

*Е. А. Гусев, Ф. Е. Максимов, Е. С. Новихина, В. Ю. Кузнецов, С. Б. Левченко,
И. Е. Жеребцов, Н. Г. Баранова*

К ВОПРОСУ О СТРАТИГРАФИИ ДОННЫХ ОСАДКОВ ПОДНЯТИЯ МЕНДЕЛЕЕВА (СЕВЕРНЫЙ ЛЕДОВИТЫЙ ОКЕАН)

Введение

Существуют две возрастные модели стратиграфической привязки комплексов донных осадков, поднятых грунтовыми трубками в Северном Ледовитом океане: «древняя» [1–6] и «молодая» [7–14]. Первая основана на интерпретации вектора намагниченности осадков и нахождении определенных групп микрофауны, имеющих стратиграфическое значение (индекс-виды и комплексы). Главным репером «древней» модели при ее разработке являлось нахождение в ядрах колонок смены положительной остаточной намагниченности осадков на отрицательную, что сопоставлялось с границей палеомагнитных эпох Брюнес и Матуяма [5]. Вторая модель обоснована аминокислотными датировками раковинок планктонных фораминифер, датировками оптико-стимулированной люминесценции зерен кварца и полевых шпатов, климато-стратиграфическими интерпретациями кривых изотопии кислорода, содержания в осадках материала ледового разнота, а также минералов Fe и Mn. При этом древние фораминиферы и диатомовые считаются переотложенными, а интервалы обратной намагниченности осадков соотносятся не с эпохой Матуяма, а с эпизодами эпохи Брюнес. Результаты детальных исследований ядер колонок по всей Арктике, проведенных в последние годы, привели большинство исследователей к признанию «молодой» модели. Она была использована при интерпретации результатов глубоководного бурения на хребте Ломоносова [12]. Выявление диагенетической природы коричневых слоев, обогащенных Mn, а также приуроченность к ним изменений направления вектора остаточной намагниченности донных осадков [15] приводит к выводу о малой пригодности палеомагнитных данных для некоторых горизонтов из разрезов колонок для стратиграфических целей. В связи с этим актуальным становится подбор новых методов для стратиграфических исследований новейших осадков высокоширотной Арктики.

Принято считать, что скорости осадконакопления в Евразийском суббассейне Северного Ледовитого океана (котловины Нансена, Амундсена, хребет Ломоносова) гораздо меньше таковых в Амеразийском суббассейне (котловины Макарова, Подводников, Канадская, поднятие Менделеева, хребет Альфа) [16]. Однако есть и альтернативная точка зрения на корреляцию, согласно которой скорости на хребтах примерно сопоставимы [8, 14]. Из признания последнего положения вытекает вывод о возрастном несоответствии палеогеографических событий, зафиксированных в донных осадках этих поднятий [7].

Задачей настоящей работы являлось получение новых данных о возрасте и ско-

ростях седиментации донных отложений поднятия Менделеева и сопоставление их с имеющимися результатами изучения других колонок этого района. В статье обсуждаются геохронологические данные радиохимического и палеонтологического анализов осадочных колонок AF-00-02, AF-00-07 и AF-0731 с поднятия Менделеева. Фораминиферы и остракоды из двух первых колонок ранее были изучены В. А. Басовым, В. В. Шиловым и Н. В. Куприяновой [1]. Дополнительно определены бентосные и планктонные фораминиферы из колонки AF-0731.

Материалы и методы

Колонка осадков AF-0731, поднята в южной части поднятия Менделеева, в ходе 26 рейса НЭС «Академик Федоров» в 2007 г. [17]. Колонки AF-00-02 и AF-00-07 были отобраны в 2000 г. гораздо севернее, в районе сочленения поднятия Менделеева с хребтом Альфа (рис. 1) [1]. Координаты колонок приведены в табл. 1.

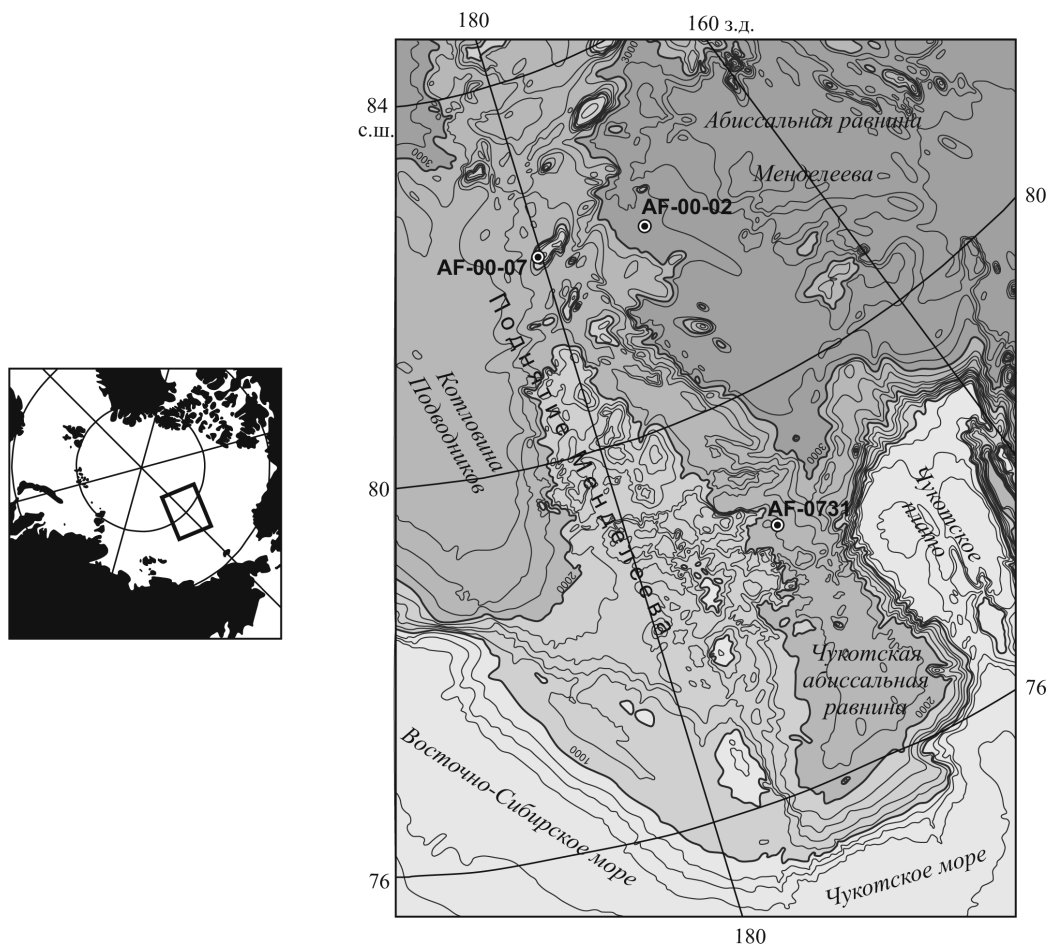


Рис. 1. Положение изученных колонок на батиметрической карте. Район работ показан прямоугольником на обзорной схеме.

Таблица 1. Координаты изученных колонок

№ колонки	Широта	Долгота	Глубина моря, м	Длина керна, см
AF-00-02	81° 56,86' с. ш.	171° 40,61' з. д.	3228	310
AF-00-07	82° 03,25' с. ш.	179° 56,18' з. д.	1555	245
AF-0731	78° 48,81' с. ш.	171° 56,86' з. д.	2280	355

Для датирования донных отложений был применен метод избыточного ^{230}Th , относящийся к одному из распространенных методов неравновесной радиоизотопной геохронологии океанических донных осадков. Возможность применения этого метода основывается на том, что процесс океанической седиментации сопровождается нарушением радиоактивного равновесия между ураном (^{238}U , ^{234}U) и его дочерним изотопом тория ^{230}Th . Происходит это по причине того, что основное количество урана удерживается в морской воде в виде хорошо растворимого уранил-трикарбонатного анионного комплекса, тогда как его дочерний радионуклид ^{230}Th интенсивно сорбируется коллоидами осаждающейся гидроокиси Fe (Mn) и в меньшей степени терригенными частицами, и поступает затем в осадки [18, 19]. Поэтому поверхностный осадочный слой характеризуется избытком дочернего изотопа ^{230}Th над материнским ураном (^{238}U , ^{234}U). По мере захоронения и старения этого слоя ^{230}Th распадается до состояния радиоактивного равновесия с материнским ураном, т. е. до момента времени, когда избыток ^{230}Th ($^{230}\text{Th}_{\text{изб.}}$) становится равным нулю, и активности ^{230}Th и ^{234}U уравниваются между собой. Таким образом, в идеальном случае количество $^{230}\text{Th}_{\text{изб.}}$ должно понижаться экспоненциально (в соответствии с его периодом полураспада порядка 75 тыс. лет) по мере заглубления в осадочную толщу. Мерой возраста датируемого слоя отложений является степень распада $^{230}\text{Th}_{\text{изб.}}$ по отношению к его содержанию в поверхностных слоях колонки. Теоретические положения метода и особенности его практического применения детально описаны в работах [18, 19 и др.].

Для изучения бентосных и планктонных фораминифер по всей длине керна колонки AF-0731 с интервалом 0–20 см отобраны образцы толщиной 4 см. В среднем интервал между образцами в верхней половине колонки составил 4 см, в нижней — 10 см. Предварительная обработка проб состояла в следующем: замороженные пробы грунта обрабатывались методом высушивания в критической точке, взвешивались, после чего промывались на двух ситах с ячеей: 63μ и 125μ, полученные фракции просушивались при температуре 45–60°C. Для фораминиферового анализа использовалась в основном размерная фракция >125μ. В каждой пробе определялась видовая принадлежность фораминифер и подсчитывалось количество каждого вида. Малочисленные пробы просматривались полностью, в многочисленных (>600 экземпляров фораминифер) — изучалась 1/2, 1/4, или 1/8 часть пробы и подсчитывалось не менее 300 экземпляров фораминифер. Общая численность бентосных фораминифер пересчитывалась в число раковин на грамм сухого осадка. В исследованных пробах было выявлено 88 форм бентосных фораминифер, из них 53 определены до вида, абсолютное большинство микрофауны представлено формами с известковой раковиной.

Результаты радиохимического анализа

Активности избыточного ^{230}Th в колонке № AF-00-07 рассчитаны, исходя из общей массы образцов ($^{230}\text{Th}_{\text{изб.}}$), а также с учетом нормализации на относительное содержание в образцах Fe и Mn ($^{230}\text{Th}_{\text{изб.}}^*$), являющихся основными концентраторами этого изотопа в осадках. Характер распределения активностей $^{230}\text{Th}_{\text{изб.}}$ и $^{230}\text{Th}_{\text{изб.}}^*$ по колонке примерно одинаков (табл. 2). Уменьшение содержания тория с глубиной фиксируется для верхних пяти образцов (от 5 до 57 см). В интервале 86–89 см отмечается повышение активности $^{230}\text{Th}_{\text{изб.}}$, затем она опять понижается и, наконец, опять увеличивается в нижней части колонки (160–245 см). Такая нерегулярность в вертикальном распределении $^{230}\text{Th}_{\text{изб.}}$ в той или иной степени характерна для донных осадков поднятия Менделеева [20, 21]. Средние скорости осадконакопления, рассчитанные по $^{230}\text{Th}_{\text{изб.}}$ и $^{230}\text{Th}_{\text{изб.}}^*$, обнаруженных в образцах 5–8 см и 48–57 см, близки между собой и соответственно равны $0,158 \pm 0,005$ см/1000 лет и $0,153 \pm 0,004$ см/1000 лет. На основании этих средних скоростей вычислен возраст отдельных горизонтов (см. табл. 2). Средние скорости осадконакопления по колонке № AF-00-07 сопоставимы с темпами седиментации порядка $0,15$ см/тыс. лет, полученными по $^{230}\text{Th}_{\text{изб.}}$ для других районов поднятия Менделеева [21].

Для колонки № AF-00-02 активность $^{230}\text{Th}_{\text{изб.}}$ постепенно уменьшается от 3–10 см до 53–63 см (табл. 3). Зачастую для расчетов возраста исключается самый верхний горизонт, в данном случае слой 0–3 см. Это объясняется возможными неопределенностями, возникающими при пробоотборе. Два нижних горизонта 53–63 и 85–95 см не брались в расчет, ввиду того, что удельные активности $^{230}\text{Th}_{\text{изб.}}$ близки к нулю, свидетельствуя о достижении фактического радиоактивного равновесия между ^{230}Th и ^{234}U . Средняя скорость осадконакопления определена из значений $^{230}\text{Th}_{\text{изб.}}$ в слоях 3–10 и 34–44 см и равна $0,108 \pm 0,003$ см/1000 лет. Возраст слоев вычислен по этой средней скорости (см. табл. 3). Радиоуглеродным методом дополнительно датированы интервалы 0–3,5 см и 3,5–7,0 см. Радиоуглеродные даты $16,0 \pm 0,9$ тыс. лет (ЛУ-4639, слой 0–3,5 см) и $\geq 34,5$ тыс. лет (ЛУ-4638, слой 3,5–7,0 см), подтверждают возрастные данные, полученные по $^{230}\text{Th}_{\text{изб.}}$.

Распределения $^{230}\text{Th}_{\text{изб.}}$ и $^{230}\text{Th}_{\text{изб.}}^*$ по колонке AF-0731 близки между собой. Концентрации $^{230}\text{Th}_{\text{изб.}}$ и $^{230}\text{Th}_{\text{изб.}}^*$ имеют тенденцию к понижению с ростом глубины (табл. 4), однако также как и для колонки № AF-00-07 характеризуются некоторой неравномерностью распределения по вертикальному профилю (см. табл. 2). Концентрация Fe по колонке AF-0731 меняется в гораздо большей степени, чем в колонке № AF-00-07, и соответственно в большей степени влияет на распределение $^{230}\text{Th}_{\text{изб.}}$. Поэтому в случае колонки AF-0731 представляется разумным для оценки скорости седиментации использовать нормализованные данные, т. е. $^{230}\text{Th}_{\text{изб.}}^*$ (табл. 4). Самый верхний интервал 0–2 см, как поверхностный слой исключен из рассмотрения, по причинам, указанным выше. Самый нижний пятый образец (310 см) слишком удален от остальных (на 220 см от четвертого), тогда как разница между вторым (15 см) и четвертым слоем (80 см) всего 65 см. Поэтому в той или иной степени использование пятого слоя может давать совершенно случайные цифры. Действительно, скорость осадконакопления, рассчитанная по содержанию $^{230}\text{Th}_{\text{изб.}}^*$ в образцах 15 см и 80 см будет равна $0,437 \pm 0,061$ см/1000 лет, а если для расчетов взять значения $^{230}\text{Th}_{\text{изб.}}^*$ в образцах 15 см и 310 см, то скорость седиментации увеличится более чем в четыре раза и будет равна 2 см/1000 лет. Для расчета

Таблица 2. Результаты радиохимического анализа колонки АФ-00-07

Интервал, см	^{238}U р/мин на г	^{234}U р/мин на г	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	^{230}Th р/мин на г	^{232}Th р/мин на г	$^{230}\text{Th}_{\text{изб.}}$	Возраст (Т) тыс. лет	Fe+Mn %	$^{230}\text{Th}^*$ изб.	Возраст* (Т) тыс. лет
5-8	1,54± ±0,06	1,44± ±0,06	0,93± ±0,05	11,73± ±0,35	2,00± ±0,14	10,29± ±0,36	41,1±1,3	4,4	233,86± ±8,18	42,5±1,1
8-14	1,03± ±0,06	1,00± ±0,06	0,97± ±0,08	10,83± ±0,20	2,15± ±0,09	9,83± ±0,21	69,6±2,2	4,67	210,49± ±4,50	71,9±1,9
14-21	1,53± ±0,04	1,30± ±0,03	0,85± ±0,03	3,03± ±0,10	1,60± ±0,07	1,73± ±0,10	110,8±3,5	4,53	38,19± ±2,21	114,4± ±3,0
30-38	1,19± ±0,05	1,01± ±0,04	0,85± ±0,05	2,09± ±0,07	1,85± ±0,09	1,08± ±0,08	215,2±6,8	4,62	23,38± ±1,73	222,2± ±5,8
48-57	1,14± ±0,04	0,98± ±0,04	0,86± ±0,05	1,68± ±0,03	2,01± ±0,03	0,70± ±0,05	332,3± ±10,52	4,76	14,71± ±1,05	343,1± ±9,0
86-89	0,98± ±0,05	0,87± ±0,05	0,88± ±0,07	4,74± ±0,09	1,83± ±0,06	3,87± ±0,10		3,86	100,26± ±2,59	
106-117	1,20± ±0,05	1,03± ±0,04	0,86± ±0,05	1,80± ±0,05	1,94± ±0,05	0,77± ±0,06		3,83	20,10± ±1,57	
160-165	1,03± ±0,03	0,93± ±0,03	0,90± ±0,04	1,81± ±0,07	1,79± ±0,07	0,88± ±0,08		4,79	18,37± ±1,67	
202-205	0,69± ±0,03	0,66± ±0,02	0,95± ±0,05	1,93± ±0,08	1,57± ±0,07	1,27± ±0,08		4,69	27,08± ±1,71	
235-245	0,99± ±0,04	0,86± ±0,04	0,87± ±0,05	3,00± ±0,13	2,32± ±0,11	2,14± ±0,14		4,99	42,89± ±2,81	

Примечание: $^{230}\text{Th}^*$ изб. — нормализованный на Fe+Mn; возраст* — рассчитан из $^{230}\text{Th}_{\text{изб.}}$ *

Таблица 3. Результаты радиохимического анализа колонки АF-00-02

Интервал, см	^{238}U р/мин на г	^{234}U р/мин на г	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	^{230}Th р/мин на г	^{232}Th р/мин на г	$^{230}\text{Th}_{\text{изб.}}$	Возраст (Т) тыс. лет
0–3	0,86 ± 0,03	0,62 ± 0,03	0,72 ± 0,02	18,42 ± 0,18	1,85 ± 0,05	17,80 ± 0,18	13,9 ± 0,4
3–10	2,03 ± 0,06	1,20 ± 0,05	0,59 ± 0,02	23,57 ± 0,29	2,25 ± 0,08	22,37 ± 0,29	60,2 ± 1,7
12–17	1,16 ± 0,05	0,61 ± 0,03	0,53 ± 0,02	10,30 ± 0,17	2,35 ± 0,07	9,69 ± 0,17	134,3 ± 3,7
27–34	1,20 ± 0,05	0,96 ± 0,05	0,80 ± 0,03	4,03 ± 0,09	2,23 ± 0,07	3,07 ± 0,10	282,4 ± 7,8
34–44	1,61 ± 0,07	1,40 ± 0,06	0,87 ± 0,03	2,81 ± 0,10	2,22 ± 0,09	1,41 ± 0,12	361,1 ± 10,0
53–63	1,44 ± 0,06	1,18 ± 0,04	0,82 ± 0,02	1,23 ± 0,04	2,27 ± 0,06	0,05 ± 0,06	
85–95	1,01 ± 0,05	0,86 ± 0,04	0,85 ± 0,03	1,18 ± 0,04	2,48 ± 0,06	0,32 ± 0,06	

Примечание: Для возрастных расчетов использовались только прямые (ненормализованные) значения $^{230}\text{Th}_{\text{изб.}}$, так как не во всех проанализированных слоях был определен химический состав.

Таблица 4. Результаты радиохимического анализа колонки АF-0731

Интервал, см	^{238}U р/мин на г	^{234}U р/мин на г	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	^{230}Th р/мин на г	^{232}Th р/мин на г	$^{230}\text{Th}_{\text{изб.}}$	Fe, %	$^{230}\text{Th}_{\text{изб.}}^*$	Возраст* (Т) тыс. лет
0–2	1,512 ± ± 0,062	1,507 ± ± 0,061	0,997 ± ± 0,047	18,989 ± ± 0,159	2,957 ± ± 0,063	17,482 ± ± 0,159	2,62	667,25 ± ± 6,07	2,3 ± ± 0,3
15	1,465 ± ± 0,077	1,362 ± ± 0,074	0,930 ± ± 0,058	5,366 ± ± 0,141	2,988 ± ± 0,091	4,004 ± ± 0,159	5,36	74,7 ± ± 2,97	34,3 ± ± 4,8
47	1,846 ± ± 0,056	1,805 ± ± 0,055	0,978 ± ± 0,036	6,517 ± ± 0,113	2,578 ± ± 0,071	4,712 ± ± 0,126	5,44	86,62 ± ± 2,32	107,6 ± ± 15,0
80	1,313 ± ± 0,070	1,213 ± ± 0,067	0,924 ± ± 0,060	1,685 ± ± 0,057	2,877 ± ± 0,062	0,471 ± ± 0,088	2,48	18,99 ± ± 3,55	183,1 ± ± 25,6
310	1,350 ± ± 0,043	1,318 ± ± 0,042	0,977 ± ± 0,037	2,096 ± ± 0,052	2,933 ± ± 0,061	0,778 ± ± 0,067	3,66	21,26 ± ± 1,83	—

Примечание: $^{230}\text{Th}_{\text{изб.}}^*$ — нормализованный на Fe; возраст* — рассчитан из $^{230}\text{Th}_{\text{изб.}}^*$.

возраста слоев мы использовали скорость $0,437 \pm 0,061$ см/1000 лет, как более вероятную (см. возрасты слоев в табл. 4). Образец с глубины 47 см мы не использовали для расчета скорости. Величины удельных активностей ^{238}U , ^{234}U и ^{232}Th в слоях 15 см и 80 см практически не меняются, тогда, как в слое 47 см наблюдается увеличение значений удельных активностей ^{238}U , ^{234}U и уменьшение — ^{232}Th . Это может свидетельствовать либо о нарушении нормального процесса осадконакопления для слоя 47 см (например, перемешивания этого слоя с соседними слоями), либо с ошибками, связанными с пробоотбором.

Результаты микрофаунистического анализа

По разрезам северных колонок на поднятии Менделеева (АF-00-02 и АF-00-07) четко выделяются три ассоциации фораминифер [3]: верхняя, со значительной ролью видов атлантического происхождения, среди которых наиболее распространены:

Fontbotia wuellerstorffi, *Oridorsalis tener*, некоторые милиолиды (*Miliolinella* spp.), *Parafissurina groenlandica*, *Bulimina marginata*. Богатство поверхностных осадков известковой микрофауны характерно и для других частей Северного Ледовитого океана, в том числе для Евразийского суббассейна [22]. Кроме того, в районе северного полюса в донных осадках наблюдается большое биоразнообразие нанопланктона и диатомей [23]. Ниже по разрезам колонок выделяется вторая, смешанная ассоциация фораминифер: помимо известковых атлантических видов, численность которых здесь резко снижается (в теплые стадии сохраняется обилие *Fontbotia wuellerstorffi*), появляются агглютинирующие (песчаные), прежде всего, космополитный вид *Cyclammina pusilla*, неизвестный в современных осадках Северного Ледовитого океана. Отмечаются отдельные виды, вероятно, тихоокеанские по происхождению: *Glandulina nipponica*, *Pseudoparella minuta*. Численность планктонных фораминифер в пределах распространения этой ассоциации заметно снижена. Наконец, самая древняя ассоциация, вскрытая в основании колонок, представлена практически одними агглютинирующими фораминиферами с преобладанием раковин цикламмин: *Cyclammina pusilla* и *C. rutundidorsata*, встречены *Pseudosiphonella* sp., *Haplophragmoides subglobosum* и некоторые другие виды [3]. Ассоциация агглютинирующих фораминифер впервые была описана в колонках хребта Альфа О'Нейлом [24] и была по старым палеомагнитным данным [5] отнесена к плиоцену.

Нами дополнительно были изучены бентосные и планктонные фораминиферы из колонки AF-0731 (рис. 2). Ее разрез представлен переслаиванием слоев алевропелитов и пелитов серого и оливково-желтовато-коричневого цветов. По колонке выделяется пять максимумов содержания бентосных фораминифер.

Численность фораминифер в осадке четко коррелирует с его цветом, что было показано ранее для осадков глубоководной части Северного Ледовитого океана [6, 28] — обильная микрофауна отмечается в интервалах коричневого цвета, причем максимальная численность характерна для осадка шоколадного цвета, в интервалах с цветовой гаммой от различных оттенков желтого до серого фауна малочисленна или вовсе отсутствует.

Наибольшую долю в сообществе на протяжении всего разреза составляют глубоководные виды — *Oridorsalis tener* (40–100%), *Fontbotia wuellerstorffi* (до 50%), *Ioanella tumidula* (до 30%), сопутствующими видами являются представители сем. Miliolidae.

Верхний слой керна — 0–15 см содержит богатый комплекс фораминифер, характерный для современных глубоководных обстановок Северного Ледовитого океана. В этом же интервале часто встречаются мелкие раковинки глубоководных двустворчатых моллюсков. Численность бентосных фораминифер в осадке составляет 116–50 раковин/г, планктонных — 13000–4000 раковин/г. Доминируют виды *Oridorsalis tener* (40–100%), *Fontbotia wuellerstorffi* (до 50%), *Ioanella tumidula* (до 30%), связанные по происхождению с северо-атлантическими водными массами [1]; сопутствующими видами являются представители сем. Miliolidae: *Quinqueloculina akneriana*, *Q. seminula*, *Q. weaver*, *Miliolinella chukchiensis*, *M. subrotunda*, *Triloculina tricarinata*, *Pyrgo* spp. Очевидно, этот интервал формировался в период МИС 1. Об этом свидетельствует высокая численность бентосных и планктонных фораминифер, отражающая благоприятную трофическую обстановку. Высокое разнообразие сообщества характерно для теплых и продуктивных периодов.

В интервале 15–34 см численность бентосных фораминифер сильно снижается (4–13 раковин/г). Количество планктонных фораминифер также значительно сокра-

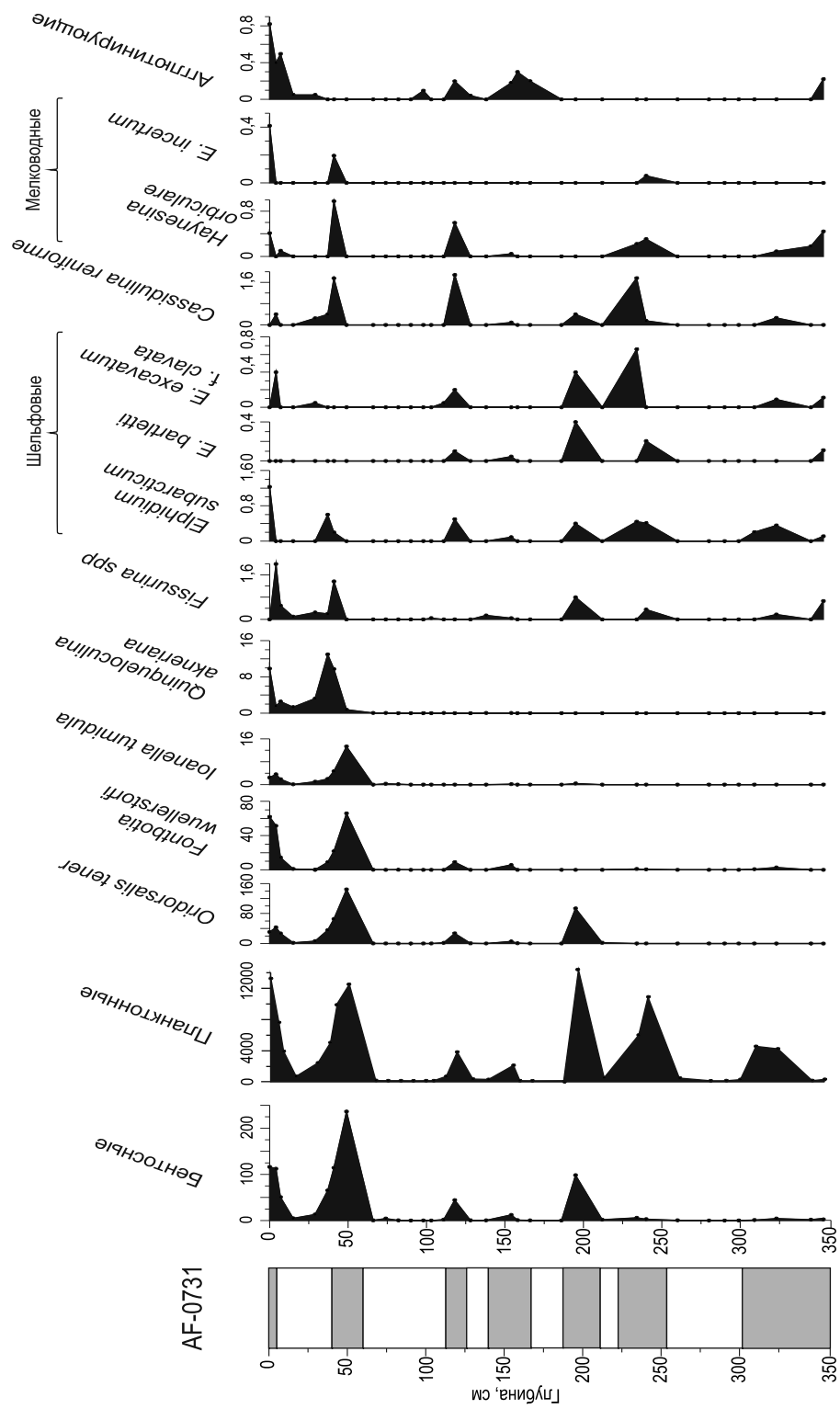


Рис. 2. Распределение бентосных фораминифер по колонке АФ-0731.

щается (до 2000–500 раковин/г), снижается видовое разнообразие. Такое падение содержания фораминифер в осадке указывает на неблагоприятные условия — недостаток пищевых ресурсов, что может быть связано с прекращением или ослаблением притока северо-атлантических вод. На это указывает, кроме общего обеднения комплекса, также и сокращение доли *F. wuellerstorfi* в сообществе (в образце 29–34 см — всего 3 экземпляра). Сильное сокращение численности планктонных фораминифер предполагает усиление ледового режима.

Ниже по разрезу, в интервале 37–53 см происходит увеличение численности как бентосных, так и планктонных фораминифер, с максимальным содержанием в образце 49–53 см. Это самый богатый бентосными фораминиферами интервал во всем керне (236 раковин/г), даже поверхностные образцы (0–4, 4–7 см) содержат максимум 116 раковин/г. Из чего следует, что интервал 37–53 см пришелся на самую теплую межледниковую стадию четвертичного периода. Чтобы уточнить, на какую МИС приходится этот интервал, была просмотрена дополнительно фракция >63 μ . В ней доминируют два типично арктических глубоководных вида (численность превышает десятки тысяч на грамм) *Epistominella arctica* и *Stetsonia horvathi*. Фракция >63 μ изучена в двух образцах: 37–41 см и 49–53 см. Эта часть разреза является ключевой для стратиграфического расчленения колонки, и проверялась на содержание индекс-вида *Bulimina aculeata*, который считается маркером МИС 5,1 [10]. Однако он не был обнаружен не только в этих интервалах, но и во всей колонке. Тем не менее, состав сообщества существенно меняется. Кроме видов-доминантов в заметных количествах появляется *Stainfortia loeblichii* (~5 шт/г, или ~64 шт на образец) и «*Miliammina sp.*». Самый богатый фораминиферами интервал 49–53 см — характеризуется появлением, причем сразу в значительных количествах *Buliminella cf. elegantissima hensoni* (~470 шт/г, доля в сообществе ~30%) и *Bolivina arctica* (~30 шт/г, доля 5–10 %).

Интервал 66–107 см (серого цвета) характеризуется практически полным отсутствием микрофауны как бентосной, так и планктонной, при этом в осадке практически отсутствуют минеральные частицы крупнее 63 μ , что говорит о своеобразных условиях осадконакопления. Скорее всего, осадки формировались в период значительного похолодания. Однако отсутствие микрофауны в данном случае можно объяснить растворением или иного рода разрушением, так в некоторых образцах (90–93; 98–102 см) этого интервала присутствуют частицы черного цвета — часть их является фораминиферами, чья раковина полностью замещена пиритом. Присутствие похожих образований отмечалось Л. В. Поляком с соавторами [25] и для Чукотской континентальной окраины. В изученном разрезе подобные образования отмечаются и в некоторых образцах, расположенных ниже (158–163; 166–170 см; 280–283 см; 290–294 см, 353–355 см).

Следующий, 3-й пик обилия фораминифер приходится на интервал — 111–122 см (число бентосных фораминифер — 44 раковин/г, планктонных — 3700 раковин/г). В пределах этого интервала в планктоне в больших количествах появляется *Turborotalita quinqueloba*, причем во фракции >125 μ . Это субполярный вид, его распространение которого в пределах арктического бассейна связано с атлантическими водными массами [26]. Наличие фотосинтезирующих симбионтов делает его зависимым от достаточного поступления солнечного света, и требует периодически свободных ото льда условий [27]. Пик *T. quinqueloba* именно во фракции >125 μ был отмечен Д. Ханслик в колонке из приканадской части хребта Ломоносова (LOMROG07-PC-04), автор относит этот интервал к МИС 11 [17]. Для нашего материала мы предполагаем стадию МИС 7.

Интервал 154–158 см (бентосных — 12 раковин/г; планктонных — 2000 раковин/г) — последний интервал, в котором присутствует *Fontbotia wuellerstorfi*, ниже по разрезу этот вид не встречается. 90% всех бентосных фораминифер в образце 154–158 см — плохой сохранности, планктонные формы — со следами растворения.

В интервале 158–189 см фораминиферы практически отсутствуют. Единичные экземпляры, вероятно, находятся во вторичном залегании, что может быть связано с биотурбацией.

Следующий интервал 195–199 см (шоколадного цвета), содержит большое число фораминифер (120 раковин/г) хорошей сохранности, бентосная фауна представлена в основном *Oridorsalis tener*. Этот вид становится доминирующим в олиготрофных условиях [29].

В интервале 212–215 см (коричневого цвета) резко сокращается численность фораминифер, бентосных — до 2 раковин/г, планктонных — до 400 раковин/г. В образце присутствовало всего 40 экземпляров *Oridorsalis tener*, что отразило этап перехода к следующему похолоданию. Ниже этого образца *O. tener* в колонке больше не встречается.

Ниже по разрезу, вплоть до забоя колонки — 355 см, бентосные фораминиферы присутствуют в незначительных количествах, их содержание не превышает 5 раковин/г. Несмотря на единичное содержание бентосных фораминифер, выделяются два пика обилия планктонных фораминифер. Первый пик приходится на интервал 234–243 см, раковины хорошей сохранности, численность 6000–11000 раковин/г. Последний пик

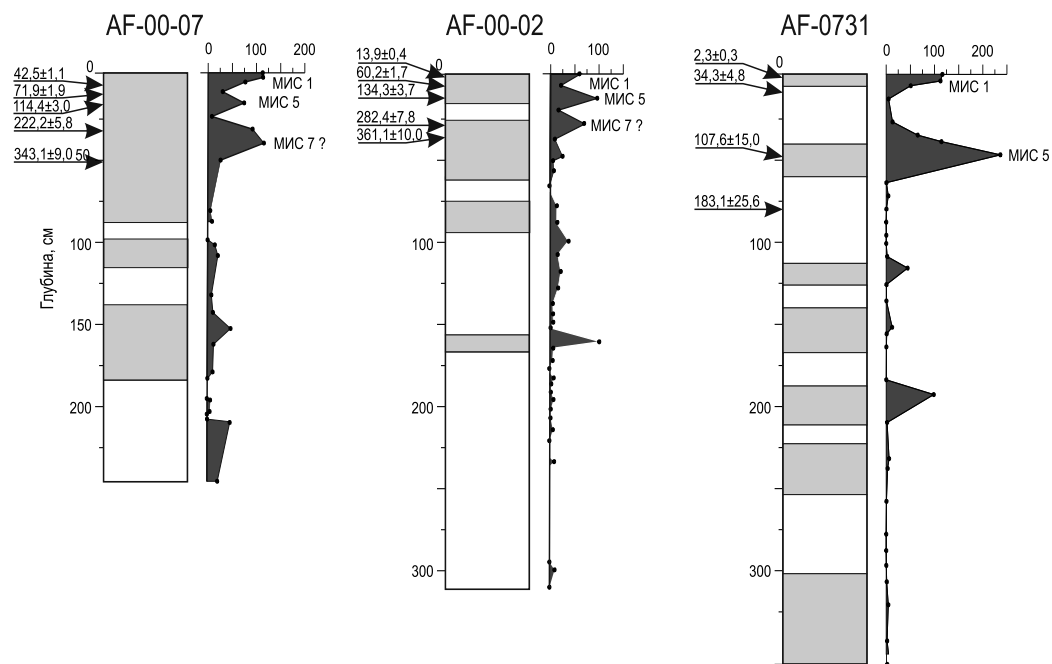


Рис. 3. Схема корреляции колонок, отобранных на поднятии Менделеева. Серым цветом отмечены интервалы коричневого цвета. Слева от колонок показаны значения возраста по $^{230}\text{Th}_{\text{изб.}}$ в тыс. лет. Справа от колонок приведены графики содержания бентосных фораминифер в экз./грамм. Точками отмечены места взятия проб. Содержание фораминифер в колонках AF-00-07 и AF-00-02 приведено по [1].

планктона в изученном керне приходится на интервал 323–349 см, численность раковин составляет до 4000 шт. на грамм. Обилие планктона, и его хорошая сохранность указывают на периоды потепления. В то же самое время практически отсутствуют бентосные фораминиферы, что возможно связано с неблагоприятными для бентосных организмов условиями обитания — это может быть и неподходящий грунт и/или гидродинамика; недонасыщенность грунта и придонных масс воды кислородом и т. п.

Полученную кривую распределения бентосных фораминифер по колонке AF-0731 можно сопоставить с такими же кривыми по колонкам AF-00-02 и AF-00-07 [1]. Вариант такой корреляции, дополненный данными радиоизотопного датирования, представлен на рис. 3. В разрезе колонки AF-0731 отсутствуют остатки цикламмин, обильно представленных в нижних частях разрезов северных колонок. Логично объяснить отсутствие этих агглютинирующих фораминифер тем, что колонка AF-0731 не вскрыла более древних слоев.

Обсуждение результатов и заключение

Применение метода избыточного ^{230}Th для датирования колонок AF-00-07, AF-00-02 и AF-0731 по всей видимости свидетельствует о низких скоростях осадконакопления на поднятии Менделеева в течение последних 300 тысяч лет. Значения в диапазоне 0,11–0,437 см/1000 лет близки скоростям осадконакопления, полученным по другим колонкам поднятия Менделеева, ~0,15 см/тыс. лет по методу избыточного ^{230}Th [21] и ~0,27 см/тыс. лет по ^{10}Be [30]. Такие оценки скоростей седиментации в несколько раз меньше определенных с помощью аминокислотного метода для осадков поднятия Менделеева [8], а также датировок методом оптико-стимулированной люминесценции (ОСЛ) для хребта Ломоносова [11]. Определение возраста методом ОСЛ обычно считаются корректными для мелководных бассейновых осадков, когда сумма древнего облучения частичек кварца и полевого шпата обнуляется перед осаждением на дно [31]. Для глубоководных осадков метод ОСЛ не применяется. Ненадежность полученных по хребту Ломоносова результатов вытекает из анализа этих значений. Так, возраст, соответствующий МИС 5, фиксируется в колонке 96/24–1sel [11] на двух уровнях — на глубине 65–75 см, и ниже — в интервале 205–215 см. Неубедительна и стратиграфическая привязка палеомагнитных данных по этой колонке. Так, граница Брюнес / Матуяма, являющаяся самым контрастным палеомагнитным репером и совпадающая с границей неоплейстоцена и эоплейстоцена, попадает в зону знакопеременного магнитного поля, которое ничем не отличается от такового выше и ниже этой границы. Несмотря на это, колонка 96/24–1sel считается реперной для Арктики. Позже стратиграфическая модель расчленения этой колонки на хребте Ломоносова была сопоставлена с данными, полученными по поднятию Менделеева [8], где в колонке HLY0503–8JPC МИС 5 выделяется в интервале 105–220 см. Обращает на себя внимание то, что радиоуглеродные даты 25–40 тыс. лет в этой колонке приходятся на интервал 20–35 см [12], и, скорее всего, они не являются конечными, а близки к запредельным для данного метода. По нашему мнению, в колонке с поднятия Менделеева пик содержания планктонных фораминифер на глубине 30 см соответствует МИС 5, а не МИС 3, как это предполагается [8]. «Теплые» пики, соответствующие МИС 3, отсутствуют в разрезах колонок других районов Арктики, в том числе с хребта Ломоносова, плато Моррис Джесуп [32], а также Северной Атлантики [33].

Результаты микрофаунистического анализа свидетельствуют о накоплении в верхних 20–50 см в колонках поднятия Менделеева в течение позднего неоплейстоцена-голоцена. В верхней части разрезов колонок пики повышенного содержания бентосных и планктонных фораминифер в осадках совпадают (верхние 5 пиков). Ниже по разрезам колонок такое совпадение проявлено слабее или вовсе отсутствует. Колонки по северной части поднятия Менделеева (AF-00-02 и AF-00-07) вскрыли плиоценовые отложения, что следует из массового присутствия раковин агглютинирующих фораминифер, в том числе и цикламмин. Колонка AF-0731, находящаяся в 400 км южнее северных колонок, плиоценовых отложений не вскрыла, так как цикламмины в образцах не обнаружены. Это обстоятельство соответствует результатам радиохимического анализа, согласно которым скорости седиментации в южной части поднятия Менделеева в 2–3 раза больше рассчитанных для северных колонок. Закономерное несоответствие скоростей осадконакопления определяется различной удаленностью от континентальной окраины, т. е. от источников сноса.

Таким образом, полученные нами данные укладываются в «древнюю» стратиграфическую модель. В соответствии с ней, в разрезах донных осадков Северного Ледовитого океана пики продуктивности бентосных фораминифер приходятся на стадии МИС 1, 5, 7, 9, 11 и т. д. Отсутствие «теплого» интервала на уровне МИС 3 сопоставляется с кривыми содержания бентосных фораминифер в других районах Арктики и в Северной Атлантике. Предложенная нами интерпретация, конечно, не является незыбливой. Представляется перспективным дальнейшее комплексное изучение донных осадков Северного Ледовитого океана, в том числе и с помощью метода избыточного ^{230}Th .

Работы по изучению отложений были частично профинансированы по Гранту Правительства РФ для государственной поддержки научных исследований, проводимых под руководством ведущих ученых в российских ВУЗах № 11.G34.31.0025.

Литература

1. 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 Северо-Атлантического хребта. Тр. ВНИИОкеангеология. СПб., 2007. Т. 211. С. 131–152.

2. Басов В. А., Куприянова Н. В. Стратиграфия и фации осадков по фораминиферам из грунтовых трубок экспедиции «Арктика–2007» (хребет Ломоносова) // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Тр. ВНИИОкеангеология. СПб., 2010. Т. 210, вып. 7. С. 71–81.

3. Басов В. А., Куприянова Н. В., Новихина Е. С. Стратиграфия донных осадков в районе поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) на основе изучения бентосных фораминифер и остракод // Материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Т. 1: Апатиты, 2011. С. 60–63.

4. Результаты палеогеографического изучения донных осадков центральной части Северного Ледовитого океана (хребет Менделеева) / Данилов И. Д., Телепнев Е. В., Чугунов А. Б., Беляева Н. В., Хусид Т. А., Вирина Е. И., Полякова Е. И. // Океанология. 1991. Т. 31, вып. 1. С. 108–116.

5. Clark D. L., Whitman R. R., Morgan K. A., Mackey S. D. Stratigraphy and glacial-marine sediments of the Amerasian Basin, Central Arctic Ocean // Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 1980. N 181. 57 p.

6. Herman Y. Marine geology and oceanography of the Arctic seas. Berlin; Heidelberg; New York: Springer Verlag. 1974. 397 p.

7. Крылов А. А., Шилов В. В., Андреева И. А., Миролюбова Е. С. Стратиграфия и условия накопления верхнечетвертичных осадков северной части поднятия Менделеева (Амеразийский бассейн Северного Ледовитого океана) // Проблемы Арктики и Антарктики. 2011. № 2(88). С. 7–22.
8. Sediment record from the western Arctic Ocean with an improved Late Quaternary age resolution: HOTRAX core HLY0503–8JPC, Mendeleev Ridge / Adler R. E., Polyak L., Ortiz J. D., Kaufman D. S., Channell J. E. T., Xuan Ch., Grottoli A. G., Sellén E., Crawford K. A. // *Global and Planetary Change*. 2009. Vol. 68. P. 18–29.
9. Jakobsson M., Løvlie R., Al-Hanbali H. et al. Manganese and color cycles in Arctic Ocean constrain Pleistocene chronology // *Geology*. 2000. Vol. 28, is. I. P. 23–26.
10. Pleistocene stratigraphy and Paleoenvironmental variation from Lomonosov Ridge sediments, Central Arctic Ocean / Jakobsson M., Løvlie R., Arnold E. M., Backman J., Polyak L., Knutsen J.-O., Musatov E. // *Global and Planetary Change*. 2001. Vol. 31. P. 1–22.
11. Jakobsson M., Backman J., Murray A., Løvlie R. Optically Stimulated Luminescence dating supports central Arctic Ocean cm-scale sedimentation rates // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2003. Vol. 4. P. 1016.
12. Constraints on the Pleistocene chronology of sediments from the Lomonosov Ridge / O'Regan M., King J., Backman J., Jakobsson M., Pälike H., Moran K., Heil C., Sakamoto T., Cronin T. M., Jordan R. // *Paleoceanography*. 2008. Vol. 23. PA1S19.
13. Contrasting glacial/interglacial regimes in the western Arctic Ocean as exemplified by a sedimentary record from the Mendeleev Ridge / Polyak L., Curry W. B., Darby D. A., Bischof J., Cronin T. M. // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2004. Vol. 203. P. 73–93.
14. Late Quaternary stratigraphy and sedimentation patterns in the western Arctic Ocean / Polyak L., Bischof J., Ortiz J. D., Darby D. A., Channell J. E. T., Xuan C., Kaufman D. S., Løvlie R., Schneider D. A., Eberl D. D., Adler R. E., Council E. A. // *Global Planetary Change*. 2009. Vol. 68. P. 5–17.
15. Manganese-rich brown layers in Arctic Ocean sediments: composition, formation mechanisms and diagenetic overprint / März C., Stratmann A., Matthiessen J., Meinhardt A.-K., Eckert S., Schnetger B., Vogt C., Stein R., Brumsack H.-J. // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2011. Vol. 75. P. 7668–7687.
16. Sellén E., Jakobsson M., Backman J. Sedimentary regimes in Arctic's Amerasian and Eurasian Basins: Clues to differences in sedimentation rates // *Global and Planetary Change*. 2008. Vol. 61. P. 275–284.
17. Ашик И. М., Соколов В. Т. Основные итоги и предварительные результаты экспедиции «Арктика–2007» // Проблемы Арктики и Антарктики. 2008. № 3(80). С. 72–85.
18. Кузнецов Ю. В. Радиохронология океана. М.: Атомиздат, 1976, 279 с.
19. Кузнецов В. Ю. Радиохронология четвертичных отложений. Санкт-Петербург: КОМИЛЬ-ФО, 2008. 312 с.
20. Hoffmann S., McManus J. Is there a ^{230}Th deficit in Arctic sediments? // *Earth and Planetary Science Letters*. 2007. Vol. 258. P. 516–527.
21. Not C., Hillaire-Marcel C. Time constraints from ^{230}Th and ^{231}Pa data in late Quaternary, low sedimentation rate sequences from the Arctic Ocean: An example from the northern Mendeleev Ridge // *Quaternary Science Reviews*. 2010. Vol. 29. P. 3665–3675.
22. Саидова Х. М. Глубоководные сообщества бентосных фораминифер Северного Ледовитого океана // *Океанология*. 2011. Т. 51, № 1. С. 65–73.
23. Первые результаты изучения глубоководных илов с Северного полюса / Гусев Е. А., Сколотнев С. Г., Александрова Г. Н., Былинская М. Е., Головина Л. А., Запорожец Н. И., Лайба А. А., Ляпунов С. М., Радионова Э. П. // *ДАН*. 2008. Т. 421, № 6. С. 790–794.
24. O'Neil B. Pliocene and Pleistocene benthic foraminifera from the Central Arctic Ocean // *Journal of Paleontology*. 1981. Vol. 55, N 6. P. 1141–1170.
25. Polyak L., Darby D. A., Bischof J. F., Jakobsson M. Stratigraphic constraints on late Pleistocene glacial erosion and deglaciation of the Chukchi margin, Arctic Ocean // *Quaternary Research*. 2007. Vol. 67. P. 234–245.

26. *Carstens J., Wefer G.* Recent distribution of planktonic foraminifera in the Nansen Basin, Arctic Ocean // *Deep-Sea Research*. 1992. Vol. 39. P. S507–S524.
27. *Hemleben Ch., Spindler M., Anderson O. R.* *Modern Planktonic Foraminifera*. Berlin: Springer Verlag, 1989. 363 p.
28. *Hanslik D.* Late Quaternary biostratigraphy and paleoceanography of the central Arctic Ocean // PhD dissertation, Dep. of Geological Sciences, Stockholm University 106 91 Stockholm, Sweden, 2011. 32 p.
29. *Wollenburg J. E., Mackensen A.* On the vertical distribution of living (Rose Bengal stained) benthic foraminifera in the Arctic Ocean // *Journal of Foraminiferal Research*. 1998. Vol. 28(4). P. 268–285.
30. *Sellèn E., Jakobsson M., Frank M., Kubik P. W.* Pleistocene variations of beryllium isotopes in central Arctic Ocean sediments // *Global and Planetary Change*. 2009. Vol. 68. P. 38–47.
31. *Вазнер Г. А.* Научные методы датирования в геологии, археологии, истории. М.: Техносфера. 2006. 576 с.
32. *Sellèn E., O'Regan M., Jakobsson M.* Spatial and temporal Arctic Ocean depositional regimes: a key to the evolution of ice drift and current patterns // *Quaternary Science Reviews*. 2010. Vol. 29. P. 3644–3664.
33. *Bauch H. A., Erlenkeuser H., Helmke J. P., Struck U.* A paleoclimatic evaluation of marine isotope stage 11 in the high-northern Atlantic (Nordic seas) // *Global and Planetary Change*. 2000. Vol. 24. P. 27–39.

Статья поступила в редакцию 29 июня 2012 г.

Gusev E.A., Maksimov F.E., Novikhina E.S., Kuznetsov V.Yu., Levchenko S.B., Zherebtsov I.E., Baranova N.G. **On stratigraphy of bottom sediments from Mendeleev Rise (the Arctic Ocean) Region** // Vestnik Saint-Petersburg University. Series 7. 2012. Issue 4. P. 102-115.

The use of ^{230}Th - dating method for the bottom sediment cores retrieved from the Mendeleev Rise slopes shows low sediment rates during the past 300 kyr. Sediment rates vary in the range 0,11-0,437 cm / 1000 yr. The results of microfaunal study suggest that the upper 20-50 cm of cores were accumulated during the Late Pleistocene-Holocene. The cores from the northern part of the Mendeleev Rise reached, as we believe, Pliocene deposits as evidenced by the presence of agglutinated foraminifera including genus *Cyclammina*. The core located 400 km south of the northern ones did not reach Pliocene deposits as follows from the absence of genus *Cyclammina* in the samples. This fact correlates with the results of sedimentation rates obtained by radiochemical dating. Sedimentation rates in the Southern Mendeleev Rise exceed 2–3 times the rates calculated for the northern cores. Various rates of sedimentation are defined by different distances from the continental margin which means different source areas of the material.

Keywords: Arctic Ocean, Mendeleev Rise, stratigraphy, microfaunal analyses, U-Th geochronology.