ФАЦИАЛЬНАЯ СТРУКТУРА И КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ПАРАМЕТРЫ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОДВОДНОЙ ОКРАИНЫ КОРДИЛЬЕР

© 2020 г. М. А. Левитан^{а, *}, Т. А. Антонова^а, А. В. Кольцова^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 17.12.2018 г. После доработки 19.06.2019 г. Принята к публикации 13.09.2019 г.

Впервые описана литолого-фациальная зональность нео- и эоплейстоцена двух основных районов подводной окраины Кордильер. Обсчет соответствующих карт и схем изопахит объемным методом А.Б. Ронова позволил рассчитать количественные параметры седиментации для выделенных различных типов плейстоценовых осадков. Установлено общее доминирование терригенной седиментации и ее усиление в течение плейстоцена. Накопление биогенного опала и карбонатов также было интенсивнее в неоплейстоцене, чем в эоплейстоцене.

Ключевые слова: донные осадки, осадочные бассейны, Кордильеры, континентальный склон, шельф, эоплейстоцен, неоплейстоцен, площади, объемы, массы сухого осадочного вещества, массы осадков в единицу времени, терригенные турбидиты, гемипелагические глины, диатомовые глины, наноглины

DOI: 10.31857/S0016752520050064

Настоящая статья заканчивает цикл работ по плейстоценовым отложениям подводных окраин Тихого океана (Левитан и др., $2018_{1, 2, 3}$ и др.). В этом цикле раздельно рассматриваются неоплейстоцен, т.е. средний и поздний плейстоцен (Q_{2+3} , 0.01-0.80 млн лет), и эоплейстоцен или ранний плейстоцен (Q_1 , 0.80-1.80 млн лет по "старой" шкале, (Gradstein et al., 2004)).

В упомянутых публикациях, касавшихся задуговых осадочных бассейнов активных окраин на севере и западе Тихого океана, а также осадочных бассейнов пассивной окраины Антарктиды на юго-западе, отмечено, что они базируются, главным образом, на результатах глубоководного бурения. В данном сообщении по материалам о рейсах проектов DSDP, ODP и IODP глубоководного бурения мы опишем историю формирования плейстоценовых отложений осадочного бассейна активной окраины андийского типа, расположенной на востоке и северо-востоке Тихого океана.

СОВРЕМЕННЫЕ УСЛОВИЯ СЕДИМЕНТАЦИИ

Горный пояс Кордильер имеет огромные масштабы: длину 8 тыс. км, ширину от 700–800 до 1500 км, высоту более 6 км. Его история геологического развития насчитывает около 750 млн лет. По простиранию в Кордильерах выделяют четыре сегмента, границы между которыми довольно близко совпадают с государственными границами: Аляскинский, Канадский, собственно Американский и Мексиканский (Хаин, 2001). Кордильеры входят в число нескольких горных поясов Земли с наиболее интенсивными современными неотектоническими движениями (Трифонов, Соколов, 2015). Например, на западе Канады (в районе Британской Колумбии) за последние 10 млн лет рельеф стал выше на 2-4 км, при этом шельф испытывал погружение (Clague et al., 1982). Для плейстоцена типична активная вулканическая деятельность, причем наиболее мощный эксплозивный вулканизм проявился в Центральной Америке.

Подводная окраина Кордильер представлена узкой зоной континентальных шельфов и крутых континентальных склонов, заканчивающейся на юге Центрально-Американским глубоководным желобом (рис. 1a), а на севере — зоной субдукции, сопровождающейся фронтом деформации (рис. 1б).

Субмеридиональная вытянутость и размеры окраины предопределяют ее нахождение в целой серии климатических поясов: от субарктического на севере до экваториально-тропического на юге.





ГЕОХИМИЯ том 65 № 5 2020





Рис. 1. Окончание

Во многом природная широтная зональность отвечает и за циркуляцию поверхностной водной массы с ее изменяющимися с севера на юг температурными характеристиками. В южном районе (от 8° до 18° с.ш.) доминируют направленное на восток Северо-экваториальное противотечение и направленное на запад Северо-экваториальное течение. Определенную роль играет холодное Калифорнийское течение, направленное к югу (рис. 1а) (Berger et al., 1987). На крайнем юге рассматрива-

ГЕОХИМИЯ том 65 Nº 5 2020

155° з.д. 150°

145°

140°

емого района средняя ежегодная первичная продукция на подводной окраине составляет от 200 до 500 г С/м²/год, а на севере (вне зоны влияния Калифорнийского течения) равна 100–200 г С/м²/год (Berger et al., 1987).

На севере исследуемого региона (от 30° до 61° с.ш.) первичная продукция заметно выше изза взаимодействия холодного Калифорнийского течения, теплого Аляскинского течения и холодных арктических вод (рис. 16). В районе Калифорнийского апвеллинга на континентальном шельфе и внутри Калифорнийского залива (не рассматриваемого в данной статье) первичная продукция равна $600-700 \text{ г C/m}^2/\text{год}$, над верхним склоном обычны значения около $500 \text{ г C/m}^2/\text{год}$, а над нижним – $400 \text{ г C/m}^2/\text{год}$ и ниже (Lopes et al., 2010).

Из особенностей рельефа подводной окраины северного района необходимо отметить значительное число подводных конусов выноса (фэнов), связанных с горными реками на суше и продолжающими их затопленными руслами на шельфе и каньонами на континентальном склоне (рис. 16). Здесь же следует упомянуть Калифорнийский бордерленд с его системой впадин (на рис. 16 впадина Санта Моники – одна из них).

На подводной окраине Кордильер среди современных осадков явно доминируют гемипелагические глины. Вокруг полуострова Калифорния (включая Калифорнийский залив) широко развиты диатомовые илы и глины, а на подводной окраине южного района заметную роль играют карбонатные планктоногенные осадки (Маккой и др., 2003).

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

В рассматриваемом регионе совершены следующие рейсы глубоководного бурения: DSDP № № 18 (Kulm et al., 1973), 63 (Yeats et al., 1981), 66 (Moore et al., 1982), 67 (Aubouin et al., 1982), 84 (von Huene et al., 1985); ODP № № 146 (Westbrook et al., 1994), 167 (Lyle et al., 1997), 173 (Whitmarsh et al., 1997), 204 (Tréhu et al., 2007); IODP № № 311 (Riedel et al., 2006), 328 (Davies et al., 2010), 334 (Vannucchi et al., 2012), 341 (Jaeger et al., 2014), 344 (Harris 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. Для сравнительно-литологического анализа использовалась литологическая карта современных осадков Тихого океана (Маккой и др., 2003). Как и в более ранних статьях данного цикла, нами в качестве основы сравнительно-литологического анализа применены построения Н.М. Страхова (1945). Для фациально-генетического анализа был принят подход И.О. Мурдмаа (1987), а объемный метод анализа карт, как известно, был предложен А.Б. Роновым (1949). Для пересчета объемов осадков в массы сухого осадочного вещества применена формула из статьи (Левитан и др., 2013). При построении литолого-фациальных карт нео- и эоплейстоцена использованы также показанные на рис. 16 границы между отдельными сегментами и секторами Анд.

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

В равновеликой поперечной азимутальной проекции составлены в масштабе 1 : 20000000 карты фактического материала (рис. 1а, 1б) и литологофациальные карты (с изопахитами) (рис. 2а, 2б) для двух возрастных срезов: нео- и эоплейстоцена. Из-за очень большой протяженности Кордильер в меридиональном направлении и относительной узости их тихоокеанской окраины пришлось все виды карт делать для двух районов: южного (широтные границы от 8° до 18° с.ш.) и северного (широтные границы от 30° до 61° с.ш.). Поэтому первичные описания в статье будут даны раздельно для этих двух районов. В пространстве между обоими районами скважин глубоководного бурения нет.

Южный район

На литолого-фациальной карте неоплейстоцена (рис. 2а) показано распределение основных типов осадков на подводной окраине южного района Кордильер (т.е. на континентальной окраине Центральной Америки вплоть до Срединно-Американского глубоководного желоба). Карта выглядит довольно просто: вдоль континентального склона выделяются последовательно три литолого-фациальные зоны, охватывающие, соответственно, его верхнюю, среднюю и нижнюю части. В первом приближении верхняя зона представлена переслаиванием диатомовых глин, гемипелагических глин и наноглин. Соотношения указанных литотипов несколько меняются по простиранию; мощности на большей части закартированной площади превышают 100 м, и лишь на юго-востоке отмечен глубоководный фэн, в пришельфовой части которого мошности рассматриваемой неоплейстоценовой толщи превышают 500 м. Средняя зона сложена довольно монотонными гемипелагическими глинами, которые на юго-востоке охватывают не только среднюю, но и нижнюю часть континентального склона. Мощность этой толщи обычно колеблется между 50 и 100 м, уменьшаясь в пелагическом на-





Рис. 2. Литолого-фациальные карты плейстоцена для южного района (а – неоплейстоцен; б – эоплейстоцен). Неоплейстоцен: *1* – переслаивание гемипелагических глин, наноглин и диатомовых глин; *2* – диатомовые глины; *3* – гемипелагические глины; *4* – изопахиты (в м); *5* – скважины глубоководного бурения. Эоплейстоцен: *1* – переслаивание гемипелагических глин и наноглин; *2* – переслаивание гемипелагических глин и диатомовых глин; *3* – гемипелагические глины; *4* – изопахиты (в м); *5* – скважины глубоководного бурения.

ГЕОХИМИЯ том 65 № 5 2020

Понные осалки	Неоплей	істоцен	Эоплейстоцен	
доппыс осадки	S	V	S	V
Гемипелагические глины	274.25	31.59	353.00	15.43
Наноглины	156.00	8.04	119.50	9.75
Диатомовые глины	228.75	11.97	58.5	0.49

Таблица 1. Площади (*S*, тыс. км²) и объемы (*V*, тыс. км³) плейстоценовых отложений на подводной окраине Центральной Америки

Таблица 2. Массы сухого осадочного вещества (M, 10^{18} г) плейстоценовых отложений на подводной окраине Центральной Америки и массы вещества в единицу времени (I, 10^{18} г/млн лет)

Понные осалки	Неопле	йстоцен	Эоплейстоцен	
донные осадки	М	Ι	М	Ι
Гемипелагические глины	23.7	30.0	11.5	11.5
Наноглины	6.4	8.1	9.4	9.4
Диатомовые глины	4.5	5.7	0.5	0.5

правлении до менее 50 м. Нижняя литолого-фациальная зона охватывает, в основном, нижний континентальный склон, выклиниваясь на юговостоке. Она сложена диатомовыми глинами, в которых содержание диатомей колеблется, как правило, от 20 до 40%. Эпизодически в осадочной толще отмечены единичные прослои тефры, а также карбонатные конкреции. В северо-западной части закартированного района мощность этих осадков составляет менее 50 м, в центральной – от 50 до 100 м. В целом мощности неоплейстоценовых осадков убывают вниз по склону (в пелагическом направлении).

Литолого-фациальная карта эоплейстоцена (рис. 2б) содержит тоже три литолого-фациальных зоны, расположенных сверху вниз по простиранию континентального склона. Однако по сравнению с неоплейстоценом только средняя зона сложена гемипелагическими глинами, чья мощность, как правило, колеблется между 50 и 100 м, а на юго-востоке падает до менее 50 м. Верхняя зона представлена переслаивающимися гемипелагическими глинами и наноглинами. Обычно на северо-западе ее мощность превышает 100 м, в центральной части района – от 50 до 100 м и даже менее 50 м, а на юго-востоке (в упоминавшемся фэне) около шельфа может превышать 250 м. Нижняя литолого-фациальная зона сложена толщей переслаивающихся диатомовых глин и гемипелагических глин, мощность которой составляет обычно от 50 до 100 м, но местами не превышает 50 м. Как и для неоплейстоцена, мощности эоплейстоценовых отложений убывают в пелагическом направлении. В эоплейстоценовых осадках также описаны прослои тефры.

Обсчет сделанных карт по объемному методу А.Б. Ронова показал, что в неоплейстоцене площадь седиментации составляла 347.0 тыс. км², а объем накопившихся осадков равен 51.6 тыс. км³. При этом площадь развития гемипелагических глин составляет 118.25 тыс. км²; переслаивания наноглин, гемипелагических глин и диатомовых глин – 156.0 тыс. км²; диатомовых глин – 72.75 тыс. км². В общем объеме осадков доля гемипелагических глин составляет 61.2%, диатомовых глин – 23.2%, наноглин – 15.6%.

В эоплейстоцене площадь развития гемипелагических глин была равна 175.0 тыс. км²; переслаивания наноглин и гемипелагических глин — 119.5 тыс. км²; переслаивания гемипелагических и диатомовых глин — 58.5 тыс. км². Объем накопившихся осадков равен 25.7 тыс. км³. В общем объеме осадков доля гемипелагических глин составляет 60.1%, наноглин — 38.0%, диатомовых глин — 1.9%. Данные по площадям и объемам указанных трех основных типов осадков для нео- и эоплейстоцена показаны в табл. 1. Средняя мощность осадков неоплейстоцена равна 149 м, а эоплейстоцена — 73 м.

Пересчет приведенных в табл. 1 данных на массы сухого осадочного вещества и дальнейший расчет масс вещества в единицу времени выявил следующие закономерности (табл. 2): заметное преобладание в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом масс и гемипелагических глин и диатомовых глин, также как и интенсивностей их седиментации. Наноглины, напротив, имели несколько большую массу и массу вещества в единицу времени в эоплейстоцене.

Северный район

На литолого-фациальной карте неоплейстоцена (рис. За) показано распределение основных типов осадков на подводной окраине северного района Кордильер (т.е. на континентальной окраине Северной Америки вплоть до зоны субдукции). Полученные данные позволяют выделить на рассматриваемой подводной окраине несколько сегментов: 1) окраины зоны сочленения Алеутской дуги и Аляски; 2) Аляскинско-Канадский; 3) Американский и 4) Мексиканский. Нетрудно заметить определенное сходство такого расчленения и блокового строения Кордильер (Хаин, 2001).

В первом сегменте доминируют гемипелагические глины с варьирующим количеством материала ледового разноса (IRD). Их мощность составляет от 50 до 100 м. Залив Аляска практически целиком в неоплейстоцене был занят фэном, сложенным терригенными турбидитами, с мощностями свыше 100 м. Это показано на карте (рис. 3а), однако на глубинах дна свыше 3000 м эти турбидиты не учитывались при расчетах по объемному методу.

В Аляскинско-Каналском сегменте шельф сложен толщей переслаивания континентальных диамиктитов (морен), морских гемипелагических глин с IRD и диатомовых глин. Глинистая часть разреза отвечает межледниковьям, а диамиктиты оледенениям. Судя по результатам бурения, можно предположить, что полная мощность отложений неоплейстоценового разреза превышала 1000 м. Континентальный склон (вплоть до траверза южной части о. Ванкувер) был ареной накопления гемипелагических глин с IRD, чья мощность колебалась от менее 50 м до 50-100 м. Мористее о. Ванкувер в районе Каскадии развит мощный фэн Нитинат, сложенный переслаиванием терригенных турбидитов, гемипелагических глин и диатомовых глин. В своей нижней части (древнее 0.3 млн лет) эти склоновые осадки лежат на сильно уплотненных и дислоцированных терригенных отложениях (в основном, турбидитах) аккреционного комплекса, что хорошо видно на сейсмических профилях (Westbrook et al., 1994). Эти породы в процессе аккреции испытали тектонически обусловленное возрастание мощностей, которые сильно колеблются даже на очень небольших расстояниях. Отложения содержат значительные количества газгидратов. В депоцентре мощность неоплейстоценовых осадков и горных пород может превышать 500 м.

Американский сегмент представлен чередованием ряда фэнов (раздел о современных условиях седиментации) и областей развития гемипелагических глин без материала ледового разноса. Толщи фэнов сложены, как правило, переслаивающимися терригенными турбидитами, гемипелагическими глинами и диатомовыми глинами. Мощность в депоцентрах колеблется от свыше 500 м до 100–250 м. Мощность фоновых гемипелагических глин варьирует от 100–250 до менее 50 м.

В Мексиканском сегменте описаны карбонаты: в верхних частях континентальных склонов накапливались кокколитовые илы, переслаивавшиеся наноглины и гемипелагические глины, а в средних и нижних частях континентальных склонов развиты нано- и фораминиферовые глины. Здесь же находятся крупные поля гемипелагических глин. Мощность осадков неоплейстоцена обычно составляет менее 50 м, реже — между 50 и 100 м.

Литолого-фациальная карта эоплейстоценовых отложений (рис. 3б) сильно отличается от неоплейстоценовой карты. Следует иметь в виду, что скважины на севере региона не вышли за пределы неоплейстоцена. На основе данных по четвертичному оледенению Аляски (Hamilton, 1994) и Кордильер (Quaternary..., 2011) мы сочли возможным предположить отсутствие в эоплейстоцене диамиктитов на шельфе рассматриваемой подводной окраины. Скорее всего, как и показано на рис. 3б, как шельфы, так и области континентальных склонов в Аляскинско-Канадском сегменте были ареной накопления гемипелагических глин с рассеянным материалом ледового разноса. Их мощности, вероятно, колебались между 100 и 250 м, изредка превышая эти значения, а иногда снижаясь до величин менее 50 м. На широте о. Ванкувер описано небольшое по размеру местонахождение диатомовых глин. Важно отметить отсутствие полей развития терригенных турбидитов.

В Американском сегменте для эоплейстоцена можно констатировать существование двух литолого-фациальных зон: в первой из них, охватывавшей шельф и верхний склон, развита толща переслаивающихся терригенных турбидитов, гемипелагических глин и наноглин. При этом достаточно хорошо был развит только один фэн (рис. 36), в депоцентре которого мощности превышали 250 м. Как правило, мощность рассматриваемой толщи около 100 м. Во второй литолого-фациальной зоне, расположенной на средней и нижней части континентального склона, в эоплейстоцене накопилась толща довольно однородных гемипелагических глин мощностью менее 50 м.

Северная часть Мексиканского сегмента занята гемипелагическими глинами и (ниже по склону) переслаиванием фораминиферово-кокколитовых и диатомово-кокколитовых глин. Южнее расположено небольшое поле развития наноглин, а южная часть сегмента занята переслаивающимися гемипелагическими глинами и наноглинами. В основном мощности эоплейстоценовых отложений здесь варьируют от 50 до 100 м, местами снижаясь до величин менее 50 м.

Обсчет сделанных карт по объемному методу А.Б. Ронова показал, что в неоплейстоцене площадь седиментации составляла 1369.1 тыс. км², а объем накопившихся осадков равен 170.3 тыс. км³. При этом площадь развития гемипелагических глин составляет 457.8 тыс. км²; гемипелагических глин, включающих материал ледового разноса (IRD) – 424.9 тыс. км²; наноглин – 47.4 тыс. км²; терригенных турбидитов – 41.5 тыс. км². Оставшаяся площадь осадконакопления представлена различными типами переслаиваний, отраженными на карте (см. рис. 3а). В общем объеме осадков доля гемипелагических глин с IRD составляет 37.7%, гемипелагических глин – 22.8%, терригенных турбидитов – 17.6%, диамиктитов – 9.7%, наноглин – 6.1%, диатомовых глин – 5.8%, наноилов -0.4%.

В эоплейстоцене площадь развития гемипелагических глин равна 418.1 тыс. км²; гемипелагических глин, включающих материал ледового разноса



Рис. 3. Литолого-фациальные карты плейстоцена для северного района (а – неоплейстоцен; б – эоплейстоцен). Неоплейстоцен: – гемипелагические глины; 2 – гемипелагические глины с материалом ледового разноса; 3 – переслаивание терригенных турбидитов и гемипелагических глин с материалом ледового разноса; – переслаивание диамиктитов, гемипелагических глин с материалом ледового разноса и диатомовых глин; – терригенные турбидиты; 6 – переслаивание терригенных турбидитов, гемипелагических глин и диатомовых глин; – переслаивание терригенных турбидитов и гемипелагических глин; – переслаивание диатомовых глин; 9 – наноглины; 10 – переслаивание кокколитовых илов, наноглин и гемипелагических глин; – изопахиты (в м); 12 – скважины глубоководного бурения. Эоплейстоцен: – переслаивание терригенных турбидитов, гемипелагических глин; 11 – изопахиты (в м); 12 – скважины глубоководного бурения. Эоплейстоцен: – переслаивание терригенных турбидитов, гемипелагических глин и наноглин; 5 – переслаивание терригенных турбидитов и гемипелагические глины; – периские глины с материалом ледового разноса; 3 – диатомовые глины; – переслаивание терригенных турбидитов, гемипелагических глин и наноглин; 5 – переслаивание терригенных турбидитов и гемипелагических глин; – переслаивание гемипелагических глин и наноглин; 7 – переслаивание кокколитовых илов и наноглин; – наноглины; 9 – переслаивание фораминиферово-наноглин и диатомовонаноглин; – переслаивание наноглин и гемипелагических глин; 11 – изопахиты (в м); 12 – скважины глубоководного буренаноглины и пемипелагических глин; – переслаивание темипелагических глин и наноглин; 7 – переслаивание кокколитовых илов и наноглин; – наноглины; 9 – переслаивание фораминиферово-наноглин и диатомовонаноглин; – переслаивание наноглин и гемипелагических глин; 11 – изопахиты (в м); 12 – скважины глубоководного бурения.



Рис. 3. Окончание

(IRD) – 679.4 тыс. км²; наноглин – 30.5 тыс. км². Оставшаяся площадь осадконакопления представлена различными типами переслаиваний, отраженными на карте (рис. 3б). Объем накопившихся осадков равен 143.0 тыс. км³. В общем объеме осадков доля гемипелагических глин с IRD составляет 67.5%, гемипелагических глин – 24.5%, наноглин — 5.0%, терригенных турбидитов — 2.0%, диатомовых глин — 0.6%, наноилов — 0.3%, диамиктитов — 0%.

Данные по площадям и объемам указанных трех основных типов осадков для нео- и эоплейстоцена показаны в табл. 3. Средняя мощность

ГЕОХИМИЯ том 65 № 5 2020

ЛЕВИТАН и др.

Донные осадки	Неоплейстоцен		Эоплейстоцен	
	S	V	S	V
Гемипелагические глины	649.7	38.8	610.8	35.1
Наноглины	133.1	10.3	175.7	7.2
Диатомовые глины	222.1	9.9	24.4	0.8
Гемипелагические глины с материалом ледового разноса	626.0	64.2	679.4	96.5
Терригенные турбидиты	194.9	30.0	85.3	2.8
Диамиктиты	158.4	16.5	0	0
Наноилы	81.2	0.6	31.3	0.5

Таблица 3. Площади (*S*, тыс. км²) и объемы (*V*, тыс. км³) плейстоценовых отложений на подводной окраине Северной Америки

Таблица 4. Массы сухого осадочного вещества (M, 10^{18} г) плейстоценовых отложений на подводной окраине Северной Америки и массы осадков в единицу времени (I, 10^{18} г/млн лет)

Донные осадки	Неоплейстоцен		Эоплейстоцен	
	М	Ι	М	Ι
Гемипелагические глины	32.3	40.9	33.8	33.8
Наноглины	7.7	9.8	6.5	6.5
Диатомовые глины	7.4	9.4	0.7	0.7
Гемипелагические глины с материалом ледового разноса	53.7	68.0	82.5	82.5
Терригенные турбидиты	29.5	37.3	2.7	2.7
Диамиктиты	27.9	35.3	0	0
Наноилы	0.5	0.6	0.5	0.5

Таблица 5. Массы сухого осадочного вещества (M, 10^{18} г) плейстоценовых отложений на подводной окраине Северной Америки и массы осадков в единицу времени (I, 10^{18} г/млн лет)

Донные осадки	Неоплейстоцен		Эоплейстоцен	
	М	Ι	М	Ι
Гемипелагические глины	32.3	40.9	33.8	33.8
Наноглины	7.7	9.8	6.5	6.5
Диатомовые глины	7.4	9.4	0.7	0.7
Гемипелагические глины с материалом ледового разноса	53.7	68.0	82.5	82.5
Терригенные турбидиты	29.5	37.3	2.7	2.7
Диамиктиты	27.9	35.3	0	0
Наноилы	0.5	0.6	0.5	0.5

осадков неоплейстоцена равна 124 м, а эоплейстоцена — 105 м.

Пересчет приведенных в табл. 3 данных на массы сухого осадочного вещества и дальнейший расчет масс вещества в единицу времени выявил следующие закономерности (табл. 4): 1) преобладание в неоплейстоцене по сравнению с эоплей-

стоценом масс терригенных турбидитов и диамиктитов, диатомовых глин, наноглин; 2) преобладание в эоплейстоцене по сравнению с неоплейстоценом масс гемипелагических глин и таких же глин, но вмещающих IRD; 3) за исключением гемипелагических глин с материалом ледового разноса, все остальные типы осадков накапливались интенсивнее в неоплейстоцене, чем в эоплейстоцене; 4) отношение суммарной интенсивности накопления терригенных отложений в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом (IQ_{2+3}/IQ_1) составило 1.5.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Судя по полученным результатам, в течение плейстоцена происходили существенные изменения как фациальной структуры отложений подводной окраины Кордильер, так и их количественных параметров. В связи с интенсификацией оледенения Кордильер и Аляски на севере рассматриваемого района в неоплейстоцене горные ледники увеличили свой объем, опустились и вышли на шельф, о чем свидетельствуют диамиктиты большой мощности. Наряду с интенсификацией оледенения в течение плейстоцена происходило возрастание амплитуды неотектонических движений, что привело в неоплейстоцене к резкому возрастанию потоков терригенного вещества, проявившемуся на подводной окраине формированием многочисленных фэнов и массовым образованием мутьевых потоков. Климатические изменения способствовали усилению вертикальной циркуляции, в том числе интенсификации Калифорнийского апвеллинга в неоплейстоцене.

Если объединить данные по южному и северному районам, то получится, что в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом интенсивность накопления терригенного материала на подводной окраине Кордильер выросла в 2.6 раза, карбонатных осадков — в 2.0 раза, а кремнистых осадков — в 12.6 раз. Полученные тренды соответствуют общим закономерностям, выявленным ранее для пелагиали Тихого океана (Левитан и др., 2013; Левитан, 2016).

Статья написана при финансовой помощи гранта РФФИ № 17-05-00157 и Программы Президиума РАН І.49П. Работа выполнена по теме госзадания № 0137-2016-0008.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Левитан М.А. (2016) Сравнительный анализ пелагического плейстоценового кремненакопления в Тихом и Индийском океанах. *Геохимия* (3), 278–286.

Levitan M.A. (2016) Comparative analysis of pelagic Pleistocene silica accumulation in the Pacific and Indian oceans. *Geochem. Int.* **54**(3), 257–265.

Левитан М.А., Антонова Т.А., Гельви Т.Н., Кольцова А.В., Домарацкая Л.Г. (2018₃) Фациальная структура и количественные параметры плейстоценовых отложений морей Китая. *Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода* (76), 143–156.

Левитан М.А., Антонова Т.А., Домарацкая Л.Г., Кольцова А.В., Сыромятников К.В. (2018₂) Фациальная структура и количественные параметры плейстоценовых отложений Японского моря. Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода (76), 135–142.

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., Balukhovsky 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., Сыромятников К.В., Чекан К.М. (2018₁) 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.

Маккой Ф.Х., Суинт Т.Р., Пайпер Д.Ц. (2003) Типы донных осадков / Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана (Гл. ред. Удинцев Г.Б.). М.-СПб. С. 114–115.

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). *Тр. 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.

Трифонов В.Г., Соколов С.Ю. (2015) На пути к постплейт-тектонике. Вестник Российской академии наук 85(7), 605–615.

Хаин В.Е. (2001) Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир. 606 с.

Aubouin J., von Huene R. et al. (1982) *Init. Repts. DSDP*, 67: Washington (U.S. Govt. Printing Office).

Berger W.H., Fisher K., Lai C., Wu G. (1987) Ocean productivity and organic carbon flux. Part I. Overview and maps of primary production and export production. Univ. of California, San Diego, SIO Reference 97-30.

Clague J., Harper J.R., Hebda R.J., Howes D.E. (1982) Late Quaternary sea levels and crustal movements, coastal British Columbia. *Can. J. Earth Sci.* **19**, 597–618.

Davies E., Malone M. et al. (2010) *Proc. IODP, Init. Repts.* 328: Washington DC (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.).

Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G. (2004) *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge Univ. Press, 82 p.

Hamilton T.D. (1994) Late Cenozoic glaciation of Alaska. In: *The geology of Alaska* (Eds G. Plafker, H.C. Berg). *GSA*, 813–844.

Harris R.N., Sakaguchi A., Petronotis K. et al. (2013) *Proc. IODP, Init. Repts.* 344: College Station TX (Integrated Ocean Drilling Program).

Jaeger V.M., Gulick S.P.S., LeVay L.G. et al. (2014) *Proc. IODP, Init. Repts.* 341: College Station TX (Integrated Ocean Drilling Program). Kulm L.D., von Huene R. et al. (1973) *Init. Repts. DSDP*, 18: Washington (U.S. Govt. Printing Office).

Lopes C., Mix A.C., Abrantes F. (2010) Environmental controls of diatom species in the northeast Pacific. *Palaeo-geogr.*, *Palaeoclimatol.*, *Palaeoecol.* **297**(1), 188–200.

Lyle M., Koizumi I., Richter C. et al. (1997) *Proc. ODP, Init. Repts.*, 167: College Station, TX (*Ocean Drilling Program*).

Moore J.C., Watkins J.S. et al. (1982) *Init. Repts. DSDP*, 66: Washington (U.S. Govt. Printing Office).

Quaternary Glaciations – Extent and Chronology. V. 15. Eds Ehlers J., Gibbard P.L., Hughes P.G. (2011). Amsterdam: Elsevier, 1126 pp.

Riedel M., Collett M., Malone M.J. et al. (2006) *Proc. IODP, Init. Repts.* 311: Washington DC (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.).

Tréhu A.M., Bohrmann G., Rack F. et al. (2007) *Proc. ODP, Init. Repts.*, 204: College Station, TX (*Ocean Drilling Program*).

Vannucchi P., Ujiie K., Malinverno A. et al. (2012) *Proc. IODP, Init. Repts.* 334: Tokyo (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.).

Von Huene R., Aubouin J. et al. (1985) *Init. Repts. DSDP*, 84: Washington (U.S. Govt. Printing Office).

Westbrook G.K., Carson B., Musgrave R.J. et al. (1994) *Proc. ODP, Init. Repts.*, 146 (*Pt. 1*): College Station, TX (Ocean Drilling Program).

Whitmarsh R.B., Beslier M.-O., Wallace P.J. et al. (1997) *Proc. ODP, Init. Repts.*, 173: College Station, TX (*Ocean Drilling Program*).

www.gebco.org (2004)

Yeats R.S., Haq B.U. et al. (1981) *Init. Repts. DSDP*, 63: Washington (U.S. Govt. Printing Office).