

УДК 551.465

**ЛИТОЛОГО-БИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ
СЕДИМЕНТОСИСТЕМЫ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ
(ПО МАТЕРИАЛАМ 49-го РЕЙСА НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО
СУДНА «АКАДЕМИК ИОФФЕ»)**

© 2019 г. Е. А. Новичкова^{1*}, А. С. Саввичев^{1,2}, Л. Д. Баширова^{1,3}, Н. В. Козина¹,
А. А. Ключиткин¹, Н. В. Политова¹, А. Н. Новигатский¹, А. Ю. Леин¹

¹ Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

² Институт микробиологии им. С.Н. Виноградского, Федеральный исследовательский центр
"Фундаментальные основы биотехнологии" РАН, Москва, Россия

³ Балтийский федеральный университет им. И. Канта, Калининград, Россия

*e-mail: enovichkova@mail.ru

Поступила в редакцию 30.11.2018 г.

После доработки 30.11.2018 г.

Принята к публикации 05.12.2018 г.

Исследованы донные осадки и пробы водной взвеси в Северной Атлантике. Показано, что современное осадконакопление в исследуемом районе определяется главным образом продуктивностью автохтонного морского фитопланктона и привнесом материала системой придонных течений, а также ледовой разгрузкой. Изученные осадочные разрезы сформировались в Северной Атлантике в течение среднего плейстоцена–голоцена. Наиболее высокие скорости осадконакопления, до 58.3 см/тыс. лет, установлены для колонки АИ-3359, отобранной в районе дрейфов Гардар и Бьерн, что делает колонку весьма интересной с точки зрения детальных палеорекопструкций. Для колонок АИ-3378 и АИ-3415 характерны низкие скорости осадконакопления. Тем не менее, они представляют интерес для пространственных палеорекопструкций на непрерывном отрезке времени. Для всех изученных осадков характерна общая закономерность, впервые установленная для центральной части Северной Атлантики: биогеохимически значимые процессы выявляются только в тонком поверхностном слое (0–2 см) и практически полностью прекращаются на глубинах 90–180 см. Величины процессов, вероятно, зависят от местоположения станции и состава органического вещества (ОВ) и не зависят от возраста осадочного слоя. Низкая микробная активность в толще осадка, наиболее вероятно, является следствием недостатка органического вещества.

Ключевые слова: Северная Атлантика, донные осадки, водная взвесь, палеорекопструкции, биогеохимические процессы, седиментационный дрейф, скорости осадконакопления

DOI: 10.31857/S0030-1574594641-655

ВВЕДЕНИЕ

Северная Атлантика является одним из ключевых районов Мирового океана, ответственных за формирование единой замкнутой системы циркуляции течений, осуществляющих глобальный перенос тепла, соли, растворенных элементов и газов в толще океанских вод [21, 30, 59]. Изменчивость данной системы влияет на состояние и изменения климата не только Европы, но и глобального климата в целом [12, 15, 16, 21, 32, 33, 40 и др.].

В данном регионе происходит активное перемещение и перемешивание холодных глубинных арктических и теплых поверхностных атлантических вод. В водную толщу поступает значи-

тельное количество аллохтонного вещества как терригенного, так и эолового генезиса. Частицы аллохтонного вещества вместе с клетками и агрегатами автохтонного планктона образуют взвесь, которая подвергается микробной трансформации в процессе седиментации [35, 39, 41], осаждается и превращается в наилок — пограничный слой на разделе фаз: рассеянной водной и осадочной концентрированной [17, 21]. В дальнейшем наилок уплотняется и преобразуется в донный осадок. Исходя из задачи реконструкции климата, принципиально важно, что состав донных отложений определяется как конкретным географическим положением этих отложений, так и климатическим периодом, в котором формировалась водная взвесь. В связи

с этим, послойный вертикальный разрез донных осадков является естественной летописью климатических изменений [21].

Многочисленные публикации по результатам изучения колонок донных осадков, отобранных в Северной Атлантике, сделали данный район одним из наиболее изученных в плане палеорекоkonструкций [2–5, 8, 19, 22–24, 34, 37, 38, 42, 45, 50, 51, 54, 60 и др.]. Тем не менее, он по-прежнему интересен с точки зрения высоко разрешающей палеоокеанологии и уточнения пространственных изменений поверхностной палеоциркуляции в данном регионе.

При проведении комплексных исследований классические хронологические маркеры могут быть дополнены биогеохимическими показателями активности микробных процессов в толще осадков. Особое значение имеют процессы, осуществляемые сообществом гетеротрофных и хемолитотрофных микроорганизмов в пограничном слое наилка [11, 36]. Как правило, результатом таких процессов является изменение изотопного состава углерода в органическом веществе (ОВ) наилка [11]. В подповерхностных слоях осадка микробная деятельность приводит к исчерпанию кислорода и активизации анаэробных микроб-

ных процессов, в первую очередь сульфатредукции и метаногенеза [44, 48, 56]. Направленность, интенсивность этих процессов, а также состав продуктов микробной деятельности определяются качеством и количеством как органического, так и минерального вещества взвеси.

Цель данной работы — дать первичную характеристику водной взвеси и осадков, отобранных в ключевых районах Северной Атлантики, с точки зрения современных процессов осадконакопления и перспективности полученных разрезов для палеоокеанологических реконструкций, а также привести количественную оценку интенсивности анаэробных микробных процессов, протекающих в приповерхностном слое и толще донных осадков.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Местоположение станций пробоотбора и общая характеристика района исследования. Материалом для исследования послужили донные осадки и пробы взвеси, отобранные в Северной Атлантике в 49-м рейсе НИС «Академик Иоффе» в 2015 г. в рамках проекта РНФ «Мировой океан в XXI веке: климат, экосистемы, ресурсы, катастрофы» (рис. 1, 2): три колонки донных осадков

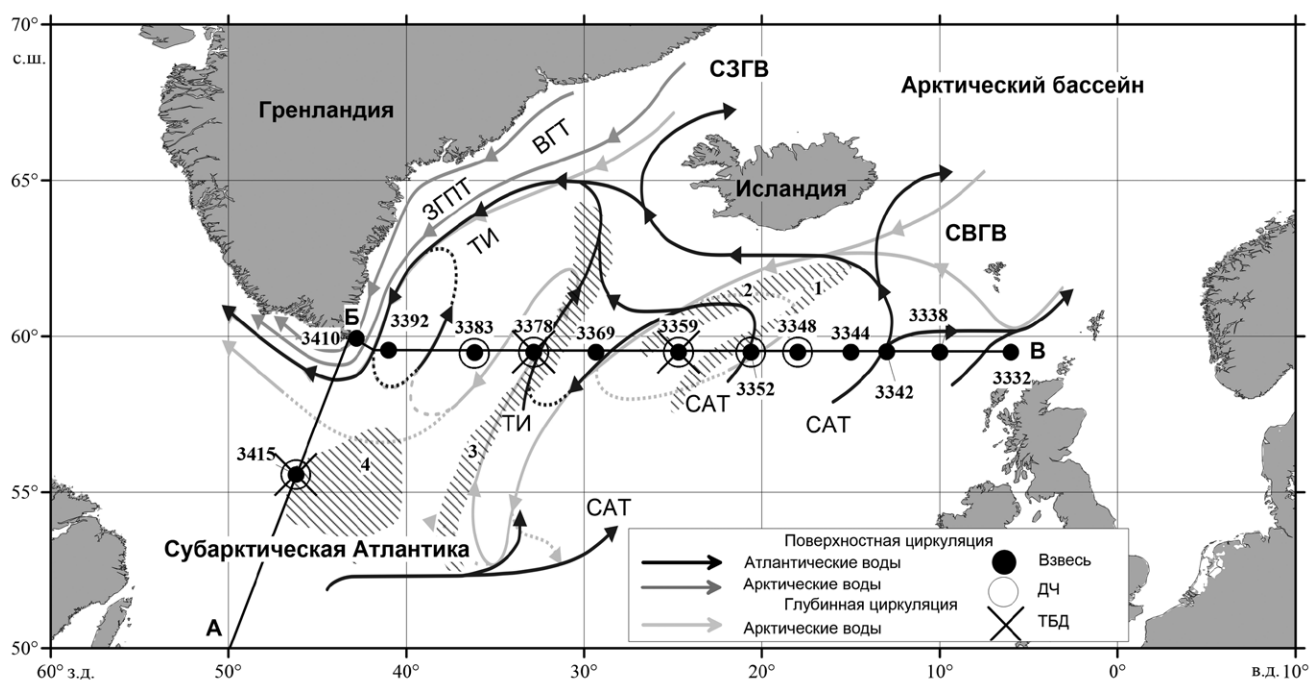


Рис. 1. Местоположение станций отбора проб взвеси и осадков и основные поверхностные и глубинные течения, обуславливающие водообмен между Атлантическим океаном и Арктическим бассейном [59]. САТ — Северо-Атлантическое течение; ТИ — течение Ирмингера; ВГТ — Восточно-Гренландское течение; ЗГПТ — Западное глубинное пограничное течение; СЗГВ — Северо-западные глубинные воды; СВГВ — Северо-восточные глубинные воды. Цифрами обозначено местоположение дрейфов: 1 — дрейф Гардар, 2 — дрейф Бьерн, 3 — дрейф Снорри, 4 — дрейф Глория. Буквами А–В обозначен профиль дна, см. рис. 2.

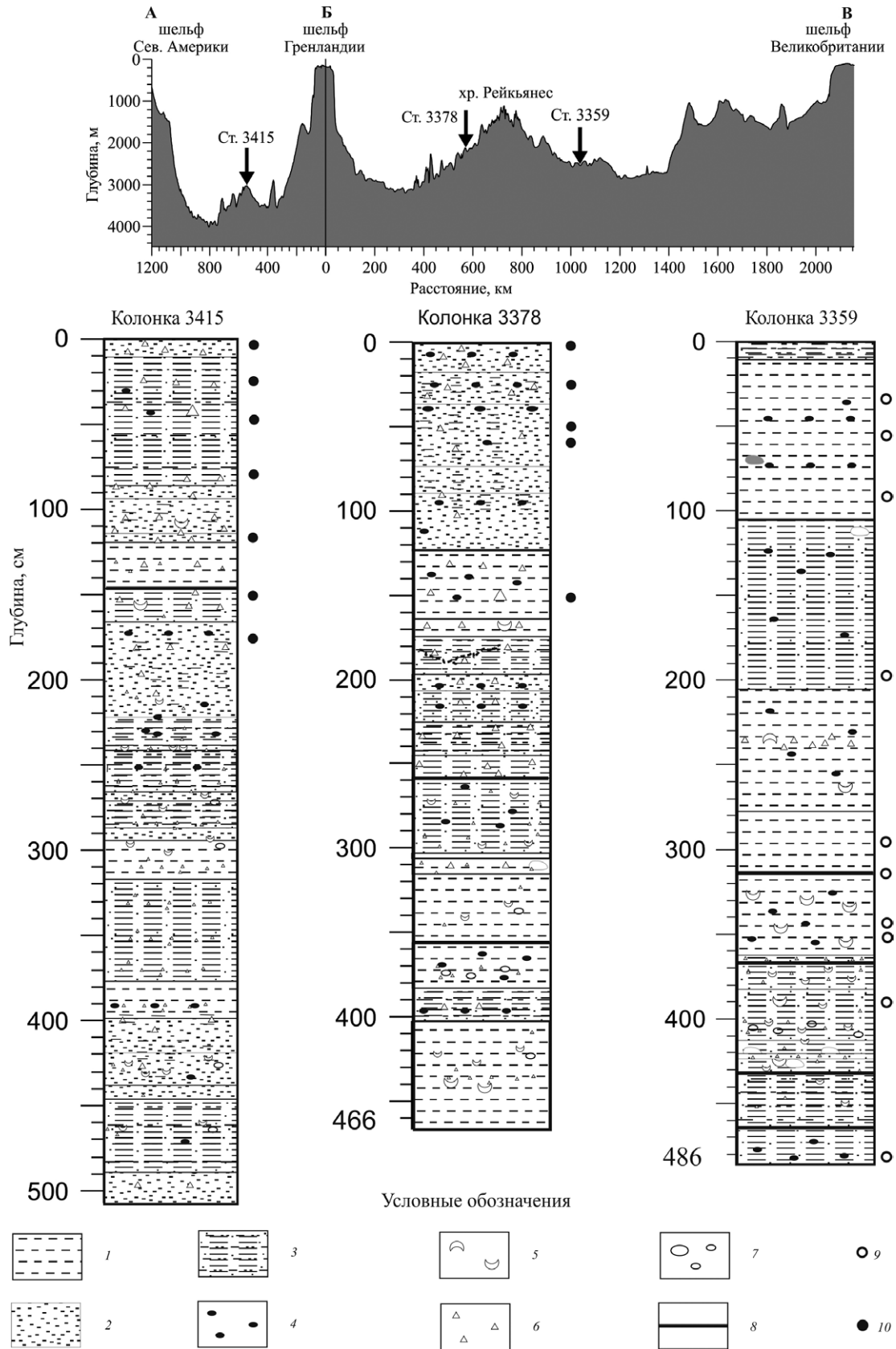


Рис. 2. Местоположение колонок АИ-3359, АИ-3378, АИ-3415 на профиле дна А–Б–В (см. рис. 1) и их литологическая характеристика: 1 – пелитовый ил, 2 – песок, 3 – алеврито-пелитовый ил, 4 – гидротроилит, 5 – известковый детрит, 6 – дресва, 7 – галька, гравий, 8 – контакт четкий, 9 – AMS ^{14}C , 10 – ^{230}Th .

АИ-3359 (59°29.965 с.ш.; 24°40.841 з.д.), АИ-3378 (59°29.977 с.ш.; 32°50.533 з.д.) и АИ-3415 (55°34.313 с.ш.; 46°12.559 з.д.), отобранные с помощью ударной грунтовой трубки большого диаметра, а также 6 проб поверхностных осадков из дночерпателя и 13 проб водной взвеси из поверхностного и придонного горизонтов [26] для определения количественного и качественного состава взвеси на границе вода–осадок. Подробную методику отбора и обработки проб взвеси см. [26].

Районы отбора колонок расположены на наиболее интересных с точки зрения осадконакопления участках Северной Атлантики. Колонка АИ-3359 отобрана с глубины 2517 м в районе седиментационных волн между дрефтами Гардар и Бьерн. Район исследования находится под влиянием придонного контурного Исландско-Шотландского течения [59], движущегося на юго-запад вдоль хребта Рейкьянес. Длина колонки составила 486 см. Колонка АИ-3378 длиной 466 см отобрана с глубины 2192 м к западу от хребта Рейкьянес на западном склоне дрефта Снорри, формирующегося под влиянием Исландско-Шотландского придонного контурного течения, огибающего хребет с юга. Колонка АИ-3415 длиной 507 см отобрана с глубины 2985 м на северо-западной периферии дрефта Глория, на границе бассейнов Ирмингера и Лабрадорского. Колонка расположена в непосредственной близости от современного положения Северного полярного фронта (СПФ), изменение положения которого в прошлом могло повлиять на процессы осадконакопления в данном районе. Кроме того, как показано ранее [29], на седиментацию в районе дрефта Глория влияли процессы, в результате которых в Лабрадорском море формировались гемитурбидиты. Терригенный материал ледового разноса, вероятно, поступал сюда не только с айсбергами, но и поставлялся через Северо-западный атлантический срединно-океанический глубоководный канал [43].

Литолого-геохимические исследования. Литологическое описание и отбор проб из колонок проводились в судовой лаборатории. Осадочный разрез оценивался визуально с использованием международной шкалы цветности (Munsell Soil Color Chart) [52]. Гранулометрический состав донных осадков определялся в Аналитической лаборатории ИО РАН А. Н. Рудаковой и Т. Н. Алексеевой по стандартной методике [25]. Кроме того, осадки исследовали методом смер-

слайдов, которые представляют собой тонкий слой несцементированного осадка, закрепленный на предметном стекле с помощью канадского бальзама (с показателем преломления близким к кварцу $n = 1.55$). Смерслайды просматривались под поляризационным микроскопом ПОЛАМ Л–213М под увеличением $\times 25$, $\times 40$, $\times 60$.

Все исследования выполнялись в пилотных пробах, отобранных с шагом 10 см. Отбор на физические свойства осадков производился пластиковыми шприцами, которые упаковывались в контейнеры с крышкой и герметизировались парафильмом для выполнения измерений в лаборатории ИО РАН. Для определения влажности и плотности 10 см^3 предварительно взвешенного влажного осадка высушивали с помощью лиофильной сушилки Alpha 2–4 LDplus, затем каждый образец взвешивали повторно. Содержание $C_{\text{общ}}$ и $C_{\text{орг}}$ определяли автоматическим кулонометрическим методом на анализаторе углерода АН 7529 (аналитики Л. В. Демина, М. А. Попова). Расчет CaCO_3 из $C_{\text{карб}}$ производился с коэффициентом 8.3.

В исследуемых колонках были подсчитаны терригенные зерна ледового разноса (ice-rafted debris — IRD). Подсчет терригенных зерен производился под микроскопом МБС–10 во фракции $>150 \text{ мкм}$. Каждая проба разделялась микросплиттером до получения навески, содержащей не менее 300 терригенных зерен. Пробы с небольшим содержанием IRD просматривались полностью. Показатель IRD рассчитывался как количество зерен терригенного материала на грамм сухого осадка (зерен/г). В колонке АИ-3359 были подсчитаны терригенные зерна с шагом 1 см, в остальных колонках — с шагом 10 см.

Хроностратиграфия осадков и скорости осадконакопления. По раковинам планктонных фораминифер видов *Neogloboquadrina pachyderma* (sinistral) (Ehrenberg) и *Globigerina bulloides* (d'Orbigny) (не менее 1500–2000 раковин в образце) в Лаборатории радиоуглеродных исследований (Познань, Польша) для колонки АИ-3359 сделаны 10 определений возраста осадков методом ускорительной масс-спектрометрии ($\text{AMS }^{14}\text{C}$, табл. 1). Радиоуглеродный возраст осадков переведен в календарный в программе Calib 7.10 с учетом локального резервуарного эффекта ($\Delta R = 80 \pm 91$, калибровочная кривая “Marine 13.14c”). Календарный возраст представлен как среднее значение в пределах доверительного интервала калибровочной кривой $\pm 1\sigma$ [61]. Вычислены скорости осадконакопления для исследуемого периода.

Таблица 1. Абсолютный возраст осадков колонки АИ-3359, полученный методом ускорительной масс-спектрометрии

Глубина в колонке, см	№ образца	Материал датирования	Датировки по ¹⁴ С, л.н.	Календарный возраст, кал. л.н., 1 σ с учетом ΔR = 80±91
30–31	Poz-84165	<i>G. bulloides</i>	1035±30	556
55–56	Poz-95700	<i>G. bulloides</i>	1750±90	1208*
90–91	Poz-84166	<i>G. bulloides</i>	2745±35	2376
195–196	Poz-95695	<i>G. bulloides</i>	5700±50	6028*
295–296	Poz-95696	<i>G. bulloides</i>	9050±50	9649*
315–316	Poz-95698	<i>G. bulloides</i>	9270±50	9992*
340–341	Poz-95699	<i>G. bulloides</i>	9660±80	10838*
350–351	Poz-84157	<i>N. pachyderma</i> (s)	13260±80	15224
390–391	Poz-84159	<i>N. pachyderma</i> (s)	24080±180	27721
480–481	Poz-84160	<i>N. pachyderma</i> (s)	40000±2000	43405

Примечание. * Данные получены при поддержке гранта Президента РФ. №МК-204.2017.5.

(рис. 3) Дополнительно для колонки были получены данные по соотношению стабильных изотопов кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) в раковинах планктонных фораминифер (вид *Neogloboquadrina incompta* (Cifelli, 1961) не менее 30 раковин в пробе, размер раковин ~150 мкм). Анализ был выполнен в лаборатории радиометрического датирования и изотопных исследований им. К. Лейбница Кильского университета на масс-спектрометре “Finnigan MAT 251” доктором Н. Андерсеном. Точность метода составляет 0.08‰. Стратигра-

фическое подразделение колонки было выполнено с использованием датировок AMS ¹⁴С. Дополнительно использовались данные по содержанию в осадках карбоната кальция, стабильных изотопов кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) и IRD.

Для колонок АИ-3378 и АИ-3415 также получены данные по соотношению стабильных изотопов кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) в раковинах планктонных фораминифер (вид *N. pachyderma* (s), не менее 30 раковин в пробе, размер раковин ~150 мкм). Полученные изотопные кривые были

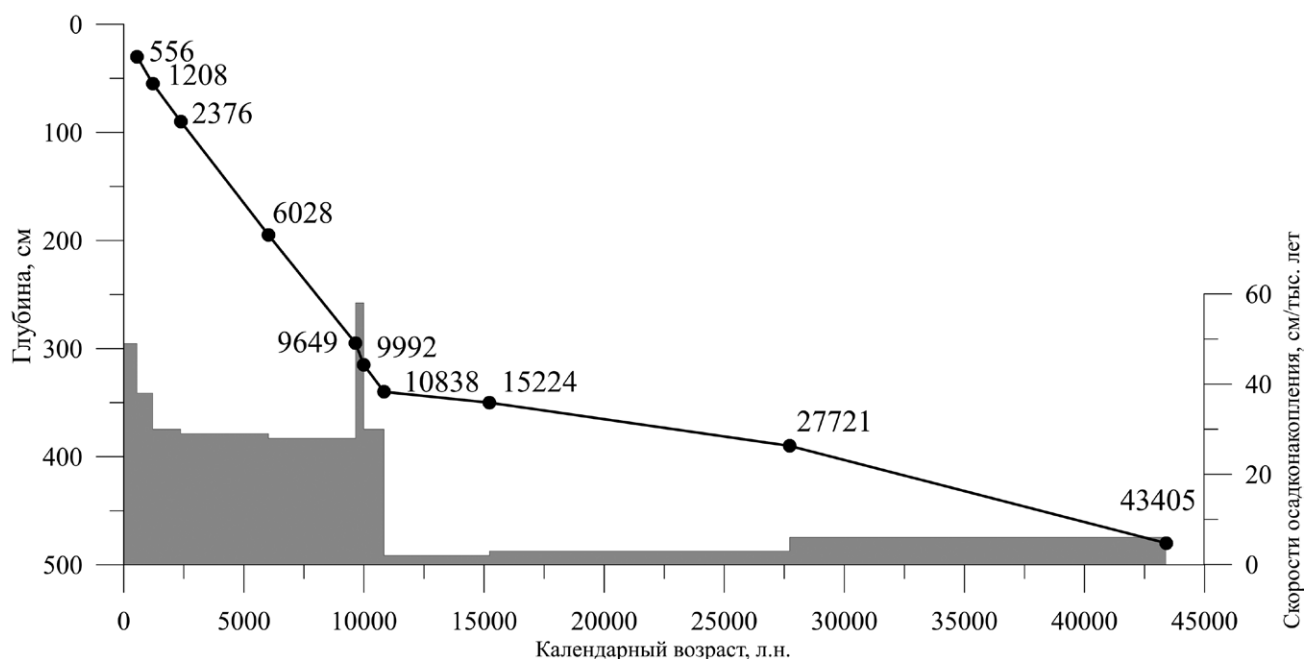


Рис. 3. Возрастная модель (черным) и скорости осадконакопления (см/тыс. лет, серым) для колонки АИ-3359.

сопоставлены со стандартной опорной кривой LR04 [49], что позволило выделить границы между морскими изотопными стадиями (МИС). Также была сделана попытка оценить скорости осадконакопления в колонках АИ-3378 и АИ-3415 методом избыточного ^{230}Th ($^{230}\text{Th}_{\text{изб}}$) в лаборатории геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана СПбГУ (табл. 2, 3) [14].

Биогеохимические исследования. Для микробиологических исследований ненарушенные образцы осадков отбирали в 5 см³ пластиковые шприцы с резиновым поршнем и обрезанным краем и закрывали резиновой пробкой. Окислительно-восстановительный потенциал и значения рН определяли параллельно с отбором проб при помощи потенциометра WTW Model 320 pH/mV meter и SenTix ORP керамическими электродами (Германия). Все эксперименты проводили в первые часы после отбора проб. Для определения содержания метана (CH₄) использовали “head-space” метод отбора проб осадков. Содержание метана определяли по методике фазово-равновесной дегазации [6]. Концентрацию метана измеряли на газовом хроматографе с пламенно-иони-

зационным детектором “Кристалл-2000-М” (Россия).

Интенсивность процесса темновой ассимиляции углекислоты (ТАУ) определяли радиоизотопным методом с использованием $\text{NaH}^{14}\text{CO}_3$ (0.15 мкКи на 1 см³ осадка). Интенсивности процесса сульфатредукции (СР) оценивали по образованию меченого сероводорода и суммы пиритной, элементной и органической серы из $\text{Na}_2^{35}\text{SO}_4$ (35 мкКи на 5 см³ осадка), обработку проб проводили согласно методикам, описанным ранее [7]. Инкубацию проб проводили при температуре, близкой к естественной, в течение 24 часов. После инкубации пробы фиксировали 1 мл 2 М раствора КОН. Разделение продуктов и измерение их радиоактивности проводили на сцинтилляционном счетчике Rack-Betta 1219 (ЛКВ, Швеция) ранее описанными методами [27, 28]. При расчете интенсивности ТАУ учитывали $^{14}\text{C}-\text{CO}_2$ как в составе клеток бактерий, так и в составе внеклеточного растворенного органического вещества. Все представленные данные являются средним арифметическим от трех экспериментальных повторностей. Доверительный интервал для численных показателей ТАУ и СР варьирует от 10 до 20%.

Таблица 2. Результаты определения удельных активностей изотопов урана и тория в колонке АИ-3378

Глубина в колонке, 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	изб. ^{230}Th
1–2	0.2840±0.0116	0.3275±0.0127	1.1530±0.0617	2.8657±0.0862	0.3921±0.0257	2.538±0.087
25–26	0.7783±0.0285	0.6881±0.0266	0.8841±0.0411	0.8008±0.0348	1.3321±0.0495	0.113±0.044
50–51	0.9201±0.0397	0.7865±0.0365	0.8548±0.0498	0.9327±0.0366	1.4475±0.0481	0.146±0.052
59–60	0.8917±0.0338	0.7893±0.0312	0.8852±0.0419	0.9369±0.0369	1.4063±0.0493	0.148±0.048
150–151	1.0128±0.0513	0.8580±0.0475	0.8472±0.0583	0.8439±0.0412	1.8323±0.0669	-

Таблица 3. Результаты определения удельных активностей изотопов урана и тория в колонке АИ-3415

Глубина в колонке, 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	изб. ^{230}Th	изб. ^{230}Th на безкарбон. вещество
4–5	0.6636±0.0478	0.5686±0.0437	0.8568±0.0850	2.6260±0.1113	1.3830±0.0718	2.0574±0.1196	3.5876±0.2085
25–26	1.0242±0.0589	0.8876±0.0548	0.8666±0.0662	3.1709±0.0987	1.6709±0.0616	2.2833±0.1129	2.8401±0.1405
49–50	1.0227±0.0523	0.9661±0.0505	0.9447±0.0627	2.8573±0.1106	1.8653±0.0815	1.8912±0.1216	2.1650±0.1392
79–80	0.8856±0.0525	0.7499±0.0482	0.8468±0.0674	2.1079±0.0857	1.9522±0.0810	1.3579±0.0983	1.7314±0.1254
119–120	0.7472±0.0437	0.7581±0.0444	1.0146±0.0764	2.2331±0.0787	2.1297±0.0758	1.4750±0.0904	1.9075±0.1169
152–153	0.8634±0.0343	0.8273±0.0334	0.9581±0.0494	2.3573±0.0832	1.8839±0.0711	1.5300±0.0897	2.2061±0.1293
175–176	1.0228±0.0544	0.8167±0.0475	0.7985±0.0572	2.0925±0.0827	1.9429±0.0784	1.2758±0.0954	1.5533±0.1161

Подготовку образцов осадков для определения изотопного состава углерода органического вещества ($\delta^{13}\text{C}-C_{\text{орг}}$) проводили ранее описанными методами [36]. Измерения $\delta^{13}\text{C}$ проводили на масс-спектрометре Thermo Fisher Delta Plus (Германия). Точность измерений $\pm 0.1\text{‰}$.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Современное осадконакопление в Северной Атлантике. Для понимания процессов современной седиментации исследователями проведено изучение системы формирования и распределения рассеянного осадочного вещества (взвеси) в морской воде [13, 26]. Определен изотопный состав $C_{\text{орг}}$ взвеси в водной толще на разрезе $59^{\circ}30'$ с.ш. Судя по содержанию *Chl-a*, изотопному составу $C_{\text{орг}}$ от -16.5 до -23.1‰ и удаленности водных масс от берегов, $C_{\text{орг}}$ взвеси представлен, главным образом, автохтонным ОВ фитопланктоногенного происхождения (рис. 4, [26]). Изотопный состав углерода ОВ водной взвеси в поверхностном горизонте определен на 10 станциях и имеет четкие субмеридиональные тенденции. Наиболее тяжелый изотопный состав $C_{\text{орг}}$ ($\delta^{13}\text{C} = -16.5\text{‰}$) взвеси на поверхности определен в районе Гренландии и, вероятно, связан с процессами «цветения» фитопланктона в наиболее холодном районе исследований. Постепенно изотопный состав $C_{\text{орг}}$ становится более легким в районе восточного склона хребта Рейкьянес (ст. 3369, до -21.3‰), а потом вновь становится более «морским» в районе Исландского бассейна (ст. 3342, -18‰) и в проходе

Роколл, в зоне влияния Северо-Атлантического течения. Наиболее легкий изотопный состав углерода взвеси отмечен на шельфе Великобритании $C_{\text{орг}}$ ($\delta^{13}\text{C} = -23.1\text{‰}$) и, вероятно, связано это со сравнительно небольшими глубинами и поступлением аллохтонного терригенного вещества с близкой суши. Для районов отбора ТБД высокое содержание тяжелого изотопа углерода однозначно указывает на исключительно фитоплантогенный генезис ОВ на станциях 3359 и 3415. На ст. 3378 незначительную часть взвеси составляет ОВ терригенного генезиса, поставляемое морским течением или эоловым переносом.

Изотопный состав взвеси придонного слоя определен только в 8 точках и наиболее легкий на шельфе Великобритании, а также в районе восточного склона Исландского бассейна. Тяжелый состав отмечен в районах дрейфов Гардар и Глория.

Таким образом, современное осадконакопление в исследуемом районе определяется в основном, продуктивностью автохтонного фитопланктона и привнесом материала системой придонных течений, а также ледовым разносом.

Основным компонентом осадочного вещества на разрезе являются остатки зоопланктона (кокколиты и фораминиферы), формирующие в основном смешанные карбонатные с преобладанием пелитовой и песчаной фракций осадки светло-коричневых и серых оттенков, в большинстве случаев с алевритовой примесью от 14 до 25%. Исключение составляют две станции: 3415, расположенная на дрейфе Гардар

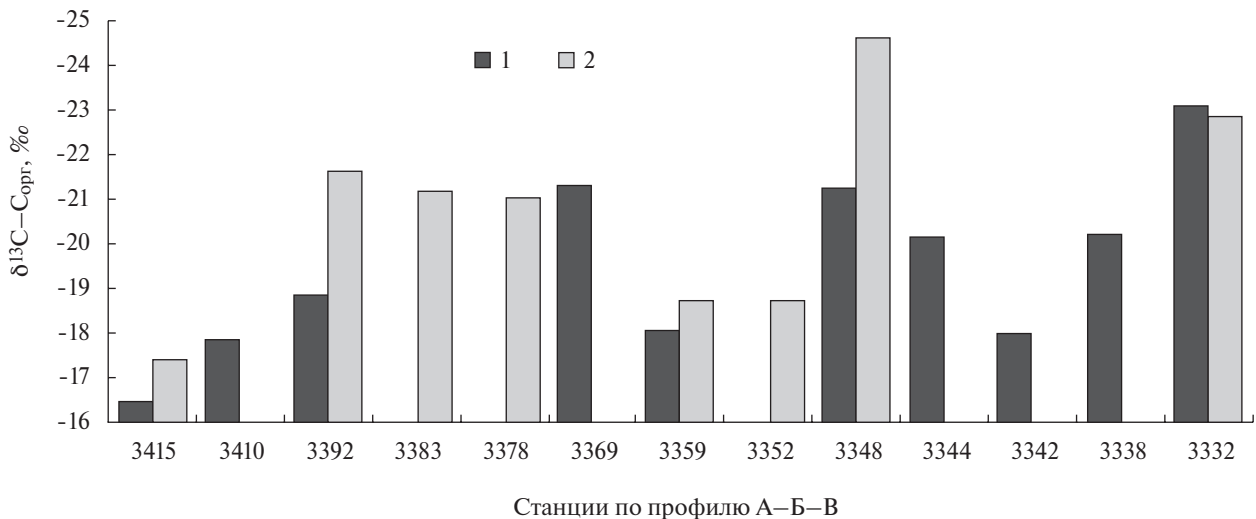


Рис. 4. Изотопия органического углерода взвеси в поверхностном (1) и придонном (2) слое воды на станциях по профилю А–Б–В (см. рис. 1) [26].

и практически полностью сложенная карбонатным (фораминиферовым) песком с алевритопелитовой примесью и гравийными обломками, а также ст. 3359 (район седиментационных волн между дрифтами Гардар и Бьерн), в составе которой преобладает карбонатный пелитовый ил с алевритовой примесью. В поверхностных донных осадках значения CaCO_3 доходят до 87%, что соответствует обобщенным данным атласа Атлантического океана [1], где среднее содержание CaCO_3 варьирует от 70 до 90% (рис. 5).

Во всех изученных осадках поверхностный слой был окисленным (Eh от +85 до +140 мВ). Слабое понижение значений Eh с глубиной осадка свидетельствует о низкой величине щелочного резерва (Alk до 3.8 мг экв) и указывает на низкую активность микробных процессов. Концентрация CH_4 в осадках поверхностного окисленного слоя 0–2 см изменялась от 0.1 мкмоль CH_4 дм⁻³ в колонке 3378 до 1.6 мкмоль CH_4 дм⁻³ в колонке 3415 (табл. 4). Различное содержание метана в поверхностных слоях осадков, вероятно, связано с составом и количеством ОВ взвеси, определяющим протекание микробных процессов.

Литологическое описание и стратиграфическое подразделение исследуемых осадочных разрезов. Данные литолого-геохимических исследований и согласованность результатов независимых анализов, выполненных в разных лабораториях, свидетельствуют в пользу непрерывности осадочных разрезов.

Колонка АИ-3359 представляет интерес с точки зрения детальных палеореконструкций. Колонка сложена высококарбонатными пелитовыми илами с примесью алеврита от 2 до 19%, состоящего в основном из раковин форамини-

фер. В целом для колонки характерно увеличение снизу вверх влажности осадка с 52 до 62% и уменьшение плотности с 1.5 до 1.2 г/см³. Доля песчаной фракции повышена в нижней части колонки (330–486 см) и составляет 4–17% от общего состава осадка. По данным минералогического анализа, гравийная и песчаная фракции представлены материалом ледового разноса. По данным радиоуглеродного анализа AMS ¹⁴C, анализа IRD и распределения CaCO_3 , осадки колонки сформированы в течение МИС 1–3 за ~45 000 кал. лет (табл. 1, рис. 6). В верхней части разреза (0–341 см) средние скорости седиментации достигали довольно высоких значений для открытой части океана (~30 см/тыс. лет), однако максимальные скорости седиментации отмечены для периода 9649–9992 кал. лет назад (58.3 см/тыс. лет; рис. 3). Исходя из расчетов возраста, средние скорости осадконакопления в районе станции АИ-3359 в нижней части разреза (341–486 см) были значительно ниже и составляли 3.6 см/тыс. лет.

Интервалы 348–392 и 392–485 см соответствуют холодной МИС 2 (14 500–28 000 кал. лет назад) и относительно теплой МИС 3 (28 000–45 000 кал. лет назад) соответственно. Доля песчаной фракции достигает максимальных значений (17%) во время последнего ледникового максимума. Значения CaCO_3 , полученные для нижней части разреза, довольно низкие и составляют около 19–33% (рис. 6).

Граница МИС 2/1 (около 14 500 кал. лет назад) выделена на горизонте 348 см, что подтверждается резким уменьшением IRD и доли песка. Граница голоцена (последние 11 700 кал. лет назад) отмечена на 341 см (рис. 6). Этот интервал

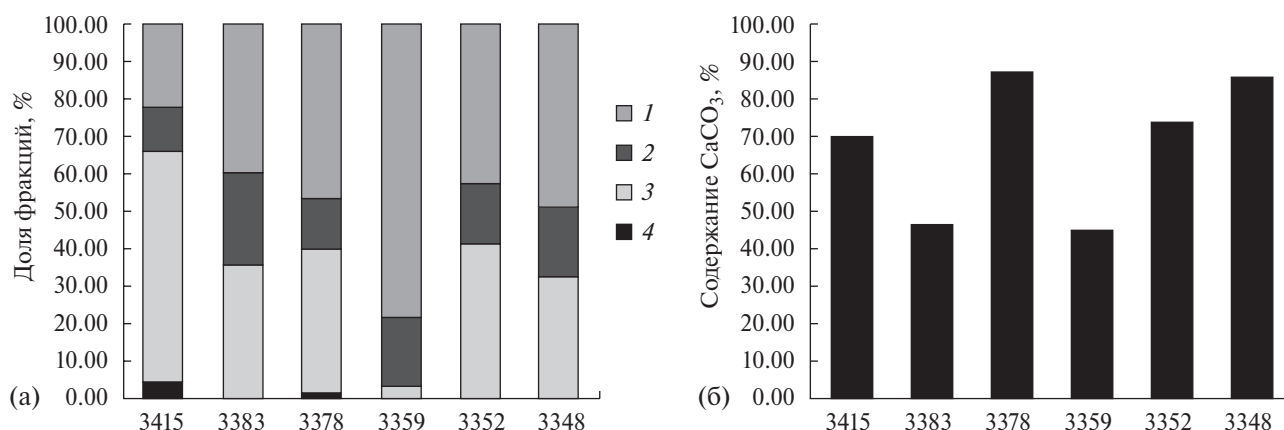


Рис. 5. Гранулометрический состав (а) (1 — пелит, 2 — алеврит, 3 — песок, 4 — гравий) и содержание карбонатов (б) в поверхностных донных осадках по разрезу по профилю А–Б–В (см. рис. 1).

Таблица 4. Содержание биогеохимических показателей в колонках донных осадков (см. рис. 1, 2)

№ станции	Глубина, см	Влажность, %	Eh, мВ	pH	Alk, мМ	SO ₄ ²⁻ , г/л	СР, нмоль дм ⁻³ сут ⁻¹	СН ₄ , мкмоль дм ⁻³	ТАУ, мкмоль С дм ⁻³ сут ⁻¹	С _{орг} , %
3359	0–2	70.2	+85	7.76	2.9	-	16.3	0.44	9.36	0.492
	87–89	58.8	+60	7.80	3.4	2.57	6.61	0.77	1.33	0.447
	198–200	57.3	+50	7.76	3.6	1.93	4.06	0.53	0.81	0.38
	297–299	55.1	+56	7.72	3.7	2.67	2.3	0.77	1.02	0.303
	390–392	48.8	+45	7.65	3.8	2.67	5.4	3.44	0.31	0.187
	485–487	54.9	+48	7.60	3.6	2.43	3.6	1.12	0.13	0.172
3378	0–2	52.5	+140	7.83	3.0	2.74	1221	0.08	14.66	0.242
	84–86	47.7	+95	7.88	3.5	-	40.6	0.71	2.12	0.085
	180–182	41.3	+80	7.89	3.6	2.24	28.1	0.57	3.35	0.097
	278–280	47.3	+85	7.84	3.5	1.64	23.1	0.28	0.61	0.072
	373–375	54.7	+74	7.82	3.5	1.77	25.5	0.21	0.43	0.107
	456–458	53.4	+73	7.83	3.7	1.83	15.1	0.22	0.25	0.095
3415	0–2	69.7	+136	7.79	3.2	2.53	174.2	1.58	7.63	0.23
	105–110	50.8	+86	7.66	3.5	2.63	49.2	1.07	1.47	0.31
	209–210	44.8	+48	7.70	3.8	1.44	29.3	2.25	0.64	0.28
	308–309	42.6	+55	7.67	3.6	1.34	44.1	1.39	0.68	0.28
	415–415	47.8	+46	7.60	3.8	1.62	19.9	1.41	0.43	0.15
	509–512	44.7	+58	7.60	3.6	1.15	17.9	1.62	0.17	0.13

характеризуется более мелкозернистыми осадками; доля пелитовой фракции достигает 93%. Содержание песчаной фракции не превышает 4%. Установлены высокие содержания СаСО₃ (в среднем 30–45%). Относительно низкое содержание IRD в пробах (не более 200 зерен/г) характерно для всего голоцена. Верхние 7–30 см колонки относятся к Малому ледниковому периоду (150–700 кал. лет назад) и характеризуются резким увеличением IRD.

Колонки АИ-3378 и АИ-3415 представляют интерес с точки зрения пространственных реконструкций и уточнения миграций СПФ в прошлом на непрерывном отрезке времени. Колонка АИ-3378 сложена светло-коричневым (основной цвет 10YR/5/3) алевроито-пелитовым илом, сильно песчанистым, с высоким содержанием карбонатного материала (до 87%) и со следами ледового разноса и биотурбации. В колонке отмечена смена повышенного и пониженного содержания песчаной фракции, вызванная, вероятно, изменениями путей привноса вещества в район отбора колонки. Во фракции 100 мкм в основном преобладают карбонатные биогенные остатки, однако для данной колонки харак-

терно чередование биогенных прослоев с кварц-полевошпатовыми слоями. Активность ²³⁰Th_{изб} в колонке АИ-3378 в слое 1–2 см значительно больше, чем в остальных слоях, что фактически исключает возможность расчета возраста (скорости осадконакопления) между первым и остальными слоями (табл. 2). Однако радиохимические данные с некоторой долей вероятности позволяют предположить, что осадки в нижней части колонки были сформированы около 350 000 кал. лет назад. Изотопно-кислородные данные, а также данные изменения значений IRD и карбоната кальция, которые не противоречат друг другу и могут считаться вполне надежными стратиграфическими маркерами, позволили уточнить относительный возраст осадков (рис. 6).

Таким образом, в колонке АИ-3378 было выделено 6 МИС, охватывающих не более 190 000 кал. лет (средняя скорость осадконакопления — 2.45 см/тыс. лет). Граница МИС 6/5 находится примерно на 360 см, МИС 5/4 — на 160 см, МИС 4/3 — на 120 см, МИС 3/2 — на 70 см, МИС 2/1 — на 20 см. Наблюдается разбавление карбонатного материала терригенным. Тем не менее, межледниковья отличаются

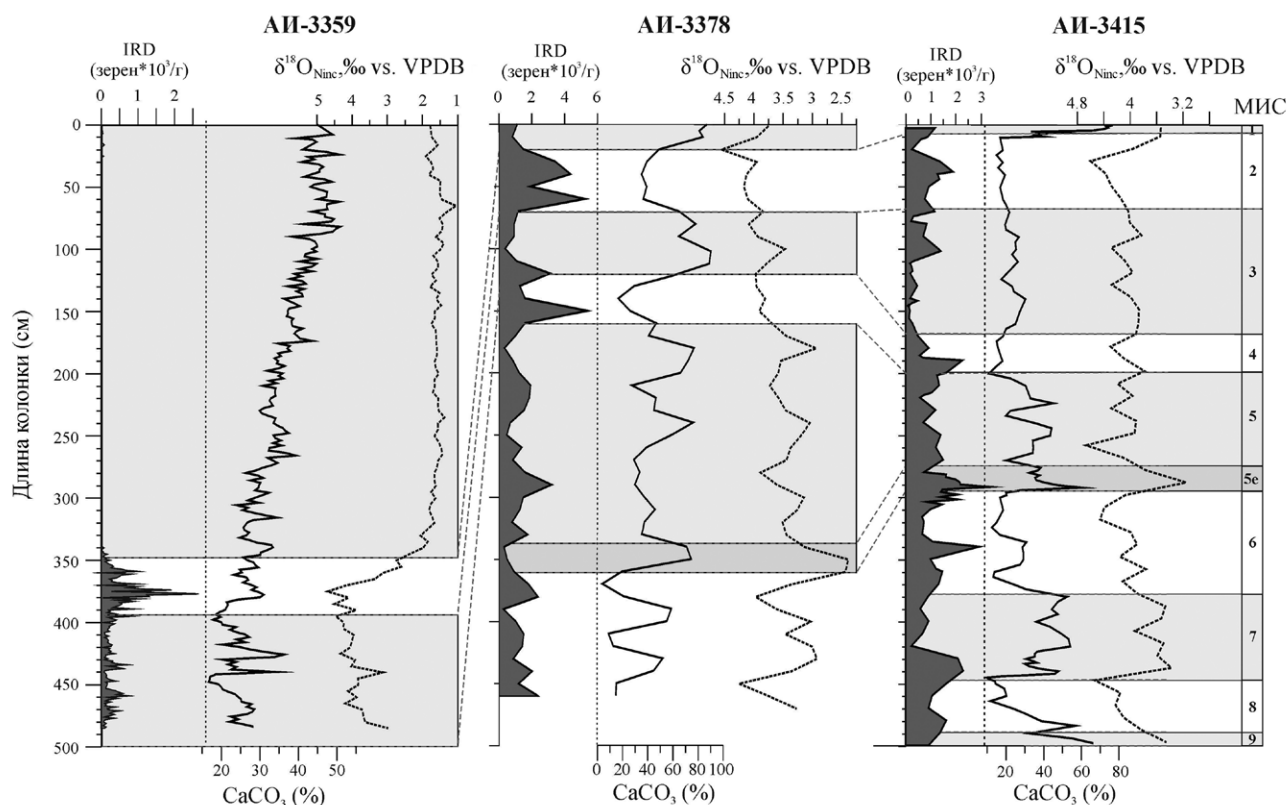


Рис. 6. Стратиграфическая корреляция колонок АИ-3359, АИ-3378 и АИ-3415 по данным радиоуглеродного анализа AMS ^{14}C (АИ-3359), изотопии кислорода (‰) в раковинах планктонных фораминифер, ледового разноса (IRD, тыс. зерен/г), содержания карбоната кальция в осадках (%).

относительно низким содержанием IRD (как правило, менее 2 тыс. зерен/г). Во время ледниковых периодов зарегистрированы высокие значения IRD — до 6 тыс. зерен/г. Это позволяет использовать IRD в качестве дополнительного климатостратиграфического маркера. Изотопно-кислородная кривая и кривая распределения карбоната кальция отражают смену ледниковых и межледниковых периодов.

Колонкой АИ-3415 вскрыты карбонатные пелитовые и алеврито-пелитовые осадки, содержащие высокую долю гравийного (до 22%) и песчаного материала (до 30%) преимущественно светло-коричневого цвета. Также в колонке нередко отмечены песчаные прослои, однако генезис грубой фракции может быть связан как с обилием материала ледового разноса, так и с содержанием крупных раковин фораминифер. По изотопно-кислородным данным, а также изменениям значений IRD и CaCO_3 , в колонке АИ-3415 было выделено 9 МИС, охватывающих не более 300 000 кал. лет при средней скорости осадконакопления 1.69 см/тыс. лет (рис. 6). Для данной колонки в целом наблюдается уменьшение

значений удельных активностей $^{230}\text{Th}_{\text{изб}}$ с увеличением глубины (табл. 3). При расчете скоростей осадконакопления между слоями 25–26, 119–120 и 175–176 см были получены значения около 2 см/тыс. лет, что согласуется с данными других анализов. Выделены следующие границы между стадиями: МИС 9/8 — 490 см, МИС 8/7 — 450 см, МИС 7/6 — 380 см, МИС 6/5 — 300 см, МИС 5/4 — 200 см, МИС 4/3 — 170 см, МИС 3/2 — 70 см, МИС 2/1 — 4 см. Изотопно-кислородная кривая, а также кривая распределения карбоната кальция достаточно хорошо отражают смену ледниковых и межледниковых периодов. Тем не менее, в колонке отмечено сильное разбавление терригенным материалом. Изменение содержания IRD не связано с климатической цикличностью.

В обеих колонках периоды потепления (МИС 1, 3, 5 (5e), 7) характеризуются повышенным содержанием CaCO_3 (40–90 и 40–70% для АИ-3378 и АИ-3415 соответственно). МИС 5e (116–129 тыс. лет назад) выделяется по пикам CaCO_3 (около 80 и 70% для АИ-3378 и АИ-3415 соответственно), а также по пикам $\delta^{18}\text{O}$ (2.5 и 3‰ соответственно) (рис. 6).

Условия осадконакопления в Северной Атлантике в среднем плейстоцене-голоцене. Довольно низкие скорости осадконакопления в колонках со склонов дрейфов Снорри и Глория соответствуют средним скоростям для открытой части Атлантики. Установлено, что обычные скорости для пелагических илов биогенного (кокколитофораминиферового) происхождения составляют около 0.2–4 см/тыс. лет [3, 20]. В субполярной Северной Атлантике и прилегающем Норвежском море средние скорости осадконакопления составляют 3.5 см/тыс. лет [47]. Однако существуют данные, что на дрейфах (осадочных телах, образованных при участии системы придонных океанических течений) скорости осадконакопления могут достигать 9.8 см/тыс. лет и выше [47].

Помимо общих закономерностей осадконакопления в Северной Атлантике, существуют значительные региональные особенности седиментации в районе хребта Рейкьянес. Существуют данные о высоких скоростях седиментации во время голоцена (до 29 см/тыс. лет) в центральной части хребта Рейкьянес [50]. В то же время в северо-восточной Атлантике (57–58° с. ш., 25–28° з. д.) для позднего плейстоцена Раддиман и Боулз [58] зарегистрировали региональные скорости седиментации, которые варьируют от 2.6 до 125 см/тыс. лет. Аномально высокие скорости осадконакопления в данном районе исследователи связывают с увеличением интенсивности придонных течений в теплые периоды [53] и региональными особенностями продукции фито- и зоопланктона, обусловленными в том числе сложным рельефом дна [31]. Нами отмечено, что в ледниковое время скорость осадконакопления к востоку от хребта Рейкьянес была значительно ниже средних голоценовых скоростей осадконакопления. Во время голоцена, как и сегодня, в районе исследования преобладает пелагическое осадконакопление. Кроме того, ведущую роль в сортировке осадков и транспортировке крупноалевритовых частиц осадочного материала (как правило, размером 10–63 мкм) играют придонные контурные течения.

Местоположение участков отбора исследуемых колонок и условия осадконакопления на этих участках в прошлом определили состав и структуру осадков. Так, наименьшее содержание терригенного материала наблюдается в районе дрейфа Гардар (колонка АИ-3359) с максимумом в позднем плейстоцене 2.6 тыс.

зерен/г. На северо-западной периферии дрейфа Глория (колонка АИ-3415) максимальные значения IRD составили 3.3 тыс. зерен/г. Наибольшие значения IRD отмечены в районе дрейфа Снорри (колонка АИ-3378) — максимальные пики IRD соответствуют значениям 5.2 тыс. зерен/г. Такое распределение IRD не случайно и отражает общепринятые представления о путях и скоростях распространения в Северной Атлантике терригенного материала, разносимого айсбергами [57]. Так, районы отбора колонок АИ-3378 и АИ-3415 лежат на пути дрейфа айсбергов. Как уже упоминалось, предполагается, что дополнительным источником терригенного материала, поставляемого в район дрейфа Глория, является также Северо-западный атлантический срединно-океанический глубоководный канал, расположенный к западу от дрейфа в Лабрадорском море и поставляющий в район исследования IRD размером менее 150 мкм [43].

В распределении карбоната кальция в осадках исследуемых колонок существуют четкие пространственные закономерности. Обращают на себя внимание низкие, по сравнению с остальными исследуемыми участками, значения к востоку от хребта Рейкьянес (не более 47% в колонке АИ-3359 по сравнению с 77 и 90% в колонках АИ-3415 и АИ-3378 соответственно) (рис. 6). Такое низкое содержание карбоната кальция может объясняться наличием большого количества радиолярий в пробах. По данным Матуля с соавторами [50], в колонке МК-340, отобранной на хребте Рейкьянес, также отмечено довольно низкое содержание карбоната кальция в пробах (40–50%) наряду с присутствием достаточно большого количества радиолярий. Однако сохраняется общая тенденция для всех исследуемых колонок — минимальные значения CaCO_3 во время ледниковых стадий и максимальные в периоды межледниковий. Такое распределение карбоната кальция во время теплых и холодных стадий является типичным для атлантических осадков и, как упоминалось ранее, является хорошим климатостратиграфическим маркером [46].

Изменение микробной активности в осадках

В районе дрейфов Гардар и Бьерн (колонка АИ-3359) значения $S_{\text{орг}}$ в голоцене варьируют от 0.3 до 0.5%. В то же время концентрации метана изменяются в пределах 0.4–0.8 мкмоль CH_4 дм⁻³. На фоне максимальных значений концентрации метана (1.1–3.4 мкмоль CH_4 дм⁻³)

во время начала последнего ледникового максимума значения $C_{\text{орг}}$ не превышают 0.2%. Однако и эта концентрация метана является крайне низкой при сравнении с осадками с выраженными анаэробными микробными процессами.

Концентрация метана в колонке АИ-3378 минимальна в голоцене ($0.08 \text{ мкмоль } \text{CH}_4 \text{ дм}^{-3}$) и остается в пределах 0.2–0.7 $\text{мкмоль } \text{CH}_4 \text{ дм}^{-3}$ до самых нижних горизонтов, что свидетельствует о предельно низких скоростях микробных процессов. Диапазон изменений $C_{\text{орг}}$ составляет 0.07–0.2%. Максимальные значения отмечены в голоцене на фоне минимальных значений концентрации метана.

В колонке АИ-3415 значения $C_{\text{орг}}$ варьируют в пределах 0.1–0.3%. Причем в верхней части колонки значения $C_{\text{орг}}$ выше, чем в нижней. Содержание метана варьирует незначительно от 1.1 до 2.25 $\text{мкмоль } \text{CH}_4 \text{ дм}^{-3}$ (табл. 4).

Процесс СР (табл. 4) зарегистрирован во всех изученных слоях осадков. В поверхностном слое интенсивность СР была значительно выше, уменьшаясь по глубине колонки: 16.3 $\text{нмоль } S \text{ дм}^{-3} \text{ сут}^{-1}$ (колонка АИ-3359), 1221 $\text{нмоль } S \text{ дм}^{-3} \text{ сут}^{-1}$ (колонка АИ-3378) и 174 $\text{нмоль } S \text{ дм}^{-3} \text{ сут}^{-1}$ (колонка АИ-3415). Количественных данных, основанных на прямых измерениях, характеризующих активность процесса сульфатредукции в осадках океанов на больших глубинах, крайне мало.

Так, в колонках осадков (горизонты 60, 100, 210 и 220 см) на профиле Сомалийской котловины–Момбаса (Индийский океан) на глубинах от 2800 м до 5072 м интенсивность СР варьировала от 14 до 93 $\text{нмоль } S \text{ дм}^{-3} \text{ сут}^{-1}$. В колонках осадков Примексиканского участка Транстихоокеанского профиля (глубина 1170–3260 м) интенсивность СР варьировала от 4.5 до 480 $\text{нмоль } S \text{ дм}^{-3} \text{ сут}^{-1}$ [9, 10]. Это крайне низкие значения интенсивности сульфатредукции, близкие к полученным нами (табл. 4). В осадках морей Арктики, а также фьордов Свальбарда (Шпицбергена) интенсивность процесса СР была значительно выше (от 0.6 до 20 $\text{мкмоль } S \text{ дм}^{-3} \text{ сут}^{-1}$ и от 4 до 16 $\text{мкмоль } S \text{ дм}^{-3} \text{ сут}^{-1}$ соответственно [18, 55]. Такое различие в интенсивности микробных процессов в разных районах связано с качественным и количественным составом ОВ, достигающего поверхности осадка.

Один из важных результатов для изучения процессов диагенеза в глубоководных осадках океана, представляют данные по величинам ТАУ,

измеренные в колонках (табл. 4). Для колонки АИ-3378 (район дрефта Снорри) зарегистрированы значения 14.66 $\text{мкг } C \text{ дм}^{-3} \text{ сут}^{-1}$ в поверхностном слое и резкое их уменьшение с 3.35 $\text{мкг } C \text{ дм}^{-3} \text{ сут}^{-1}$ до практически нулевых на глубине 180 см, в осадке возраста МИС 5 (~100 000 кал. лет назад). В осадках колонки АИ-3359 величины ТАУ составляют от 9.36 до 1.33 $\text{мкг } C \text{ дм}^{-3} \text{ сут}^{-1}$ в интервале 0–90 см (~2400 кал. лет назад). Голоценовые значения в целом варьируют в пределах 0.8–9.36 $\text{мкг } C \text{ дм}^{-3} \text{ сут}^{-1}$, в то время как для ледникового периода отмечены наименьшие значения ТАУ (0.1–0.3 $\text{мкг } C \text{ дм}^{-3} \text{ сут}^{-1}$). Для осадков дрефта Глория (колонка АИ-3415) значения ТАУ уменьшаются с 7.63 $\text{мкг } C \text{ дм}^{-3} \text{ сут}^{-1}$ в голоцене до 1.47 $\text{мкг } C \text{ дм}^{-3} \text{ сут}^{-1}$ на глубине 110 см (МИС 3, ~50 000 кал. лет назад).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, современное осадконакопление в исследуемом районе определяется главным образом продуктивностью автохтонного фитопланктона, привнесом материала системой придонных течений, а также ледовой разгрузкой. Во всех изученных осадках поверхностный слой был окисленным (Еh от +85 до +140 мВ). Концентрация метана в осадках поверхностного окисленного слоя 0–2 см изменялась от 0.1 $\text{мкмоль } \text{CH}_4 \text{ дм}^{-3}$ в колонке 3378 до 1.6 $\text{мкмоль } \text{CH}_4 \text{ дм}^{-3}$ в колонке 3415. Различное содержание метана в поверхностных слоях осадков, вероятно, связано с составом и количеством ОВ взвеси, определяющим протекание микробных процессов.

Для исследованных осадочных разрезов показано, что они сформировались в Северной Атлантике в течение среднего плейстоцена–голоцена. Относительно низкие скорости осадконакопления в районах дрефтов Снорри и Глория соответствуют средним скоростям для открытой части Атлантики. Наиболее высокие скорости осадконакопления (до 58.3 см/тыс. лет) установлены для колонки АИ-3359, отобранной в районе дрефтов Гардар и Бьерн, что делает колонку весьма интересной с точки зрения детальных палеореконструкций. Колонки АИ-3378 и АИ-3415 представляют интерес для пространственных палеореконструкций на непрерывном отрезке времени.

Кроме того, для всех изученных осадков характерна общая закономерность, впервые установленная для центральной части Северной Ат-

лантики: биогеохимически значимые процессы выявляются только в тонком поверхностном слое (0–2 см) и практически полностью прекращаются на глубинах 90–180 см. Величины процессов, вероятно, зависят от местоположения станции и состава ОВ и не зависят от возраста осадочного слоя. Низкая микробная активность в толще осадка, наиболее вероятно, является следствием недостатка ОВ.

Благодарности. Авторы благодарят академика А. П. Лисицына за общее руководство работами, а также капитана НИС «Академик Иоффе», командный состав, начальника экспедиции С. В. Гладышева, весь научный состав за помощь в проведении экспедиции и М. Д. Кравчишину за ценные советы в ходе подготовки статьи.

Источники финансирования. Экспедиция и обработка проб на борту проведены при финансовой поддержке гранта РНФ № 14-50-00095. Обработка материала частично проведена в рамках Государственного задания, тема № 0149-2019-0007, исследование изотопного состава углерода органического вещества проводили в рамках Госзадания ФИЦ биотехнологии РАН. Пять датировок AMS ^{14}C и их калибровка, а также подсчет IRD проводились за счет гранта Президента РФ для государственной поддержки молодых российских ученых — кандидатов наук № МК-204.2017.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас океанов: Атлантический и Индийский океаны / Отв. ред. Горшков С. Г.; гл. ред. Фалеев В. И. Л.: Гл. упр. навигации и океанографии Мин. обороны СССР, 1977. 334 с.
2. Бараш М. С. Граница плавучих льдов в Северной Атлантике в верхнем плейстоцене // *Океанология*. 1974. Т. XIV. Вып. 5. С. 846-851.
3. Бараш М. С. Четвертичная палеоокеанология Атлантического океана. М.: Наука, 1988. 272 с.
4. Бараш М. С., Булатов Р. П., Девдариани А. С. Северная Атлантика в конце последнего оледенения // *Океанология*. 1974. Т. XIV. Вып. 1. С. 112-117.
5. Бараш М. С., Юшина И. Г., Шпильхаген Р. Х. Реконструкция четвертичной палеогидрологической изменчивости по планктонным фораминиферам (Северная Атлантика, хребет Рейкьянес) // *Океанология*. 2002. Т. 42. № 5. С. 744-756.
6. Большаков А. М., Егоров А. В. Результаты газометрических исследований в Карском море // *Океанология*. 1995. Т. 35. № 3. С. 399-404.
7. Гальченко В. Ф. Сульфатредукция, метанобразование и метанокисление в различных водоемах оазиса Бангер Хиллс (Антарктида) // *Микробиология*. 1994. Т. 63. № 4. С. 683-698.
8. Емельянов Е. М., Тримонис А.-Э. С., Харин Г. С. Палеоокеанология Атлантического океана. Л.: Наука, 1989. 145 с.
9. Иванов М. В., Леин А. Ю. Биогеохимический цикл метана в океане. М.: Наука, 2009. 576 с.
10. Иванов М. В., Леин А. Ю., Саввичев А. С. и др. Численность и активность микроорганизмов в пограничной зоне вода-осадок и их влияние на изотопный состав углерода органического вещества взвеси и донных осадков Карского моря // *Микробиология*. 2013. Т. 82. № 6. С. 723-731.
11. Иванов М. В., Саввичев А. С., Леин А. Ю. Влияние фитопланктона и микроорганизмов на изотопный состав углерода органического вещества в морях Российской Арктики // *Микробиология*. 2010. Т. 79. № 5. С. 579-594.
12. Иванова Е. В. Глобальная термохалинная палеоциркуляция. М.: Научный мир, 2006. 320 с.
13. Ключевиткин А. А., Политова Н. В., Новигатский А. Н. и др. Геологические исследования Северной Атлантики в 49-м рейсе НИС «Академик Иоффе» // *Океанология*. 2016. Т. 56. № 5. С. 833-835.
14. Кузнецов В. Ю. Радиохронология четвертичных отложений. СПб.: Комильфо, 2008. 312 с.
15. Лаппо С. С. К вопросу о причинах адвекции тепла на север через экватор в Атлантическом океане // *Исследования процессов взаимодействия океана и атмосферы*. М.: Моск. отд. Гидрометеоздта, 1984. С. 125-129.
16. Лаппо С. С. Механизм меж океанского обмена теплом и солями // *Природа*. 1995. № 2. С. 100-106.
17. Леин А. Ю., Кравчишина М. Д., Политова Н. В. и др. Трансформация взвешенного органического вещества на границе вода-дно в морях Российской Арктики (по изотопным и радиоизотопным данным) // *Литология и полезные ископаемые*. 2012. № 2. С. 115-145.
18. Леин А. Ю., Русанов И. И., Пименов Н. В. и др. Биогеохимические процессы циклов углерода и серы в Карском море // *Геохимия*. 1996. № 11. С. 1027-1044.
19. Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.
20. Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
21. Лисицын А. П. Современные представления об осадкообразовании в океанах и морях. Океан как природный самописец взаимодействия геосфер Земли // *Мировой океан*. Т. II. Физика, химия и биология океана. Осадкообразование в океане и взаимодействие геосфер Земли / Под общ. ред. чл.-корр. РАН Лобковского Л. И. и академика Нигматулина Р. И. М.: Научный мир, 2014. С. 331-571.
22. Лукашина Н. П. Палеоокеанология Северной Атлантики в позднем мезозое и кайнозое и возникновение современной термохалинной океанской циркуляции по данным изучения фораминифер. М.: Научный мир, 2008. 288 с.
23. Матуль А. Г. Четвертичная биоистратиграфия и палеоокеанология Охотского моря и других субарктических районов. М.: ГЕОС, 2009. 182 с.

24. Матуль А. Г., Юшина И. Г., Емельянов Е. М. О позднечетвертичных палеогидрологических параметрах Лабрадорского моря по радиоляриям // *Океанология*. 2002. Т. 42. № 2. С. 262-266.
25. Петелин В. П. Гранулометрический анализ морских донных осадков. М.: Наука, 1967. 128 с.
26. Политова Н. В., Саввичев А. С., Ключиткин А. С. и др. Биогеохимическая характеристика взвеси на широтном разрезе в Северной Атлантике // *Океанология*. 2018. Т. 58. № 4. С. 618-628.
27. Русанов И. И., Саввичев А. С., Юсупов С. К. и др. Образование экзометаболических в процессе микробного окисления метана в морских экосистемах // *Микробиология*. 1998. Т. 67. № 5. С. 710-717.
28. Саввичев А. С., Русанов И. И., Юсупов С. К. и др. Микробные процессы трансформации органического вещества в Белом море // *Океанология*. 2005. Т. 45. № 5. С. 689-702.
29. Сивков В. В., Дорохова Е. В., Баширова Л. Д. Контурные течения Северной Атлантики в последнем ледниковом цикле // *Океанология*. 2015. Т. 55. № 6. С. 994-1000.
30. Фалина А. С., Сарафанов А. А. О формировании нижнего звена меридиональной термохалинной циркуляции вод Северной Атлантики // *Океанология*. 2015. Т. 461. № 6. С. 710-714.
31. Balestra B., Ziveri P., Baumann K.-H. Surface water dynamics in the Reykjanes Ridge area during the Holocene as revealed by coccolith assemblages // *Marine Micropaleontology*. 2010. V. 76. Iss. 1-2. P. 1-10.
32. Bond G., Kromer B., Beer J. et al. Persistent solar influence on north Atlantic climate during the Holocene // *Science*. 2001. V. 294. P. 2130-2136.
33. Broecker W. S., Denton G. H. The role of ocean atmosphere reorganizations in glacial cycles // *Geoch. Cosmochim. Acta*. 1989. V. 53. P. 2465-2501.
34. Chapman M. R., Maslin M. A. Low-latitude forcing of meridional temperature and salinity gradients in the subpolar North Atlantic and the growth of glacial ice sheets // *Geology*. 1999. V. 27. P. 875-878.
35. Cho B., Azam F. Biogeochemical significance of bacterial biomass in the ocean's euphotic zone // *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 1990. V. 63. P. 253-259.
36. Cooper L. W., Savvichev A. S., Grebmeier J. M. Abundance and production rates heterotrophic bacterioplankton in the context of sediment and water column processes in the Chukchi Sea // *Oceanography*. 2015. V. 28. № 3. P. 84-99.
37. Cortijo E., Labeyrie L., Vidal L. et al. Changes in sea surface hydrology associated with Heinrich event 4 in the North Atlantic Ocean between 40° and 60°N // *Earth and Planetary Science Letters*. 1997. V. 146. P. 29-45.
38. Denton G. H., Broecker W. S. Wobbly ocean conveyor circulation during the Holocene? // *Quaternary Science Reviews*. 2008. V. 27. 1939-1950.
39. Ducklow H. W. Bacterial production and biomass in the oceans // *Microbial Ecology of the Oceans* / Ed. Kirchman D. L. New York: Wiley-Liss, 2000. P. 85-120.
40. Gordon A. L. The role of thermohaline circulation in global climate change // *Lamont-Doherty Annual report*. 1989. P. 44-51.
41. Hangstrom A., Azam F., Andersson A., Wikner J., Rassoulzadegan F. Microbial loop in the oligotrophic pelagic marine ecosystem: possible roles of cyanobacteria and nanoflagellates in the organic fluxes // *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 1988. V. 49. P. 172-178.
42. Helmke J. P., Bauch H. A. Glacial-interglacial relationship between carbonate components and sediment reflectance in the North Atlantic // *Geo-Marine Letters*. 2001. V. 21. P. 16-22.
43. Hesse R., Khodabakhsh S. Significance of fine-grained sediment lofting from melt-water generated turbidity currents for the timing of glaciomarine sediment transport into the deep sea // *Sedimentary Geology*. 2006. V. 186. P. 1-11.
44. Ivanov M. V. Distribution and geochemical activity of sulphate reducing bacteria // *Global biogeochemical sulphur cycle*. Chichester. J. Wiley a. Sons, 1983. P. 377-388.
45. Kandiano E. S., Bauch H. A. Surface ocean temperatures in the north-east Atlantic during the last 500 000 years: evidence from foraminiferal census data // *Terra Nova*. 2003. V. 15. P. 265-271.
46. Keigwin L. D., Jones G. A. Glacial-Holocene stratigraphy, chronology and paleoceanographic observations on some North Atlantic sediment drifts // *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*. 1989. V. 36. Iss. 6. P. 845-867.
47. Kidd R. B., Hill P. R. Sedimentation on Feni and Gardar sediment Drifts // *Init. Repts. DSDP, 94* / Eds. Ruddiman W. F. et al. Washington: U. S. Govt. Printing Office, 1987. P. 1217-1244.
48. Kostka J. E., Thamdrup B., Glud R. N., Canfield D. E. Rates and pathways of carbon oxidation in permanently cold Arctic sediments // *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 1999. V. 180. C. 7-21.
49. Lisiecki L. E., Raymo M. E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records // *Paleoceanography*. 2005. V. 20. PA1003.
50. Matul A., Barash M. S., Khusid T. A. et al. Paleoenvironment Variability during Termination I at the Reykjanes Ridge, North Atlantic // *Geosciences*. 2018. V. 8 (375).
51. McManus J. F., Oppo D. W., Keigwin L. D. et al. Thermohaline circulation and prolonged interglacial warmth in the North Atlantic // *Quat. Res.* 2002. V. 58 (1). P. 17-21.
52. Munsell soil-color charts with genuine Munsell® color chips 2009 year revised 2012.
53. Prins M. A., Troelstra S. R., Kruk R. W. et al. The Late Quaternary sedimentary record of Reykjanes ridge, North Atlantic // *Radiocarbon*. 2001. V. 43. № 2B. P. 939-947.
54. Rasmussen T. L., Thomsen E., van Weering T. C. E., Labeyrie L. Rapid changes in surface and deep water conditions at the Faroe margin during the last 58 000 years // *Paleoceanography*. 1996. V. 11. P. 757-771.
55. Ravenschlag K., Sahm K. Knoblauch C. et al. Community structure, cellular rRNA content, and activity of sulfate-reducing bacteria in marine Arctic sediments // *Appl. Environ. Microbiol.* 2000. V. 66. № 8. P. 3592-3602.
56. Robador A., Brøchert V., Jurgensen B. B. The impact of temperature change on the activity and community composition of sulfate-reducing bacteria in Arctic versus temperate marine sediments // *Environ. Microbiol.* 2009. V. 11 (7) P. 1692-1703.

57. Ruddiman W. F. Late Quaternary deposition of ice-rafted sand in the sub-polar North Atlantic (lat 40° to 65°) // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1977. V. 88. P. 1813-1821.
58. Ruddiman W. F., Bowles F. A. Early interglacial bottom current sedimentation on the eastern Reykjanes Ridge // *Mar. Geol.* 1976. V. 21. P. 119-120.
59. Sarafanov A., Falina A., Mercier H. et al. Mean full-depth summer circulation and transports at the northern periphery of the Atlantic Ocean in the 2000s // *J. Geophys. Res.* 2012. V. 117. C01014.
60. Sarnthein M., Stettin G., Drexler H. et al. Fundamental modes and abrupt changes in North Atlantic circulation and climate over the last 60 ky — Concepts, reconstruction, and numerical modeling // *The Northern North Atlantic: A Changing Environment* / Eds. Schellinger P. et al. Heidelberg: Springer-Verlag, 2001. P. 365-410.
61. Stuiver M., Braziunas T. F. Modeling atmospheric ¹⁴C influences and ¹⁴C ages of marine samples back to 10,000 BC // *Radiocarbon.* 1993. V. 35 P. 137-189.

LITHOLOGICAL AND BIOGEOCHEMICAL INVESTIGATIONS OF THE NORTH ATLANTIC SEDIMENT SYSTEM (DATA FROM THE 49th CRUISE OF THE R/V *AKADEMIK IOFFE*)

© 2019 E. A. Novichkova^{1*}, A. S. Savvichev^{1, 2}, L. D. Bashirova^{1, 3}, N. V. Kozina¹,
A. A. Klyuvitkin¹, N. V. Politova¹, A. N. Novigatsky¹, A. Yu. Lein¹

¹ Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

² Winogradsky Institute of Microbiology, the Federal Research Centre
“Fundamentals of Biotechnology” RAS, Moscow, Russia

³ The Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad, Russia

*e-mail: enovichkova@mail.ru

Received November 30, 2018

Revised version received November 30, 2018

After revision December 05, 2018

Marine sediments and samples of suspended particulate matter from the North Atlantic were studied. It is shown that modern sedimentation in this area is controlled mainly by the efficiency of autochthonous marine phytoplankton and sediment supply by the system of near-bottom currents, as well as by means of the ice-rafting. The studied sediment sections were formed in the North Atlantic during the Middle Pleistocene to Holocene. The highest sedimentation rate, up to 58.3 cm/kyr, is established for AI-3359 core, collected in the area of the Gardar and Björn Drifts. This makes the core very interesting for detailed paleoreconstructions. AI-3378 and AI-3415 cores are characterized by low sedimentation rates. Nevertheless, they are of interest for spatial paleoreconstructions on a continuous timeline. The general pattern is established for the first time for the sediments from the central North Atlantic: biogeochemically significant processes are detected only in the thin surface layer (0–2 cm) and almost completely cease at depths of 90–180 cm. The processes are probably controlled by the position of the sampling stations and the composition of organic matter (OM) but not related to the age of the sedimentary layer. The low microbial activity in the sediments is most likely the result of a lack of OM.

Keywords: North Atlantic, marine sediments, suspended particulate matter, paleoreconstructions, biogeochemical processes, sediment drift, sedimentation rate