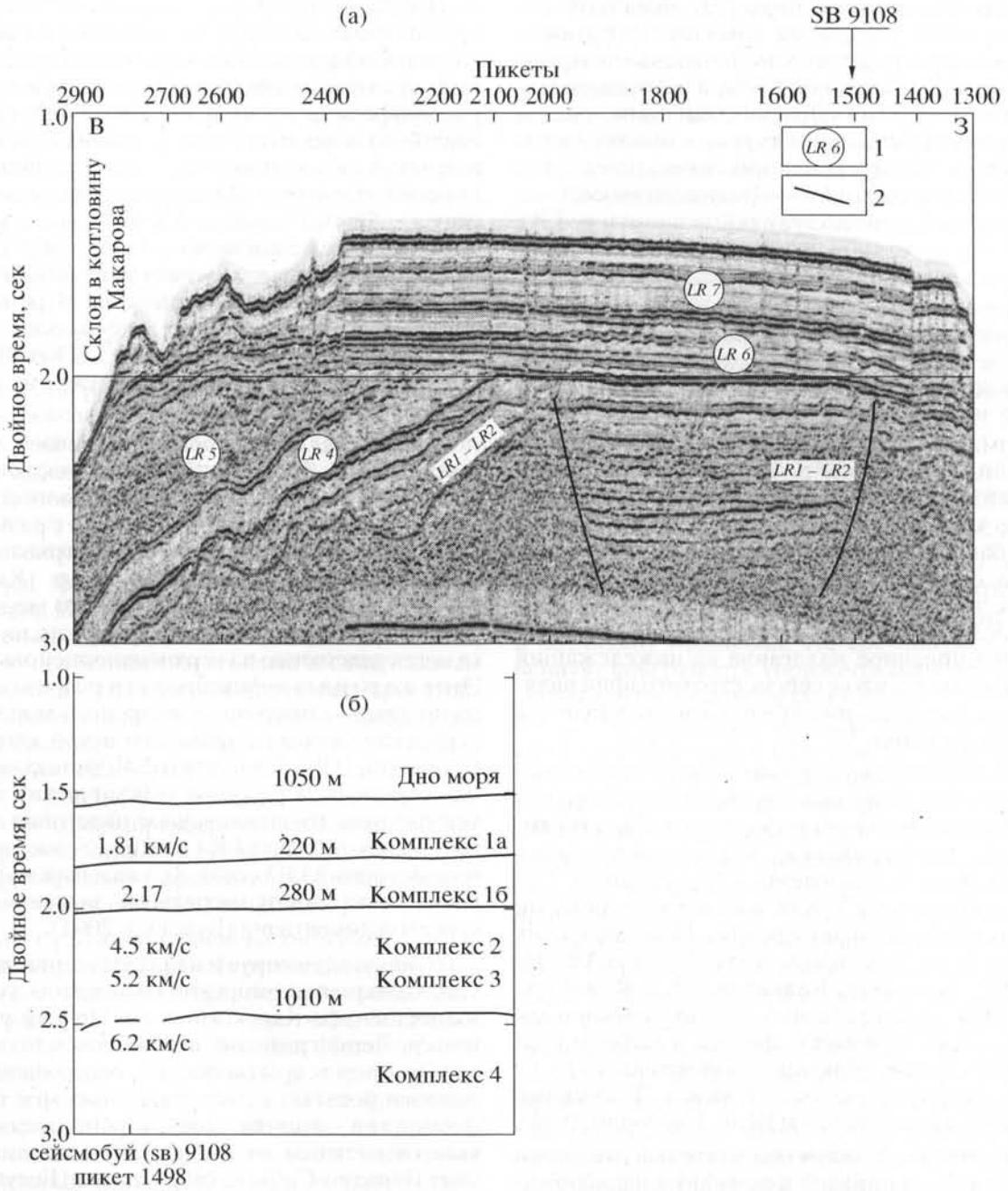

Рис. 3. Фрагмент временного сейсмического разреза по линии профиля AWI 91091 в зоне гребня хр. Ломоносова (из работы Backman et al., 2006). Геологическая интерпретация Кима – а.

1 – номер сейсмокомплекса (см. табл. 3); 2 – разломы.

Сейсмокомплексы, их мощности и пластовые скорости в районе сейсмобуя 9108 по профилю AWI 91091 (из работы Jokat et al., 1992) – б.

подвергалась размыву в субаэральных условиях (Jokat et al., 1995), фиксируя эту фазу.

Поздний сеноман – ранний кампан. Время крупнейшей трансгрессии в истории Земли, достигшей максимума в начале турона и покрывшей все пространство Западно-Сибирской плиты, т.е. расстояние свыше 2000 км с севера на юг (Захаров и др., 1991). В Арктическом бассейне и шельфах эпиконтинентальных морей она привела к накоплению мощной осадочной толщи. Так, на шельфе Карского моря турон-сантонский сейсмокомплекс, синхронный трансгрессии, вскрыт скважинами на Русановской и Ленинградской площадях и по составу близок к кузнецовской и низам березовской свит, изученных на полуостровах Ямал и Гыдан. В верхней части кузнецовской

свиты Л.В. Василенко (Государственная геологическая..., 2004) определен комплекс фораминифер, характерных для турон-коньякских и туронских отложений Западной Сибири и Западной Канады. На поднятии Ломоносова трансгрессия сформировала отложения турона – нижнего кампана, полная мощность которых не вскрыта бурением. Этим отложениям по результатам сейсмических работ соответствует сейсмокомплекс LR2 (V = 4.5–4.6 км/с; табл. 3), ранее относимый к сеноману – сантону (Kim et al., 2000; Ким, 2003).

Кампан – маастрихт. Этот временной интервал соответствует регрессивной фазе. Он установлен в разрезах верхнемеловых отложений Усть-Енисейской впадины на севере Западной Сибири, где на сантонских отложениях с глубоким размывом залегают кампанские опоковидные глины, а в районе р. Танама (левый приток р. Енисей) размытой оказывается и часть разреза нижнего кампана (Захаров и др., 1991). В Арктическом бассейне и на поднятии Ломоносова этому времени отвечает поверхность несогласия, связанная с понижением уровня моря. Сейсмокомплекс LR3 (V= 4.0–4.3 км/с; табл. 3) на поднятии имеет подошвенное налегание на нижележащий сейсмокомплекс, что в сейсмостратиграфии является диагностическим признаком перерыва в осадконакоплении.

Ранний палеоцен отражает фазу тектонической стабилизации, знаменующей на материках режим пенепленизации и формирование кор химического выветривания. Коры выветривания этого времени установлены в Скандинавии, Северном и Полярном Урале, в низовьях р. Омолой на Лаптевоморском побережье, Новосибирских островах и на Чукотском полуострове (Афанасьев, 1977; Бер, 1948; Калецкая, 1961; Ким и др., 1991). Они представлены пестроокрашенными глинами, реже глинами с дресвой и щебнем подстилающих пород. Максимальная мощность их на шельфе, вскрытая скважиной между Ляховскими островами, составляет 23 м (Ким, Слободин, 1991).

На поднятии Ломоносова длительность эпохи пенепленизации привела к размыву и выравниванию рельефа. Как отмечает В. Йокат (Jokat et al., 1995), формирование сильноуплотненных осадков сейсмокомплекса LR2 (V = 4.5–4.6 км/с; табл. 1) на поднятии завершилось эрозионным размывом в субаквальных условиях. Результаты бурения на хребте фиксируют этот размыв выпадением из разреза скважины M0004A нижнего палеоцена (отложения верхнего палеоцена с размывом залегают на верхнемеловых).

Поздний палеоцен–поздний олигоцен – этап продолжительной трансгрессии, апогей которой приходится на эоцен. Трансгрессия носила непрерывно-прерывистый характер, регрессивные фазы которой установлены на границе палеоцена/эоцена и эоцена/олигоцена.

Поздний палеоцен характеризует начало трансгрессии, которая установлена на севере Западной Сибири (п-ов Ямал), где ей соответствуют морские отложения тибейсалинской свиты с фораминиферами и динофлагеллатами. На шельфе Карского моря этой свите отвечает сейсмотолща, вскрытая скважинами на Ленинградской и Русановской площадях (Государственная геологическая..., 2004). На поднятии Ломоносова наличие морских отложений верхнего палеоцена подтверждено микрофауной и цистами динофлагеллат, установленными по результатам бурения. Здесь эти отложения (как ранее и предполагалось) соотносятся с сейсмокомплексом LR3 (табл. 3). Накопление их указывает на погружение поднятия Ломоносова ниже уровня моря.

Граница палеоцена/эоцена отвечает короткой регрессивной фазе. На Новосибирских островах, расположенных южнее хребта Ломоносова, эоценовые отложения анжуйской свиты с размывом залегают на корах химического выветривания, сформировавшихся в раннем палеоцене (Ким и др., 1991). В береговой зоне Лаптевского моря, в Кенгдейском грабене, нижний эоцен с размывом ложится непосредственно на верхнепалеоценовые осадки. Этот же размыв зафиксирован в разрезе скважины на побережье Восточно-Сибирского моря в кровле верхнепалеоценовой шаманиховской свиты (Ким, Слободин, 1991). На поднятии Ломоносова при анализе временных разрезов сейсмических профилей устанавливается подошвенное налегание эоценового сейсмокомплекса LR4 на нижележащий верхнепалеоценовый LR3 (табл. 3), указывая на формирование поверхности несогласия, вызванной отсутствием седиментации (Буценко, 2001).

В эоцене фиксируется продолжение трансгрессии. Синхронные морские отложения установлены на шельфе Карского моря. На уже упоминавшихся Ленинградской и Русановской площадях скважинами вскрыты осадки, содержащие радиолярии и богатые комплексы диатомей и силикофлагеллат, идентичные нижне-среднеэоценовым, известным из ирбитской и люлинворской свит Западно-Сибирской равнины (Государственная геологическая..., 2004). Трансгрессия сформировала также прибрежно-морские эоценовые отложения анжуйской свиты на о. Новая Сибирь, а на поднятии Ломоносова привела к накоплению морских эоценовых отложений мощностью до 190 м, т.е. чуть менее половины всего вскрытого скважинами разреза. Этим отложениям на хребте соответствует сейсмокомплекс LR4, еще до бурения относимый к эоцену (Kim et al., 2000; Ким, 2003).

Граница эоцена/олигоцена – вторая регрессивная фаза трансгрессии. Размыв, отвечающий этой границе на Карском шельфе, ярко выражен угловым и стратиграфическим несогласием между эоценовым и олигоцен-нижнемиоценовым (?) сейсмокомплексами (Государственная геологиче-

ская..., 2004). В кайнозойских разрезах шельфов Восточно-Арктических морей России он установлен в самой нижней части олигоценовых отложений, в море Бофорта – зафиксирован между эоценовым Richards sequence и олигоценовым Kugmallit sequence (McNeil et al., 1990; Young et al., 1984). На Новосибирских островах этот размыв приурочен к границе между олигоценовой нерпичинской и эоценовой анжуйской свитами (Ким, Слободин, 1991). На поднятии Ломоносова он устанавливается между средне-верхнеэоценовой и нижнеолигоценовой частями разреза скважины M0002A, которому соответствует подошва сейсмокомплекса LR5 (табл. 3).

Вероятно, на рубеже позднего эоцена – раннего олигоцена вследствие подъема островов и прилегающих к ним участков шельфа (Шпицберген, ЗФИ, Северная Земля) произошло обособление Арктического бассейна на севере и Западно-Сибирского на юге и в районах поднятий установился континентальный режим.

Олигоцен фиксирует заключительный этап трансгрессии. На юге Карского шельфа ему отвечает олигоцен-нижнемиоценовый (?) сейсмокомплекс. По особенностям сейсмической записи предполагается, что нижняя часть его представлена континентальными, а верхняя – прибрежно-морскими фациями, аналогами атлымской свиты севера Западной Сибири (Государственная геологическая...., 2004). На шельфе моря Бофорта трансгрессия сформировала олигоценовый Kugmallit sequence, представленный отложениями морских, прибрежно-морских и дельтовых фаций (McNeil, 1989, 1990; McNeil et al., 1990).

Морские отложения раннего олигоцена, установленные по результатам бурения на хребте Ломоносова, и синхронные трансгрессии свидетельствуют о накоплении одновозрастных осадков в котловинах Арктического бассейна. Наличие морских олигоценовых отложений в чехле хребта фиксирует их накопление, когда он находился ниже уровня моря. На разрезах сейсмических профилей, пересекающих хребет, этим осадкам соответствует сейсмокомплекс LR5 (табл. 3), ранее относимый к олигоцену (Kim et al., 2000; Ким, 2003).

Поздний олигоцен–ранний миоцен – новый этап тектонической стабилизации, приведшей к формированию кор химического выветривания, выравниванию рельефа и пенепленизации. Этап зафиксирован повсеместно. Кора выветривания установлена на о. Большевик, Анабаро-Оленекском междуречье, Ванькиной губе, мысе Св. Нос, где представлена пестроокрашенными глинами каолинитового и каолинит-гидрослюдистого состава мощностью до 8 м. Наиболее часто она встречается в предгорьях хребтов Кулар, Полоусный, Улахан-Сис, где развита на денудационной поверхности выравнивания с абсолютными отметками 200–250 м и достигает мощности 20 м. На Чукотском полуострове коры выветривания вскрыты скважинами в пределах Валькарайской и Ванкаремской низменностей, а на мысе Шмидта, лагуне Уэлен их максимальная мощность достигает 40 м (Ким, Слободин, 1991). В Канаде, в округе Маккензи (холмы Корибу), коры представлены пачкой песчаных белых каолиновых глин мощностью до 40 м (Price et al., 1988). Время формирования их канадские геологи относят к концу позднего олигоцена.

На хребте Ломоносова этому этапу в разрезе скважины M0002A отвечает эрозионный размыв на границе олигоцена и миоцена. Иллюстрацией этого эрозионного размыва служит временной сейсмический разрез по линии профиля AWI 91091 (рис. 3а, б). Профиль расположен в пределах того же интенсивно приподнятого блока хребта, что и профиль AWI 91090, по которому заложены скважины. На рис. 3 хорошо видно, как верхнеаптский – альбский (LR1, V = 5.2 км/с)[3] и верхнемеловой (LR2, V = 4.5 – 4.6 км/с)[3] сейсмокомплексы срезаны в гребневой зоне хребта, но остались в осложняющем его грабене и на склоне в котловину Макарова. На срезанную и выровненную поверхность горизонтально легли более молодые сейсмокомплексы LR6 (V = 2.17 км/с) и LR7 (V = 1.81 км/с), соответственно относимые нами к миоценовым и плиоцен-четвертичным отложениям (табл. 3). Эрозионная поверхность четко фиксируется скачком скоростей на профиле AWI 91091, как и на профиле AWI 91090.

Эрозионный срез, прежде всего, свидетельствует о том, что поднятие Ломоносова (в полюсной и приполюсной частях) находилось в этот момент выше уровня моря и до новейшего этапа периодически подвергалось размыву. Его плосковершинность обусловлена выравниванием рельефа в период пенепленизации, а позднеолигоцен-раннемиоценовый минимум соответствует крупнейшему глобальному понижению уровня моря в истории Земли (Vail et al, 1977). Региональное несогласие, отвечающее этому этапу, четко фиксируется и в котловине Амундсена по линии дрейфа станции СП 21-73 (Буценко, Поселов, 2004).

Мы не разделяем точку зрения наших зарубежных коллег, что угловое несогласие (рис. 3) образовалось во время, когда хребет Ломоносова "отъехал" от континентальной окраины Евразии (Backman et al, 2006; Jokat, 2003). Этому, кстати, противоречит наклон и увеличение мощностей пяти нижних сейсмокомплексов в котловинах Амундсена и Нансена в направлении хребта Гаккеля от пограничных поднятий, отделяющих океанические котловины от периокеанических прогибов-грабенов (Ким, 2003).

Средний – поздний миоцен ознаменовался обширной морской трансгрессией, в начале которой

[3] По нашей стратификации.

произошел первый в позднем кайнозое обмен фаунами между Северным океаном (тогда еще не Ледовитом) и Северной Пацификой. Обмен и миграция морской фауны и флоры происходили не через Берингов пролив (как считалось ранее), а через бассейн современного верхнего и среднего течения реки Колымы, где ныне установлены морские отложения со смешанным комплексом морских, солеватоводных и пресноводных диатомей (Ким, Слободин, 1991).

Морские отложения второй половины миоцена, выделяемые в западном секторе Российской Арктики как "слои с Glandulina nipponica" (колвинская свита Европейской части и устьсоленинская свита севера Западной и Центральной Сибири (Основные проблемы..., 1983)), известны на Таймыре, Северной Земле и в западной части Лаптевского бассейна (о. Бегичев). На Новосибирских островах (о-ва Новая Сибирь и Фаддеевский) комплекс фораминифер из этих слоев установлен в прибрежно-морских и морских отложениях среднего – верхнего миоцена. В береговой полосе Восточно-Сибирского моря прибрежно-морские отложения среднего – верхнего миоцена вскрыты скважинами на Стадухинской протоке в низовьях реки Колымы, а в пределах Чукотского шельфа им отвечают морские и прибрежно-морские осадки энмакайской и вешкапской свит (Ким, Слободин, 1991).

В Бофортском бассейне, в том числе в дельте р. Маккензи, вторая половина миоцена представлена морскими отложениями Mackenzie bay sequence и Akpak sequence, общая мощность которых достигает 4500 м (McNeil et al., 1990; Young et al., 1984). На поднятии Ломоносова морской средний–верхний миоцен установлен в разрезе скважины M0002A. Отложения соответствуют сейсмокомплексу LR6 (табл. 3). Наличие этих отложений на поднятии подтверждает формирование одновозрастных отложений в океанических котловинах, где им отвечают соответствующие сейсмокомплексы.

Конец позднего миоцена – этап глобальной регрессии Мирового океана, вызвавшей интенсивное поднятие суши и осушение шельфов, и известный в геологической литературе как "мессинская" регрессия. В разрезах берегового обрамления этап проявился повсеместным межрегиональным размывом и рядом переуглубленных долин на шельфах Евразии. Глубина вреза на севере Западной Сибири достигает 380 м, судя по разрезам скважин в низовьях р. Оби и около города Дудинка (на р. Енисей).

На Карском шельфе плиоцен-четвертичные отложения с региональным несогласием залегают на доплиоценовых образованиях. В восточном секторе Российской Арктики на этом этапе происходило формирование аллювиальных и озерно-аллювиальных отложений с линзами гравия, гальки, погребенных торфяников или песчано-гравийных и галечных отложений. На Новосибирских островах этому времени соответствует размыв в кровле прибрежно-морских верхнемиоценовых отложений, а в пределах Валькаремской низменности (побережье Чукотского моря) – размыв в кровле средне – верхнемиоценовых отложений вешкапской свиты. В Бофортском бассейне этапу также отвечает крупный региональный размыв в кровле морских отложений Akpak sequence (McNeil et al., 1990; Young et al., 1984).

На поднятии Ломоносова фиксируется подошвенное налегание вышележащего комплекса LR7 на нижележащий LR6 (средне-верхнемиоценовый). Выше уже отмечалось, что такой вид налегания фиксирует формирование поверхности несогласия, которая возникает в период отсутствия осадконакопления.

Плиоцен – четвертичный этап характеризует эпоху длительной и самой обширной в Арктике непрерывно-прерывистой трансгрессии. В этот период на современных палеошельфах и шельфах Канадской Арктики и восточном секторе Российской формировались морские, прибрежно-морские и континентальные отложения. В западном секторе шло накопление только морских и прибрежно-морских отложений. Максимальная мощность отложений этого этапа (до 5000 м) достигается на акватории моря Бофорта. На палеошельфах часть их является рельефообразующими и к их поверхности приурочена серия закономерно понижающихся морских и сопряженных с ними речных террас, связанных с древними береговыми линиями регрессировавшего бассейна (Слободин, 1985). Максимум трансгрессии имел место до начала формирования этих древних береговых линий. На поднятии Ломоносова трансгрессия сформировала морские осадки, венчающие разрез чехла, которым соответствует сейсмокомплекс LR7 (табл. 3, рис. 3).

ФОРМИРОВАНИЕ БЛОКОВОЙ СТРУКТУРЫ ХРЕБТА

К началу формирования осадочного чехла в Евразийском бассейне поднятие Ломоносова уже существовало и было естественным, в большей степени подводным, орографическим ограничением бассейна на востоке. Все сейсмокомплексы, развитые в сопряженных котловинах (Амундсена, Подводников, Макарова), имеют ярко выраженную структуру трансгрессивного прилегания к хребту.

Анализ гравиметрической карты (редукция в свободном воздухе) по простиранию хребта позволил выделить в его пределах систему относительно опущенных и приподнятых блоков, сопряженных друг с другом по разломам (Ким, 2003). Анализ сейсмической информации МОВ ОГТ по профилям и линиям дрейфа станций СП разных лет, пересекающих различные блоки хребта, позволил устано-

вить следующую закономерность: наибольшая стратиграфическая полнота разреза и мощность чехла отмечается в опущенных блоках, наименьшая – в интенсивно приподнятых. Последние выявлены в полюсной и приполюсной (сибирской) частях хребта. Выпадение из разреза какого-либо профиля одного или нескольких сейсмокомплексов, установленных на других сейсмических профилях, пересекающих хребет, обусловлено структурными особенностями участка в пределах региональной структуры (например, приподнятый блок). Анализ этой информации по работам разных лет позволил выявить блоки, где отсутствует верхний палеоцен и эоцен, блоки, где отсутствует эоцен и олигоцен, и, наконец, интенсивно приподнятые блоки, где отсутствует не только эоцен и олигоцен, но и верхний миоцен и плиоцен (табл. 3). Совокупность этих данных позволила установить, что интенсивные подвижки по разломам, формирующим блоковую структуру хребта, были приурочены к концу верхнего мела, а также концу палеоцена, эоцена, раннего и позднего олигоцена, миоцена и плиоцена, т.е. совпадают с временем формирования несогласий, особенно в периоды резкого понижения уровня Арктического бассейна.

По данным Йоката (Jokat et al., 1995), в сопряженной с хребтом котловине Амундсена самая верхняя часть сейсмокомплекса с пластовой скоростью 2.9 км/с (табл. 3) по характеру волнового поля указывает на переход к накоплению осадков, близких к пелагическому типу. Это весьма ценное уточнение позволяет предполагать, что к концу олигоцена глубины в Евразийском бассейне были близки к океаническим. В настоящее время установлено, что в котловине Подводников пелагические осадки представлены миоценовым сейсмокомплексом с интервальной скоростью 2.3–2.5 км/с (Буценко, 2001).

Впервые в миоцене большая часть поднятия Ломоносова (если не вся) оказалась ниже уровня океана, а площадные очертания Евразийского бассейна и области Центрально-Арктических поднятий приблизились к современным. Таким образом, к началу новейшего этапа поднятие Ломоносова практически сформировалось в подводный глыбовый хребет с континентальным типом коры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые выполненное бурение на хребте Ломоносова экспедицией ACEX-302, анализ его материалов и полученные результаты позволяют сформулировать следующие выводы:

1. Предложенный вариант стратиграфического расчленения сводного разреза чехла на хребте Ломоносова отражает основные этапы позднемеловой – кайнозойской истории развития Арктического бассейна. Впервые намечено расчленение палеогеновой части разреза до ярусов. Это позволяет использовать установленные зональные виды-индексы микрофитофоссилий для расчленения и корреляции отложений в пределах всего Арктического бассейна.

2. Значительная часть органогенно-кремнистого комплекса 4 на хребте Ломоносова (за исключением верхних 10 метров) является аналогом воравожской свиты западного склона Приполярного Урала и ирбитской свиты Западно-Сибирской равнины.

3. Установлена синхронность формирования комплексов осадочного чехла хребта Ломоносова, входящего в Арктический бассейн, шельфов и палеошельфов эпиконтинентальных морей в течение апта–кайнозоя, выраженная сменой трансгрессивно-регрессивных циклов.

4. В апт-кайнозойской истории развития Арктического бассейна установлены четкие временные интервалы *трансгрессий*, приводящих к формированию осадочного чехла, и *регрессий*, с которыми связаны перерывы в осадконакоплении (или размывы), которые формируют границы несогласий между сейсмокомплексами как в глубоководной части бассейна, так и на шельфах эпиконтинентальных морей.

5. Формирование блоковой структуры хребта Ломоносова связано с подвижками по разломам, приуроченным к концу позднего мела, палеоцена, эоцена, раннего и позднего олигоцена, миоцена и плиоцена. Эти подвижки совпадают с временем формирования несогласий в разрезе чехла хребта, особенно в периоды резкого понижения уровня Арктического бассейна (регрессивные фазы).

6. Наличие в разрезе чехла хребта верхнемеловых отложений, вскрытых бурением, а также отложений сейсмокомплекса LR1 (залегающих непосредственно под ними) свидетельствует о том, что стратиграфический диапазон чехла в сопряженных с хребтом котловинах Амундсена и Макарова не может ограничиваться кайнозоем. Время начала формирования осадочного чехла в котловинах можно заведомо отнести к позднему мелу. Таким образом, полученный фактический материал ставит под сомнение кайнозойский возраст котловин Евразийского бассейна, установленный по магнитной хронологии.

7. Выполненная ранее стратификация сейсмокомплексов в пределах хребта подтверждена результатами расчленения разреза чехла по палеонтологическим данным. Она фиксирует правомерность возрастной датировки сейсмокомплексов (сверху вниз), исходя из событийной стратиграфии (трансгрессии, регрессии), установленной в процессе корреляции апт – кайнозойских отложений по периферии Северного Ледовитого океана.

8. Представленные материалы, по нашему мнению, свидетельствуют, что хребет Ломоносова не

был отторгнут от Баренцево-Карской континентальной окраины, как постулирует плейттектоническая модель. Этому противоречит наклон и увеличение мощностей пяти нижних сейсмокомплексов в котловинах (Амундсена и Нансена) в направлении хребта Гаккеля. Рост мощностей чехла происходит от пограничных поднятий, отделяющих периокеанические прогибы-грабены, развитые у Баренцево-Карской континентальной окраины (или линейные грабены у подножия хребта Ломоносова), от океанических котловин.

Отличие в стратификации сводного разреза осадочного чехла хребта Ломоносова (разные оценки полноты разреза и перерывов в осадконакоплении) по нашим данным и данным зарубежных коллег обусловлены использованием нами биостратиграфических зон по диноцистам и силикофлагеллатам при расчленении палеогеновой части разреза. Кроме того, анализ резких изменений скоростей по разрезам сейсмических профилей AWI 91090 и 91091 позволяет фиксировать поверхности эрозионного размыва, сопоставлять их со стратиграфическими перерывами и использовать при расчленении разреза чехла хребта.

Авторы благодарны Э.М. Бугровой (ВСЕГЕИ), В.А. Басову, В.В. Буценко, Л.В. Василенко, А.А. Крылову, Г.В. Степановой и Н.В. Устинову (ВНИИОкеангеология) за консультации. Особую признательность выражаем А.Ю. Гладенкову, ряд конкретных замечаний которого были учтены, и В.А. Захарову за обсуждение отдельных вопросов и замечания, высказанные в процессе подготовки статьи к публикации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Андреева-Григорович А.С. Зональная шкала по цистам динофлагеллат для палеогена южных районов СНГ // Альгология. Т. 4. № 2. 1994. С. 66–75.

Афанасьев А.П. Фанерозойские коры выветривания Балтийского щита. Л.: Наука, 1977. 244 с.

Бер А.Г. Поверхности денудации на Приполярном Урале // Материалы по геоморфологии Урала. Вып. 1. М.:.Госгеолиздат, 1948. С. 29–41.

Буценко В.В. Сейсмостратиграфический анализ осадочного чехла в западной части Амеразийского бассейна. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб.: СПбГУ, 2001. 27 с.

Буценко В.В., Поселов В.А. Региональные особенности сейсмической конфигурации осадочного чехла глубоководного Арктического бассейна и возможности их палеотектонической интерпретации // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2004. Вып. 5. С. 141–159.

Глезер З.И. Зональное расчленение палеогеновых отложений по диатомовым водорослям // Сов. Геология. 1979а. № 11. С. 19–30.

Глезер З.И. О зональном расчленении палеогеновых отложений Среднеземноморской палеографической области в пределах СССР по кремневым жгутиковым водорослям // Тр. XXII сес. ВПО. Л.: Наука, 1979б. С. 29–42.

Глезер З.И., Степанова Г.В. Расчленение и корреляция палеогеновых отложений Карского моря по диатомеям и силикофлагеллатам // Региональная геология и металлогения. № 2. СПб.: ВСЕГЕИ, 1994. С. 148–153.

Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1: 1000000 (новая серия). Лист S-41-43-о. Белый. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. 205 с.

Жузе А.П. Диатомеи и силикофлагеллаты олигоцена // История микропланктона Норвежского моря. Л.: Наука, 1979. Т. 23 (51). С. 20–24.

Захаров В.А., Бейзель А.Л., Лебедева Н.К., Хоментовский О.В. Свидетельства эвстатики Мирового океана в верхнем мелу на севере Сибири // Геология и геофизика. 1991. № 8. С. 8–15.

Захаров В.А., Шурыгин Б.Н., Курушин Н.И. и др. Мезозойский океан в Арктике: палеонтологические свидетельства // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 2. С. 155–181.

Калецкая М.С., Миклухо-Маклай А.Д. О мезозойской коре выветривания на западном склоне Полярного и Приполярного Урала // Докл. АН СССР. 1961. Т. 139. № 6. С. 1425–1427.

Ким Б.И., Слободин В.Я. Основные этапы развития Восточно – Арктических шельфов России и Канадской Арктики в палеогене и неогене // Геология складчатого обрамления Амеразийского суббассейна. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1991. С. 104–116.

Ким Б.И., Иванова Н.М. О возрасте сейсмокомплексов, выделенных на Лаптевском континентальном склоне и прилегающей части Евразийского бассейна // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 3. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. С. 82–92.

Ким Б. И. История формирования Евразийского бассейна (сейсмокомплексы, структура, мощность чела, этапы и стадии эволюции) // Рос. геофиз. журнал. 2003. № 31–32. С. 53–70.

Поселов В.А., Буценко В.В., Павленкин А.Д. Альтернатива спрединговой природе Евразийского бассейна по сейсмическим данным (на примере геотрансекта хребет Гаккеля – хребет Ломоносова) // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 2. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1998. С. 177–183.

Основные проблемы палеогеографии позднего кайнозоя Арктики // Тр. ПГО "Севморгеология". Т. 190. Л.: Недра, 1983. 262 с.

Слободин В.Я. Колебания уровня Мирового океана в позднем кайнозое и их значения для стратиграфии шельфа // Стратиграфия и фации осадочного чехла океанов. Л.: ПГО "Севморгеология", 1985. С. 89–96.

Backman J., Moran K. Arctic Coring Expedition. Palaeoceanographic and Tectonic evolution of the central Arctic Ocean // ECORD. 2004. Newsletter № 3. P. 4.

Backman J., Moran K., McInroy D.B. et al. Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program. V. 302. 2006. 169 p.

Barron J.A. Diatom biostratigraphy of the CESAR 6 core, Alpha Ridge // Geol. Surv. Canada. Paper 84–22. 1985. P. 137–148.

Bugrova E.M. Upper Cretaceous–Paleocene foraminiferal assemblages in the West Siberian Arctic Region (Kara Sea) // The first International Conference "Applications of

micropaleontology in environmental sciences". June 9–13. 1997. Tel Aviv. Israel. Abstracts. 46 p.

Bujak J.P., Mudge D.C. A high-resolution North Sea Eocene dinocist zonation // J. Geol. Soc. London, U.K. 1994. № 151. P. 449–462.

Bukry D. Synthesis of silicoflagellatae stratigraphy for Maestrichtian to Quarternary marine sediment // SEPM Special Publication. 1981. № 32. P. 433–444.

Clark D.I. Geological history of the Arctic Ocean Basin // Canad. Continent. Margins. Calgary. Alberta. Canad. Soc. Petrol. Geol. 1975. P. 501–524.

Enachescu M.E. Structural setting and validation of direct hydrocarbon indicators for Amau ligat oil field, Canadian Beaufort sea // Amer. Assoc. Petroleum Geol. Bull. 1990. V. 74. № 1. P. 41–59.

Eldrett J., Harding I., Firth J., Roberts A. Magnetostratigraphic calibration of Eocene – Oligocene dinoflagellate cyst biostratigraphy from the Norwegian-Greenland See // Marine Geology. 204. 2004. P. 91–127.

Forsyth D.A., Morel A., L'Hussier P. et al. Alpha Ridge and iceland – products of the same plume? // J. Geodinamics. 1986. № 6. P. 197–214.

Gradstein F.M., Kaminski M.A., Berggren W.A. Cenozoic Foraminiferal Biostratigraphy of the Central North Sea // Abh. Geol. Bundesanstalt. 1988. Bd 41. P. 97–108.

Head M.J., Norris G. Palynology and dinocyst stratigraphy of the Eocene and Oligocene in ODP Leg 105, Hole 647A. Labrador Sea / Eds Srivastava S.P., Arthur M.A., Clement B. et al. Proc. ODP. Sci. Results, 105. College Station, TX (Ocean Drilling Programm). 1989a. P. 515–550.

Head M.J., Norris G., Mudie P.J. New species of dinocysts and a new species of acritarch from the upper Miocene and lowermost Pliocene. ODP. Leg 105, Site 646. Labrador Sea / Eds Srivastava S.P., Arthur M.A., Clèment B. et al. Proc. ODP. Sci. Results, 105. College Station, TX (Ocean Drilling Programm). 1989b. P. 453 – 466.

Jokat W., Alvers M., Buravtsev V.Yu. et al. Marine Geophisic: Ed. Futterer D.K. ARCTIC 91: The expedition ARK VIII/3 of rv Polarstern in 1991 // Berichte zur Polarforschung. 1992a. № 107. P. 108–132.

Jokat W., Uenzelmann-Neben G., Kristoffersen Y. et al. Lomonosov Ridge – A double-sided continental margin // Geology. 1992b. V. 20. P. 887–890.

Jokat W., Weigelt E., Kristoffersen Y. et al. New insights into the evolution of the Lomonosov Ridge and the Eurasian Basin // Geophys. J. International. 1995. № 122. P. 378–392.

Jokat W. Seismic investigations along the western sector of Alpha Ridge, Central Arctic Ocean // Geophys. J. International. 2003. № 152. P. 185–201.

Kaminski M.A., Gradstein F.M., Berggren W.A. et al. Flysch-type Agglutinated Foraminiferal assemblages from Trinidad: Taxonomy, Stratigraphy and Paleobathymetry // Abh. Geol. Bundesanstalt. 1988. Bd 41. P. 155–227.

Kim B., Verba V., Poselov V. et al. New insights in Composition and Structure of the Sedimentary Cover on the Lomonosov Ridge. Polarforschung // III International Conference on Arctic Margins. Celle. 2000. V. I. P. 65–70.

Kim B.I., Verba V.V. The seismic complexes of the basic structures of the Eurasian Basin (the characteristics, correlation and supposed age) // 7th Zonenshain international conference on Plate Tectonic. Abstracts. Moscow, 2001. P. 26–37.

Kristoffersen Y., Mikkelsen N. On sediment deposition and nature of the plate boundary at the junction between the submarine Lomonosov Ridge, Arctic Ocean and the continental margin of Arctic Canada/North Greenland // Marine Geology. 225. 2006. P. 265–278.

Ling H.Y. Early Paleogene silicoflagellates and ebridians from Arctic Ocean // Trans. Proc. Paleontol. Soc. Japan. N.S. 1985. № 138. P. 79–93.

Manum S.B., Boulter M.C., Gunnarsdottir H. et al. Eocene to Miocene palynology of the Norwegian Sea (ODP Leg 104) / Eds Eldholm O., Theide J. et al. Proc. ODP. Sci. Results, 104. College Station, TX (Ocean Drilling Programm). 1989. P. 611–662.

Marine Science Atlas of the Beaufort Sea. Geology and Geophysics / Ed. Pelletier B.R. // Geol. Surv. Canada. Miscellaneous Report. 1987. № 40.

Martini E. Standart Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation // Proceed. II Plankton. Conf. Roma. 1970. V. 2. 1971. P. 739–785.

McNeil D.H. Foraminiferal zonation and biofacies analysis of Cenozoic strata in the Beaufort-Mackenzie Basin of Arctic Canada // Geol. Surv. Canada. Paper 89–16. 1989. P. 203–223.

McNeil D.H. Tertiary Marine Events of the Beaufort-Mackenzie Basin and Correlation of Oligocene to Pliocene. Marine Outcrops in Arctic North America // Arctic. V. 43. № 4. 1990. P. 301–313.

McNeil D.H., Dietrich J.R., Dixon J. Foraminiferal biostratigraphy and seismic sequences: Examples from the cenozoic of the Beaufort-Mackenzie Basin, Arctic Canada // Paleoecology, Biostratigraphy, Paleoceanography and Taxonomy of Agglutinated Foraminifera. By Kluwer Academic Publishers. Printed in the Netherlands. 1990. P. 859–882.

McNeil D.H. New Foraminifera from the Upper Cretaceous and Cenozoic of the Beaufort-Mackenzie Basin of Arctic Canada // Cushman Foundation Foram. Res. Spec. Publ. 1997. № 35. 52 p.

Perch-Nielsen K. Silicoflagellates // Plankton stratigraphy / Ed. Bolli H.M. et al. Cambridge: Cambridge. Univ. press. 1985. P. 813–846.

Price L. L., McNeil D.H., Joannides N.S. Revision of the Tertiary Reindeer Formation in the Caribou Hills, District of Mackenzie // Geol. Surv. Canada. Paper 80 – IB. 1980. P. 179–184.

Poulsen N.E., Manum S.B., Williams G.L. et al. Tertiary dinoflagellate biostratigraphy of Sites 907, 908 and 909 in Norwegian-Greenland Sea / Eds Thiede J., Myhre A.M. et al. Proc. ODP. Sci. Results. 151. College Station, TX (Ocean Drilling Program). P. 255–287.

Vail P.R., Mitchem R.M., Thompson S. Global cycles of relative changes of sea level // Seismic stratigraphy – application to hydrocarbon exploration. Amer. Assoc. Petroleum Geol. 1977. P. 83–97.

Willams G.L., Brinkhuis H., Pearce M.A. et al. Southern Ocean and global dinoflagellate cyst events compared: index events for the Late Cretaceous-Neogene / Eds Exon N.F., Kennett J.P. and Malone M. Proc. ODP. Sci. 2004. Results. 189 [Online]. Avaible from World Wide Web: http://www-odp.tamu.edu/publications/189 SR/107/107.htm.

Young F.G., McNeil D.H. Cenozoic stratigraphy of the Mackenzie Delta, northwest territories // Geol. Surv. Canada. Bull. 336. 1984. 63 p.

Рецензенты А.Ю. Гладенков, В.А. Захаров