

ФАЦИАЛЬНАЯ СТРУКТУРА И КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ПАРАМЕТРЫ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОДВОДНОЙ ОКРАИНЫ АНД

© 2020 г. М. А. Левитан^а, *, Т. Н. Гельви^а, Л. Г. Домарацкая^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 03.10.2018 г.

После доработки 20.01.2019 г.

Принята к публикации 25.01.2019 г.

Впервые описана литолого-фациальная зональность нео- и эоплейстоцена двух основных районов подводной окраины Анд. Обсчет соответствующих карт и схем изопахит объемным методом А.Б. Роннова позволил рассчитать количественные параметры седиментации для выделенных различных типов плейстоценовых осадков. Установлено общее доминирование терригенной седиментации и ее усиление в течение плейстоцена. Накопление биогенного опада в виде диатомовых панцирей было интенсивнее в эоплейстоцене, чем в неоплейстоцене. Это связано с активизацией Перуанского апвеллинга, вызванного подъемом антарктических промежуточных вод.

Ключевые слова: донные осадки, осадочные бассейны, Анды, континентальный склон, шельф, апвеллинги, эоплейстоцен, неоплейстоцен, площади, объемы, массы сухого осадочного вещества, массы осадков в единицу времени, терригенные осадки, диатомеи

DOI: 10.31857/S0016752520030073

Настоящая статья продолжает цикл работ по плейстоценовым отложениям подводных окраин Мирового океана (Левитан и др., 2018₁ и др.). В этом цикле отдельно 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 данным о четырех рейсах проекта ODP мы опишем историю формирования плейстоценовых отложений осадочного бассейна активной окраины андийского типа, расположенной на юго-востоке Тихого океана.

СОВРЕМЕННЫЕ УСЛОВИЯ СЕДИМЕНТАЦИИ

Подвижный пояс Анд тянется с севера на юг вдоль западной окраины Южной Америки примерно на 9 тыс. км и достигает наибольшей ширины (около 750 км) в своей средней части (Хаин, 2001). Средняя высота составляет примерно 4000 м,

а наиболее высокие вершины достигают почти 7000 м. Андийский пояс разделяется на три части, отличающиеся своей тектоникой и историей геологического развития: Северные, Центральные и Южные Анды. Границы между ними проходят, соответственно, примерно по 5° с.ш. и по 42° ю.ш. Самый крупный сегмент – Центральный – состоит из трех секторов: северного, центрального и южного, границы между которыми, соответственно, расположены примерно на 15° ю.ш. и на 30° ю.ш. (Хаин, 2001) (рис. 1а, 1б).

Все сегменты отличаются друг от друга также по орографии и климату. Очень четко, с применением количественных параметров, эти отличия описаны в статье Монтгомери с соавторами (Montgomery et al., 2001). В частности, большую часть северного сектора Центральных Анд занимает рельеф с низкой расчлененностью, в котором около 50% площади занимают области максимальных высот. В то же время южнее и севернее этой зоны площадь наибольших высот составляет не более 10–15%. Характер расчленения рельефа во многом определяет среднегодовое количество атмосферных осадков и скорость эрозии. Отметим, что Анды подвержены горному оледенению (особенно в южной половине пояса) и ледники играют важную роль в эрозии высокогорной части Анд. Снеговая линия расположена

на высоте примерно 5000 м на севере Центральных Анд и снижается в южном направлении до примерно 1000 м на юге Южных Анд. Ниже снеговой линии основная роль в эрозии переходит к коротким и бурным горным рекам, получающим питание как за счет талых вод ледников, так и с дождями. Анды протягиваются через несколько климатических поясов (экваториальный, субэкваториальный, тропический, субтропический, умеренный) и в каждом из них существуют свои особенности выветривания и эрозии.

Андийский пояс является одним из наиболее активных неотектонических поясов Земли, в котором отмечены значения восходящих горообразовательных движений до 2 мм/год (Трифонов, Соколов, 2015). Отметим также высокую современную и четвертичную вулканическую активность. Все это создает мощные потоки литогенного вещества в бассейн Тихого океана.

Суммарная ширина прибрежной равнины и континентального шельфа, как правило, очень небольшая (обычно до первых десятков километров). Крутые западные склоны Анд примерно совпадают по углам наклона с континентальным склоном, спускающимся до Перуанско-Чилийского глубоководного желоба, тальвег которого расположен на глубинах 5000–6000 м (рис. 1а, 1б). В целом необходимо отметить, что подводная окраина Анд очень узкая и нередко составляет только несколько десятков километров в ширину, расширяясь местами до 150–200 км.

Среднегодовая температура на поверхности океана в изученном регионе составляет от 14°C на юге до 24°C в районе экватора (Mix et al., 2003). Основные течения направлены на север (Перуанско-Чилийское течение, Прибрежное течение) и на юг (Перуанско-Чилийское противотечение и противотечение Гумбольдта) (рис. 1а, 1б), чередуясь друг с другом. Особенности вертикальной циркуляции в водной толще тесно связаны с атмосферной циркуляцией: дующие с юга или с юго-востока ветры формируют в некоторых районах сгонные течения, которые, двигаясь на запад, освобождают место для подъема промежуточных антарктических вод, богатых питательными веществами. Районы максимально выраженных подъемов называются апвеллингами и выражены на поверхности океана, в частности, повышенными значениями растворенных фосфатов. Основных апвеллингов два: Чилийский (концентрация растворенных фосфатов составляет 0.6–0.8 μM) и более интенсивный Перуанский (концентрация фосфатов доходит до 1 μM) (Mix et al., 2003) (рис. 1а, 1б).

В зонах апвеллингов наблюдается (особенно летом) очень высокая первичная продукция (порядка 300 г С/м² в год) (Духова, Сапожников, 2014) и здесь формируются специфические (ап-

веллинговые) комплексы диатомовых водорослей, бентосных фораминифер, рыб и т.д.

Необходимо отметить, что с периодичностью в несколько лет (от 4 до 9) в изучаемой части Мирового океана происходит явление Эль Ниньо, с радикальной сменой систем циркуляции. В это время на поверхности доминируют направленные к югу потоки теплых и соленых вод из экваториально-тропической области, обедненных кислородом и питательными веществами; южные ветры ослабевают вплоть до исчезновения; соответственно, апвеллинги прекращают свое существование; в водной толще развиваются застойные явления, приводящие, в частности, к массовым заморам рыб (Батурин, 1978); усиливается штормовая активность.

В итоге, современные осадки поверхностного слоя в описываемом регионе представляют собой итог смешивания латеральных потоков литогенного (в основном терригенного) вещества и вертикальных потоков диатомей (Маккой и др., 2003). Апвеллинговые осадки отличаются высокими содержаниями планктоногенного органического вещества, обилием аутигенных фосфоритов, глауконитов, сульфидов железа (Батурин, 1978). При этом Перуанский апвеллинг выражен гораздо сильнее Чилийского и в водной толще, и в поверхностных осадках. Сезонность апвеллингов и Эль Ниньо приводят к ярко выраженной полосчатости (горизонтальной слоистости) донных осадков.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

В рассматриваемом регионе совершено четыре рейса глубоководного бурения: ODP рейсы 112 (Suess, von Huene et al., 1988), 141 (Behrmann et al., 1992), 201 (D'Hondt et al., 2003) и 202 (Mix et al., 2003). Расположение пробуренных скважин показано на рис. 1а, 1б. 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. 1а, 1б 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 оса-

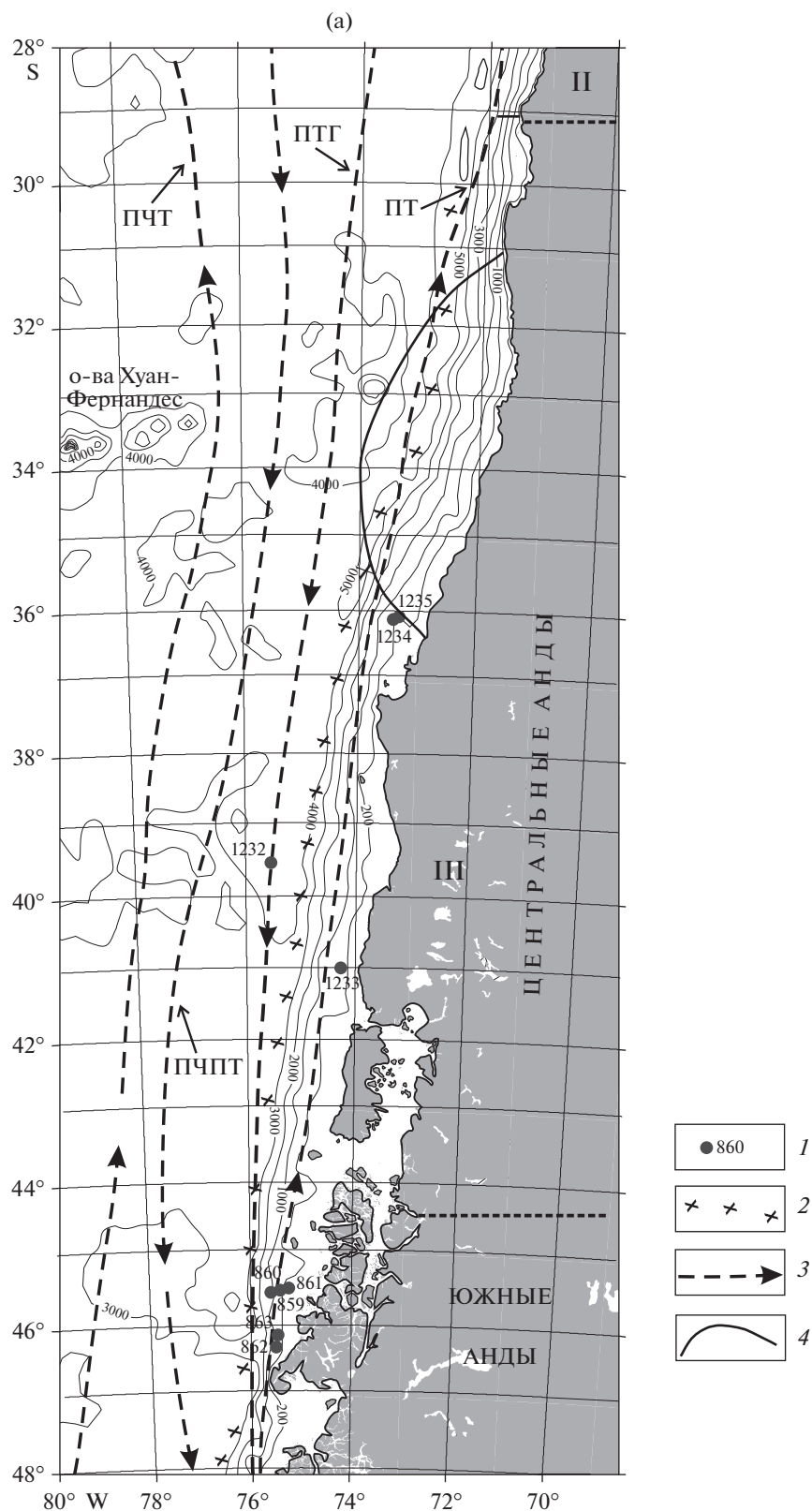


Рис. 1. Расположение скважин глубоководного бурения на подводной окраине Анд: (а) — южного района и (б) — северного района. Условные обозначения: 1 — скважины глубоководного бурения; 2 — глубоководный Перуанско-Чилийский желоб; 3 — поверхностные течения; 4 — границы апвеллингов. ПЧТ — Перуанско-Чилийское течение; ПЧПТ — Перуанско-Чилийское противотечение; ПТГ — противотечение Гумбольдта; ПТ — Прибрежное течение (Mix et al., 2003). I, II, III — северный, центральный и южный сектора Центральных Анд (Хаин, 2001). Изобаты даны в метрах (www.gebco.org).

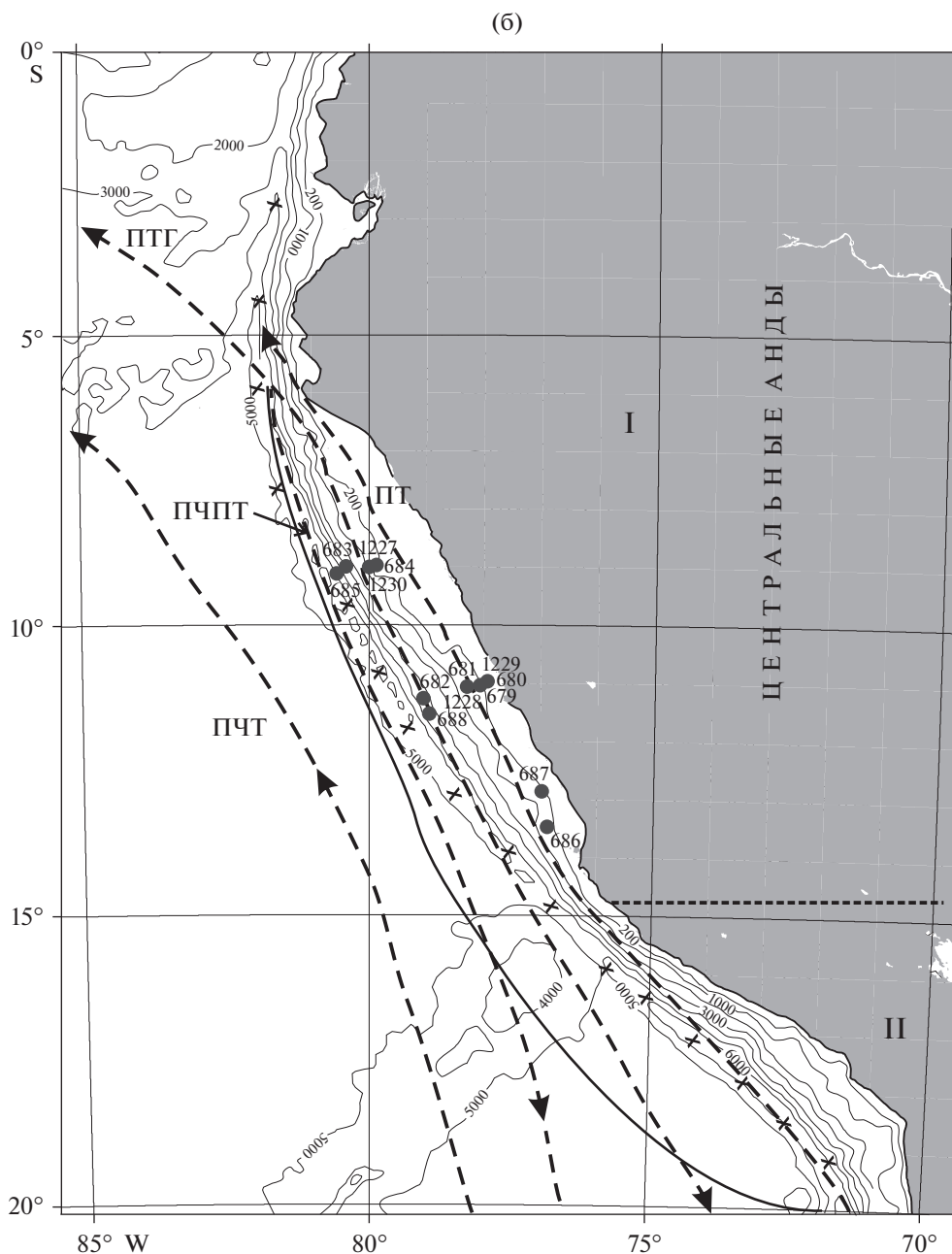


Рис. 1. Окончание

дочного вещества применена формула из статьи (Левитан и др., 2013). При построении литолого-фациальных карт нео- и эоплейстоцена использованы также показанные на рис. 1а, 1б границы между отдельными сегментами и секторами Анд.

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

В равновеликой поперечной азимутальной проекции составлены в масштабе 1 : 10000000 карты фактического материала (рис. 1а, 1б) и ли-

того-фациальные карты (с изопакхитами) для двух возрастных срезов: нео- и эоплейстоцена. Из-за очень большой протяженности Южной Америки в меридиональном направлении и относительной узости ее тихоокеанской окраины пришлось все виды карт делать для двух районов: южного (широтные границы от 48° до 28° ю.ш.) и северного (широтные границы от 20° ю.ш. до 0°). Поэтому первичные описания в статье будут даны отдельно для этих двух районов. В пространстве

Таблица 1. Площади (S , тыс. км²) и объемы (V , тыс. км³) основных типов донных осадков в неоплейстоцене и эоплейстоцене (“южная” карта)

Донные осадки	Неоплейстоцен		Эоплейстоцен	
	S	V	S	V
Гемипелагические глины	213.00	73.05	221.50	11.42
Песчаники	24.25	2.13	24.00	1.54

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 Анд. Карта выглядит очень просто: ее большую часть занимает огромное поле развития гемипелагических глин, а самое южное поле (на траверзе Южных Анд) сложено переслаиванием гемипелагических глин, песков и песчаников. Показано также поле развития терригенных турбидитов в Чилийской глубоководной котловине, расположенной уже за пределами глубоководного желоба (данные по скв. 1232), однако данные по турбидитам не использовались при обachte карты по объемному методу А.Б. Ронова.

Гемипелагические глины литологически довольно однообразны: в эту группу входят алевритовые глины и глинистые алевриты, иногда осадки содержат небольшое количество диатомей, фораминифер и кокколитов, но содержание СаСО₃ никогда не превышает первых процентов. В толще гемипелагических глин изредка встречаются маломощные прослои терригенных турбидитов и тефры. Характерно отсутствие каких-либо следов апвеллинга: содержание Сор_г, как правило, ниже 0.3% (чаще — ниже 0.1%) (Behrmann et al., 1992). Специальные исследования показали, что геохимия гемипелагических глин полностью определяется химическим составом комплексов пород соответствующего сегмента Анд (фанерозойских осадочных пород, меловых батолитов, четвертичных вулканитов) (Kilian, Behrmann, 2003). Естественно, что по простирацию пояса гемипелагических глин происходят определенные изменения их химического состава в соответствии с изменением петрофонада питающих провинций (Lamy et al., 1998). Например, в керне скв. 859 отмечены повышенные содержания вулканогенного материала.

Поле переслаивания гемипелагических глин с песками и песчаниками на крайнем юге исследо-

ванного района отражает смену на суше Центральных Анд Южными, с соответствующими изменениями в геологическом строении, геологической истории в четвертичном периоде и скоростях денудации.

Мы сочли необходимым показать вышеупомянутое поле турбидитов, поскольку здесь произошел прорыв турбидных потоков за пределы континентальной окраины из-за того, что ундуляция днища глубоководного желоба по простирацию время от времени приводит фактически к исчезновению желоба на поверхности дна. В этом месте турбидные потоки не попадают в природную седиментационную ловушку и могут распространяться за пределы активной окраины.

Расположение изопахит неоплейстоценовых осадков (рис. 2а) демонстрирует результаты терригенной седиментации с лавинными скоростями и центробежное убывание мощностей от источников сноса в пелагическом направлении. При линейной экстраполяции скоростей седиментации в наиболее близких к Центральным Андам скважинах на континентальном склоне выяснилось, что в целом за неоплейстоцен могли накопиться огромные толщии осадков, возможно, местами превышающие по мощности 1 км (в забое скв. 1233—1235 вскрыты осадки мощностью по несколько сот метров, по возрасту не древнее 0.26 млн лет). Изопахита 100 м, как правило, не выходит за пределы континентального склона. Исключением является только отмеченное поле турбидитов. В целом площадь седиментации равнялась 213.00 тыс. км², а общий объем осадков составил 75.18 тыс. км³. При этом гемипелагические глины составляют 97% всего объема изученного осадочного чехла (табл. 1).

Литолого-фациальная карта эоплейстоцена (рис. 2б) по своей сути ничем не отличается от неоплейстоценовой карты (за исключением поля турбидитов, т.к. бурением в скв. 1232 вскрыты осадки только неоплейстоценового возраста). Однако одно резкое отличие имеется и оно состоит в явно меньшей скорости седиментации в эоплейстоцене. Во всех изученных скважинах мощность эоплейстоцена составляет только от 50 до 100 м (рис. 2б). Интересно, что отложения Чилийского апвеллинга, показанные на карте поверхностного слоя осадков Тихого океана (Маккой и др., 2003), в неоплейстоцене и эоплейстоцене не накапливались.

Пересчет объемов осадков (табл. 1) в массы сухого осадочного вещества и, затем, расчет масс осадков в единицу времени (табл. 2) позволил установить интересные закономерности плейстоценовой истории седиментации в южном районе подводной окраины Анд. В частности, выяснилось, что интенсивность седиментации в не-

оплейстоцене была выше, чем в эоплейстоцене, по гемипелагическим глинам в 6.4 раза, по пескам и песчаникам — в 1.6 раза, в сумме по терригенным осадкам — в 5.6 раза.

Северный район

На литолого-фациальной карте неоплейстоцена (рис. 3а) показано распределение основных типов осадков на подводной окраине северного района Анд. Карта выглядит следующим образом: севернее 5° ю.ш. и южнее 15° ю.ш. развиты гемипелагические глины (более 33% площади), а в области между ними расположены: диатомовая глина, занимающая более 36% площади, диатомовые илы и переслаивающиеся с ними фораминиферовые глины (это переслаивание занимает около 30% всей площади района) (табл. 2а). При этом осадки, обогащенные фораминиферами, приурочены к шельфу и верхней части континентального склона. Реже встречаются шельфовые фораминиферовые пески, единичные маломощные прослои терригенных песков, турбидитов и тефры. Необходимо отметить, что северная и южная области развития гемипелагических глин только предполагаются авторами, т.к. скважин здесь нет.

В целом хорошо выражено влияние Перуанского апвеллинга: осадки центральной части района обогащены $S_{орг}$, конкрециями фосфорита, доломитами, пиритом, глауконитом; характерны специфические комплексы бентосных фораминифер и диатомей; встречаются прослои, обогащенные костями рыб.

По распределению изопакит неоплейстоценовых отложений (рис. 3а) видно, что мощности в зоне влияния апвеллинга растут от берега в пелагическом направлении: градация менее 50 м занимает шельф и верхи континентального склона; от 50 до 100 м — в основном среднюю часть склона, а более 100 м — нижнюю часть континентального склона. Из-за отсутствия скважин точное распределение изопакит на севере и юге района неизвестно. Более подробно эта проблема будет рассмотрена позднее, в разделе “Обсуждение результатов”. Общая площадь осадков составляет 343.7 тыс. км², а их объем — 30.5 тыс. км³. При этом относительная роль диатомовых глин в общем объеме неоплейстоценовых отложений составляет 42.0%, гемипелагических глин — 38.4%, а фораминиферовых осадков — 5.9% (табл. 3).

Литолого-фациальная карта эоплейстоцена (рис. 3б) во многом похожа на неоплейстоценовую карту: также на юге и севере района на континентальной окраине развиты гемипелагические глины (36.8% от общей площади — табл. 3), а в его центральной части — набор из диатомовых глин

Таблица 2. Массы сухого осадочного вещества (M , 10^{18} г) и массы осадков в единицу времени (I , 10^{18} г/млн лет) основных типов донных осадков в неоплейстоцене и эоплейстоцене (“южная” карта)

Донные осадки	Неоплейстоцен		Эоплейстоцен	
	M	I	M	I
Гемипелагические глины	72.3	91.5	14.4	14.4
Песчаники	3.2	4.1	2.6	2.6

Таблица 3. Площади (S , тыс. км²) и объемы (V , тыс. км³) основных типов донных осадков в неоплейстоцене и эоплейстоцене (“северная” карта)

Донные осадки	Неоплейстоцен		Эоплейстоцен	
	S	V	S	V
Гемипелагические глины	114.6	11.7	130.6	26.3
Диатомовые глины	229.1	17.0	197.5	25.7
Диатомовые илы	—	—	17.2	1.0
Фораминиферовые осадки	104.6	1.8	16.1	0.4

(53.6%) и переслаивающихся диатомовых илов, диатомовых и фораминиферовых глин (менее 10%). Встречены также единичные маломощные прослои тефры, терригенных турбидитов и терригенных песков. В целом литология эоплейстоценовых вещественно-генетических типов осадков очень похожа на неоплейстоценовые отложения.

Распределение изопакит для эоплейстоценовых отложений также напоминает неоплейстоценовую схему, однако в целом мощности возрастают: в центральной части при сохранении тренда к возрастанию мощностей при движении от берега в пелагическом направлении появилась изопакита 250 м в низах континентального склона. Соответственно, заметно изменились объемы осадков. Из общего объема 53.4 тыс. км³ диатомовые глины составляют 53.6%, гемипелагические глины — 49.3%, диатомовые илы — 1.8% и фораминиферовые осадки — 0.7% (табл. 3).

Пересчет объемов осадков в массы сухого осадочного вещества и расчет масс осадков в единицу времени (табл. 4) показал, что в эоплейстоцене основных типов осадков — и гемипелагических, и диатомовых глин — аккумуляровалось значительно больше, чем в неоплейстоцене. Если исходить из того, что в диатомовых глинах содержится в среднем примерно 40% биогенного опада и 60% терригенного (точнее, литогенного) вещества

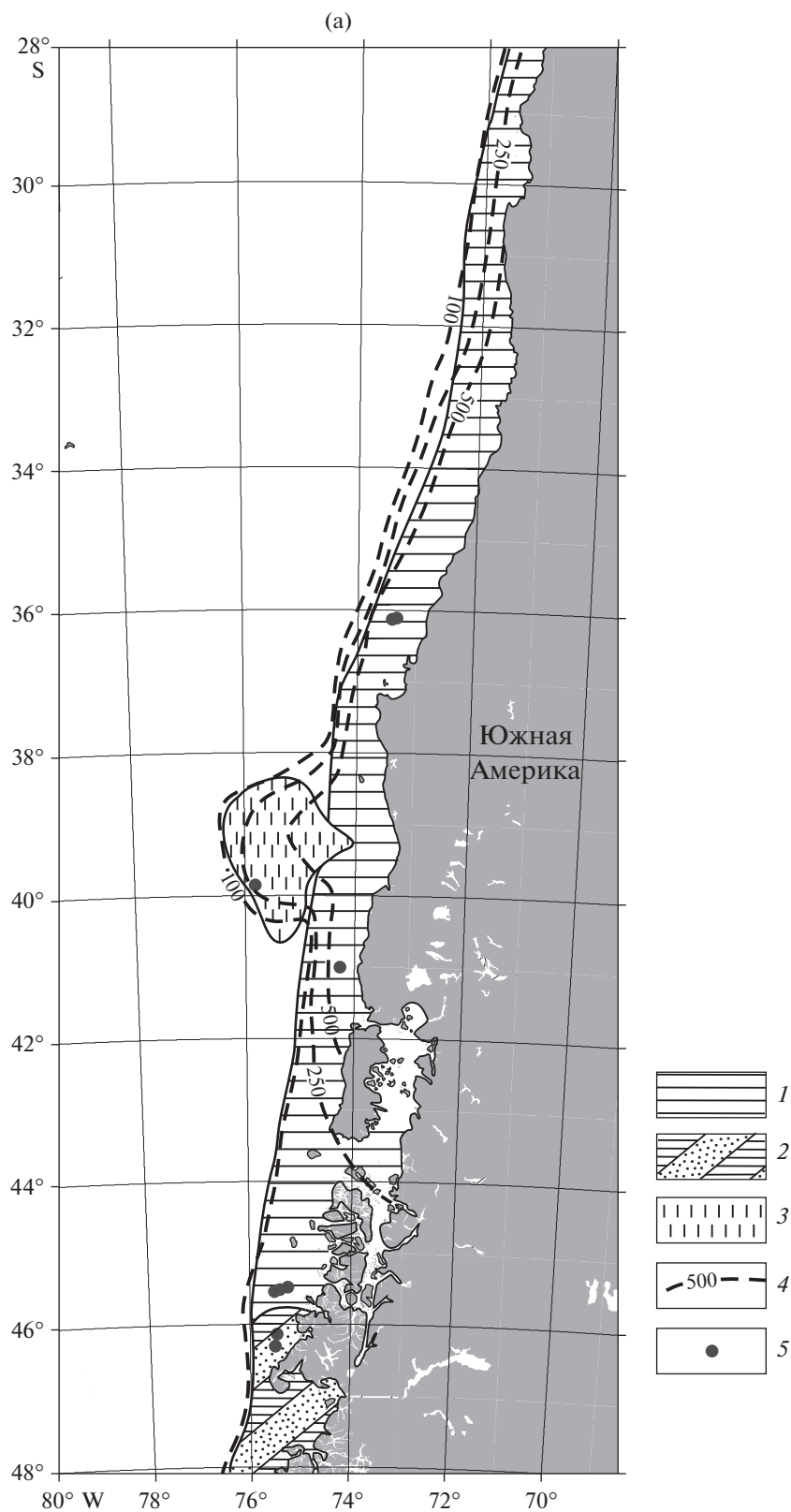


Рис. 2. Литолого-фациальные карты плейстоценовых отложений южного района: (а) – неоплейстоцен, (б) – эоплейстоцен. Условные обозначения: 1 – гемипелагические глины; 2 – переслаивание гемипелагических глин, песков и песчаников; 3 – терригенные турбидиты; 4 – изопахиты (м); 5 – скважины глубоководного бурения.

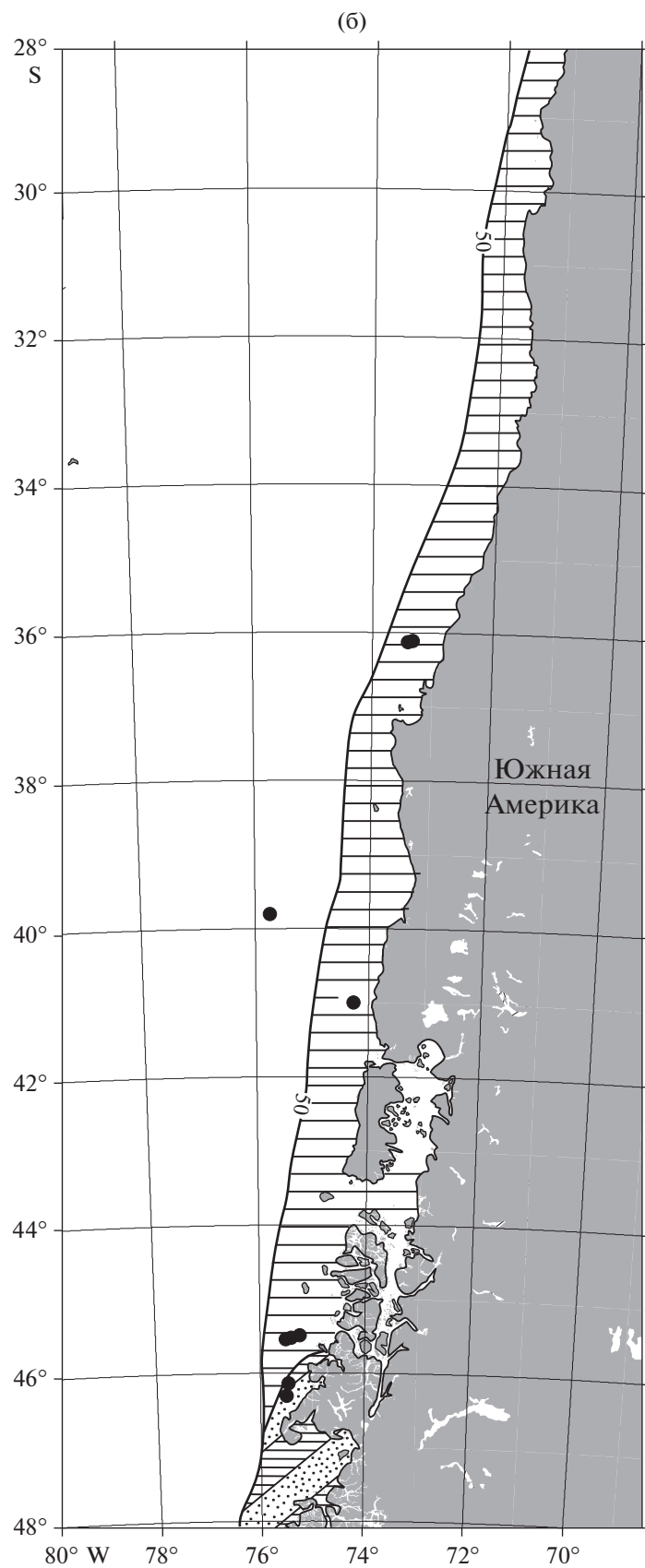


Рис. 2. Окончание

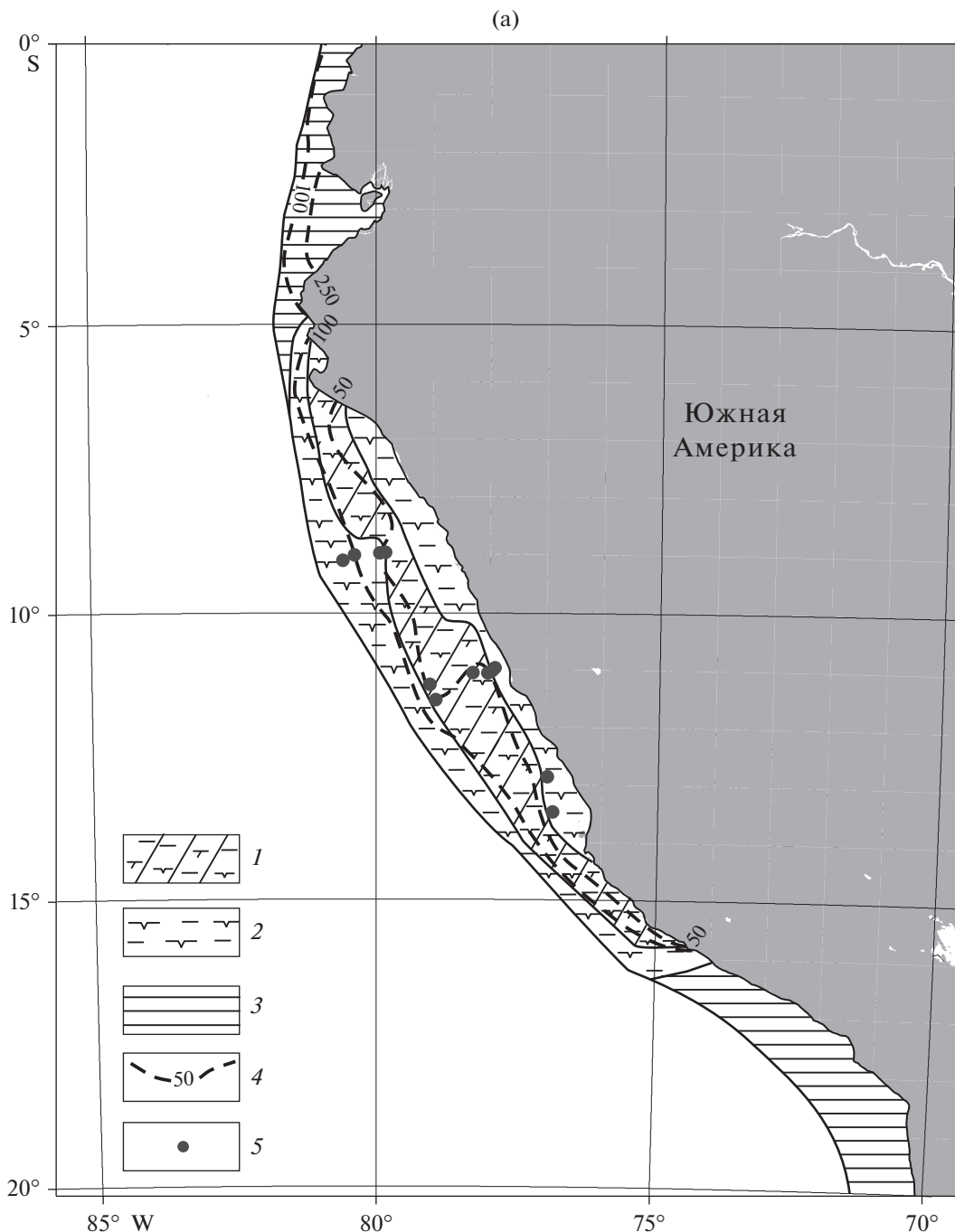


Рис. 3. Литолого-фациальные карты плейстоценовых отложений северного района. (а) — неоплейстоцен. Условные обозначения: 1 — переслаивание фораминиферовых и диатомовых глин; 2 — диатомовые глины; 3 — гемипелагические глины; 4 — изопахиты (м); 5 — скважины глубоководного бурения. (б) — эоплейстоцен. Условные обозначения: 1 — диатомовые илы; 2 — переслаивание диатомовых глин, диатомовых илов и песков; 3 — переслаивание фораминиферо-диатомовых глин и диатомовых илов; 4 — гемипелагические глины; 5 — фораминиферовые глины; 6 — диатомовые глины; 7 — изопахиты (м); 8 — скважины глубоководного бурения.

(Gersonde et al., 2012), то получится, что в эоплейстоцене накопление терригенного вещества происходило интенсивнее, чем в неоплейстоцене: от-

ношение IQ_{2+3}/IQ_1 равно 0.51. Соответствующее отношение для биогенного опада, представленного панцирями диатомей, равно 0.78.

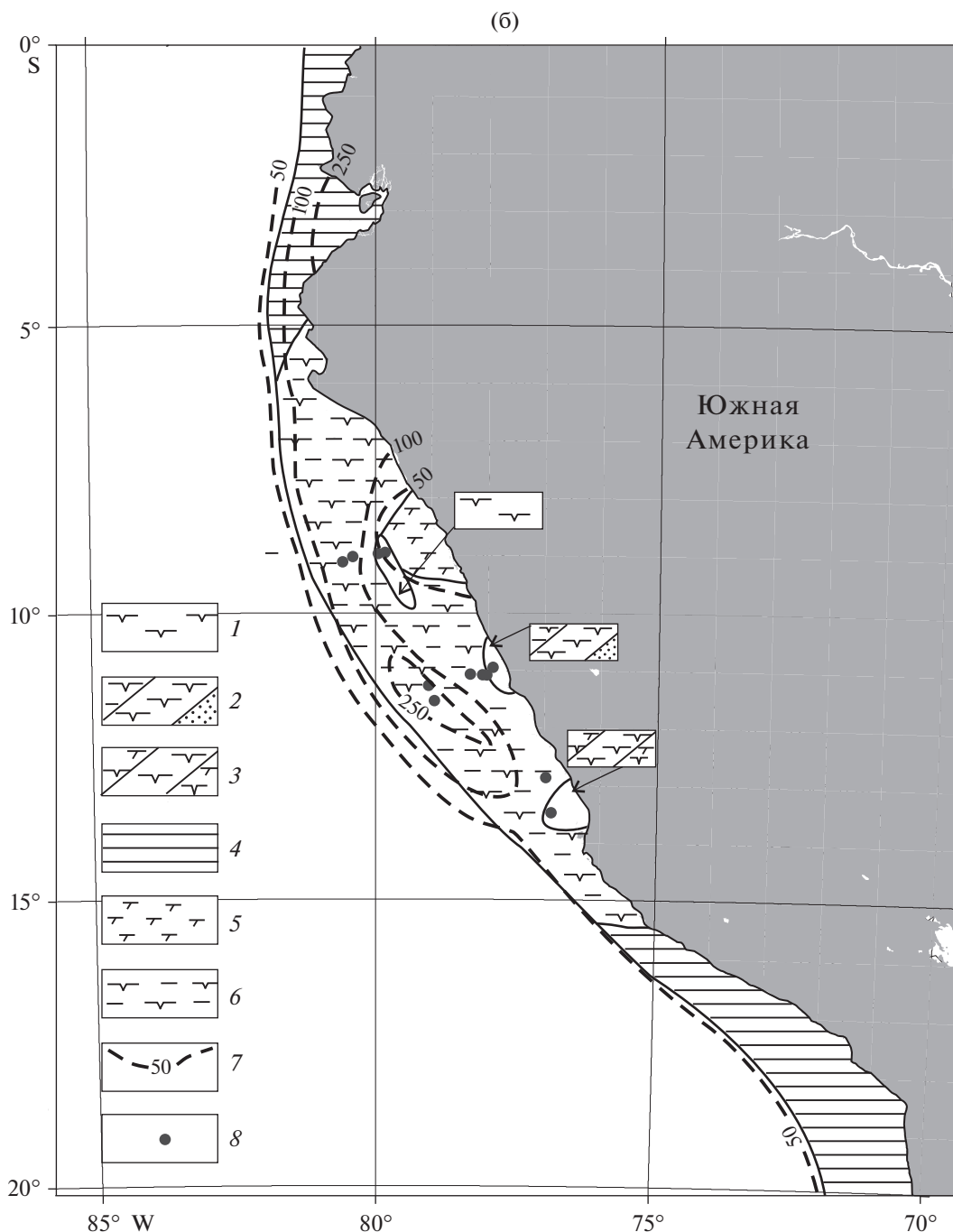


Рис. 3. Окончание

Подводная окраина Анд

Сравнительный анализ табл. 2 и 4 свидетельствует о том, что в южном районе терригенная седиментация происходила существенно интенсивнее, чем в северном, а биогенное кремненакопление (в отличие от северного района) отсутствовало. При этом в южном районе терригенные осадки ак-

кумулировались быстрее в неоплейстоцене, а в северном — в эоплейстоцене.

Если теперь сравним изменения в интенсивности аккумуляции терригенного вещества в нео- и эоплейстоцене для всей подводной окраины Анд (суммарно для южного и северного районов), то получим отношение $IQ_{2+3}/IQ_1 = 2.0$, т.е. в

Таблица 4. Массы сухого осадочного вещества (M , 10^{18} г) и массы осадков в единицу времени (I , 10^{18} г/млн лет) (“северная” карта)

Донные осадки	Неоплейстоцен		Эоплейстоцен	
	M	I	M	I
Гемипелагические глины	11.6	14.7	33.1	33.1
Диатомовые глины	7.4	9.4	11.2	11.2
Диатомовые илы	—	—	0.4	0.4
Фораминиферовые осадки	0.8	1.0	0.2	0.2

плейстоцене происходило возрастание интенсивности накопления терригенного материала.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Приведенные в предыдущих разделах статьи материалы свидетельствуют о том, что в плейстоцене, также как и в современную эпоху, литологический состав осадков подводной окраины Анд определялся соотношением потоков терригенного и биогенного (существенно диатомового) вещества. При этом в целом терригенный материал преобладал над биогенным.

Основным источником терригенного осадочного вещества служили Анды. Никаких аккреционных призм, сложенных в основном пелагическим материалом, на континентальном склоне не обнаружено. В ряде скважин специальные литологические исследования показали присутствие осадочного вещества горных ледников, которое в районе снеговой линии было подхвачено флювиальными потоками и затем транспортировано в конечный бассейн седиментации (Mіx et al., 2003).

Распределение терригенных осадков вдоль континентальной окраины Анд отражает как состав петрофонда питающих провинций, так и скорости денудации соответствующих сегментов и секторов этого горного пояса. Смена к северу площади переслаивания гемипелагических глин и песков зоной развития монофациальных гемипелагических глин в южном районе отразила переход от Южных Анд к Центральным. При этом скорости седиментации увеличились. В северном районе, по нашим представлениям, доминирование гемипелагических глин на крайнем юге и крайнем севере обусловлено как отсутствием влияния Перуанского апвеллинга, так и возрастанием на траверсе этих зон скоростей денудации Анд из-за возрастания расчлененности рельефа (Montgomery et al., 2001).

Снижение скорости осадконакопления в центральной части северного района обусловлено не только минимальными скоростями денудации в близлежащей части Центральных Анд, но и формированием осадков Перуанского апвеллинга, которые смогли проявиться в геологической летописи во многом благодаря снижению скоростей накопления терригенного материала.

Описанное выше центробежное распределение мощностей терригенных осадков и возрастание интенсивности седиментации в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом в южном районе, на наш взгляд, скорее связаны с неотектонической историей прилегающих частей Анд, а не с эволюцией горного оледенения в плейстоцене. Известно, что размеры горного оледенения Анд были примерно одинаковыми в первой половине эоплейстоцена и во второй половине неоплейстоцена, и несколько меньшими во время среднеплейстоценового перехода (Clapperton, 1993).

Вполне очевидно, что в северном районе снижение интенсивности накопления терригенных осадков в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом обусловлено иной историей неотектонических движений в прилегающих районах Анд в это время по сравнению с южным районом. Однако интерпретация наблюдаемого распределения мощностей плейстоценовых осадков вкrest простирания континентальной окраины в северном районе пока не очень очевидна. Можно предположить здесь уменьшение гидродинамической активности в нефелоидном слое при движении от шельфа вниз по континентальному склону, однако причина этого непонятна.

Альтернативным объяснением является существование Чилийского апвеллинга с депозитом осадков в районе нижнего континентального склона (как следует из распределения мощностей осадков). При этом приходится допустить, что в этой зоне основным механизмом поставки терригенного материала на дно является биотранспорт, т.е. захват терригенных частичек органическим веществом в поверхностных слоях водной толщи, биосорбция, биоаккумуляция, биофильтрация и фекальный транспорт при оседании органических частиц на дно. Это объяснение представляется более правильным, чем “гидродинамическая” версия.

Для северной и южной областей северного района можно допустить те же основные механизмы распределения терригенного материала на дне, что и для южного района.

Показанные на рис. 1а и 1б поверхностные течения перераспределяли в меридиональном направлении относительно незначительную часть морской взвеси, что принципиально не сказывалось на распределении мощностей. Большую

роль играли латеральные потоки вещества вниз по склону, прежде всего — в нефелоидном слое.

Отсутствие следов апвеллинга в осадках южного района, скорее всего, объясняется тем, что Чилийский апвеллинг в плейстоцене не существовал, а проявился только в голоцене. Явная активизация Перуанского апвеллинга в эоплейстоцене по сравнению с неоплейстоценом дополнительно свидетельствует о его связи с промежуточными антарктическими водами, т.к. именно в Южном океане в районе моря Росса обнаружено преобладание кремненакопления в эоплейстоцене по сравнению с неоплейстоценом (Левитан и др., 2018₂). Оба явления подтверждают концепцию двух океанов: “ледового” и “безледного” (Левитан, 2016).

Если рассматривать Анды в целом, то очевидно усиление накопления терригенного вещества на их подводной окраине в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом, что совпадает с общим трендом для пелагических районов Тихого океана (Левитан и др., 2013).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вдоль подводной окраины Анд выделены два района: южный (с широтными границами от 48° ю.ш. до 28° ю.ш.) и северный (от 20° ю.ш. до 0°). В первом из них развито только терригенное осадконакопление с уменьшением мощностей от берега в пелагическом направлении и усилением интенсивности аккумуляции терригенного материала в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом.

Центральная область северного района занята осадками, сформировавшимися в зоне влияния Перуанского апвеллинга, в основном диатомовыми глинами, в меньшей степени — диатомовыми илами, фораминиферовыми глинами, фораминиферовыми песками и проч. Здесь депоцентр (зона наибольших мощностей) располагается в районе нижнего континентального склона, а в сторону берега мощности убывают. Это явление, скорее всего, связано с положением самого апвеллинга в плейстоцене и с биотранспортом как основным механизмом терригенной седиментации. В отличие от южного района здесь, наоборот, с эоплейстоцена по неоплейстоцен происходило уменьшение интенсивности терригенного осадконакопления. Этой же закономерности подчинено и накопление биогенных кремнистых осадков. Причиной является связь данного апвеллинга с промежуточными антарктическими водами. Чилийский апвеллинг в плейстоцене не существовал.

В целом на подводной окраине Анд наблюдается сильное влияние геологического строения, рельефа, неотектонической активности и скоро-

стей денудации суши на состав, распределение мощностей и плейстоценовую эволюцию накопления терригенного материала в бассейне осадконакопления.

В результате в целом интенсивность аккумуляции терригенных осадков на этой окраине была выше в неоплейстоцене, чем в эоплейстоцене, что совпадает с трендом для пелагической области Тихого океана (Левитан и др., 2013).

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Батурин Г.Н. (1978) *Фосфориты на дне океана*. М.: Наука. 231 с.
- Духова Л.А., Сапожников В.В. (2014) Гидрохимические показатели первичной продукции в зонах Перуанского и Канарского апвеллингов. *Труды ВНИРО* **152**, 85–100.
- 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., 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., 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.
- Левитан М.А., Гельви Т.Н., Домарацкая Л.Г. (2018₂) Фациальная структура и количественные параметры плейстоценовых отложений подводной континентальной окраины Земли Уилкса и моря Росса, Антарктида. *Вестник ИГ КЦ УРО РАН* (10), 17–22.
- 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, 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 пост-плейт-тектонике. *Вестник Российской академии наук* **85**(7), 605-615.
- Хаин В.Е. (2001) Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир. 606 с.
- Behrmann J.H., Lewis S.D., Musgrave R.J. et al. (1992) *Proc. ODP, Init. Repts.*, **141**: College Station, TX (*Ocean Drilling Program*).
- Clapperton C.M. (1993) *Quaternary Geology and Geomorphology of South America*. Amsterdam: Elsevier. 779 p.
- D'Hondt S.L., Jørgensen B.B., Miller D.J. et al. (2003) *Proc. ODP, Init. Repts.*, **201**: College Station, TX (*Ocean Drilling Program*).
- Gersonde R. (2012) The expedition of the research vessel "Sonne" to the subpolar north Pacific and the Bering Sea in 2009 (SO202-INOPEX). *Ber. Polarforsch.* **643**, 323 p.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G. et al. (2004) *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge Univ. Press, 82 p.
- Kilian R., Behrmann J.H. (2003) Geochemical constraints on the sources of South Chile Trench sediments and their recycling in arc magmas of the Southern Andes. *J. Geol. Soc. London* **160**, 57-70.
- Lamy F., Hebbeln D., Wefer G. (1998) Terrigenous sediment supply along the Chilean continental margin: modern region patterns of texture and composition. *Geol. Rundsch.* **87**, 477-494.
- Mix A.C., Tiedemann R., Blum P. et al. (2003) *Proc. ODP, Init. Repts.*, **202**: College Station, TX (*Ocean Drilling Program*).
- Montgomery D.R., Balco G., Willett S.D. (2001). Climate, tectonics, and the morphology of the Andes. *Geology* **29** (7), 579-582.
- Suess E., von Huene R., et al. (1988) *Proc. ODP, Init. Repts.*, **112**: College Station, TX (*Ocean Drilling Program*).
- www.gebco.org (2004)