

ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ КАРИБСКОГО МОРЯ

© 2021 г. М. А. Левитан^а, *, Т. А. Антонова^а, А. В. Кольцова^а, К. В. Сыромятников^а

^аИнститут геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, ул. Косыгина, 19, Москва, 119991 Россия

*e-mail: m-levitan@mail.ru

Поступила в редакцию 12.03.2020 г.

После доработки 01.09.2020 г.

Принята к публикации 22.09.2020 г.

Впервые описана литолого-фациальная зональность нео- и эоплейстоцена Карибского моря по данным глубоководного бурения. Обсчет соответствующих карт, включающих изопахиты, объемным методом А.Б. Ронова позволил рассчитать количественные параметры седиментации для выделенных различных типов плейстоценовых осадков. Выявлено возрастание роли карбонатных отложений при движении с востока на запад. В неоплейстоцене литогенные отложения и карбонатные планктоногенные осадки накапливались интенсивнее, чем в эоплейстоцене, что связано с неотектоническим горообразованием Малых Антильских островов.

Ключевые слова: Карибское море, эоплейстоцен, неоплейстоцен, площади, массы сухого осадочно-го вещества, объемы, массы осадков в единицу времени, карбонатные осадки, терригенные осадки

DOI: 10.31857/S0016752521040038

Настоящая статья является частью нашего большого проекта по плейстоценовым отложениям подводных окраин Мирового океана (Левитан и др., 2018, 2019, 2020 и др.). В этом проекте отдельно рассматриваются неоплейстоцен, т.е. средний и поздний плейстоцен ($Q_2 + 3$, округленно 0.01–0.80 млн лет), и эоплейстоцен или ранний плейстоцен [Q_1 , округленно 0.80–1.80 млн лет по “старой” шкале, (Gradstein et al., 2004)].

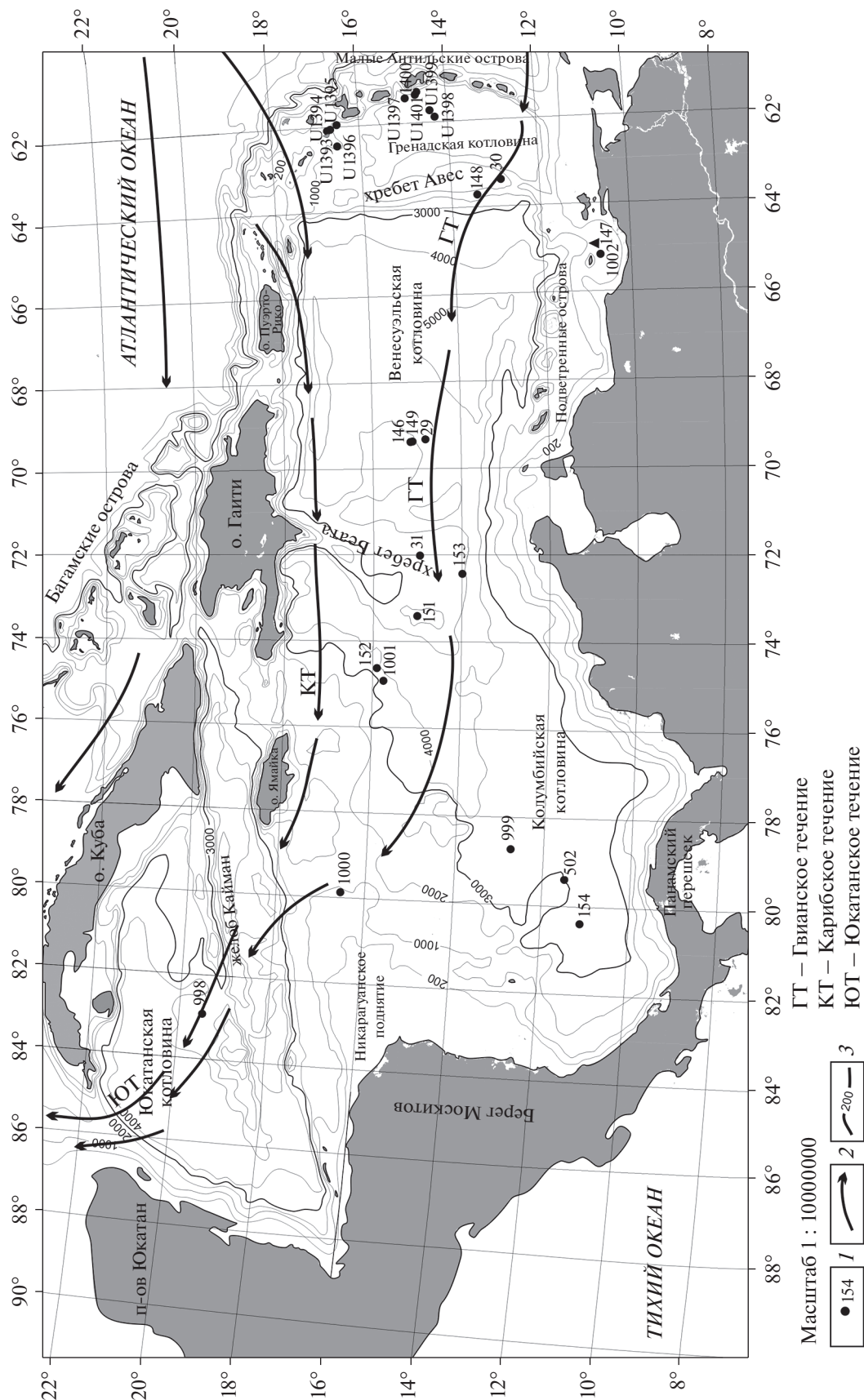
Вышеуказанные статьи авторов построены по одинаковой схеме: 1) приводится фактический материал — указываются отчеты по первичным результатам соответствующих рейсов глубоководного бурения; 2) дается описание современных условий седиментации в изучаемом бассейне; 3) отмечаются основные методы исследования, примененные авторами [сравнительно-литологический метод Н.М. Страхова (1945), объемный метод А.Б. Ронова (1949), метод фациального анализа океанических отложений И.О. Мурдмаа (1987)]; 4) описываются составленные авторами для двух возрастных срезов — неоплейстоцена и эоплейстоцена — обзорные литолого-фациальные карты с изопахитами и рассчитанные на основе объемного метода по этим картам таблицы количественных параметров седиментации (площадей закартированных осадков, их объемов, масс сухого осадочного вещества, скоростей накопления осадочного вещества в единицу времени); 5) проводится обсуждение полученных результатов и делаются общие выводы.

В Атлантическом океане, как известно, преобладают континентальные окраины пассивного типа. К активным окраинам относятся моря Карибское и Скоша. Плейстоценовая седиментация в море Скоша нами описана ранее (Левитан и др., 2020). Данная статья посвящена плейстоценовым отложениям Карибского моря.

СОВРЕМЕННЫЕ УСЛОВИЯ СЕДИМЕНТАЦИИ

Карибское море, расположенное ориентировочно между 9 и 22° с.ш., 89 и 60° з.д., представляет собой задуговой бассейн седиментации. С севера оно ограничено Большими Антильскими островами, включающими в себя архипелаг крупных островов (Кубу, Гаити, Ямайку, Пуэрто-Рико). Восточным и юго-восточным ограничением служат Малые Антильские острова, состоящие из архипелагов небольших островов: Наветренных (на востоке) и Подветренных (на юго-востоке). На юге и западе Карибское море ограничено побережьями Южной и Центральной Америки (рис. 1). На северо-западе через Юкатанский пролив Карибское море соединяется с Мексиканским заливом. Площадь изучаемого бассейна составляет 2753 тыс. км², средняя глубина равна 2500 м (Сухова и др., 1980).

Располагаясь в тропиках северного полушария, Карибское море, естественно, имеет высокие сезонные температуры поверхности моря (зимой от +23°C на севере до +27°C на юге, и +28°C



повсеместно летом). В атмосферной циркуляции доминируют пассаты (в северной части бассейна часто сменяющиеся тропическими ураганами), а среди морских поверхностных течений преобладают направления на запад и запад-северо-запад (Гвианское, Карибское и Юкатанское течения) (рис. 1) (Суховой и др., 1980).

В целом Карибское море отличается низкой первичной продукцией: ее величины, как правило, составляют менее 135 г С/м²/год. Богатые питательными веществами, необходимыми для развития планктона, глубинные антарктические воды не могут проникнуть в Карибское море из Атлантического океана через мелководные проливы, соединяющие оба бассейна. Это и объясняет низкую первичную продукцию изучаемого моря. Только на крайнем юго-востоке, под влиянием стока рек Ориноко, Магдалены и в районе Венесуэльского апвеллинга значения ежегодной первичной продукции поднимаются до 180–250 г С/м²/год (O'Reilly, Sherman, 2016).

В плане геоморфологии дно глубоководного ложа Карибского моря представляет собой чередование подводных поднятий и хребтов, с одной стороны, и глубоководных котловин, с другой. С востока на запад чередуются: Гренадская котловина, хребет Авес, Венесуэльская котловина, хребет Беата, Колумбийская котловина, Никарагуанское поднятие, тектонопара глубоководный желоб Кайман (с максимальной глубиной 7686 м) — хребет Кайман, Юкатанская котловина (рис. 1). На большей площади глубоководных котловин глубина дна превышает 4000 м (в Венесуэльской — даже 5000 м), а гребневые поверхности подводных хребтов располагаются на глубинах примерно 1500 м. Никарагуанское поднятие является самой крупной структурой континентальной окраины моря.

Основными источниками литогенного (терригенного, вулканогенного и вулкано-терригенного) материала являются Наветренные острова Малых Антилл, к которым приурочена максимальная вулкано-тектоническая активность плиоцен-четвертичной островной дуги. Дополнительным его источником служит твердый сток р. Ориноко, относимый на запад прибрежным Гвианским течением, и р. Магдалены, протекающей по территории Колумбии и являющейся самой большой рекой бассейна (длина 1500 км). Определенную роль играет поставка абрадируемого волнами осадочного материала побережий Южной и Центральной Америки.

На карте поверхностного слоя донных осадков Карибского моря (Мельник, 1989–1990) показано, что терригенные осадки (главным образом, пески), связанные с речными выносами и абразией берегов, накапливаются в пределах узкой полосы на южном шельфе бассейна. На других шельфах в основном развиты коралловые рифы и

биогенно-обломочные карбонатные пески (состоящие из обломков кораллов, моллюсков, известковых водорослей, иглокожих и т.д.). Слабокарбонатные терригенные отложения (до 30% CaCO₃) окаймляют Малые Антиллы и распространены в юго-восточной части Карибского моря, в частности, на южной части хребта Авес. В северном и западном направлении они сменяются карбонатными (30–50% CaCO₃) отложениями, простирающимися на запад примерно до медианной линии Венесуэльской котловины. При этом на подводных поднятиях и хребтах развиты осадки более грубые по гранулометрическому составу (в основном, мелкоалевритовые илы), а в котловинах — более тонкие, существенно пелитовые. Остальная (западная) часть моря практически полностью занята сильнокарбонатными (более 50% CaCO₃) осадками, которые также дифференцированы по гранулометрическому составу, как и карбонатные отложения. Следует также отметить постоянное присутствие вулканических пеплов, окаймляющих Малые Антилы.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

В рассматриваемом регионе совершено четыре рейса глубоководного бурения: DSDP рейсы 4 (Bader et al., 1970) и 15 (Edgar, Saunders et al., 1973), ODP рейс 165 (Sigurdsson et al., 1997), IODP рейс 340 (Le Friant et al., 2013). Расположение пробуренных скважин показано на рис. 1. Из указанных отчетов по глубоководному бурению нами взяты данные по литологии и стратиграфии, а также по физическим свойствам плейстоценовых отложений.

Основой для показанных на рис. 1 изобат послужила Генеральная батиметрическая карта Мирового океана (www.gebco.org), изданная в 2004 г.

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

В равновеликой поперечной азимутальной проекции составлены в масштабе 1 : 10000000 карты фактического материала (рис. 1) и литолого-фациальные карты (с изопакитами) для двух возрастных срезов: нео- и эоплейстоцена (рис. 2 и 3).

Неоплейстоцен. На литолого-фациальной карте неоплейстоцена (рис. 2) показано распределение основных типов осадков. В принципе фациальная организация неоплейстоцена очень похожа на современную. Длительность неоплейстоцена придает фациальной организации еще и вертикальную составляющую.

Итак, Наветренные острова с запада в Гренадской котловине окаймлены полосой переслаивания гемипелагических глин, карбонатно-вулканогенных (в некоторых скважинах — вулканогенных) турбидитов и вулканических пеплов. В этой

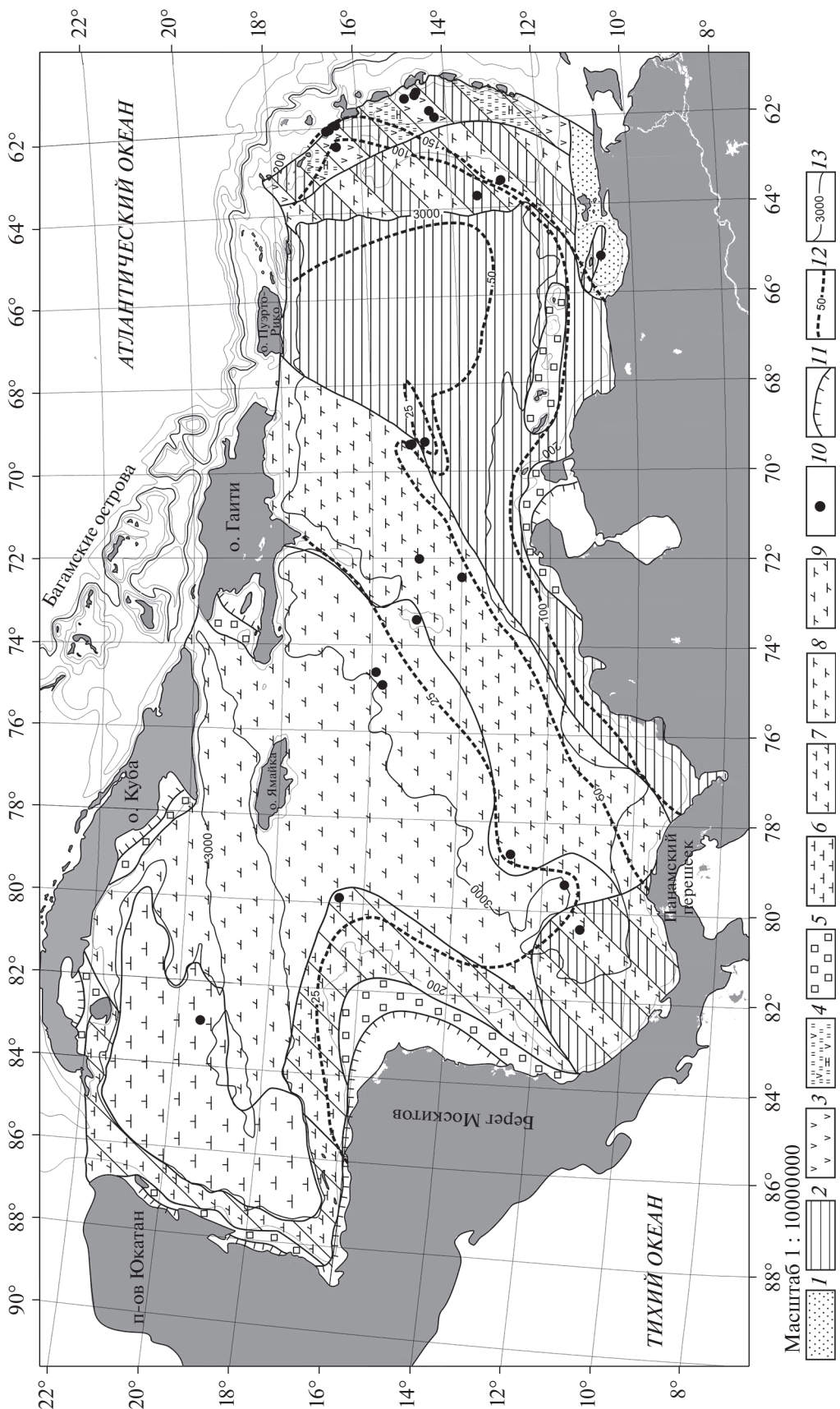


Рис. 2. Литолого-фациальная карта неоплейстоцена. Условные обозначения: 1 – терригенные пески; 2 – гемипелагические глины; 3 – вулканические пеплы; 4 – карбонатно-вулканические турбидиты; 5 – биогенно-обломочные карбонатные осадки; 6 – наноиллы; 7 – наноиллы; 8 – фораминиферовые глины; 9 – нано-фораминиферовые глины; 10 – скважины глубоководного бурения; 11 – береговая линия; 12 – изопакеты (м); 13 – изобаты (м). Диагональные линии обозначают переслаивание.

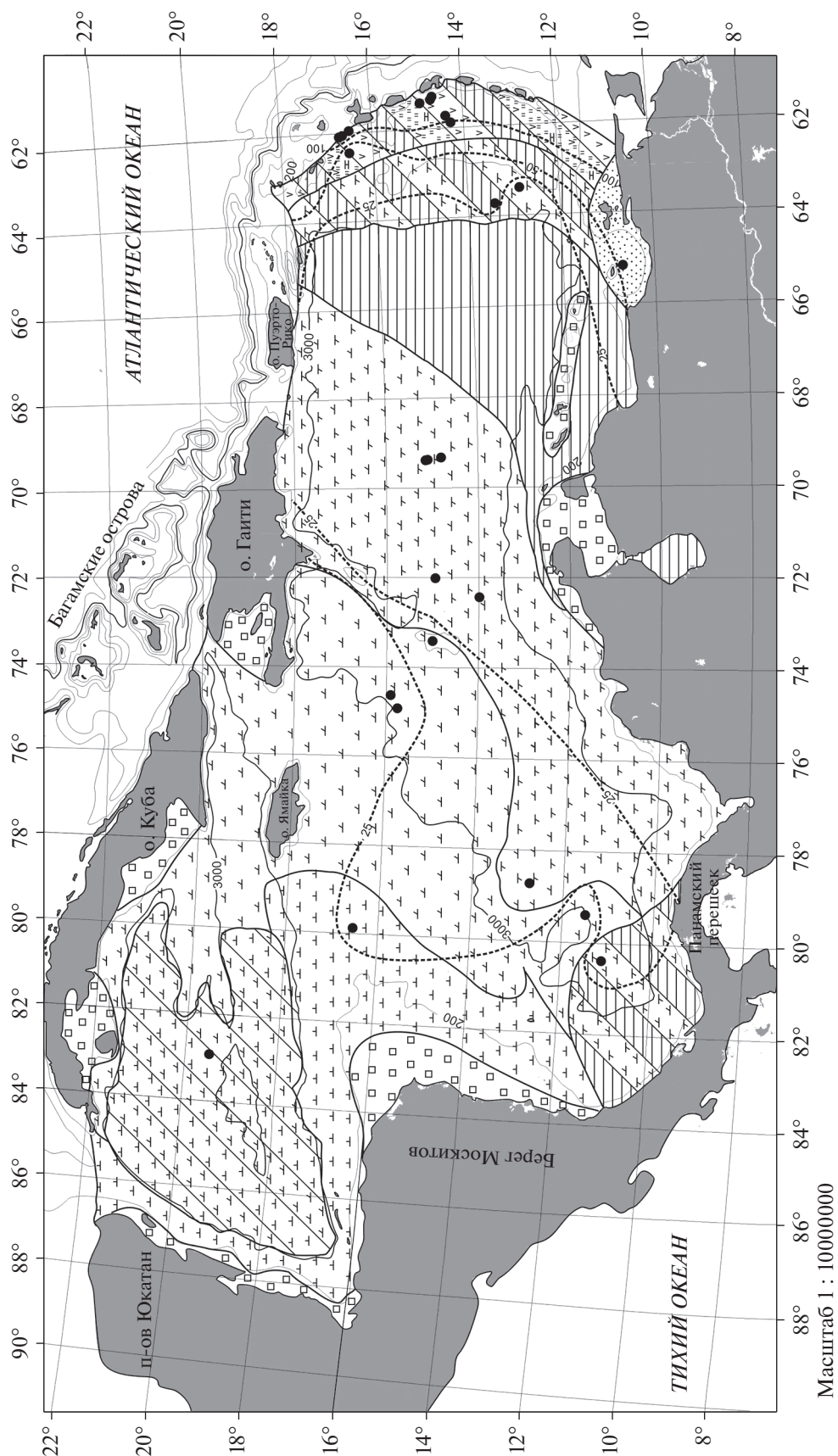


Рис. 3. Литолого-фациальная карта зоплейстоцена. Условные обозначения см. рис. 2.

толще нередко присутствуют подводные оползни. Неоплейстоценовые отложения хребта Авес представлены переслаивающимися фораминиферовыми глинами и гемипелагическими глинами. Большую часть дна Венесуэльской котловины в неоплейстоцене занимала довольно однородная толща гемипелагических глин, вышедшая и на южный шельф. Далее на запад на глубоководном ложе располагается очень большое поле карбонатных (30–70% CaCO_3) осадков, представленных на западе Венесуэльской котловины и частично на хребте Беата фораминиферо-кокколитовыми глинами, а западнее — наноглинами. Наконец, западная половина дна Юкатанской котловины в неоплейстоцене была ареной аккумуляции кокколитовых илов (наноилов) с содержаниями CaCO_3 выше 70%. Восточная половина Никарагуанского поднятия и существенная часть континентального склона полуострова Юкатан были покрыты толщей переслаивания наноглин и кокколитовых илов. Необходимо отметить широкое развитие карбонатно-обломочных осадков на мелководьях вокруг Подветренных островов и на карбонатных шельфах Больших Антилл, Центральной Америки и Юкатана. Наконец, в районах влияния выносов основных рек в южных прибрежных областях накапливались терригенные пески. Здесь же нельзя не упомянуть хорошо известные в морской геологии тонкие илы шельфового желоба Карьяко, сильно обогащенные органическим веществом.

Распределение мощностей неоплейстоценовых отложений (см. рис. 2) убедительно свидетельствует о том, что и в это время, как и в современную эпоху, основными источниками литогенного вещества были Наветренные острова, а второстепенную роль играл вынос с побережья Южной и Центральной Америки. Около Наветренных островов мощности толщи неоплейстоценовых отложений зачастую превышают несколько сот метров. К западу они быстро уменьшаются до 100 м. Примерно параллельно изопакте 100 м и близко к ней далее на запад располагаются изопакты 50 и 25 м, а на большей части исследуемого бассейна мощности неоплейстоценовых осадков не превышают 25 м.

Результаты обсчета рассмотренной карты (рис. 2) с помощью объемного метода А.Б. Ронova показаны в табл. 1. Неоплейстоценовые осадки распространены на площади 2471.6 тыс. км² и их суммарный объем составляет 111.8 тыс. км³. По площади развития на первом месте находятся наноглины (728.8 тыс. км²). Затем следуют: гемипелагические глины (467.0 тыс. км²), нано-фораминиферовые глины (405.4 тыс. км²), переслаивание наноилов и наноглин (211.5 тыс. км²), наноилы (202.0 тыс. км²), переслаивание гемипелагических глин и фораминиферовых глин (123.6 тыс. км²),

биогенно-обломочные карбонатные осадки (112.7 тыс. км²), переслаивание гемипелагических глин и нано-фораминиферовых глин (112.0 тыс. км²) и другие типы осадков и их переслаиваний, для каждого из которых площадь распространения занимает не больше нескольких десятков тыс. км².

В процентах от суммарного объема (табл. 3) осадки неоплейстоцена образуют следующий ряд (также по убывающей): гемипелагические глины — 45.05%, нано-фораминиферовые глины — 19.36%, наноглины — 16.32%, наноилы — 6.51%, терригенные пески — 4.55%, карбонатно-вулканогенные турбидиты — 3.39%, фораминиферовые глины — 2.32%, биогенно-обломочные карбонатные осадки — 1.96%, вулканические пеплы — 0.54%.

По формуле, опубликованной в (Левитан и др., 2013), объемы натуральных осадков были пересчитаны в массы сухого осадочного вещества, выраженные в 10¹⁸ г. Полученный ряд масс сухого осадочного вещества (по убывающей) выглядит следующим образом (табл. 4): гемипелагические глины (43.94), нано-фораминиферовые глины (17.36), наноглины (15.52), наноилы (6.42), терригенные пески (5.97), карбонатно-вулканогенные турбидиты (5.19), биогенно-обломочные карбонатные осадки (2.24), фораминиферовые глины (1.66), вулканические пеплы (0.61).

Массы сухого осадочного вещества в единицу времени в неоплейстоцене, выраженные в 10¹⁸ г/млн лет (табл. 4), по степени убывания колеблются от 55.62 для гемипелагических глин, 21.97 для нано-фораминиферовых глин и 19.65 для наноглин до 2.10 для фораминиферовых глин и 0.77 для вулканических пеплов.

Эоплейстоцен. На востоке Карибского моря (в Гренадской котловине и на хребте Авес) в эоплейстоцене фациальная организация практически не отличается от неоплейстоценовой (рис. 3). Однако в Венесуэльской глубоководной котловине площадь распространения гемипелагических глин существенно уменьшилась. В центральной части бассейна возросла площадь аккумуляции фораминиферо-кокколитовых глин и (далее на запад) наноглин. Большая часть Юкатанской котловины занята переслаиванием наноилов и наноглин, а область накопления высококарбонатных наноилов смещается в более мелководную зону на Никарагуанском поднятии. На шельфах накапливались те же осадки, что и в неоплейстоцене, однако из-за в целом более высокого положения уровня моря площадь развития био-генно-обломочных карбонатных осадков превышала неоплейстоценовую. К сожалению, точными данными о развитии эоплейстоценовых коралловых рифов мы не располагаем. Таким образом, в эоплейстоцене по сравнению с неоплейстоценом область карбонатонакопления

Таблица 1. Площади (S , тыс. км²) и объемы (V , тыс. км³) неоплейстоценовых отложений в Карибском море

Биогенно-обломочные карбонатные осадки			Наноилы		Наноглины		Гемипелагические глины		Нано-фораминиферовые глины		Терригенные пески	
<i>S</i>	<i>V</i>		<i>S</i>	<i>V</i>	<i>S</i>	<i>V</i>	<i>S</i>	<i>V</i>	<i>S</i>	<i>V</i>	<i>S</i>	<i>V</i>
112.7	2.2		202.0	3.0	728.8	16.8	467.0	30.8	405.4	18.03	30.5	5.1
Переслаивание			Переслаивание						Переслаивание			
<i>S</i>	Наноилы	Наноглины	ΣV	<i>S</i>	Гемипелагические глины	Нано-фораминиферовые глины	ΣV	<i>S</i>	Гемипелагические глины	Фораминиферовые глины	ΣV	
	<i>V</i>	<i>V</i>			<i>V</i>	<i>V</i>			<i>V</i>			
211.5	4.3	1.5	5.8	112.0	0.8	3.4	4.2	123.6	10.4	2.6	13.0	
Переслаивание								Сумма площадей всех осадков		Сумма объемов всех осадков		
<i>S</i>	Пеплы	Гемипелагические глины		Карбонатно-вулканогенные турбидиты		ΣV	ΣS		ΣV			
	<i>V</i>	<i>V</i>		<i>V</i>								
78.1	0.6	8.5		3.8		12.9	2471.6		111.83			

Таблица 2. Площади (S , тыс. км²) и объемы (V , тыс. км³) эоплейстоценовых отложений в Карибском море

Терригенные пески		Биогенно-обломочные карбонатные осадки		Гемипелаги- ческие глины		Нано-фораминиферовые глины		Наноглины		Наноил		
<i>S</i>	<i>V</i>	<i>S</i>	<i>V</i>	<i>S</i>	<i>V</i>	<i>S</i>	<i>V</i>	<i>S</i>	<i>V</i>	<i>S</i>	<i>V</i>	
28.0	1.9	178.3	2.2	305.1	8.5	611.3	10.4	620.3	12.0	300.3	4.3	
Переслаивание				Переслаивание				Переслаивание				
<i>S</i>	Наноилы	Наноглины	ΣV	<i>S</i>	Гемипе- лагичес- кие глины	Нано- фораминифер- овые глины	ΣV	<i>S</i>	Вулкани- ческие пеплы	Гемипела- гические глины	Карбонат- но-вулкан. турбидиты	ΣV
	<i>V</i>	<i>V</i>			<i>V</i>	<i>V</i>			<i>V</i>	<i>V</i>		
288.0	2.7	0.9	3.6	101.3	0.4	1.4	1.8	142	0.4	2.4	5.1	7.9
Сумма площадей всех осадков						Сумма объемов всех осадков						
2574.6						52.6						

была явно больше, а распространение литогенных осадков — существенно меньше.

Распределение мощностей эоплейстоценовых отложений (рис. 3) в принципе сохраняет тренд их уменьшения с востока на запад, однако зона низких мощностей (25–50 и менее 25 м) имеет существенно большие размеры, чем в неоплейстоцене. Ее восточная граница заметно сдвинута на восток.

Результаты обсчета рассмотренной карты (рис. 3) с помощью объемного метода А.Б. Ронova показаны в табл. 2. Площадь развития эоплейсто-

ценовых осадков составляет 2574.6 тыс. км², а их суммарный объем — 52.6 тыс. км³. По площади развития на первом месте находятся наноглины (620.3 тыс. км²). Затем следуют: нано-фораминиферовые глины (611.3 тыс. км²), гемипелагические глины (305.1 тыс. км²), наноил (300.3 тыс. км²), переслаивание наноила и наноглин (288.0 тыс. км²), биогенно-обломочные карбонатные осадки (178.3 тыс. км²), переслаивание вулканических пеплов, гемипелагических глин и карбонатно-вулканогенных турбидитов (142.0 тыс. км²), переслаивание гемипелагических глин и нано-фора-

Таблица 3. Площади (S , тыс. км²) и объемы (V , тыс. км³) плейстоценовых отложений Карибского моря

Возраст	Терригенный песок		Биогенно-обломочные карбонатные осадки		Гемипелагические глины		Нано-фораминиферовые глины		Наноглины		Наноилы	
	S	V	S	V	S	V	S	V	S	V	S	V
Неоплейстоцен	30.5	5.1	112.7	2.2	786.7	50.5	517.4	21.7	940.3	18.3	413.5	7.3
Эоплейстоцен	28.0	1.9	178.3	2.2	548.4	11.3	712.6	11.8	908.0	12.9	588.3	7.0
Возраст	Вулканические пеплы			Карбонатно-вулкан. турбидиты				Фораминиферовые глины				
	S		V	S		V		S		V		
Неоплейстоцен	78.1		0.6	78.1		3.8		123.6		2.6		
Эоплейстоцен	142.0		0.4	142.0		5.1		0		0		

Таблица 4. Массы сухого осадочного вещества (M , 10^{18} г) и массы вещества в единицу времени (I , 10^{18} г/млн лет) плейстоценовых отложений Карибского моря

Возраст	Терригенные пески		Биогенно-обломочные карбонатные осадки		Гемипелагические глины		Нано-фораминиферовые глины		Наноглины		Наноилы	
	M	I	M	I	M	I	M	I	M	I	M	I
Неоплейстоцен	5.97	7.56	2.24	2.84	43.94	55.62	17.36	21.97	15.52	19.65	6.42	8.13
Эоплейстоцен	2.22	2.22	2.24	2.24	10.85	10.85	10.71	10.71	11.39	11.39	6.58	6.58
Возраст	Вулканические пеплы			Карбонатно-вулкан. турбидиты				Фораминиферовые глины				
	M		I	M		I		M		I		
Неоплейстоцен	0.61		0.77	5.19		6.57		1.66		2.10		
Эоплейстоцен	0.41		0.41	6.96		6.96		0		0		

миниферовых глин (101.3 тыс. км²), терригенные пески (28.0 тыс. км²).

В процентах от суммарного объема (см. табл. 3) осадки эоплейстоцена образуют следующий ряд (также по убывающей): наноглины – 24.51%, нано-фораминиферовые глины – 22.42%, гемипелагические глины – 21.47%, наноилы – 13.3%, карбонатно-вулканогенные турбидиты – 9.69%. Объемы других типов осадков составляют менее 5% от общего объема эоплейстоценовых отложений.

Рассчитанный ряд масс сухого осадочного вещества, выраженных в 10^{18} г, выглядит следующим образом (табл. 4): наноглины – 11.39, гемипелагические глины – 10.85, нано-фораминиферовые глины – 10.71, карбонатно-вулканогенные турбидиты – 6.96, наноилы – 6.58. Массы остальных осадков составляют менее 3.00×10^{18} г. Поскольку продолжительность эоплейстоцена, принятая в настоящей работе, равна 1.0 млн лет, то и

ряд масс сухого осадочного вещества в единицу времени в эоплейстоцене, выраженный в 10^{18} г/млн лет (табл. 4), выглядит в числовом выражении также, как ряд масс сухого осадочного вещества, приведенный выше.

Если теперь разделить массы сухого осадочного вещества в единицу времени в неоплейстоцене на значения этого же параметра в эоплейстоцене (I_{Q_2+3}/I_1), то получится следующий ряд для основных типов осадков: гемипелагические глины – 5.13, нано-фораминиферовые глины – 2.05, наноглины – 1.73, наноилы – 1.24, терригенные пески – 3.41, карбонатно-вулканогенные турбидиты – 0.94, биогенно-обломочные карбонатные отложения – 1.27, вулканические пеплы – 1.88. Суммируя полученные результаты, можно утверждать, что в неоплейстоцене накопление терригенного вещества по сравнению с эоплейстоценом было наиболее интенсивным, сильнокарбонатного и

вулканогенного — слабым, а карбонатных осадков (30–70% CaCO_3) — промежуточным.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Совместное рассмотрение литолого-фациальных карт эоплейстоцена (рис. 3), неоплейстоцена (рис. 2) и карты осадков поверхностного слоя Карибского моря (Мельник, 1989–1990) приводит к выводу о большом сходстве фациальной организации, сохранявшемся на протяжении четвертичного времени. Потоки литогенного вещества направлялись с востока и юго-востока в бассейн седиментации, первичная продукция оставалась достаточно низкой, карбонатакопление (в основном за счет планктона) осуществлялось там, где потоки карбонатного вещества становились равными по величине или превышали потоки литогенного материала, т.е. преимущественно на западе Карибского моря.

При этом не менее очевидны и черты определенной эволюции седиментации в четвертичном периоде. Явное возрастание потоков литогенного материала объясняется, с нашей точки зрения, прежде всего неотектонической активностью Малых Антилл и только во вторую очередь их вулканической деятельностью. Материал вулканических эксплозий накапливался за счет эоловой деятельности и переноса течениями, в основном, поблизости от источников, в частности, многочисленные прослои и даже пачки вулканических пеплов обильны в осадочном чехле Гренадской котловины. Вулкано-терригенное вещество поступало, главным образом, за счет перемещения вниз по склону мутьевыми потоками и в составе подводных оползней. Его меньшая часть переносилась поверхностными течениями на запад. По сравнению с Навстренными островами неотектоническая активность Подветренных островов, Больших Антилл и Панамского перешейка была незначительной.

Происходившее в течение плейстоцена некоторое усиление карбонатакопления объясняется, прежде всего, повышением продукции карбонатконцентрирующих организмов и обусловленным этим явлением увеличением глубины карбонатной компенсации (CCD). Кстати, возрастание CCD в течение позднего кайнозоя, в частности, при переходе от плиоцена к плейстоцену, было отмечено еще в первых рейсах глубоководного бурения в Карибском море (Нау, 1970). Отметим, что увеличение скорости карбонатакопления в течение плейстоцена противоречит нашим данным по пелагической области Атлантического океана (Левитан, Гельви, 2016). Это не удивительно, поскольку в пелагиали снижение карбонатакопления в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом было объяснено резко возросшим во время Среднеплейстоценового пе-

рехода (Левитан, Гельви, 2016) продуцированием придонных и глубинных антарктических вод, агрессивных по отношению к карбонатам. Эта агрессивность вызвана их очень низкими температурами и специфическими кислотно-щелочными свойствами (Flower, 1999). Ранее в данной статье нами отмечено, что такие воды не попадают в Карибское море из-за мелководности проливов, соединяющих его с Атлантикой.

В то же время определенное сходство в трендах изменения скоростей накопления литогенного и карбонатного материала в Карибском море в течение плейстоцена, вероятно, может свидетельствовать о некоторой общей причине обоих явлений: одновременной поставке и продуктов денудации Малых Антильских островов, и растворенных питательных веществ как продуктов химического выветривания в ходе неотектонического воздымания Малых Антилл.

Статья подготовлена при частичной финансовой поддержке гранта РФФИ № 17-05-00157 и Программы Президиума РАН № 20. Работа выполнена по теме госзаказа № 0137-2016-0008.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Левитан М.А., Антонова Т.А., Кольцова А.В. (2019). Фациальная структура и количественные параметры плейстоценовых отложений подводной континентальной окраины Восточной Австралии. *Геохимия*. (6), 634–643.
- Levitan M.A., Antonova T.A., Koltsova A.V. (2019). Facies structure and quantitative parameters of Pleistocene sediments from the East Australian continental margin. *Geochem. Int.* 57(6), 698–708.
- Левитан М.А., Балуховский А.Н., Антонова Т.А., Гельви Т.Н. (2013). Количественные параметры пелагической плейстоценовой седиментации в Тихом океане. *Геохимия*. (5), 387–395.
- Levitan M.A., Balukhovskiy A.N., Antonova T.A., Gelvi T.N. (2013). Quantitative parameters of Pleistocene pelagic sedimentation in the Pacific Ocean. *Geochem. Int.* 51(5), 345–352.
- Левитан М.А., Гельви Т.Н. (2016). Количественные параметры пелагической плейстоценовой седиментации в Атлантическом океане. *Геохимия*. (12), 1091–1103.
- Levitan M.A., Gelvi T.N. (2016). Quantitative parameters of pelagic Pleistocene sedimentation in the Atlantic. *Geochem. Int.* 54(12), 1091–1103.
- Левитан М.А., Гельви Т.Н., Домарацкая Л.Г. (2020). Фациальная структура и количественные параметры плейстоценовых отложений на глубоководном ложе юга Тихого океана и в море Скоша. *Литология и полезные ископаемые*. (5), 387–399.
- Левитан М.А., Гельви Т.Н., Сыромятников К.В., Чекан К.М. (2018). Фациальная структура и количественные параметры плейстоценовых отложений Берингова моря. *Геохимия*. (4), 321–335.
- Levitan M.A., Gelvi T.N., Syromyatnikov K.V., Chekan K.D. (2018). Facies structure and quantitative parameters of

- Pleistocene sediments of the Bering Sea. *Geochem. Int.* **56**(4), 304-317.
- Мельник В.И. Карибское море. Типы донных осадков (1989-1990). *Международный геолого-геофизический атлас Атлантического океана*. Г.Б. Удинцев (ред.). МОК (ЮНЕСКО), Мингео СССР, АН СССР, М.: ГУГК СССР, 94.
- Мурдмаа И.О. (1987). Фации океанов. М.: Наука. 304 с.
- Ронов А.Б. (1949). История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР (по данным объемного метода). *Труды Геофиз. Ин-та АН СССР* (3). 136 с.
- Страхов Н.М. (1945). О сравнительно-литологическом направлении и его ближайших задачах. *Бюлл. МОИП. Отд. геол.* **20** (3/4), 34-48.
- Суховей В.Ф., Коротаев Г.К., Шапиро Н.Б. (1980). *Гидрология Карибского моря и Мексиканского залива*. Л.: Гидрометеиздат. 182 с.
- Bader R.G. et al. (1970). *Init. Repts. of DSDP*. V. 4. Washington, (U.S. Government Print. Off.).
- Edgar N.T., Saunders J.B. et al. (1973). *Init. Repts. of DSDP*. V. 15. Washington, (U.S. Government Print Office).
- Flower B. (1999). Cenozoic deep-sea temperatures and polar glaciation: the oxygen isotope record // *Terra Antarct. Rep.* V. 3. P. 27-42.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G. et al. (2004). *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge Univ. Press, 82 p.
- Hay W.W. (1970). Calcium carbonate compensation. In: *Init. Repts. of DSDP*. V. 4. Washington, (U.S. Government Print. Off.), 672-673.
- Le Friant A., Ishizuka O., Stroncik N.A. et al. (2013). *Proc. IODP, Init. Repts.*, 340: Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.
- O'Reilly J., Sherman K. (2016). Chapter 5.1: Primary productivity patterns and trends. In: IOC-UNESCO and UNEP (2016). *Large Ecosystems: Status and Trends*. United Nations Environment Programme. Nairobi, 91-99.
- Sigurdsson H., Leckie R.M., Acton G.D. et al. (1997). *Proc. ODP, Init. Repts.*, 165: College Station, TX (*Ocean Drilling Program*).
- www.gebco.org (2004).