

**СТРАТИГРАФИЯ И УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ
ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОСАДКОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ
ПОДНЯТИЯ МЕНДЕЛЕЕВА
(АМЕРАЗИЙСКИЙ БАССЕЙН СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА)**

*канд. геол.-минерал. наук А.А.КРЫЛОВ¹, канд. геол.-минерал. наук В.В.ШИЛОВ²,
канд. геол.-минерал. наук И.А.АНДРЕЕВА¹, вед. инженер Е.С.МИРОЛЮБОВА¹*

¹ – ВНИИОкеангеология им. И.С.Граммберга, Санкт-Петербург, akrylow@gmail.com

² – ФГУНПП «Полярная морская геолого-разведочная экспедиция», г. Ломоносов

В статье приводятся результаты комплексного литологического, палеомагнитного и палеонтологического изучения пяти колонок донных осадков, отобранных в северной части поднятия Менделеева. Обосновано стратиграфическое расчленение разрезов вплоть до 11-й морской изотопной стадии. Показана возможность корреляции осадочных слоев между поднятием Менделеева и хребтом Ломоносова на основании палеомагнитных и палеонтологических данных. Установлено, что скорости осадконакопления в пределах северной части поднятия Менделеева незначительны и составляют от 3,3 до 4,2 миллиметров в тысячу лет.

Ключевые слова: Северный Ледовитый океан, Амеразийский бассейн, поднятие Менделеева, хребт Ломоносова, стратиграфия, верхнечетвертичные осадки.

ВВЕДЕНИЕ

Северный Ледовитый океан (СЛО) играет важнейшую роль в эволюции климатической системы Земли. История палеогеографических и палеоклиматических изменений «зашифрована» в осадочных разрезах и может быть восстановлена путем детальных литологических и микропалеонтологических исследований. Основой палеореконструкций должна служить надежная стратиграфия донных отложений, которая, однако, до сих пор остается слабо разработанной и противоречивой применительно к СЛО.

Недостаток знаний об осадках СЛО связан с трудностью проведения полевых исследований в регионе. Стратиграфическое расчленение донных отложений, разработанное в прошлом веке, базировалось на материалах, добытых грунтовыми и поршневыми пробоотборниками в экспедициях на дрейфующих ледовых станциях и в немногочисленных рейсах на научных судах. Абсолютные методы датирования позднекайнозойских отложений СЛО слабо разработаны, а надежная биостратиграфическая основа отсутствует до сих пор. В связи с этим определение возраста разрезов осуществлялось главным образом на основании данных палеомагнитных измерений [Steuerwald et al., 1968; Clark et al., 1980]. Смена положительных значений остаточной намагниченности отрицательными сопоставлялась с переходом Брюнес–Матуяма. В итоге был сделан вывод о крайне низких скоростях осадконакопления, составляющих в Амеразийском бассейне СЛО первые миллиметры в тысячу лет.

Результаты детальных исследований последнего десятилетия доказали возможность альтернативной интерпретации палеомагнитных данных. Было показано, что выделяемые ранее границы геомагнитных эпох могут являться относительно кратковременными экскурсами магнитного поля [Frederichs, 1995]. Вследствие

этого появилось мнение о более высоких скоростях осадконакопления в СЛО, достигающих на хребте Ломоносова величин в первые сантиметры в тысячу лет [Backman et al., 2004; Jakobsson et al., 2000]. Данный вывод был подтвержден результатами глубоководного бурения IODP-302 [Backman et al., 2006; Moran et al., 2006; O'Regan et al., 2008 и др.].

Настоящая работа посвящена обоснованию стратиграфического расчленения отложений, отобранных в пределах северной части поднятия Менделеева в экспедиции «Арктика-2000».

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Образцы донных осадков были подняты гравитационной трубкой в экспедиции «Арктика-2000» на НЭС «Академик Федоров» в 2000 г. (рис. 1). В статье приведены результаты детального изучения пяти колонок, отобранных в различных морфоструктурных зонах: котловине Подводников (АФ00-23, АФ00-28), вершинной части поднятия Менделеева (АФ00-07 и АФ00-08) и во впадине Менделеева (АФ00-02) (табл. 1).

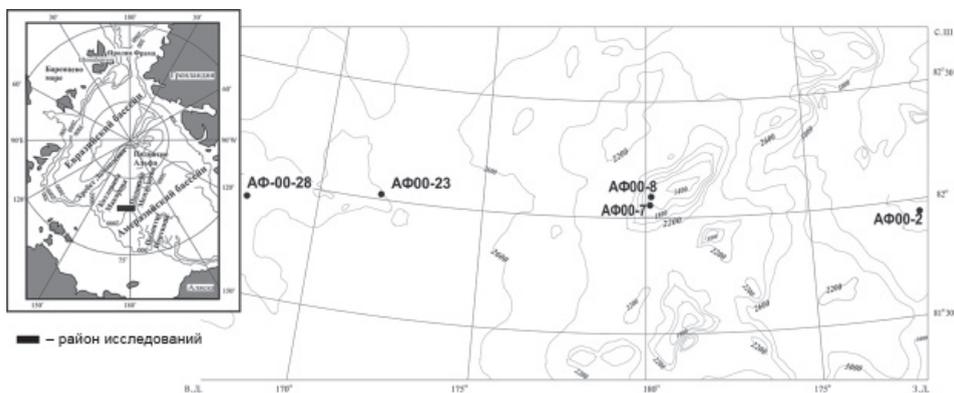


Рис. 1. Местоположение изученных станций. На врезке полигон обозначен черным прямоугольником

Таблица 1

Координаты изученных станций

Станция	Широта	Долгота	Глубина, м	Длина керна, см
АФ00-02	81° 56,86' с.ш.	171° 40,61' з.д.	3238	310
АФ00-07	82° 03,25' с.ш.	179° 56,18' з.д.	1555	245
АФ00-08	82° 05,22' с.ш.	179° 52,0' з.д.	1530	265
АФ00-23	82° 00,95' с.ш.	171° 53,89' в.д.	2780	330
АФ00-28	81° 54,90' с.ш.	167° 52,32' в.д.	2828	334

Во всех указанных колонках проведены палеомагнитные исследования под руководством А.Л.Пискарева. Естественная остаточная намагниченность измерена с шагом 2–2,5 см. Ее определение осуществлялось на спин-магнитометре JR-4 чешского производства с точностью измерения компонент вектора $1\% \pm 3$ рТ. Фактическая точность измерений на диапазоне 1 нТ составляет не более 10° по направлению вектора.

Для образцов из двух станций (АФ00-02 и АФ00-07) был определен абсолютный возраст U/Th и ^{14}C методами в лаборатории Санкт-Петербургского

государственного университета. Микроколичества урана и тория выделялись непосредственно из образцов донных отложений с использованием радиохимической методики [Кузнецов, 1993]. Радиоуглеродное датирование проводилось путем синтеза бензола из органогенных и карбонатсодержащих природных материалов с последующим измерением активности ^{14}C на сцинтилляционном счетчике.

13-фракционный гранулометрический анализ был выполнен в литолого-минералогической лаборатории ВНИИОкеангеология с использованием водно-ситовой методики В.П.Петелина, усовершенствованной Н.Н.Лапиной [Лапина, 1977]. Для станции АФ00-08 детальность исследования составила 1–3 см, для остальных – 2–15 см.

Бентосные фораминиферы были определены В.А.Басовым в валовой фракции в колонках АФ00-02, -07 и -23 [Андреева и др., 2007]. Планктонные фораминиферы изучены во фракции $>0,063$ мм во всех колонках.

СУЩЕСТВУЮЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О СТРАТИГРАФИИ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЛО

Первое фундаментальное обобщение знаний о донных отложениях СЛО приведено в монографии Н.А.Белова и Н.Н.Лапиной [Белов, Лапина, 1961]. Авторы разработали литостратиграфическую схему, основанную на чередовании коричневых, обогащенных микрофауной, и серых (оливковых), обедненных микрофауной, слоев; первые из них сопоставлялись с межледниковьями, а вторые – с эпохами оледенений. Подобная интерпретация осадочного разреза сохранилась до настоящего времени [Левитан и др., 2007; Поляк, 1986; Clark et al., 1980; Jakobsson et al., 2000; 2001; Polyak et al., 2004; 2009; Stein et al., 2010 и др.].

И.Херман, исходя из литологических (структура, текстура, цвет, содержание Fe-Mn микроконкреций) и фаунистических критериев, разделяла осадки Американо-Арктического бассейна на три горизонта (I, II и III), границы между которыми примерно совпадали со сменами эпох Брюнес–Матуйяма и Гаусс–Гилберт [Herman, 1974; Herman et al., 1989]. Однако широкого применения ее подход не получил.

Д.Кларк предложил универсальную литостратиграфическую схему для отложений Американо-Арктического бассейна [Clark et al., 1980; Clark et al., 1990; Clark, 1996], состоящую из нескольких «стандартных арктических литологических подразделений» («САЛП»), обозначенных латинскими буквами от А до М (от древнего к молодому, соответственно). Друг от друга они отличались по гранулометрическому составу, содержанию фораминифер и Fe-Mn-микроконкреций, степени биотурбации, количеству кварца и полевых шпатов. Схема разрабатывалась, главным образом, на материалах, собранных на хребтах Альфа и Менделеева в течение дрейфа ледового острова ТЗ (1952–1974 гг). Возраст «САЛП» привязывался к палеомагнитным данным.

Последующие детальные литостратиграфические исследования показали, что осадки Американо-Арктического и Евразийского бассейнов отличаются друг от друга и их послонная корреляция, основанная на сравнении литологического состава, невозможна [Pak et al., 1992]. Даже в пределах Американо-Арктического бассейна «САЛП» в классическом виде не прослеживаются в отложениях глубоководной части Канадской котловины [Goldstein, 1983], на хребте Ломоносова и в котловине Макарова [Morris et al., 1985]. Таким образом, распространение подразделений Д.Кларка ограничивается лишь структурами Альфа и Менделеева, причем уже в восточной части хребта Альфа они начинают видоизменяться [Minicucci, Clark, 1983], что не позволяет говорить об их универсальности для Американо-Арктического бассейна. Неоднозначность и сложность стратификации осадков изучаемого региона подтверждается, в частности, тем, что границы «САЛП», выделенные в некоторых колонках из

поднятий Менделеева и Альфа [Поляк, 1986; Mudie, Blasco, 1985], были переинтерпретированы и смещены в последующих публикациях [Ishman et al., 1996; Clark et al., 1990]. Число «ключевых» розово-бежевых прослоев (w3, rw2, rw1), предложенных Кларком для корреляции [Clark et al., 1980], также непостоянно и увеличивается по направлению к хребту Нортунд. Вследствие этого, в последнее время «САЛП» практически перестали использоваться для стратиграфических целей, хотя и существуют попытки их ревизии [Stein et al., 2010].

Трудности распознавания подразделений Кларка отмечены и в изученных нами осадках. На станциях АФ00-07 и -08 более или менее уверенно определено только пять горизонтов в верхней половине вскрытого разреза (M, L, K, J и I). Здесь зафиксированы наиболее четкие границы между слоями и наилучшая корреляция колонок друг с другом. В нижней части разреза переходы между чередующимися алевропелитами оливкового (с коричневыми пятнами) и коричневого (с оливковыми пятнами) цветов постепенны и часто размыты. В осадках станций АФ00-02, -23 и -28, отобранных в окружающих поднятие Менделеева котловинах, «САЛП» не были идентифицированы.

Практически во всех работах 60–90-х годов прошлого века реконструкция возраста осадочных разрезов поднятий Альфа и Менделеева опиралась на магнитостратиграфию [Данилов и др., 1991; Кукина, 2001; Aksu, 1985a; Aksu, Mudie, 1985; Clark et al., 1980; Schneider et al., 1996; Scott et al., 1989; Witte, Kent, 1988 и др.]. Переход от нормальной к отрицательной полярности сопоставлялся с границей Брюнес–Матуяма [Steuerwald et al., 1968 и др.], а Гилберт считался самой древней палеомагнитной эпохой, вскрытой грунтовыми и поршневыми трубками [Clark, 1996] (хотя на склонах хребта Альфа единичными колонками поднимались и мезозойские отложения [Clark, 1988]). В соответствии с данной концепцией средние скорости осадконакопления на поднятиях центральной части Американо-Североамериканского бассейна составляли для эпохи Брюнес около 1 мм/тыс. лет. Укоренившееся в прошлом веке представление о соответствии смены направлений остаточной намагниченности в арктических колонках изменениям геомагнитных эпох, а не экскурсам магнитного поля отражало уровень развития науки того времени [Backman et al., 2004]. Возможность использования экскурсов геомагнитного поля для хроностратиграфического расчленения морских осадков дискутировалась в течение десятилетий, и лишь относительно недавно был достигнут консенсус о корректности их применения [Backman et al., 2004; Gubbins, 1999 и др.].

Палеомагнитные данные не несут прямой информации о возрасте осадков, поэтому необходимо использование независимых методов датирования. Применение радиоуглерода, как известно, ограничено голоценом – поздним плейстоценом. Определение возраста отложений Американо-Североамериканского бассейна с помощью изотопов ^{230}Th [Нух и др., 1997; Somayajulu et al., 1989; Not, Hillaire-Marcel, 2010] и некоторые радиоуглеродные датировки [Scott et al., 1989] в целом подтверждают «древнюю» модель возраста. Использование изотопии кислорода фораминифер для выделения морских изотопных стадий (МИС) в арктических осадках ограничено по ряду причин. Во-первых, фаунистические остатки в большинстве колонок Центральной Арктики присутствуют фрагментарно. Во-вторых, распределение поверхностных вод СЛО речным стоком, а также таяние льдов/айсбергов в периоды дегляциаций отражались на изотопном составе кислорода фораминифер. В результате выделяемые ранее в отложениях Американо-Североамериканского бассейна МИС привязывались к реперным палеомагнитным событиям [Aksu, 1985b; Morris, 1988; Scott et al., 1989].

Альтернативная «молодая» модель возраста осадков разработана на основании детального изучения 722-сантиметровой колонки 96/12-1pc, отобранной в 1996 г. на хребте Ломоносова с борта шведского ледокола Оден [Jakobsson et al., 2000].

Первое устойчивое падение направления остаточной намагниченности было сопоставлено не с переходом Брюнес–Матуяма, а с экскурсом геомагнитного поля Бива II внутри эпохи Брюнес. Аргументами, подтверждающими эту концепцию, явились данные по биостратиграфии (распределение кокколитофорид и фораминифер), циклам марганца, датированию осадков термolumинисцентным (OSL) методом [Jakobsson et al., 2000; 2001; 2003] (рис. 2), а также результаты циклостратиграфических исследований [O'Regan et al., 2008].

СТРАТИГРАФИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Вариант детального стратиграфического расчленения колонок АФ00-02 и -07 в рамках «старой» модели возраста с исчерпывающей характеристикой распределения фораминифер и остракод опубликован ранее [Андреева и др., 2007], поэтому мы не будем на нем останавливаться. Ниже приводится интерпретация возраста отложений, соответствующая «молодой» модели.

Время формирования наиболее молодых слоев наших колонок было установлено путем их корреляции с хорошо датированными радиоуглеродным методом разрезами поднятия Менделеева [Darby et al., 1997; Poore et al., 1999; Phillips, Grantz, 2001]. Согласно результатам предшествующих исследований, три верхних слоя (сверху вниз: коричневый, обогащенный микрофауной; оливково-серый, обедненный микрофауной, и, как минимум, верхняя часть второго коричневого обогащенного микрофауной) отложились в течение МИС 1–3 [Darby et al., 1997; Poore et al., 1999; Polyak et al., 2004]. При этом одни авторы сопоставляли МИС 2 с промежуточным оливково-серым слоем [Darby et al., 1997], а другие вообще не выделяли ее в явном виде и проводили границу между МИС 1 и МИС 3 приблизительно посередине оливково-серого слоя [Poore et al., 1999; Phillips, Grantz, 2001]. Кроме того, возраст образцов из тех же самых станций определялся ^{230}Th методом, и в результате были установлены низкие темпы седиментации, достигающие в верхних 16 см разреза поднятия Менделеева 0,132 см/тыс. лет [Huh et al., 1997], что примерно в четыре раза меньше оценок, полученных с помощью радиоуглеродного метода. Было предположено, что глинистые минералы, являющиеся основными переносчиками ^{230}Th , могут сноситься из разных источников («гранитных» или «карбонатных») в периоды оледенений/межледниковий и, как следствие, сорбировать различное количество ^{230}Th ; это является одной из возможных причин искажения возраста [Darby et al., 1997]. Кроме того, ошибочные значения могут быть получены в результате нарушения «закрытости» изотопной системы посредством биотурбации или иных причин.

Возраст более древних отложений наших колонок установлен путем их корреляции с хорошо датированными разрезами хребта Ломоносова. Поскольку литостратиграфия в данном случае «не работает», было предложено использование некоторых одновозрастных «биостратиграфических» и палеомагнитных реперов [Backman et al., 2004; Krylov et al., 2003; Polyak et al., 2004].

МИС 5 на хребте Ломоносова достаточно уверенно выделяется по присутствию кокколитофорид *Emiliania huxleyi* и *Gephyrocapsa muellerae* [Gard, 1993]. В осадках, сопоставляемых с МИС 5а, также определены бентосные фораминиферы вида *Bulimina aculeata* [Jakobsson et al., 2001] (рис. 2). Кроме того, в пределах МИС 5е на хребте Ломоносова происходит сокращение численности вида *Oridorsalis tener* [Jakobsson et al., 2001]. Установлено, что указанные маркирующие виды бентосных фораминифер могут быть использованы для корреляции разрезов между поднятием Менделеева и хребтом Ломоносова [Polyak et al., 2004].

МИС 7 определяется по первому выдержанному уровню падения остаточной намагниченности, соответствующему, как указано выше, экскурсу Бива II [Jakobsson et al., 2000; 2001; 2003 и др.] (рис. 2). Этот магнитостратиграфический

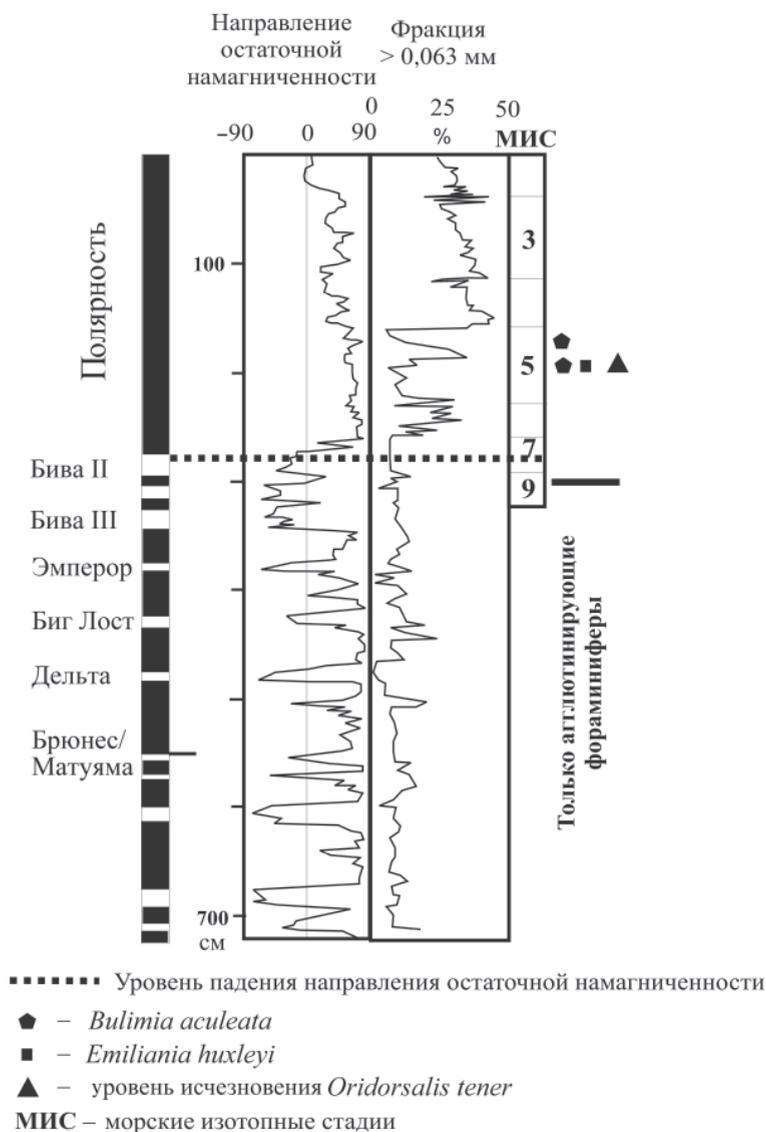


Рис. 2. Стратиграфическое расчленение колонки 96/12-1pc, хребет Ломоносова [Jakobsson et al., 2000; 2001]

репер уверенно фиксируется на хребтах Альфа, Менделеева и Ломоносова, что позволяет проводить их корреляцию друг с другом.

Таким образом, МИС 1–3, 5 и 7 устанавливаются в рамках «молодой» модели на основании приведенных выше характеристик. Определение остальных кислородно-изотопных стадий осуществляется условно по таким косвенным признакам, как наличие или отсутствие микрофауны, гранулометрии и по цвету осадка.

Колонки АФ00-07, АФ00-08 и АФ00-02 рассматриваются вместе из-за близких скоростей осадконакопления. Литологический состав станции АФ00-02 заметно отличается, что, очевидно, связано с различным геоморфологическим положением

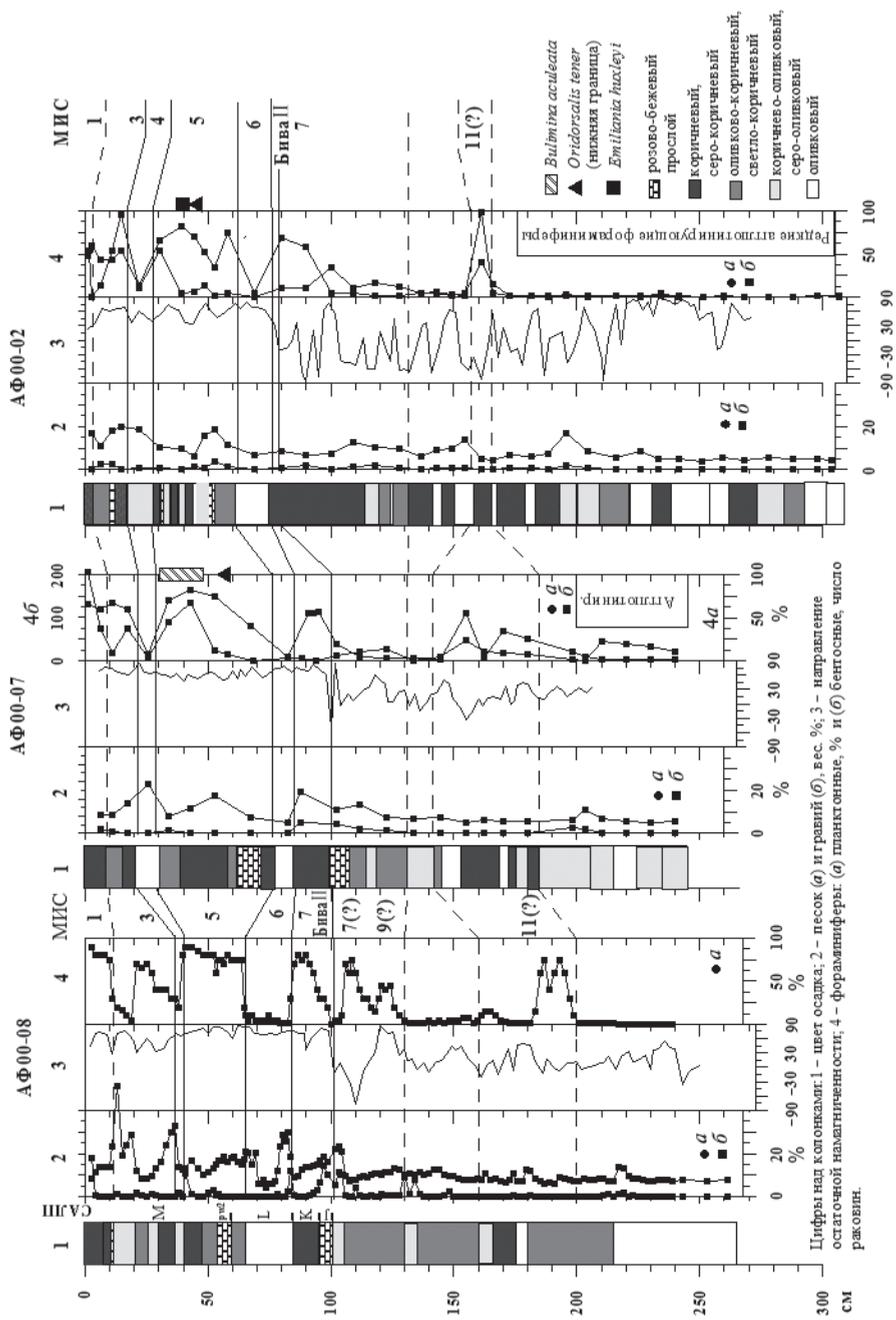


Рис. 3. Стратиграфическое расчленение осадков в колонках АФ00-07, АФ00-08 и АФ00-02

точек пробоотбора. Несмотря на дистанционную близость друг к другу колонок АФ00-07 и -08, они также имеют определенные несоответствия благодаря особенностям осадконакопления на локальных возвышенностях поднятия Менделеева. Стратиграфическое расчленение колонок показано на рис. 3.

Голоценовые осадки представлены коричневыми алевропелитами, обогащенными микрофауной (главным образом *Neogloboquadrina pachyderma*), мощностью от 3 см в колонке АФ00-02 до 8–12 см на станциях АФ00-07 и -08. Небольшая мощность голоценового слоя в колонке АФ00-02 подтверждена абсолютным датированием (^{14}C) – 16 тыс. лет на уровне 3,5 см. Близкие мощности (5–10 см) верхнего коричневого слоя в «бокс корерах», отобранных в северной части поднятия Менделеева, указывались в многочисленных публикациях, причем возраст его подошвы варьировал от 9610 до 11680 лет [Darby et al., 1997; Poore et al., 1999; Phillips, Grantz, 2001; Polyak et al., 2004 и др.].

Ниже расположен слой осадков оливково-коричневого (АФ00-02 и -07) и серо-оливкового (АФ00-08) цветов, пятнистый, с пониженным содержанием микрофоссилий. На станции АФ00-02 в основании указанного слоя присутствует двухсантиметровый светло-бежевый горизонт. Опубликованные ранее результаты радиоуглеродного датирования показали наличие перерыва в осадконакоплении в период последнего ледникового максимума (МИС 2), вероятно вызванного сплошным ледовым покровом [Polyak et al., 2004; 2009]. Таким образом, рассматриваемый слой, возможно, был сформирован во время предыдущего средневалдайского оледенения внутри МИС 3. Следует отметить также, что в колонках АФ00-07 и -02 на фоне резкого сокращения бентосных фораминифер количество планктонных практически не изменяется и остается высоким. Причины этого не вполне понятны, и одним из возможных объяснений может быть низкая детальность опробования в указанных интервалах. Мощность слоя меняется от 6 см (АФ00-07) до 9 см (АФ00-08).

Нижележащий интервал осадков с повышенным содержанием микрофауны мощностью от 5 см (АФ00-02) до 16,5 см (АФ00-08) был накоплен в теплую МИС 3. На станциях АФ00-07 и -02 отложения имеют коричневый цвет; в колонке АФ00-08 между светло-коричневым (сверху) и коричневым (снизу) интервалами расположен серо-оливковый прослой. В наиболее детально опробованной колонке АФ00-08 в основании МИС 3 выявлено повышенное содержание песчаной фракции. Следует отметить, что наличие слоя, обогащенного песком, на границе между МИС 3 и МИС 4 является одной из заметных черт осадков СЛО [Spielhagen et al., 2004].

Расположенный ниже слой темно-оливкового (АФ00-02 и -08) и оливкового (АФ00-07) цветов, пятнистый, с незначительным количеством микрофауны, был накоплен в холодную МИС 4. Здесь практически полностью исчезают теплолюбивые формы *N. pachyderma dex*. Мощность меняется от 2,5 (АФ00-08) до 10 см (АФ00-02).

В период теплой МИС 5 были отложены коричневые и оливково-коричневые пятнистые алевропелиты с «сухим» карбонатным розово-бежевым (pw2 по Кларку) прослоем. Для осадков станции АФ00-02 характерно чередование двух-пятисантиметровых серо-оливковых и коричневых слоев. Мощность варьирует от 25 (АФ00-08) до 48 см (АФ00-07). В данном интервале резко увеличивается количество микрофауны. Здесь снова появляются теплолюбивые формы *N. pachyderma dex*. На станции АФ00-07 в большом количестве обнаружена *B. aculeata*, характеризующая МИС 5a. Нижняя граница проведена с учетом общего уменьшения фораминифер, в том числе и *O. tener*, «выклинивание» которой обычно сопоставляется с МИС 5e. Кроме того, маркирующей для МИС 5 является *E. huxleyi*, определенная в колонке АФ00-02 с помощью оптического микроскопа. Прослой pw2, вероятно,

соответствует МИС 5d [Stein et al., 2010]. Осадки, накопленные в течение МИС 1–5 в колонках АФ00-07 и -08, соответствуют «САЛП» М в шкале Кларка.

МИС 6 является одной из наиболее холодных в четвертичной истории Арктики. В наших колонках ей соответствуют отложения оливкового цвета, пятнистые, с незначительным количеством микрофауны. На примере наиболее детально опробованной колонки АФ00-08 видно, что в подошве и кровле слоя содержание песка повышенное, тогда как в средней части — незначительное. Аналогичное уменьшение песчаной фракции в осадках, накопленных в средней части МИС 6 (160–150 тыс. лет), отмечалось также для реперной колонки PS51/038 из хребта Альфа [Spielhagen et al., 2004]. В колонках АФ00-07 и -08 этот слой сопоставляется с «САЛП» L и имеет мощность 7 и 19 см соответственно, в колонке АФ00-02 — 14 см.

Расположенные ниже алевропелиты коричневого цвета, обогащенные микрофауной, относятся к теплой МИС 7. Ранее было показано, что в пределах именно этой стадии (внутри «САЛП» К [Clark et al., 1980]) происходит устойчивое падение значений остаточной намагниченности в отрицательную область — экскурс Бива II (рис. 2). В целом это верно для колонки АФ00-07, где указанный палеомагнитный репер зафиксирован на границе между «САЛП» J и К. Однако в колонке АФ00-08 он выявлен ниже — у подошвы J. Причины указанного противоречия не ясны. К сожалению, Кларк в своих работах не приводил графики направлений остаточной намагниченности, поэтому наши исходные данные не могут быть сопоставлены. Следует отметить, что в разрезах АФ00-07 и -08 «САЛП» J представлено в урезанном виде и полностью соответствует розово-бежевому карбонатному прослою rw1. «САЛП» J (включая rw1 в его основании) относят к МИС 8 [Stein et al., 2010], либо же rw1 сопоставляют с границей между МИС 8 и МИС 7 [Adler et al., 2009; Polyak et al., 2009]. Последний вариант интерпретации более приемлем для колонки АФ00-08. Отсюда следует, что два нижерасположенных пика планктонных фораминифер (104–110 см и 120–125 см) должны иметь возраст древнее МИС 8. Однако, если предположить, что розово-бежевый прослой относится не к rw 1, а соответствует карбонатному интервалу в кровле «САЛП» J, то более молодой (104–110 см) из двух фораминиферовых пиков может быть с известной долей условности сопоставлен с МИС 7. Это косвенно подтверждается результатами детального исследования колонок NWR5 на хребте Нортунд [Poore et al., 1993; Polyak et al., 2004], 96/12-1рс на хребте Ломоносова [Jakobsson et al., 2001] и HLY0503-8JPC на поднятии Менделеева [Adler et al., 2009], в которых уровень падения направлений остаточной намагниченности расположен между двумя фораминиферовыми пиками в пределах МИС 7. В таком случае следующий максимум планктонных фораминифер в колонке АФ00-08 (уровень 120–125 см), вероятно, соответствует МИС 9. Наличие пика планктонных фораминифер, коррелируемого с МИС 9, установлено, в частности, для отложений ACEX [Cronin et al., 2008].

Возраст описанных слоев вплоть до экскурса Бива II определяется достаточно уверенно благодаря присутствию био- и магнитостратиграфических маркеров, имеющих широкое региональное распространение. Средние скорости осадконакопления за период формирования этого интервала (последние 240 тыс. лет) составляют от 3,3 мм/тыс. лет (АФ00-02) до 4,2 мм/тыс. лет (АФ00-07 и -08). Ниже по разрезу границы между слоями становятся менее четкими и литостратиграфическая корреляция колонок друг с другом неоднозначной. В связи с отсутствием надежных возрастных реперов, выделение МИС выполнено условно.

Самый древний установленный нами теплый интервал характеризуется повышенным содержанием ювенильных форм *Globigerina bulloides* и уверенно прослеживается во всех трех колонках. Появление этого вида, возможно, не

связано с экспансией атлантических вод, так как в осадках хребта Ломоносова, расположенного ближе к проливу Фрама, аналогичный интервал не был описан. Естественно, данное предположение верно лишь в том случае, если фораминиферы в соответствующих слоях хребта Ломоносова не были растворены при диагенезе. Таким образом, *G. bulloides* могла быть привнесена из Тихого океана через Берингов пролив, водообмен через который усиливался в периоды межледниковий. Это косвенно подтверждается тем, что в отложениях северной Пацифики *G. bulloides* временами превалирует над *N. pachyderma* [Dowsett, Ishman, 1995]. Мы не можем надежно определить время данного события. Скорее всего, оно соответствует одному из самых длительных и теплых межледниковий – МИС 11. Следует отметить, что указанный интервал напоминает «САЛП» G, в котором, однако, преобладали ювенильные формы *Globigerina quinqueloba* [Clark et al., 1990].

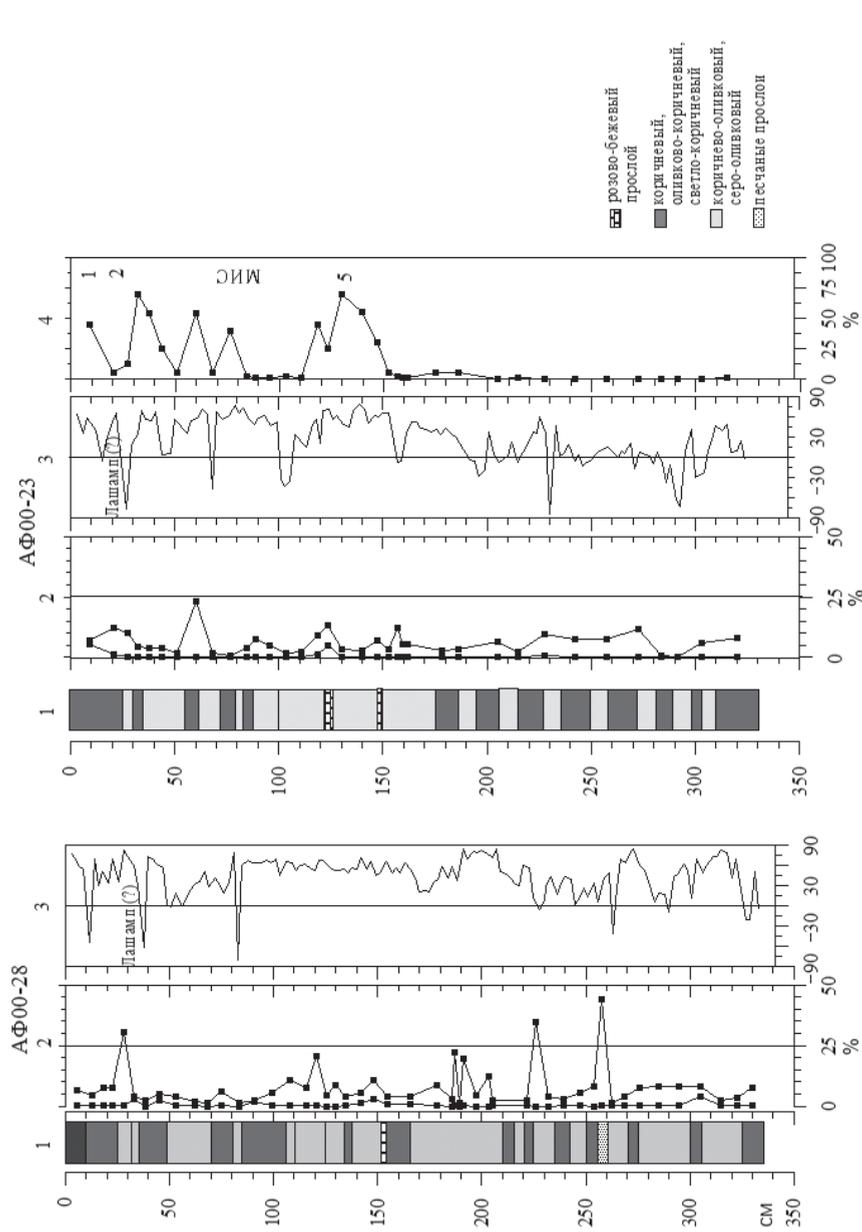
Непосредственно ниже интервала с *G. bulloides* планктонные фораминиферы отсутствуют и встречаются только агглютинирующие бентосные виды. Смена «песчаных» микрофоссилий карбонатными имеет региональное распространение, однако на хребте Ломоносова данный переход зафиксирован в более молодых отложениях – на границе МИС 7/8 (рис. 2) [Jakobsson et al., 2001].

Результаты ториевого датирования осадков противоречат представленной стратиграфической модели и поддерживают традиционную интерпретацию возраста, основанную на сопоставлении уровня устойчивого падения направления остаточной намагниченности с границей эпох Брюнес–Матуяма [Андреева и др., 2007]. О предполагаемых причинах указанного противоречия говорилось выше.

Станции АФ00-23 и АФ00-28. В котловине Подводников были изучены осадки, отобранные на станциях АФ00-23 и -28 (рис. 1). Их стратиграфическое расчленение затруднено в связи с отсутствием надежно датированных реперных слоев. Это объясняется тем, что в пределах указанной части акватории процессы нормальной пелагической седиментации осложнены гравитационными (турбидитными) потоками, спускающимися с поднятия Менделеева и Восточно-Арктического шельфа. Указанные факторы приводят к трудностям стратиграфического расчленения отложений и их палеоклиматической интерпретации.

Распределение направлений остаточной намагниченности в колонках АФ00-23 и -28 характеризуется отсутствием продолжительных переходов в область отрицательной полярности (рис. 4). Таким образом, на основании только палеомагнитных данных эти колонки не могут быть надежно скоррелированы с хорошо датированными разрезами хребта Ломоносова или поднятия Менделеева. Тем не менее кривые остаточной намагниченности в изученных нами колонках схожи с таковыми из примыкающего к хребту Ломоносова района котловины Макарова [Nowaczyk et al., 2001]. Различная мощность кернов (до 334 см в наших колонках и до 1372 см у Новака с соавторами) не позволяет провести надежную корреляцию с данными, так как практически все «реперные» горизонты (за исключением самого молодого) находятся ниже 300 см [Nowaczyk et al., 2001]. Мы можем лишь предположить, следуя интерпретации Новака с соавторами, что экскурс, расположенный ниже первого песчаного пика, соответствует событию Лашамп, имеющему возраст около 42 тыс лет (МИС 3). Косвенно это подтверждается и распределением фораминифер, количество которых в соответствующих слоях повышенное.

Планктонные фораминиферы в колонках АФ00-23 и -28 исчезают на уровнях 95 и 74 см соответственно. Бентосные фораминиферы были просмотрены в колонке АФ00-23, и последнее появление *O. tenerus* установлено на уровне 150 см. Таким образом, МИС 5 на станции АФ00-23 может быть соотнесена с осадками в интервале 115–150 см, содержащими повышенное количество фораминифер. Отсутствие фораминифер ниже по разрезу, вероятно, связано с их растворением.



Цифры над колонками: 1 - цвет осадка; 2 - гравий и песок, вес.%; 3 - направление остаточной намагниченности; 4 - планктонные фораминиферы, %

Рис. 4. Характеристика колонок АФ00-23 и АФ00-28

Маломощные розово-бежевые прослои расположены на уровнях 150 см (АФ00-28) и 125 и 150 см (АФ00-23). В колонке АФ00-23 эти прослои сопоставлены с МИС 5 и, вероятно, аналогичны одновозрастному розово-бежевому прослою на станциях АФ00-07, -08 и -02 (или rw2 по Кларку). Многочисленные песчаные пики в колонке АФ00-28, с содержанием песка (1–0,05 мм) до 45 весовых % (на уровне 255–260 см), сформированы гравитационными потоками.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

В работе представлена схема стратиграфического расчленения осадков северной части поднятия Менделеева, выполненная с использованием «молодой модели» возраста. Установлено, что темпы седиментации здесь составляют от 3,3 до 4,2 мм/тыс. лет, что в 3–4 раза выше по сравнению с «древней» моделью возраста.

При определении возраста осадков важную роль играет корреляция реперных уровней с хребтом Ломоносова. Есть все основания предполагать, что зоны распространения бентосных фораминифер *B. aculeata*, *O. tener* и кокколитофорид *E. huxleyi*, а также уровни первого падения значений направления остаточной намагниченности в отрицательную область являются изохронными в пределах двух указанных возвышенностей [Backman et al., 2004; Jakobsson et al., 2001; Polyak et al., 2004]. Отталкиваясь от этого заключения, можно выделить возрастные несоответствия между некоторыми событиями, зафиксированными в отложениях рассматриваемых поднятий.

Во-первых, исчезновение агглютинирующих бентосных фораминифер и появление карбонатных на хребте Ломоносова зафиксировано в более молодых слоях – вблизи границы МИС 7/8, тогда как аналогичная смена на поднятии Менделеева отмечается несколько ниже пика ювенильных форм *G. bulloides*, то есть в осадках, предположительно имеющих возраст древнее МИС 11. Это не согласуется с мнением, что в целом для СЛО переход от агглютинирующих к карбонатным бентосным фораминиферам происходит в промежутке МИС 7–9 [Cronin et al., 2008]. Указанная смена объясняется переходом к более благоприятным условиям для карбонатных видов и/или прекращением синхронного с отложением растворения карбонатов в периоды межледниковий. Следует упомянуть о климатическом «событии среднего Брюнеса», которое охватывало период растворения карбонатов в Мировом океане между 600 и 200 тыс. лет, достигшего кульминации в МИС 11; причина – изменения в глобальном цикле углерода [Cronin et al., 2008].

Во-вторых, характер распределения песчаной фракции в осадках северной части поднятия Менделеева (АФ00-07 и АФ00-08, рис. 3) и хребта Ломоносова (например, колонки 96/12-1рс (рис. 2) и PS2185) меняется в слоях с различным возрастом. Если в верхней части разреза это «пилообразные» кривые с повышенным содержанием песчаной фракции, то ниже содержание песка уменьшается и остается в целом стабильным. На хребте Ломоносова указанная смена происходит вблизи границы между МИС 6 и 7, а на поднятии Менделеева раньше – предположительно между МИС 7 и МИС 8. Чтобы понять причину указанного различия, необходимо выяснить, чем вызвана смена двух режимов накопления песчаной фракции.

Слои с повышенным содержанием песчаной и гравийной фракций на хребтах Ломоносова и Менделеева традиционно связывают с айсберговым разномом в периоды дегляциаций [Darby et al., 1997; Phillips and Grantz, 2001; Spielhagen et al., 2004; Polyak et al., 2004 и др.]. Важным свидетельством зависимости гранулометрического состава осадков от климатических изменений является наблюдаемая антикорреляция между распределением песка/гравия и фораминифер [Spielhagen et al., 2004]. На примере станции АФ00-08, гранулометрический анализ осадков которой сделан наиболее детально, видно, что максимальные содержания песка, как правило, соответствуют границам между изотопными стадиями. С одной стороны,

в периоды завершения холодных эпох происходило массовое таяние айсбергов и многолетних льдов. С другой стороны, в это время усиливались течения, так как увеличивался водообмен СЛО с Атлантическим и Тихим океанами через проливы Фрама и Берингов, и, как следствие, тонкие частицы могли вымываться. В начале холодных стадий активизация придонных течений могла быть связана с мощным льдообразованием и сбросом «тяжелых» соленых вод вниз по склонам [Лисицын, 2001]. Этот механизм действовал в интервале МИС 1–6 на хребте Ломоносова и МИС 1–7 на северной части поднятия Менделеева. Отсутствие ярко выраженных песчаных пиков ниже по разрезу, возможно, связано с более стабильными условиями; например, СЛО мог быть покрыт более плотными многолетними льдами. В периоды ограниченного притока Атлантических и Тихоокеанских вод интенсивность таяния многолетних льдов/айсбергов падала, что могло быть причиной развития мощных паковых льдов [O'Regan et al., 2010]. Таким образом, получается, что активизация течений в Амеразийском бассейне случилась раньше, чем в Евразийском. О более раннем по сравнению с хребтом Ломоносова появлении грубозернистого материала ледового/айсбергового разноса в осадках Амеразийского бассейна говорилось и в других работах [Polyak et al., 2009; Stein et al., 2010]. Однако наличие агглютинирующих фораминифер ниже 11-й МИС может свидетельствовать о присутствии сезонных льдов в это время [Cronin et al., 2008]. Существует и другое мнение, согласно которому крупномерные обломки и вмещающие их донные отложения поднятия Менделеева имеют в основном местное происхождение [Кабаньков и др., 2004]. Климатически предопределенные вариации содержания песка/гравия могут быть объяснены в рамках этой концепции вымыванием тонкозернистых фракций при активизации придонных течений в периоды дегляциаций. Разнообразие существующих точек зрения показывает необходимость дальнейших детальных исследований донных осадков СЛО.

Авторы благодарны Д.Вайлу (D.Weiel) за дискуссии, Л.Поляку за обсуждение работы и сделанные замечания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреева И.А., Басов В.А., Куприянова Н.В., Шилов В.В.* Возраст и условия формирования донных осадков в районе поднятия Менделеева (СЛО) // *Материалы по фанерозою полярных областей и центральной части Срединно-Атлантического хребта. Фауна, флора и биостратиграфия* // Труды ВНИИОкеангеология. 2007. Т. 211. С. 131–152.
- Белов Н.А., Лапина Н.Н.* Донные отложения Арктического бассейна. Л.: Морской транспорт, 1961. 152 с.
- Данилов И.Д., Телепнев Е.В., Чугунов А.Б. и др.* Результаты палеогеографического изучения донных осадков центральной части Северного Ледовитого океана (хребет Менделеева) // *Океанология*. 1991. Т. 31. Вып. 1. С. 108–116.
- Кабаньков В.Я., Андреева И.А., Иванов В.Н., Петрова В.И.* О геологической природе системы Центрально-Арктических морфоструктур и геологическое значение донных осадков в ее определении // *Геотектоника*. 2004. № 6. С. 33–48.
- Кузнецов В.Ю.* Радиохимическая методика определения микроколичеств изотопов урана и тория из образцов кобальтоносных корок // *Кобальтоносные железомарганцевые корки Тихого океана*. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1993. С. 81–89.
- Кукина Н.А.* Литолого-минералогическая характеристика осадков в центральной части Северного-Ледовитого океана. // *Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перигляциала*. Кн. 1. Апатиты: ММБИ, 2001. С. 95–101.
- Лапина Н.Н.* Методика изучения вещественного состава донных отложений (на примере Северного Ледовитого океана). Л.: НИИГА, 1977. 55 с.

- Левитан М.А., Лаврушин Ю.А., Штайн Р.* Очерки истории седиментации в Северном Ледовитом океане и морях Субарктики в течение последних 130 тыс. лет. М.: Геос, 2007. 400 с.
- Лисицын А.П.* Нерешенные проблемы океанологии Арктики // Опыт системных океанологических исследований в Арктике / Под ред. Лисицына А.П. и др. М.: Научный мир, 2001. С. 31–75.
- Поляк Л.В.* Новые данные по микрофауне и стратиграфии донных отложений поднятия Менделеева (Арктический бассейн) // Седиментогенез и конкрециеобразование в океане. Л.: Севморгеология, 1986. С. 40–50.
- Adler R.A., Polyak L., Ortiz J.D. et al.* Sediments record from the western Arctic Ocean with an improvement Late Quaternary age resolution: HOTRAX core HLY0503-8JPC, Mendeleev Ridge // *Global and Planetary Change*. 2009. Vol. 68. P. 18–29.
- Aksu A.E.* Paleomagnetic stratigraphy of the CESAR cores // Initial Geological Report on CESAR – the Canadian Expedition to Study the Alpha Ridge, Arctic Ocean / Ed. H.R.Jackson et al. Geological Survey of Canada, 1985a. Paper 84–22. P. 101–114.
- Aksu A.E.* Planktonic foraminiferal and oxygen isotopic stratigraphy of CESAR cores 102 and 103: preliminary results // Initial Geological Report on CESAR – the Canadian Expedition to Study the Alpha Ridge, Arctic Ocean. Ed. H.R. Jackson et al. Geological Survey of Canada. Paper 84–22. 1985b. P. 115–124.
- Aksu A.E., Mudie P.J.* Magnetostratigraphy and palynology demonstrate at least 4 million years of Arctic Ocean sedimentation // *Nature*. 1985. Vol. 318. P. 280–283.
- Backman J., Jakobsson M., Lovlie R., Polyak L., Febo L.A.* Is the central Arctic Ocean a sediment starved basin? // *Quaternary Science Reviews*. 2004. Vol. 23. P. 1435–1454.
- Backman, J., Moran K., McInroy D. B., Mayer L. A., and the Expedition 302 Scientists.* Proc. IODP, 302, Edinburgh (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.). 2006. Doi:10.2204/iodp.proc.302.2006.
- Clark D.L.* Early history of the Arctic Ocean // *Paleoceanography*. 1988. Vol. 3. P. 539–550.
- Clark D.L.* The Pliocene records in the central Arctic Ocean // *Marine Micropaleontology*. 1996. Vol. 27. P. 157–164.
- Clark D.L., Whitman R.R., Morgan K.A., Mackay S.D.* Stratigraphy and glacial-marine sediments of the Amerasian Basin, central Arctic Ocean // *Geological Society of America Special Paper*. 1980. Vol. 181. 57 p.
- Clark D.L., Chern L.A., Hogler J.A., Mennicke C.M., Atkins E.D.* Late Neogene Climate Evolution of the Central Arctic Ocean // *Marine Geology*. 1990. Vol. 93. P. 69–94.
- Cronin T.M., Smith S.A., Eynaud F., O'Regan M., King J.* Quaternary paleoceanography of the central Arctic based on Integrated Ocean Drilling Program Arctic Coring Expedition 302 foraminiferal assemblages // *Paleoceanography*. 2008. Vol. 23. PA1S18, doi:10.1029/2007PA001484.
- Darby D.A., Bischof J.F., Jones G.A.* Radiocarbon chronology of depositional regimes in the western Arctic Ocean // *Deep-Sea Research-II*. 1997. Vol. 44. P. 1745–1757.
- Dowsett H.J., Ishman S.E.* Middle Pliocene planktonic and benthic foraminifers from the subarctic North Pacific: sites 883 and 887 // *Proc. ODP, Sci. Results.* / Rea D.K., Basov I.A., Scholl D.W., Allan J.F. (Eds.). College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1995. Vol. 145 P. 141–156.
- Frederichs T.* Regional and temporal variations of rock magnetic parameters in Arctic marine sediments // *Ber. Polarforschung*. 1995. Vol. 164. P. 1–212.
- Gard G.* Late Quaternary coccoliths at the North Pole: Evidence of ice-free conditions and rapid sedimentation in the central Arctic Ocean // *Geology*. 1993. Vol. 21. P. 227–230.
- Goldstein R.H.* Stratigraphy and sedimentology of ice-rafted and turbidite sediments, Canada Basin; Arctic Ocean // *Glacial-Marine Sedimentation* / Ed. Molnia B.F. New York: Plenum, 1983. P. 367–400.
- Gubbins D.* The distinction between geomagnetic excursions and reversals // *Geophysical Journal International*. 1999. Vol. 137. F1–F3.
- Herman Y.* Arctic Ocean sediments, microfauna, and the climatic record in late Cenozoic time // *Marine Geology and Oceanography of the Arctic Seas* / Ed. Herman Y. Berlin: Springer, 1974. P. 283–348.

- Herman Y., Osmond J.K., Somayajulu B.L.K.* Late Neogene Arctic Paleooceanography: Micropaleontology, Stable Isotopes, and Chronology // *The Arctic Seas: Climatology, Oceanography, Geology, and Biology* / Ed. Herman Y. New York: Van Nostrand Reinhold, 1989. P. 581–655
- Huh C.A., Piasias N.G., Kelley J.M. et al.* Natural radionuclides and plutonium in sediments from western Arctic Ocean: sedimentation rates and pathways of radionuclides // *Deep-Sea Research II*. 1997. Vol. 44. P. 1725–1743.
- Ishman S.E., Polyak L.V., Poore R.Z.* Expanded record of Quaternary oceanographic change: Amerasian Arctic Ocean // *Geology*. 1996. Vol. 24. P. 139–142.
- Jakobsson M., Lylvie R., Al-Hanbali H., Arnold E., Backman J., Morth M.* Manganese and color cycles in Arctic Ocean sediments constrain Pleistocene chronology // *Geology*. 2000. Vol. 28. P. 23–26.
- Jakobsson M., Lylvie R., Arnold E.M. et al.* Pleistocene stratigraphy and paleoenvironmental variation from Lomonosov Ridge sediments, central Arctic Ocean // *Global and Planetary Change*. 2001. Vol. 31. P. 1–22.
- Jakobsson M., Backman J., Murray A., Lylvie R.* Optically Stimulated Luminescence dating supports central Arctic Ocean cm-scale sedimentation rates // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2003. Vol. 4 (2), 1016, doi:10.1029/2002GC000423.
- Krylov A.A., Shilov V.V., Andreeva I.A., Mirolubova E.S.* Quaternary paleooceanography of the Amerasian Basin of the Arctic Ocean, as reflected in sedimentary record from the Mendeleev Rise // *Geophysical Research Abstracts, EGS-AGU-EUG Joint Assembly*. 2003. Vol. 5. EAE03-A-11258.
- Minicucci D.A., Clark D.L.* A Late Cenozoic stratigraphy for glacial-marine sediments of the eastern Alpha Cordillera, central Arctic Ocean // *Glacial-Marine Sedimentation* / Ed. Molnia B.F. New York: Plenum, 1983. P. 331–365.
- Moran K., Backman J., Brinkhuis H. et al.* The Cenozoic palaeoenvironment of the Arctic Ocean // *Nature*. 2006. Vol. 441. P. 601–606.
- Morris T.H.* Stable isotope stratigraphy of the Arctic Ocean: Fram strait to Central Arctic // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 1988. Vol. 64. P. 201–219.
- Morris T.H., Clark D.L., Blasco S.M.* Sediments of the Lomonosov Ridge and Makarov Basin: a Pleistocene stratigraphy for the North Pole // *GSA Bulletin*. 1985. Vol. 96. P. 901–910.
- Mudie P.J., Blasco S.M.* Litostratigraphy of the CESAR cores // *Initial Geological Report on CESAR – the Canadian Expedition to Study the Alpha Ridge, Arctic Ocean* / Ed. H.R. Jackson et al. Geological Survey of Canada. Paper 84–22. 1985. P. 59–99.
- Not C., Hillaire-Marcel C.* Time constraints from ²³⁰Th and ²³¹Pa data in late Quaternary, low sedimentation rate sequence from the Arctic Ocean: An example from the northern Mendeleev Ridge // *Quaternary Science Reviews*. 2010. Vol. 29. P. 3665–3675.
- Nowaczyk N.R., Frederichs T.W., Kassens H. et al.* Sedimentation rates in the Makarov Basin, central Arctic Ocean: A paleomagnetic and rock magnetic approach // *Paleoceanography*. 2001. Vol. 16. P. 368–389.
- O'Regan M., King J., Backman J. et al.* Constraints on the Pleistocene chronology of sediments from the Lomonosov Ridge // *Paleoceanography*. 2008. Vol. 23. PA1S19, doi:10.1029/2007PA001551
- O'Regan M., St. John K., Moran K. et al.* Plio-Pleistocene trends in ice rafted debris on the Lomonosov Ridge // *Quaternary International*. 2010. Vol. 219. P. 186–176.
- Pak D.K., Clark D.L., Blasco S.M.* Late Pleistocene stratigraphy and micropaleontology of a part of the Eurasian Basin (=Fram Basin), central Arctic Ocean // *Marine Micropaleontology*. 1992. Vol. 20. P. 1–22.
- Phillips R.L., Grantz A.* Regional variations in provenance and abundance of ice-rafted clasts in Arctic Ocean sediments: implications for the configuration of late Quaternary oceanic and atmospheric circulation in the Arctic // *Marine Geology*. 2001. Vol. 172. P. 91–115.
- Polyak L., Curry W.B., Darby D.A., Bischof J., Cronin T.M.* Contrasting glacial/interglacial regimes in the western Arctic Ocean as exemplified by a sedimentary record from the Mendeleev Ridge // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 2004. Vol. 203. P. 73–93.
- Polyak L., Bischof J., Ortiz J.D. et al.* Late Quaternary stratigraphy and sedimentation patterns in the western Arctic Ocean // *Global and Planetary Change*. 2009. Vol. 68. P. 5–17.

- Poore R., Phillips L., Rieck H. Paleoclimate record from Northwind Ridge, western Arctic Ocean // *Paleoceanography*. 1993. Vol. 8. P. 149–159.
- Poore R.Z., Osterman L., Curry W.B., Phillips R.L. Late Pleistocene and Holocene meltwater events in the western Arctic Ocean // *Geology*. 1999. Vol. 27. No. 8. P. 759–762.
- Schneider D.A., Backman J., Curry W.B., Possnert G. Paleomagnetic constraints on sedimentation rates in eastern Arctic Ocean // *Quaternary Research*. 1996. Vol. 46. P. 62–71.
- Scott D.B., Mudie P.J., Baki V. et al. Biostratigraphy and late Cenozoic paleoceanography of the Arctic Ocean: Foraminiferal, lithostratigraphic, and isotope evidence // *GSA Bull.* 1989. Vol. 101. P. 260–277.
- Somayajulu B.L.K., Sharma P., Herman Yv. Thorium and Uranium Isotopes in Arctic Sediments // *The Arctic Seas. Climatology, Oceanography, Geology, and Biology* / Ed. Herman Yv. New York: VNR, 1989. P. 571–579.
- Spielhagen R.F., Baumann K-H., Erlenkeuser H. et al. Arctic Ocean deep-sea record of northern Eurasian ice sheet history // *Quaternary Science Rev.* 2004. Vol. 23. P. 1455–1483.
- Stein R., Matthiessen J., Niessen F., Krylov A., Nam S., Bazhenova E. Toward a better (litho-) stratigraphy and reconstruction of Quaternary paleoenvironment in the Amerasian basin (Arctic Ocean) // *Polarforschung*. 2010. Vol. 79. P. 97–121.
- Steuerwald B.A., Clark D.L., Andrew J.A. Magnetic stratigraphy and faunal patterns in Arctic Ocean sediments // *Earth and Planetary Science Letters*. 1968. Vol. 5. P. 79–85.
- Witte W.K., Kent D.V. Revised magnetostratigraphies confirm low sedimentation rates in Arctic Ocean cores // *Quaternary Research*. 1988. Vol. 29. P. 43–53.

A.A.KRYLOV, V.V.SHILOV, I.A.ANDREEVA, E.S.MIROLUBOVA

STRATIGRAPHY AND ACCUMULATION OF UPPER QUATERNARY SEDIMENTS IN THE NORTHERN PART OF THE MENDELEEV RISE (AMERASIAN BASIN, ARCTIC OCEAN)

Results of the integrated lithological, paleomagnetic, and paleontological study of the five cores sampled from the Northern Mendeleev Rise are discussed in this paper. Stratigraphic subdivision of the sections up to 11 Marine Isotopic Stage is justified. The possibility of correlation of sedimentary layers between the Mendeleev Rise and Lomonosov Ridge based on paleomagnetic and paleontological data is proven. Established that the sedimentation rates in the Northern part of the Mendeleev Rise insignificant and ranged from 3,3 to 4,2 millimeters per thousand years.

Keywords: Arctic Ocean, Amerasian Basin, Mendeleev Rise, Lomonosov Ridge, stratigraphy.