



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И АНАЛИТИЧЕСКОЙ ХИМИИ  
ИМ. В. И. ВЕРНАДСКОГО

**М.А. Левитан**

# **ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ МИРОВОГО ОКЕАНА**

Москва  
2021

УДК 552.5  
ББК 26.31  
Л36

Рецензенты:  
академик РАН *Л. И. Лобковский*,  
член-корреспондент РАН *А. В. Маслов*

**Левитан М.А.**

Л36 Плейстоценовые отложения Мирового океана / М.А. Левитан – М.:  
РАН, 2021. – 408 с.

ISBN 978-5-907366-42-8

© Левитан М.А., 2021

# Оглавление

<b>Введение .....</b>	<b>5</b>
<b>Часть I. Пелагические области океанов</b>	
Глава 1. Тихий океан .....	9
1.1. Тихоокеанский сектор Южного океана .....	9
1.2. Глубоководное ложе .....	17
Глава 2. Индийский океан .....	27
Глава 3. Атлантический океан .....	37
Глава 4. Северный Ледовитый океан .....	50
4.1. Общие особенности четвертичного осадконакопления.....	50
4.2. Средние скорости седиментации за последние пять морских изотопных стадий .....	72
<b>Часть II. Подводные части континентальных окраин</b>	
Глава 5. Тихий океан .....	74
5.1. Берингово море .....	74
5.2. Японское море .....	92
5.3. Китайские моря .....	99
5.4. Моря к востоку от Австралии .....	113
5.5. Море Фиджи .....	125
5.6. Подводная окраина Земли Уилкса и море Росса .....	133
5.7. Подводная окраина Анд .....	140
5.8. Подводная окраина Кордильер .....	154
Глава 6. Индийский океан .....	166
6.1. Подводные окраины Австралии .....	166
6.2. Бенгальский залив .....	175
6.3. Подводная окраина Аравийского полуострова .....	181
6.4. Подводная окраина Юго-Восточной Африки .....	189
6.5. Залив Прюдс .....	195
Глава 7. Атлантический океан .....	202
7.1. Подводная окраина Юго-Западной Африки .....	202
7.2. Подводная окраина Северо-Западной Африки .....	210
7.3. Подводная окраина Европы, Исландии и Южной Гренландии .....	217
7.4. Подводная окраина США .....	225
7.5. Мексиканский залив .....	236
7.6. Карибское море .....	250
7.7. Море Скоша .....	259
<b>Часть III. Сравнительный анализ</b>	
Глава 8. Плейстоцен Тихого океана .....	267
Глава 9. Плейстоцен Индийского океана .....	280
Глава 10. Плейстоцен Атлантического океана .....	292
Глава 11. Сравнительный анализ кремненакопления в Тихом и Индийском океанах .....	306
Глава 12. Пространственно-временная изменчивость аккумуляции биогенного опала в южном поясе кремненакопления .....	317

#### **Часть IV. Геологический синтез**

Глава 13. Глобальные закономерности и региональные особенности пелагической седиментации в плейстоцене.....	321
Глава 14. Средневзвешенный литологический состав плейстоценовых отложений Мирового океана.....	339
Глава 15. Эволюция плейстоценовой седиментации в Мировом океане .....	352
15.1. Скорости накопления .....	352
15.2. Абсолютные массы накопления осадков.....	357
15.3. Абсолютные массы накопления основных осадкообразующих компонентов .....	365
15.4. Глобальные закономерности и региональные особенности изменения литологического состава осадков Мирового океана в плейстоцене .....	370
15.5. Факторы эволюции осадконакопления в Мировом океане в плейстоцене.....	374
15.6. Выводы .....	378
<b>Заключение .....</b>	<b>380</b>
<b>Литература .....</b>	<b>384</b>

*Посвящается моим научным учителям  
академикам А. Б. Ронову, В. Е. Хаину, А. П. Лисицыну*

## Введение

В литологии, как и во многих других науках, наряду с качественными описаниями объектов исследования (геологических тел, процессов и т. д.) используются и определения количественных параметров (Левитан, 2018). Этому вопросу большое значение придавали крупные отечественные литологи А. Д. Архангельский, Н. М. Страхов, П. Л. Безруков и А. Б. Ронов.

Бурное применение методов математического моделирования в самых различных областях наук о Земле настоятельно диктует все более активное применение изучения количественных параметров седиментологических процессов и явлений.

Вероятно, можно считать, что существуют три основных метода исследования количественных параметров в литологии: метод абсолютных масс (основоположник – академик А. Д. Архангельский (1927); объемный метод (основоположник – академик А. Б. Ронов (1949); метод исследования осадочных бассейнов, изложенный, например, в работе (Леонов, Волож, 2004). Последний метод применяется главным образом в нефтяной геологии при совместной работе тектонистов, литологов-нефтяников и геофизиков. В данной монографии он использоваться не будет.

В методе абсолютных масс исследователь сосредотачивается на том компоненте осадка (осадочной горной породы), который его интересует, абстрагируясь от остальных компонентов. Речь может идти обо всем осадке, об основных осадкообразующих компонентах, о гранулометрических фракциях, о минералах, химических элементах. Для расчетов используют формулу:

$$\text{MAR} = C * \text{SR} * \rho * (100 - w) / 100,$$

где MAR (mass accumulation rate) – абсолютная масса, г/см<sup>2</sup>\* тыс. лет;

C – содержание исследуемого компонента, масс. %;

SR (sedimentation rate) – скорость седиментации, см/тыс. лет;

$\rho$  – плотность натурального осадка, г/см<sup>3</sup>;

w – влажность натурального осадка, масс. %.

Этот метод был весьма плодотворно использован для целей морской геологии академиком Н. М. Страховым (1993). Наиболее широкое применение метода абсолютных масс для изучения литологии и геохимии современных осадков Мирового океана в нашей стране принадлежит академику А. П. Лисицыну (1974, 1978) и его ученикам (Е. М. Емельянову, Ю. А. Богданову, К. М. Шимкусу и др.). Не менее активно данный метод применяется и за рубежом (например, van Andel et al., 1975; Farrell et al., 1995).

Объемный метод был изобретен А. Б. Роновым в развитие метода анализа мощностей, предложенного его учителем В. В. Белоусовым. Суть объемного метода состоит в составлении литолого-палеогеографических карт (отдельных регионов, континентов, океанов, глобальных) и их дальнейшем обсчете с получением данных по площадям, занятым картируемыми града-

циями (литологическими комплексами и т. п.), их объемам, массам сухого осадочного вещества и массам вещества в единицу времени. В дальнейшем полученные результаты анализируются в историко-геологической последовательности.

Таким образом, А. Б. Ронов, В. Е. Хаин и их сотрудники получили уникальные данные об эволюции осадочной оболочки континентов в их геологической истории, материалы о литолого-геохимической эволюции океанов и т. д. (Ронов, 1980, 1993; Ронов и др., 1990; Ronov et al., 1989). К сожалению, данный метод из-за большой его трудоемкости используется только в нашей стране и практически только сотрудниками ГЕОХИ РАН.

Объемный метод при жизни А. Б. Ронина был применен для крупных стратиграфических подразделений докембрия, палеозоя, мезозоя и кайнозоя (включая плиоцен). К сожалению, четвертичный период остался не исследованным. После смерти А. Б. Ронина (1996) в Лаборатории геохимии осадочных пород ГЕОХИ РАН изучение плейстоценовых отложений Земли объемным методом возглавил А. Н. Балуховский. Он внес определяющий вклад в исследование плейстоценовых отложений Евразии (Левитан и др., 2018<sub>1</sub>), Тихого океана (Левитан и др., 2013<sub>1</sub>), Индийского океана (Левитан и др., 2014). С уходом в 2012 г. А. Н. Балуховского эти работы возглавил М. А. Левитан. Именно объемный метод положен в основу монографии. Метод абсолютных масс также использован, по преимуществу в последних главах работы.

Специфика выполненных исследований состоит в следующем. Во-первых, все картографические построения осуществлялись на равноплощадных картах в поперечной азимутальной проекции и масштабах 1:35000000 для пелагиалей океанов, 1:20000000 для многих районов подводных континентальных окраин, 1:10000000 для других районов подводных континентальных окраин. Во-вторых, строились не литолого-палеогеографические карты, а литолого-фациальные. Таким образом, из легенд к картам В. Е. Хаина, А. Б. Ронина и их соавторов были исключены тектонический и палеогеографический блоки, и все внимание было уделено исключительно литологическим данным.

Методология исследования основана на сравнительно-литологическом методе Н. М. Страхова (Страхов, 1945), объемном методе А. Б. Ронина (1949), методе фациального анализа океанских отложений И. О. Мурдмаа (1987).

В плане стратиграфии четвертичных отложений использована «старая» шкала (Gradstein et al., 2004), в которой плейстоцен разделен на две основные части: ранний плейстоцен (по возрасту от 1,8 до 0,8 млн лет, округленно) и средний-поздний плейстоцен (от 0,8 до 0,01 млн лет). Они разделены границей между геомагнитными хронами Брюнес и Матуяма. Подошва раннего плейстоцена в магнитостратиграфии представлена верхней границей субхрона Олдувей. Окончание позднего плейстоцена совпадает с началом голоцена. По одному из вариантов российской четвертичной стратиграфии, принятому автором, более ранней части плейстоцена соответствует эполейстоцен, а более поздней – неоплейстоцен (Алексеев и др., 1997).

Для стратиграфического расчленения и корреляции (в том числе – четвертичных отложений) участниками рейсов использованы методы био-стратиграфии и магнитостратиграфии (см. ниже в соответствующих главах ссылки на отчеты по рейсам Проекта глубоководного бурения).

Еще до появления «новой» шкалы (Gradstein et al., 2012) в мире имелся огромный фактический материал по четвертичным отложениям, в частности, с 1969 г. начались (и продолжают сейчас) работы по Международному проекту глубоководного бурения. Мы не стали подвергать ревизии ранее полученные стратиграфические данные.

Настоящая монография посвящена плейстоценовым отложениям Мирового океана. Из отчетов по рейсам глубоководного бурения взяты данные по литологии, стратиграфии и физическим свойствам осадков плейстоцена. Приведенные в этих отчетах названия литотипов контролировались по приведенным описаниям смер-слайдов (мазков) и по карбонатности осадков. Многочисленные данные свидетельствуют о том, что, как правило, содержание кремнистых остатков в смер-слайдах примерно на 20% выше, чем содержание биогенного опала по результатам химического анализа. Во многих рейсах проводились измерения пористости осадков, а не их влажности. Накопленный опыт показывает, что разность значений пористости и влажности натурального осадка в одном образце обычно составляет около 20%.

В материалах отчетов, использованных в монографии, были приняты различные литологические классификации, и автор применял основанные именно на них литологические описания. При этом в целом принималось, что карбонатные отложения содержат свыше 70%  $\text{CaCO}_3$ , а слабикарбонатные – от 30 до 70% (Безруков, Лисицын, 1960). Для кремнистых осадков принималось содержание биогенного опала по данным химических анализов свыше 50%, а для слабикарбонатных – от 30 до 50% (Gersonde, 2012).

В редких случаях, например для юга пелагической области Тихого океана и для моря Скоша, использовались материалы изучения длинных колонок осадков, полученных поршневыми трубами.

Необходимые для литолого-фациального анализа батиметрические схемы были построены в программе GMT (Generic Mapping Tools – Универсальные Картографические Инструменты), используя базу данных глубин океана GEBCO\_2014 (General Bathymetric Chart of the Oceans). Использовался Grid с размером ячейки 1 дуговая минута. GEBCO\_2014. Grid отличается большой детальностью и тем, что интерполяция между данными по далеко отстоящим галсам проведена с учетом данных спутниковой альтиметрии.

Одной из главных целей нашего исследования является выявление средневзвешенного литологического состава плейстоценовых отложений Мирового океана. Обнаружение и описание длительных трендов основных процессов океанической седиментации в плейстоцене является второй главной целью монографии.

Короткопериодные процессы, связанные, например, с ледниково-межледниковыми циклами, изменениями орбитальных параметров вращения Земли, колебаниями в масштабах первых тысяч лет и менее, которым посвящена подавляющая часть исследований четвертичных отложений в океане, специально в работе не рассматриваются.

Созданию книги способствовала многолетняя совместная работа с коллегами в рейсах отечественных и зарубежных научно-исследовательских судов во всех основных бассейнах Мирового океана, включая Северный Ледовитый и Южный океаны, и во многих морях. Особенно хочется отметить важный опыт, приобретенный автором в ходе рейса глубоководного бурения ODP № 138 на востоке экваториальной зоны Тихого океана в 1991 г.

Я выражаю искреннюю благодарность своим коллегам по экспедициям и последующей обработке данных в береговых лабораториях. При подготовке монографии неоценимую помощь оказали сотрудники Лаборатории геохимии осадочных пород ГЕОХИ РАН Т. А. Антонова, Т. Н. Гельви, Л. Г. Домарацкая, А. В. Кольцова, К. В. Сыромятников.

Работа выполнена при финансовой поддержке госзадания № 0137-2019-0007.



# Часть I. Пелагические области океанов

## Глава 1. Тихий океан

### 1.1. Тихоокеанский сектор Южного океана

Расположение скважин глубоководного бурения по площади Мирового океана, как известно, в целом неравномерно. В частности, в ряде крупных регионов (в Северном Ледовитом океане, на юге Тихого океана, на юго-западе Индийского океана) таких скважин очень мало. Существуют моря, в которых не пробурено ни одной скважины, например, Охотское и Скоша.

Особенность данного раздела состоит в том, что он целиком построен на материалах по литологии и магнитной стратиграфии керн длинных колонок, поднятых НИС «Элтанин» (США) в течение ряда рейсов в Южном океане в середине прошлого века (Goodell, Watkins, 1968).

Целью исследования явилось изучение фациальной структуры и количественных параметров плейстоценовой седиментации на глубоководном ложе юга Тихого океана.

#### *Фактический материал*

На рис. 1 показано расположение длинных колонок НИС «Элтанин» на юге Тихого океана. Для юга Тихого океана в упомянутой статье американских авторов приведены схемы мощностей отложений, накопленных в течение Брюнеса и Матуямы. Для целей настоящего исследования приведенные мощности отложений Матуямы сокращены с учетом продолжительности отрезка граница Брюнеса/Матуямы – кровля Олдуея и предположения о равномерной скорости седиментации в это время. Этот процесс контролировался приведенными в работе (Goodell, Watkins, 1968) данными о положении кровли Олдуея в конкретных колонках.

#### *Современные условия седиментации*

Дно рассматриваемой акватории ограничено с севера  $55^{\circ}$  ю. ш., с запада –  $140^{\circ}$  з. д., с востока –  $60^{\circ}$  з. д. и с юга – изобатой 3000 м (рис. 1). Из крупных морфологических элементов на севере присутствует часть Южно-Тихоокеанского поднятия. Большая часть дна занята котловинами Амундсена и Беллинсгаузена. С юга район работ ограничен подводной континентальной окраиной Западной Антарктиды, а с востока он граничит с морем Скоша.

Поверхность Западной Антарктиды покрыта Западно-Антарктическим ледниковым щитом. Часть гляциологов полагает, что в его пределах следует отдельно выделить ледниковый щит Антарктического полуострова, причем на этом полуострове значительные пространства прибрежной зоны свободны ото льда (Ingólfsson, 2004). К северу от береговой линии развиты морские льды: летом их северная граница расположена примерно на  $65-70^{\circ}$  ю. ш., а зимой – на  $55-58^{\circ}$  ю. ш. (Gersonde et al., 2005).

В циркуляции ведущую роль играют струи Циркумантарктического течения (течения Западных ветров) преимущественно субширотного и северо-восточного направления, поворачивающие в северо-восточной части района на север (Кошляков и др., 2019). Его крайним северо-восточным проявлением является Перуанское течение, а при впадении в море Скоша течение Западных ветров превращается в течение мыса Горн восточного и северо-восточного направления (рис. 1). Как известно, Циркумантарктическое течение обладает расходом до 125–160 Св, проникает до дна и имеет ширину до нескольких сот миль (с 57 по 65° ю. ш.) (Koshlyakov, Tarakanov, 1999; Hiscock et al., 2003). Скорости течения колеблются от 0,11 до 0,25 м/с в придонном слое и увеличиваются по направлению к поверхности океана (www.wikipedia.ru).

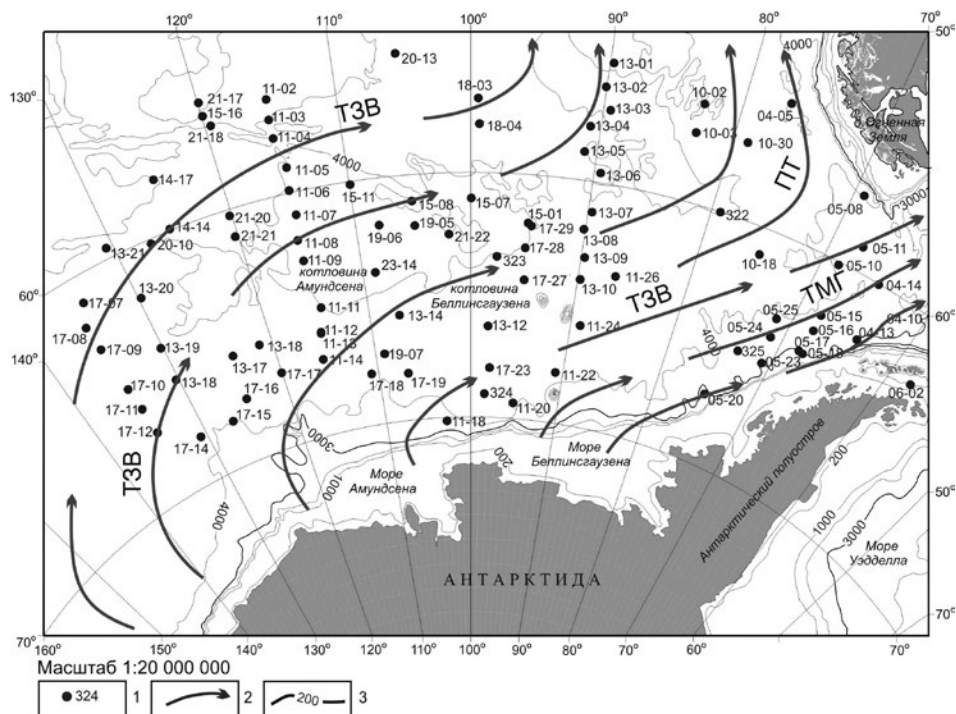


Рис. 1. Расположение длинных колонок НИС «Элтанин» (США) (Goodell, Watkins, 1968) и поверхностных течений (Koshlyakov, Tarakanov, 1999) на юге Тихого океана. Условные обозначения: 1 – колонки НИС «Элтанин»; 2 – поверхностные течения; 3 – изобаты (м). ТЗВ – течение Западных ветров; ПТ – Перуанское течение; ТМГ – течение мыса Горн

В течение плейстоцена колебания его положения составляли как минимум несколько десятков миль (Lyle et al., 2007). Температура воды колеблется от  $-1,5^{\circ}\text{C}$  у кромки льдов до  $+4,5^{\circ}\text{C}$  летом в районе Полярного фронта, ограничивающего Циркумантарктическое течение с севера. При этом район исследования в целом относится к олиготрофным структурам, и первичная продукция в течение года варьирует от почти нулевой зимой Южного полушария до  $80\text{--}90\text{ г С/м}^2/\text{год}$  летом в районе Полярного фронта (Hiscock et al., 2003).

В целом широкая полоса подводной окраины и абиссальных равнин в современную эпоху в основном занята различными генетическими типами терригенных осадков, которые к северу сменяются прерывистой субширотной полосой диатомовых илов и диатомовых глин, а на севере – пелагическими карбонатными илами (Маккой и др., 2003).

Следует отметить, что важную роль в развитии диатомей имеет поступление питательных веществ с суши, при таянии морских льдов, в ходе вертикальной циркуляции при подъеме богатых этими веществами глубинных вод к поверхности океана в зоне антарктической дивергенции (Полярного фронта) (Лисицын, 1966<sub>2</sub>).

### *Полученные результаты*

**Неоплейстоцен.** В неоплейстоценовое время в общих чертах наблюдалась та же литолого-фациальная зональность (рис. 2), которая описана выше для современной эпохи. Более подробно она выглядит следующим образом: на северо-западе выделяется небольшое поле развития фораминиферо-кокколитовых илов, приуроченных к Южно-Тихоокеанскому поднятию с его относительно небольшими глубинами. Восточнее это поле сменяется полосой развития диатомово-кокколитовых илов, поскольку здесь уже сказывается влияние течения Западных ветров (Циркумантарктического течения). Почти половина северной части района занята кремнистыми илами (вместе диатомовыми илами и диатомовыми глинами, т. к. в статье (Goodell, Watkins, 1968) они не показаны раздельно). Эти осадки довольно четко маркируют зону распространения Циркумантарктического течения. Наконец, южнее и восточнее, через узкую полосу развития переслаивания пачек кремнистых илов и гемипелагических глин, находится обширное поле аккумуляции терригенных осадков. К сожалению, в вышеупомянутой статье американских авторов отсутствуют описания текстурно-структурных особенностей этих отложений. Поэтому мы предположили, что широкое развитие песков в неоплейстоценовых отложениях связано с проксимальными турбидитами, переслаивающимися с гемипелагическими глинами в широком смысле этого слова (т.е. включающими в себя не только собственно пелитовые илы, но и алевритово-пелитовые, мелкоалевритовые илы и крупные алевриты).

Соответственно, можно выделить два больших поля терригенных осадков: 1) состоящее из гемипелагических глин (с материалом ледового разноса – IRD, ice-rafted debris – или без него) и 2) поле переслаивания таких же гемипелагических глин и терригенных турбидитов, которое тяготеет к юго-востоку и востоку описываемого района.

Мощности неоплейстоценовых отложений (рис. 3) минимальны (0–2 м) в поле развития карбонатных илов, возрастают до 12 м на крайнем севере рассматриваемого региона, колеблются от 2 до 8 м в его центральной части и опять возрастают вплоть до 12 и даже 16 м на юге и северо-востоке (ближе к источникам терригенного осадочного материала – Антарктиде и Южной Америке) (Goodell, Watkins, 1968).

Результаты обчета упомянутой карты (с учетом данных по мощностям) с помощью объемного метода А. Б. Ронова (1949) показаны в табл. 1 и 2. Следует указать, что пересчет объемов осадков (табл. 1) в массы сухого оса-

дочного вещества (табл. 2) проведен с учетом данных по физическим свойствам осадков, использованных нами в работах (Левитан и др., 2014, 2018,).

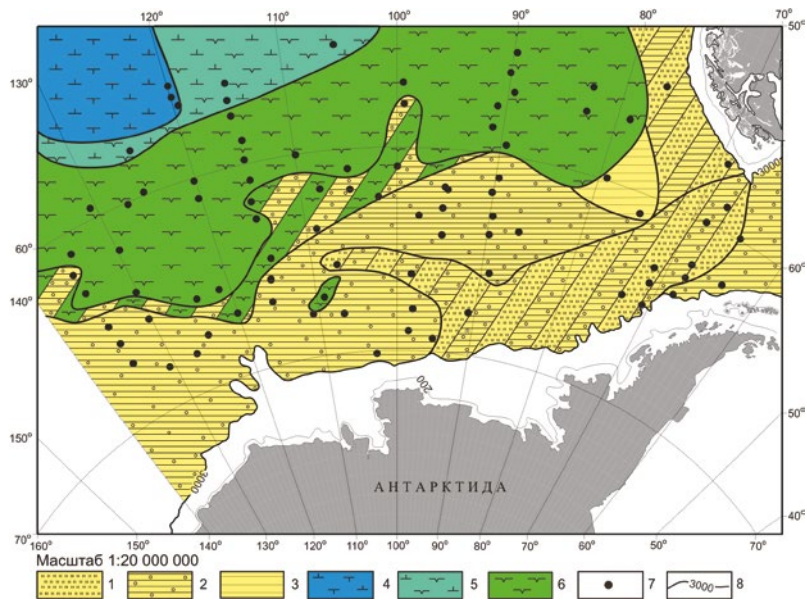


Рис. 2. Литолого-фациальная карта неоплейстоценовых отложений юга Тихого океана. Условные обозначения: 1 – терригенные турбидиты; 2 – гемипелагические глины с IRD; 3 – гемипелагические глины; 4 – кокколито-фораминиферовые илы; 5 – кокколито-диатомовые илы; 6 – диатомовые илы; 7 – колонки НИС «Элтанин»; 8 – изобаты (в м)

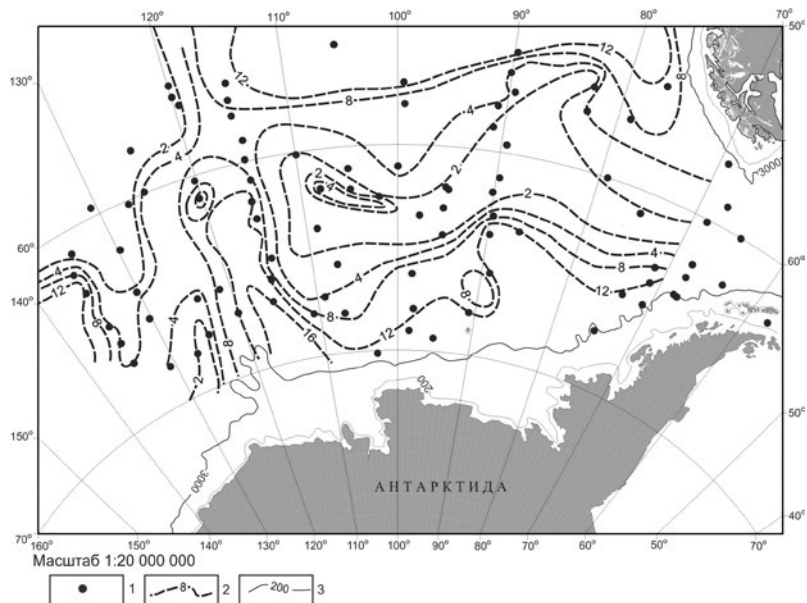


Рис. 3. Схематическая карта изопакит (в м) неоплейстоценовых отложений. Условные обозначения: 1 – колонки НИС «Элтанин»; 2 – изопакиты, 3 – изобаты (в м)

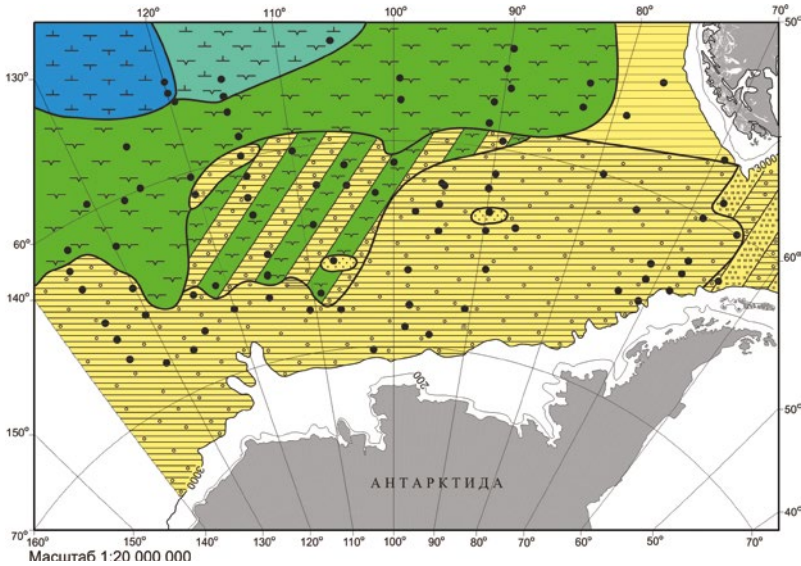


Рис. 4. Литолого-фациальная карта эоплейстоценовых отложений юга Тихого океана. Условные обозначения см. на рис. 2

Неоплейстоценовые осадки распространены на площади 7092 тыс. км<sup>2</sup>, и их суммарный объем составляет 37,14 тыс. км<sup>3</sup> (табл. 1). По площади развития на первом месте находятся диатомовые илы и диатомовые глины – 2606,7 тыс. км<sup>2</sup>, затем следуют гемипелагические глины с IRD – 1646,1 тыс. км<sup>2</sup>, поле переслаивания терригенных турбидитов с гемипелагическими глинами, включающими IRD, – 903,1 тыс. км<sup>2</sup>, кокколито-диатомовые илы и глины – 521,7 тыс. км<sup>2</sup>, переслаивание диатомовых илов и глин с гемипелагическими глинами, включающими IRD, – 501,1 тыс. км<sup>2</sup>; фораминиферо-кокколитовые илы – 449,0 тыс. км<sup>2</sup>, переслаивание терригенных турбидитов и гемипелагических глин – 351,1 тыс. км<sup>2</sup>, гемипелагические глины – 112,8 тыс. км<sup>2</sup>.

В процентах от суммарного объема осадки неоплейстоцена образуют следующий ряд (также по убывающей): гемипелагические глины с IRD – 48,92%, диатомовые илы и глины – 31,24%, терригенные турбидиты – 10,05%, кокколито-диатомовые илы и глины – 7,22%, гемипелагические глины без IRD – 1,32%, фораминиферо-кокколитовые илы – 1,10%.

Ряд масс сухого осадочного вещества (по убывающей) выглядит следующим образом (в 10<sup>18</sup> г): гемипелагические глины с IRD – 20,224, диатомовые илы и глины – 8,358, терригенные турбидиты – 4,608, кокколито-диатомовые илы и глины – 2,760, гемипелагические глины без IRD и фораминиферо-кокколитовые илы – примерно по 0,5–0,6 (табл. 2).

В такой же точно последовательности составлен и ряд изменения масс сухого осадочного вещества в единицу времени (по убывающей): от 25,6 x 10<sup>18</sup> г/млн лет для гемипелагических глин с IRD до 0,53 x 10<sup>18</sup> г/млн лет для фораминиферо-кокколитовых илов (табл. 2).

Таблица 1. Площади (S, тыс. км<sup>2</sup>) и объемы (V, тыс. км<sup>3</sup>) плейстоценовых осадков юга Тихого океана

Возраст	Фораминиферово-кокколитовые илы		Кокколитово-диатомовые илы и глины		Диатомовые илы и глины		Терригенные турбидиты		Гемипелагические глины с материалом ледового разноса		Гемипелагические глины		Пески	
	S	V	S	V	S	V	S	V	S	V	S	V	S	V
Неоплейстоцен	449,0	0,7	521,7	4,6	3107,8	19,9	1254,2	6,4	1404,2	4,7	463,9	0,84	0	0
Эоплейстоцен	358,7	0,21	329,0	0,53	3044,2	6,37	81,1	6,0	3921,2	13,1	342,3	0,52	28,8	0,37

Таблица 2. Массы сухого осадка (M, 10<sup>18</sup> г) и массы осадка в единицу времени (I, 10<sup>18</sup> г/млн лет) юга Тихого океана

Возраст	Фораминиферово-кокколитовые илы		Кокколитово-диатомовые илы и глины		Диатомовые илы и глины		Гемипелагические глины с материалом ледового разноса		Гемипелагические глины		Терригенные турбидиты		Пески	
	M	I	M	I	M	I	M	I	M	I	M	I	M	I
Неоплейстоцен	0,525	0,66	2,76	3,49	8,358	10,58	20,224	25,6	0,586	0,74	4,608	5,83	0	0
Эоплейстоцен	0,158	0,16	0,398	0,4	4,449	4,45	7,119	7,12	0,379	0,38	0,792	0,79	0,127	0,13

**Эоплейстоцен.** В эоплейстоцене (рис. 4) существовала принципиально та же схема фациальной организации, которая описана выше для неоплейстоцена, однако с существенным уменьшением площади поля развития переслаивания терригенных турбидитов и гемипелагических глин, которое существовало только на юго-востоке рассматриваемого района.

Важно отметить, что мощности эоплейстоценовых отложений (рис. 5) существенно меньше, чем в неоплейстоцене (Goodell, Watkins, 1968). Конечно, при этом необходимо иметь в виду, что гораздо меньше трубок вскрыли полную мощность эоплейстоцена, чем неоплейстоцена. Тем не менее очевидно уменьшение мощностей осадков всех основных литологических групп: карбонатной, кремнистой и терригенной. Так, на северо-западе мощность эоплейстоценовых отложений иногда не превышает 1 м, в центральной полосе она колеблется от 2 до 8 м, на юге составляет слегка больше, чем 6 м, а на северо-востоке – примерно 2–4 м (рис. 5).

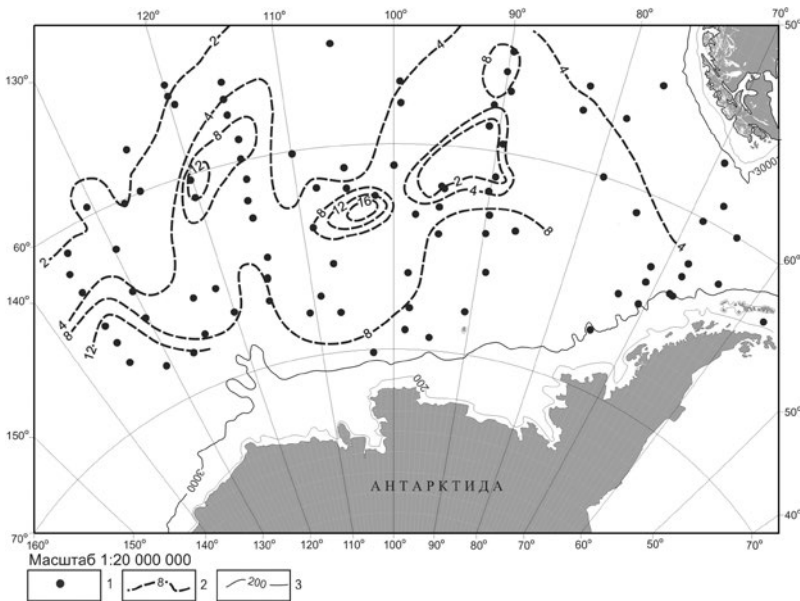


Рис. 5. Схематическая карта изопохит (в м) эоплейстоценовых отложений. Условные обозначения: 1 – колонки донных осадков; 2 – изопохиты; 3 – изобаты (в м)

Эоплейстоценовые осадки распространены на площади 7090,4 тыс. км<sup>2</sup>, и их суммарный объем составляет 27,10 тыс. км<sup>3</sup> (табл. 1). По площади развития на первом месте находятся гемипелагические глины с IRD – 2906,3 тыс. км<sup>2</sup>, затем следуют диатомовые илы и диатомовые глины – 2110,4 тыс. км<sup>2</sup>, переслаивание диатомовых илов и глин с гемипелагическими глинами, включающими IRD, – 933,8 тыс. км<sup>2</sup>; фораминиферово-кокколитовые илы – 358,7 тыс. км<sup>2</sup>, гемипелагические глины – 342,3 тыс. км<sup>2</sup>, кокколитово-диатомовые илы и глины – 329,0 тыс. км<sup>2</sup>, поле переслаивания терригенных турбидитов с гемипелагическими глинами, включающими IRD, – 81,1 тыс. км<sup>2</sup>; пески – 28,8 тыс. км<sup>2</sup>.

В процентах от суммарного объема осадки эоплейстоцена образуют следующий ряд (также по убывающей): гемипелагические глины с IRD – 59,80%, диатомовые илы и глины – 28,05%, терригенные турбидиты – 4,85%, кокколито-диатомовые илы и глины – 2,34%, гемипелагические глины без IRD – 2,29%, фораминиферово-кокколитовые илы – 0,93%, пески – 0,14%.

Ряд масс сухого осадочного вещества (по убывающей) выглядит следующим образом (в  $10^{18}$  г): гемипелагические глины с IRD – 7,119, диатомовые илы и глины – 4,449, терригенные турбидиты – 0,792, кокколито-диатомовые илы и глины – 0,398, гемипелагические глины без IRD – 0,379, фораминиферово-кокколитовые илы – 0,158 и пески – 0,127 (табл. 2).

В такой же точно последовательности составлен и ряд изменения масс сухого осадочного вещества в единицу времени для эоплейстоцена (по убывающей): от  $7,119 * 10^{18}$  г/млн лет для гемипелагических глин с IRD до  $0,127 * 10^{18}$  г/млн лет для песков (табл. 2).

При делении величин масс сухого осадочного вещества в единицу времени в неоплейстоцене на те же величины в эоплейстоцене получается следующий ряд: гемипелагические глины с IRD – 3,60, диатомовые илы и глины – 2,38, терригенные турбидиты – 7,38, кокколито-диатомовые илы и глины – 8,73, гемипелагические глины без IRD – 1,95, фораминиферово-кокколитовые илы – 4,13 и пески – 0.

### *Обсуждение результатов*

Для юга глубоководного ложа Тихого океана характерно доминирование терригенных отложений. В группе терригенных осадков произошло возрастание скорости аккумуляции в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом в 3,817 раза. В этом плане особенно сильно увеличились скорости аккумуляции терригенных турбидитов – в 7,380 раза. На втором месте по распространению находится группа кремнистых (существенно диатомовых) осадков, чья скорость аккумуляции в неоплейстоцене возросла по сравнению с эоплейстоценом в 2,652 раза. Наконец, группа планктонных карбонатных илов, слагающих наименьшие объемы среди плейстоценовых отложений, в неоплейстоцене аккумуляровалась быстрее, чем в эоплейстоцене, в 6,824 раза.

Таким образом, для всех основных групп осадков характерно увеличение интенсивности седиментации в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом. Это же свойственно и всему Тихому океану, как его пелагиали, так и подводным континентальным окраинам в целом (Левитан, 2020).

Представляется, что отмеченная закономерность на юге Тихого океана обусловлена прежде всего неотектонической активностью альпийского складчатого пояса Анд, протягивающегося (с перерывами) далее на юг в район островной дуги Скоша, Антарктического полуострова и континентальной окраины тихоокеанского сегмента Южного океана. При этом в течение плейстоцена рос поток не только терригенного материала, но и питательных веществ, поставлявшихся тальными водами с ледникового щита Западной Антарктиды.



## 1.2. Глубоководное ложе

Материалы и результаты, изложенные в разделе 1.1, заставили автора внести коррективы в данные по плейстоценовым отложениям глубоководного ложа Тихого океана, опубликованные ранее (Левитан и др., 2013.).

### *Фактический материал и методика работы*

В качестве фактического материала были использованы главным образом данные глубоководного бурения в пелагических районах Пацифики (рейсы 5–9, 16–21, 28–35, 54–70, 84–92, 112, 124Е, 126, 129–132, 134–135, 138, 145, 147, 181 и 191) за пределами «андезитовой» линии, но включая Филиппинское море. В районах пассивных континентальных окраин в качестве границы района исследования принята изобата 3000 м. В итоге были составлены в масштабе 1:35000000 две схематические литолого-фациальные карты Тихого океана: для неоплейстоцена (рис. 6) и для эоплейстоцена (рис. 7).

На обеих картах выделены основные фациальные области: эвпелагическая, миопелагическая и гемипелагическая. Кроме того, показаны внутриплитовые поднятия, находящиеся, как правило, на глубинах менее 3 км. Отдельно показаны области размыва. Специально рассмотрены ареалы развития вулканических пеплов. Внутри выделенных фациальных областей зартированы и посчитаны площади распространения различных вещественно-генетических типов осадков и их ассоциаций, рассчитаны их мощности и объемы. При этом картировались только наиболее распространенные типы осадков; такие образования, например, как карбонатные турбидиты, эдафогенные или металлоносные отложения, отдельно не выделялись.

В качестве своеобразного эталона была использована последняя из многочисленных опубликованных карт распространения современных осадков в Тихом океане (Маккой и др., 2003). Для каждой из исследованных секций плейстоцена по всем доступным данным определялись мощности осадков. Здесь в качестве эталона автором учтены данные А.П. Лисицына (1974) по скоростям современной седиментации.

### *Полученные результаты*

**Неоплейстоцен.** Учетная площадь дна океана составила 140511,5 тыс. км<sup>2</sup>. Объем накопившихся осадков оценивается в 1932,4 тыс. км<sup>3</sup>. В эвпелагической области 92,8% площади дна приходится на цеолитовые глины, 6,9% – на переслаивание цеолитовых глин и диатомово-радиоляриевых илов, 0,3% – на переслаивание эвпелагических глин и диатомово-радиоляриевых илов.

По объемам осадков соотношение цеолитовых, эвпелагических глин и диатомово-радиоляриевых илов равно 94,4: 0,2: 5,4.

В миопелагической области нанопланктонные илы занимают 44,6% площади дна, нанопланктон-фораминиферовые илы – 25,8%, турбидиты – 0,04%, а остальная площадь (29,56%) приходится на различные типы переслаивания миопелагических глин, алевроитов и, реже, песков с разновидностями карбонатных и кремнистых осадков. Нанопланктонные илы составляют 46,1% общего объема осадков, нанопланктон-фораминиферовые – 11,7%,

турбидиты – 0,03%, глины и алевриты – 21,2%, пески – 0,13%, диатомовые илы – 5,5%, диатомово-радиоляриевые илы – 15,3%.

В гемипелагической области турбидиты занимают 46,9% площади дна, марино-гляциальные осадки – 4,1%, гемипелагические глины – 0,6%, а остальная площадь приходится на различные типы переслаивания марино-гляциальных осадков, гемипелагических глин и алевритов, песков и диатомовых илов. Турбидиты слагают 73,3% общего объема осадков, марино-гляциальные отложения – 22,6%, гемипелагические глины и алевриты – 0,3%, пески – 0,05%, и диатомовые илы – 3,8%.

На поднятиях нанопланктонные илы занимают 15,8% площади дна, нанопланктон-фораминиферовые илы – 26,3%, рифовые известняки – 2,4%, а остальная площадь приходится на различные типы чередования в разрезе планктоногенных карбонатных илов с кремнистыми илами и глинами. Нанопланктонные илы слагают 43,0% объема осадков, нанопланктон-фораминиферовые илы – 31,2%, рифовые известняки – 15,7%, диатомовые илы – 3,0%, диатомово-радиоляриевые илы – 2,0% и глины – 5,1%. Площадь развития вулканических пеплов составляет 19854,1 км<sup>2</sup>, а областей размыва – 4130,6 км<sup>2</sup>.

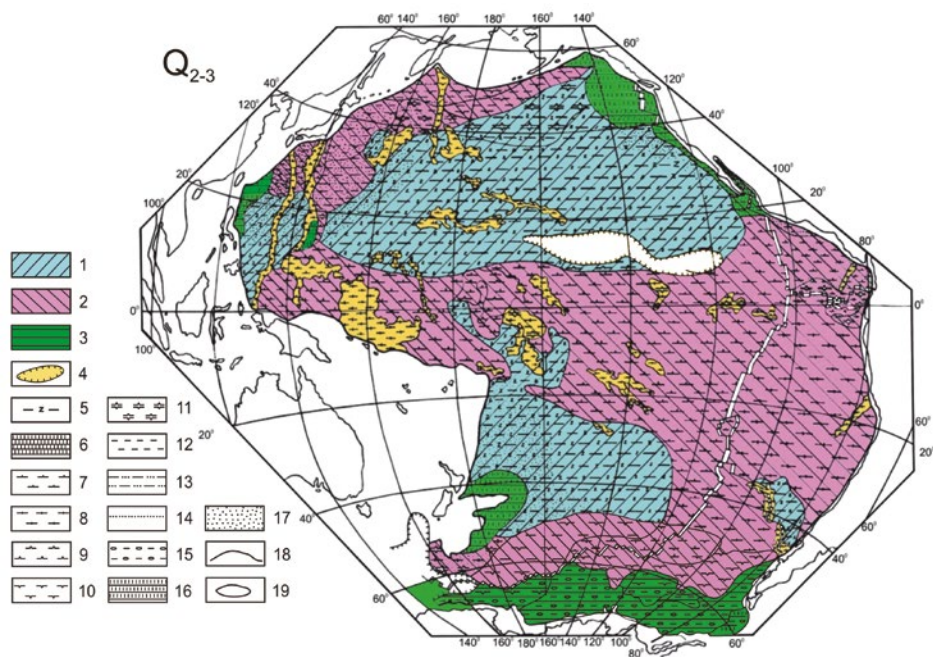


Рис. 6. Схематическая литолого-фациальная карта неоплейстоцена Тихого океана. Условные обозначения: 1 – эвпелагическая фациальная область; 2 – миопелагическая фациальная область; 3 – гемипелагическая фациальная область; 4 – фациальная область океанических поднятий; 5 – цеолитовые глины; 6 – рифовые известняки; 7 – нанопланктонные илы; 8 – нанопланктон-фораминиферовые илы; 9 – радиоляриевые илы; 10 – диатомовые илы; 11 – диатомово-радиоляриевые илы; 12 – глины; 13 – алевриты; 14 – пески; 15 – марино-гляциальные отложения; 16 – терригенные турбидиты; 17 – вулканические пеплы; 18 – граница картируемой площади дна; 19 – область размыва

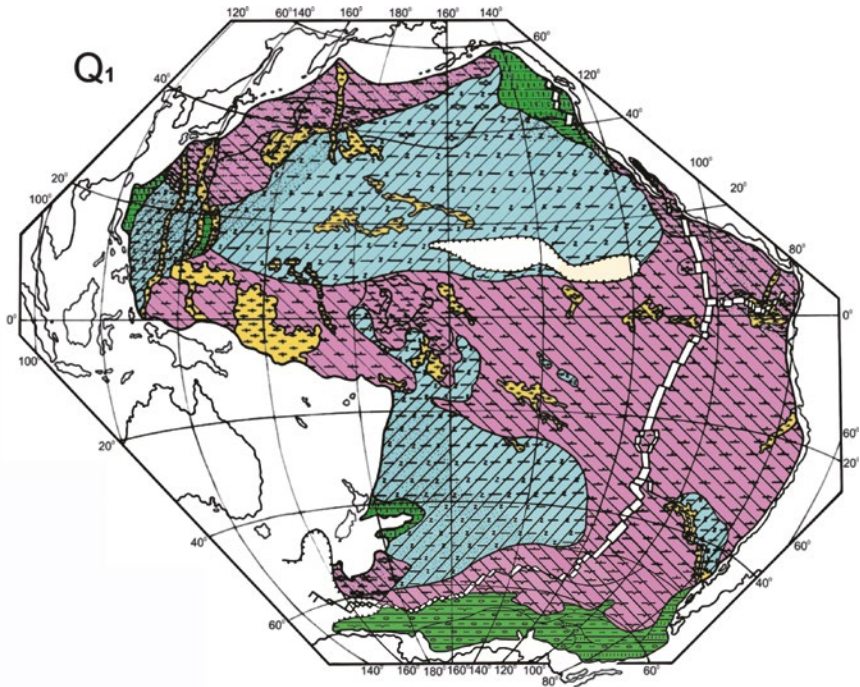


Рис. 7. Схематическая литолого-фациальная карта эоплейстоцена Тихого океана. Условные обозначения см. на рис. 6

**Эоплейстоцен.** Учетная площадь дна океана составила 138845,8 тыс. км<sup>2</sup>. Объем накопившихся отложений оценивается в 1262,0 тыс. км<sup>3</sup>. В эвпелагической области 88,4% площади дна приходится на цеолитовые глины, 7,3% – на переслаивание цеолитовых глин и диатомово-радиоляриевых илов, 3,7% – на переслаивание цеолитовых и эвпелагических глин, 0,8% – на переслаивание пачек эвпелагических глин и диатомово-радиоляриевых илов. По объемам осадков соотношение цеолитовых глин, диатомово-радиоляриевых илов и эвпелагических глин равно 85,0: 11,0: 4,0.

В миопелагической области нанопланктонные илы занимают 47,8% площади дна, нанопланктон-фораминиферовые илы – 25,3%, турбидиты – 0,3%, а остальная площадь (26,6%) приходится на различные типы переслаивания миопелагических глин и алевритов с разновидностями карбонатных и кремнистых осадков. Нанопланктонные илы составляют 17,0% объема осадочной толщи, нанопланктон-фораминиферовые – 8,3%, турбидиты – 3,0%, глины и алевриты – 52,0%, диатомовые илы – 4,3%, диатомово-радиоляриевые илы – 15,4%.

В гемипелагической области турбидиты занимают 31,3% площади дна, гемипелагические глины – 2%, а остальная площадь приходится на различные типы переслаивания марино-гляциальных осадков, гемипелагических глин и алевритов, песков и диатомовых илов. Турбидиты составляют 56,0% от общего объема осадков, марино-гляциальные отложения – 34,8%, гемипелагические глины и алевриты – 4,2%, пески – 0,5%, и диатомовые илы – 4,5%.

На поднятиях нанопланктонные илы занимают 42,6% площади дна, нанопланктон-фораминиферовые илы – 45,0%, рифовые известняки – 3,3%, а остальная площадь приходится на различные типы чередования в разрезе планктоногенных карбонатных илов с кремнистыми илами и глинами. Нанопланктонные илы слагают 29,4% общего объема осадков, нанопланктон-фораминиферовые илы – 48,7%, рифовые известняки – 9,4%, диатомовые илы – 2,9%, диатомово-радиоляриевые илы – 0,3%, и глины – 9,3%.

Площадь развития вулканических пеплов составляет 35945,0 км<sup>2</sup>, а площадь областей размыва, сосредоточенных главным образом в районе между крупными трансформными разломами Кларион и Клиппертон – 4542,0 км<sup>2</sup>.

### Обсуждение результатов

Площади развития и объемы осадков в различных фациальных областях показаны в табл. 3. Из табл. 3 следует, что средние мощности, определяемые по отношениям объемов к площадям, возрастали в плейстоцене в ряду: эвпелагическая область – миопелагическая область – поднятия – гемипелагическая область, что в целом соответствует современной ситуации со скоростями седиментации. При делении объемов накопившихся отложений неоплейстоцена на объемы осадков эоплейстоцена для последовательности гемипелагическая – миопелагическая – эвпелагическая область – поднятия получается следующий ряд значений: 1,97–1,66–1,33–0,47. Отсюда следует, что для главных фациальных областей в течение плейстоцена происходило увеличение объема осадков, а для поднятий – уменьшение. В приведенном ряду обращает на себя внимание возрастание значений для главных фациальных областей по направлению от центра океана к окружающим континентам. Предполагается, что такая закономерность может быть прежде всего проинтерпретирована как проявление циркумконтинентальной зональности поставки и накопления терригенного вещества одновременно с увеличением поставки этого осадочного материала в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом. Далее это предположение будет проверено на количественных параметрах накопления конкретных вещественно-генетических типов осадков и их ассоциаций.

Таблица 3

Площади (S, тыс. км<sup>2</sup>) и объемы (V, тыс. км<sup>3</sup>) осадков основных фациальных областей в плейстоцене

Возраст	Эвпелагическая область		Миопелагическая область		Гемипелагическая область		Поднятия	
	S	V	S	V	S	V	S	V
Q <sub>2+3</sub>	46720,0	303,1	69838,7	922,7	10080,1	632,3	8228,1	74,3
Q <sub>1</sub>	46619,1	228,5	66908,4	554,8	9343,4	321,3	8983,2	157,4

Для дальнейшего сравнения двух частей плейстоцена объемы всех осадков были переведены в массы сухого вещества в соответствии с формулой

$$M = V * \rho * [(100-w)/100],$$

где

$M$  – масса сухого вещества, трлн т;

$V$  – объем натуральных осадков, тыс. км<sup>3</sup>;

$\rho$  – среднеарифметическая плотность натурального осадка, г/см<sup>3</sup>;

$w$  – среднеарифметическая влажность натурального осадка, %.

Для расчета средних арифметических значений физических свойств для основных типов осадков по выбранным стратиграфическим подразделениям использованы данные из отчетов по глубоководному бурению по вышеперечисленным рейсам.

Кроме того, были объединены одинаковые типы осадков из различных фациальных областей (прежде всего это касается биогенных илов). Наконец, с учетом различной продолжительности анализировавшихся подразделений плейстоцена были рассчитаны средние скорости накопления осадков (в 10<sup>18</sup> г/млн лет). Полученные результаты показаны в табл. 4 и 5.

Таблица 4

**Соотношения масс сухого вещества (10<sup>18</sup> г) и скоростей его накопления (10<sup>18</sup> г/млн лет) для различных фациальных областей в подразделениях плейстоцена**

Подразделения плейстоцена	Массы и скорости накопления	Фациальные области			
		Эвпелагическая	Миопелагическая	Гемипелагическая	Поднятия
Неоплейстоцен	Масса	122,8	288,3	521,6	36,3
	Скорость	155,4	365,0	660,3	45,9
Эоплейстоцен	Масса	128,0	211,4	295,0	87,8
	Скорость	128,0	211,4	295,0	87,8

Анализ данных табл. 4 выявил возрастание масс и скоростей накопления осадков в течение плейстоцена в основных фациальных областях и ее уменьшение – на поднятиях. При этом скорости накопления в плейстоцене уменьшались в ряду: гемипелагическая – миопелагическая область – эвпелагическая область – поднятия. Это наблюдение отражает прежде всего различные объемы осадков, накопившихся в фациальных областях, занимавших различные площади. Думается, что гораздо больший интерес представляет ряд отношений скоростей накопления в неоплейстоцене к этому же параметру в эоплейстоцене. В последовательности «гемипелагическая – миопелагическая область – эвпелагическая область – поднятия» получают следующие значения: 2,23–1,73–1,21–0,52, т. е. получен примерно такой же ряд, как показан выше на примере анализа табл. 1.

Результаты, отраженные в табл. 5, позволяют сделать вывод о том, что в целом для океана скорость накопления всех основных групп осадков – терригенной, биогенной кремнистой и биогенной карбонатной – в течение плейстоцена возрастала. Для простоты расчета предположим, что абиогенные отложения не содержат примесей биогенного материала, кремнистые илы не включают в свой состав карбонатное и абиогенное вещество, а карбонатные илы и рифовые известняки не содержат примеси кремнистого и абиогенного материала. Разумеется, в реальности дело обстоит сложнее, но такой простой прием позволяет увидеть основные тенденции. В итоге

проведенных расчетов оказалось, что скорости накопления абиогенного материала в плейстоцене увеличились в 1.6 раза, а биогенного опала и биогенного  $\text{CaCO}_3$  возросли в 2 раза. С учетом большего содержания терригенного вещества в кремнистых осадках, чем в карбонатных, можно считать, что различия между ростом масс терригенного и кремнистого вещества в плейстоцене меньше, чем в приведенных оценках, и, возможно, они даже близки друг к другу. Интерпретация полученных результатов будет дана позже.

Таблица 5

Соотношения масс ( $M - 10^{18}$  г) и скоростей накопления различных типов осадков ( $I - 10^{18}$  г/млн лет) в подразделениях плейстоцена

Подразделения плейстоцена	M и I	Типы осадков									
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Неоплейстоцен	M	116,0	88,8	1,5	382,6	132,5	40,2	17,4	221,8	69,1	9,0
	I	146,9	112,4	1,9	484,2	167,7	50,9	22,0	280,8	87,5	11,4
Эоплейстоцен	M	122,9	201,6	11,9	134,6	113,8	27,8	11,5	78,3	72,7	11,4
	I	122,9	201,6	11,9	134,6	113,8	27,8	11,5	78,3	72,7	11,4

*Примечания:* 1 – эвпелагические и цеолитовые глины; 2 – миопелагические глины; 3 – гемипелагические глины и алевроиты; 4 – терригенные турбидиты; 5 – марино-гляциальные отложения; 6 – диатомово-радиоляриевые илы; 7 – диатомовые илы; 8 – наноилы; 9 – нано-фораминиферовые илы; 10 – рифовые известняки

Рассмотрим сначала данные по терригенному материалу (типы осадков с 1 по 5 включительно в табл. 5). А. Б. Роновым (1983) был установлен для кайнозоя континентальных блоков Земли так называемый геократический тренд, т. е. последовательное снижение отношения площадь морей/площадь суши в течение кайнозоя с рядом небольших исключений (трансгрессии эоцена и миоцена). Этот тренд полностью подтвержден и построениями по периодам колебаний уровня моря первого порядка в кайнозое (Miller et al., 2005). Расчеты абсолютных масс терригенного материала в океанических отложениях палеоэоцена-плиоэоцена Северной Атлантики (Thiede, Ehrmann, 1986), Южной Атлантики (Steinberg, 1989), Индийского океана (Левитан, 1994) и Тихого океана (Лисицын и др., 1980) выявили совпадающий тренд возрастания этого параметра в кайнозое. Таким образом, существует глобальный тренд увеличения поставки терригенного материала с континентов в океан [независимо подтвержденный данными по отношению  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в раковинах морских карбонатных организмов (Veizer et al., 1999)].

Если причины существования обсуждаемой тенденции в раннем палеогене еще вызывают определенные дискуссии, то с олигоцена можно уже довольно уверенно говорить о начале неотектонической фазы развития Земли с рядом этапов усиления вертикальных орогенических движений, особенно активизировавшихся после 5–3 млн лет назад (Трифонов, 1999). В частности, для континентального обрамления Тихого океана очевиден орогенический рост Анд и Кордильер, азиатской окраины океана, Тибета и т. д. (Хаин, 2001). Продолжавшаяся в течение плейстоцена активизация восходящих не-

отектонических движений приводила к увеличению контрастности рельефа на суше, возрастанию интенсивности химического и физического выветривания в соответствующих климатических условиях и, естественно, к росту потока терригенного материала с суши в океан.

Существование трех основных уровней лавинной седиментации, служащих ловушками для сносимого с материков (Лисицын, 1988) терригенного материала, не смогло полностью оставить его в пределах континентальных окраин. Так же, как и в современную эпоху (Лисицын, 1978), в плейстоцене терригенное осадочное вещество смогло частично вырваться в пелагические области Тихого океана.

Представляет интерес анализ основных агентов транспортировки терригенного вещества в пелагиаль Тихого океана в плейстоцене. Судя по данным табл. 5, основное увеличение поставки терригенного материала в плейстоцене произошло за счет резкого возрастания роли транспортировки этого вещества мутьевыми потоками (в придонном слое водной толщи) и морскими льдами и айсбергами (по поверхности океана). При этом очевидно, что по крайней мере часть отложившихся турбидитов на самом деле является гляциотурбидитами. На представленных картах видно, что марино-гляциальные отложения в пределах закартированной площади дна развиты только на юге Тихого океана. В работе (Rudolf, 2006) было убедительно показано, что на юге Атлантики во время оледенений плейстоцена происходили смещения всех основных гидрологических фронтов, окружающих Антарктиду, а также материала ледового разнosa к северу, а во время межледниковий – к югу. На материале Северной Америки было продемонстрировано существенно более широкое распространение континентального ледникового щита во время магнитной эпохи Брюнес, чем в магнитной эпохе Матуяма и тем более в магнитной эпохе Гильберт (Barendregt, Duk-Rodkin, 2004). На севере Тихого океана отсутствие зон развития марино-гляциальных осадков обусловлено главным образом их перехватом в Беринговом и Охотском морях, а также в глубоководных желобах восточного обрамления океана.

Резкое (почти в четыре раза) возрастание скорости накопления терригенных турбидитов в течение плейстоцена ответственно за определенное уменьшение скорости накопления геми- и миопелагических глин (см. табл. 5), поскольку соответствующее терригенное вещество просто перераспределилось между транспортирующими агентами и вошло в состав мутьевых потоков.

Представляет определенный научный интерес и увеличение скорости накопления эвпелагических и цеолитовых глин в 1,2 раза в течение плейстоцена (табл. 5) на фоне отмеченного уменьшения накопления мио- и гемипелагических глин. С нашей точки зрения, этот факт следует объяснить усилением эоловой поставки терригенного материала из пустынь главным образом Азии в Тихий океан. Роль американского материка в этом плане, как известно, ограничена только приконтинентальными областями (Лисицын, 1978). Действительно, в последние годы накоплены убедительные факты, свидетельствующие об очень резком (в несколько раз, а местами и на порядок) возрастании интенсивности атмосферной циркуляции и по-

ставки эолового материала во время оледенений плейстоцена по сравнению с межледниковьями (Brook et al., 2006 и др.). При этом заметную роль играло развеивание ветрами рыхлых осадков осушенных негляциальных шельфов, не закрепленных растительностью.

Приведенные факты свидетельствуют о том, что наряду с орогеническими неотектоническими движениями определенную роль в поставке терригенного материала в пелагическую область Тихого океана играли климатические изменения и изменения положения уровня моря, т. е. базиса эрозии. Частично эта проблема будет рассмотрена ниже, однако уже сейчас следует сослаться на широко известную работу (Lisiecki, Raymo, 2005), в которой на материале по изотопно-кислородному составу раковин бентосных фораминифер убедительно показан глобальный тренд похолодания Мирового океана за последние 5 млн лет, заметно усилившийся за последние 0,8 млн лет и сопровождавшийся возрастанием контрастности климатических изменений.

Наши данные (см. табл. 5) выявили увеличение скорости накопления в плейстоцене и диатомовых, и диатомово-радиоляриевых илов. При этом специально проведенное нами исследование показало, что в южном поясе кремненакопления диатомовые илы более интенсивно накапливались в неоплейстоцене (см. раздел 5.1), а на севере пелагической области Тихого океана – в эоплейстоцене ( $IQ_{2+3}/IQ_1 = 0,74$ ).

Тренды общего увеличения масс и скорости накопления биогенных карбонатов в течение плейстоцена в Тихом океане (типы осадков 8, 9 и 10 в табл. 5), однако, скрывают определенные различия между упомянутыми типами осадков: в течение плейстоцена скорость накопления нанопланктонных илов возросла в 3,6 раза, нанопланктон-фораминиферовых – в 1,2 раза, а рифовые известняки не меняли своей скорости накопления.

В целом история карбонатакопления очень сложна и зависит от большого количества факторов, из которых наиболее известны: палеопродуктивность, растворение карбонатных частиц различного генезиса на различной глубине, разбавление иным по составу осадочным материалом, параметры карбонатной системы океана, степень вентиляции глубинных и придонных вод и т. д. С нашей точки зрения, выявленные при анализе табл. 4 и 5 тенденции карбонатакопления следует объяснить прежде всего общим ростом палеопродуктивности, сопровождавшимся синседиментационным переотложением тонкого кокколитового материала с поднятий в глубоководные котловины. В масштабе целого океана этот процесс фиксируется впервые, однако такого рода переотложение хорошо известно всем специалистам, которые проводили региональные и локальные литологические исследования в пелагиали Тихого океана (Левитан и др., 1990) и других океанических бассейнов.

Кроме того, безусловно, действовали и другие факторы. В работе (Sexton, Barker, 2012) показано, что содержание  $CaCO_3$  в осадках Тихого океана моложе 1,1 млн лет, соответствующих по возрасту ледниковьям, возрастало по сравнению с межледниковьями, а ранее в плейстоцене ситуация имела противоположный характер. При этом сохранность карбонатных раковин в молодых отложениях ледниковий гораздо лучше, чем



в отложениях межледниковий. Такое явление объясняется авторами статьи прогрессирующим усилением вентиляции глубинной водной массы Тихого океана за счет влияния соответствующей водной массы, продуцируемой в Южном океане.

Уже давно было отмечено (Farrell, Prell, 1991), что начиная с 4 млн лет назад в Тихом океане колебания фораминиферового лизоклина и других поверхностей растворения карбонатов были согласованы с климатическими изменениями от ледниковых эпох к межледниковьям и, соответственно, с палеопродуктивностью, и достигали амплитуды порядка 800 м в экваториальной зоне. При этом происходили: 1) углубление критической глубины карбонатакопления на фоне обусловленных ледниково-межледниковыми циклами крупных флуктуаций карбонатного лизоклина и критической глубины (Farrell, Prell, 1991) во второй половине плейстоцена по сравнению с первой из-за общего роста палеопродуктивности и 2) увеличение сноса с различных поднятий тонкого кокколитового материала в окружающие котловины из-за возросшей (в связи с климатическими изменениями) гидродинамической активности придонной водной массы над поднятиями.

Представляется, что наиболее общей причиной отмеченного нами роста скорости биогенного осадконакопления в плейстоцене Тихого океана является рост палеопродуктивности, реализуемый в специфических зонах подъема в фотическую зону промежуточных вод, обогащенных биогенами. Для востока экваториальной зоны Тихого океана такой вывод по данным об абсолютных массах биогенных карбонатов и опала сделан в работе (Farrell et al., 1995). Вероятными причинами этого явления являются: 1) возрастание поставки необходимого для фотосинтеза на континентах и в океане  $\text{CO}_2$  с суши через атмосферу, а также питательных веществ в составе флювиального материала непосредственно в Мировой океан; 2) интенсификация вертикальной циркуляции из-за климатических изменений, приводившая к усилению поставки биогенов из промежуточной водной массы Мирового океана в зону фотосинтеза. В связи с этим важно отметить заметное увеличение контрастности климата в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом (Lisiecki, Raymo, 2005). Отмеченное выше усиление поставки эолового материала в течение плейстоцена совпало с указанным ростом палеопродуктивности, в результате чего так называемый пелагический насос (сумма механизмов биодифференциации, биосорбции, биотранспорта) в увеличенном количестве перекачивал поставляемое эоловое вещество в пелагических районах Тихого океана с поверхности на дно.

Наконец, нельзя не упомянуть, что в середине плейстоцена (примерно с 1,2 по 0,8 млн лет) состоялась так называемая Среднеплейстоценовая революция, в ходе которой происходило посуровление климата: в Северной Пацифике субполярный фронт неоднократно сдвигался в южном направлении (Sancetta, Silvestri, 1986), а в Южном океане основные гидрологические фронты во время оледенений смещались в северном направлении местами до  $7^\circ$  по широте (Rudolf, 2006). При этом преобладавшая периодичность изменения орбитальных параметров климата 41 тыс. лет сменилась на периодичность 100 тыс. лет (Shackleton et al., 1995), и выросла щелочность глубинной водной массы во время оледенений (Sexton, Barker, 2012).

Выявленное уменьшение площади распространения вулканических пеплов в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом не может быть пока проинтерпретировано без данных по их объемам и массам, однако нельзя не отметить, что оно соответствует установленному для Тихого океана тренду уменьшения скорости продуцирования океанической литосферы в срединно-океаническом хребте с олигоцена по плейстоцен (Conrad, Lithgow-Bertelloni, 2007). Таким образом, можно предположить уменьшение интенсивности субдукции в областях активных континентальных окраин Тихого океана в плейстоцене в связи с уменьшением общей интенсивности спрединга.

### *Заключение*

В соответствии с традициями А. Б. Ронова построены литолого-фациальные схематические карты для неоплейстоценовых (рис. 6) и эоплейстоценовых (рис. 7) отложений пелагиали Тихого океана. Обсчет карт привел к выявлению набора количественных параметров седиментации. Их анализ позволил установить усиление интенсивности терригенного и биогенного (как кремнистого, так и карбонатного) осадконакопления в течение плейстоцена. Основными причинами отмеченных явлений, по мнению автора, являются неотектонический орогенез окаймляющих Тихий океан континентов и связанный с ними и с климатическими изменениями рост палеопродуктивности, проявляющийся в специфических зонах вертикальной циркуляции океана.

## Глава 2. Индийский океан

### *Фактический материал и методика работы*

Как известно, в Индийском океане представлены главным образом континентальные окраины пассивного типа. В зонах их распространения в качестве ограничения области пелагического осадконакопления служит граница континентального подножья и глубоководного ложа, за которую условно принята изобата 3000 м (Левитан и др., 2014). В единственном районе океана, где развита активная окраина – Зондская островная дуга, соответствующая граница проведена по океаническому ограничению Зондского глубоководного желоба.

При построении литолого-фациальных карт в соответствии со сравнительно-литологическим методом Н. М. Страхова (1945) в качестве эталона использована карта распространения современных осадков в Индийском океане (Безруков, Лисицын, 1974). Для каждой из исследованных секций плейстоцена по всем доступным данным определялись мощности осадков. Здесь за эталон приняты данные А. П. Лисицына (1974) по скоростям современной седиментации.

Фактическим материалом послужили главным образом данные глубоководного бурения в пелагических районах Индийского океана (рейсы DSDP №22–28 и ODP №115–121). Кроме того, использованы многочисленные опубликованные данные по плейстоценовым осадкам и четвертичной палеоокеанологии (Свальнов, 1983; Иванова, 1988, 2006; и др.).

В итоге были составлены в масштабе 1:35000000 две схематические литолого-фациальные карты Индийского океана: для неоплейстоцена (рис. 8) и для эоплейстоцена (рис. 9).

На обеих картах выделены основные фациальные области: эвпелагическая, миопелагическая и гемипелагическая, границы между которыми определялись по комплексам донных осадков. Кроме того, показаны внутриплитовые поднятия, находящиеся, как правило, на глубинах менее 3 км. Отдельно показаны области распространения перерывов в седиментации.

Для осадочных толщ, соответствующих обоим выделенным подразделениям, закартированы и посчитаны площади распространения различных вещественно-генетических типов осадков и их ассоциаций, рассчитаны их мощности и объемы. При этом картировались только наиболее распространенные типы осадков; такие образования, например, как карбонатные турбидиты, вулканические пеплы, эдафогенные или металлоносные отложения отдельно не выделялись. Как было показано ранее, (Ронов и др., 1986), для пелагических частей Мирового океана точность подсчета площадей (на которой базируются и остальные параметры) составляет  $\pm 5\%$ .

Для расчета масс сухого осадочного вещества была использована формула из раздела 1.2. Расчет средних арифметических значений физических свойств для основных типов осадков по выбранным стратиграфическим подразделениям проводился по данным из отчетов по глубоководному бурению в вышеперечисленных рейсах.

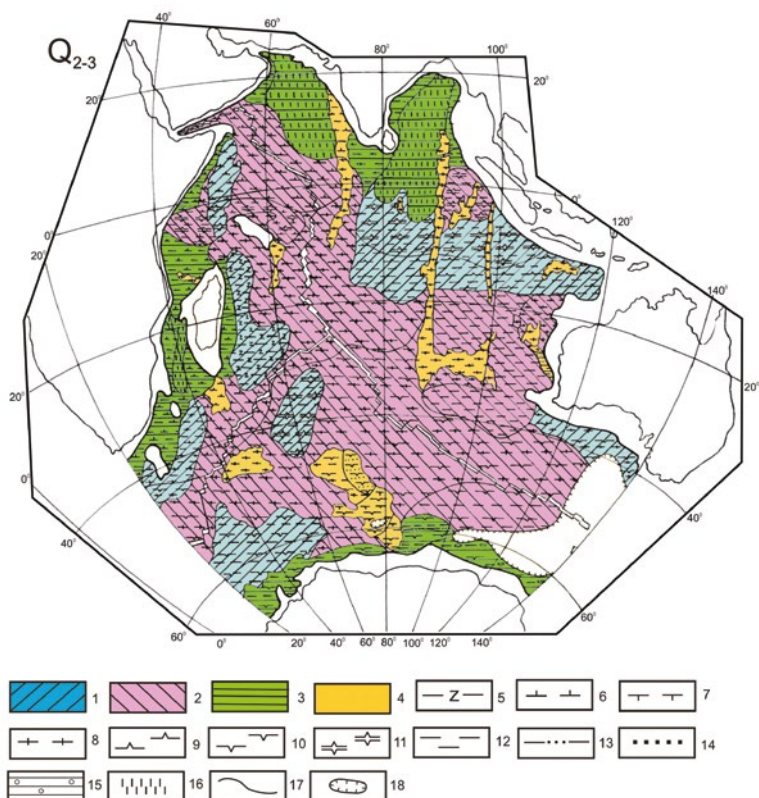


Рис. 8. Литолого-фациальная карта пелагического неоплейстоцена Индийского океана. Условные обозначения: Фациальные области (1–4): 1 – эвпелагическая; 2 – миопелагическая; 3 – гемипелагическая; 4 – океанических поднятий. Типы осадков (5–16): 5 – цеолитовые и эвпелагические глины; 6 – нанопланктонные илы; 7 – фораминиферовые илы; 8 – нанопланктон-фораминиферовые илы; 9 – радиоляриевые илы; 10 – диатомовые илы; 11 – диатомово-радиоляриевые илы; 12 – гемипелагические глины; 13 – алевриты; 14 – пески; 15 – марино-гляциальные отложения; 16 – терригенные турбидиты; 17 – граница картируемой площади дна; 18 – области распространения перерывов в седиментации

### Полученные результаты

**Неоплейстоцен.** Учетная площадь дна океана составила 62488,0 тыс. км<sup>2</sup>. Объем накопившихся осадков оценивается в 1100,2 тыс. км<sup>3</sup>.

В эвпелагической области 13,1% площади дна приходится на цеолитовые глины, 3,7% – на нанопланктонные илы. Остальная площадь дна занята различными типами переслаивания. Так, переслаивание пачек цеолитовых глин и диатомовых илов занимает 51,5% площади, нанопланктон-фораминиферовых и диатомово-радиоляриевых илов – 4,2%, цеолитовых глин, эвпелагических глин и диатомовых илов – 1,5%, цеолитовых глин и нанопланктонных илов – 5,2% и т. д.

По объемам осадков соотношение цеолитовых глин, диатомовых илов, нанопланктонных илов, эвпелагических глин и нанопланктон-фораминиферовых илов равно 33,1: 42,2: 10,0: 1,6: 13,1.

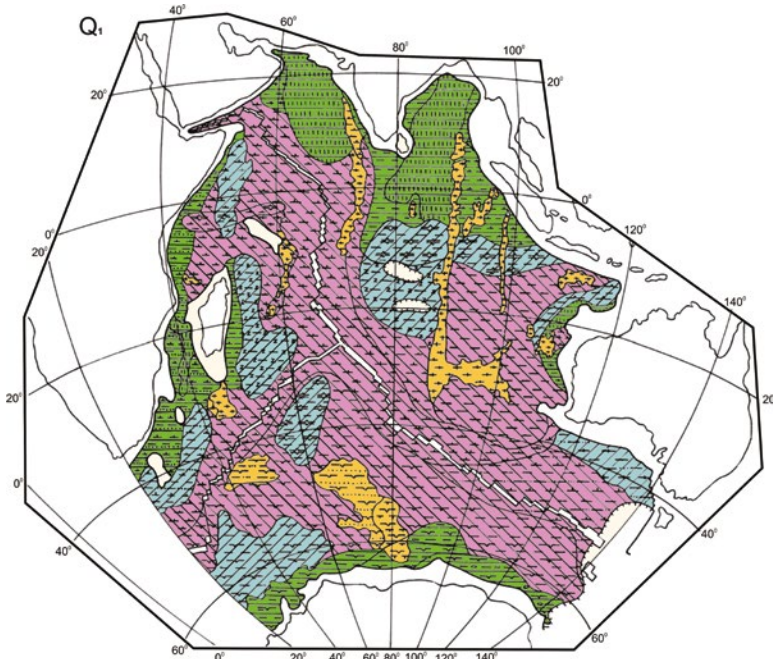


Рис. 9. Литолого-фациальная карта пелагического эоплейстоцена Индийского океана. Условные обозначения см. на рис. 8.

В миопелагической области нанопланктонные илы занимают 13,8% площади дна, нанопланктон-фораминиферовые илы – 22,9%, миопелагические глины – 12,7%, а остальная площадь приходится на различные типы переслаивания. Так, переслаивание пачек нанопланктон-фораминиферовых и диатомовых илов занимает 38,2% всей площади; миопелагических глин, нанопланктонных и диатомовых илов – 6,3%, миопелагических глин, нанопланктонных и диатомово-радиолариевых илов – 3,6% и т.д.

Нанопланктонные илы составляют 29,9% объема осадочной толщи, нанопланктон-фораминиферовые – 27,8%, миопелагические глины и алевриты – 13,1%, диатомовые илы – 19,6%, диатомово-радиолариевые илы – 9,6%.

В гемипелагической области турбидиты занимают 38,9% площади дна, а остальная площадь приходится на различные типы переслаивания. Например, переслаивание гемипелагических глин и нанопланктонных илов занимает 19,5% площади, марино-гляциальных осадков с диатомовыми илами – 8,4%, гемипелагических глин и алевритов с диатомовыми илами – 14,3%, гемипелагических глин и алевритов с нанопланктон-фораминиферовыми илами – 2,1% и т.д.

Турбидиты составляют 69,1% от общего объема осадков, гемипелагические глины и алевриты – 14,5%, пески – 0,4%, марино-гляциальные осадки – 2,3%, диатомовые илы – 5,5%, диатомово-радиолариевые илы – 1,2%, нанопланктонные илы – 4,5%, нанопланктон-фораминиферовые илы – 2,5%.

На поднятиях нанопланктонные илы занимают 3,5% площади дна, нанопланктон-фораминиферовые илы – 60,5%, чередование в разрезе фора-

миниферовых илов и диатомовых илов – 10,4%, гемипелагических глин, нанопланктон-фораминиферовых и диатомовых илов – 12,5%, песков и диатомовых илов – 4,4%, гемипелагических глин и нанопланктон-фораминиферовых илов – 6,7%, нанопланктон-фораминиферовых и диатомово-радиоляриевых илов – 2,0%.

Нанопланктонные илы составляют 2,5% общего объема осадков, нанопланктон-фораминиферовые илы – 50,5%, диатомовые илы – 24,5%, диатомово-радиоляриевые илы – 2,8%, гемипелагические глины и алевролиты – 19,0%, пески – 0,7%.

Суммарная площадь областей развития перерывов в осадконакоплении составляет 3133,5 км<sup>2</sup>.

**Эоплейстоцен.** Учетная площадь дна океана составила 61795,6 тыс. км<sup>2</sup>. Объем накопившихся отложений оценивается в 1389,5 тыс. км<sup>3</sup>.

В эвпелагической области 26,8% площади дна приходится на цеолитовые глины, 0,5% – на нанопланктонные илы. Остальная площадь дна занята различными типами переслаивания. Так, переслаивание пачек цеолитовых глин и диатомовых илов занимает 22,2% всей площади, цеолитовых глин и диатомово-радиоляриевых илов – 9,3%, эвпелагических глин и диатомово-радиоляриевых илов – 14,0%, эвпелагических глин и нанопланктон-фораминиферовых илов – 9,0%, цеолитовых глин и нанопланктонных илов – 7,3%, и т. д.

По объемам осадков соотношение цеолитовых глин, диатомовых илов, диатомово-радиоляриевых илов, нанопланктонных илов, эвпелагических глин и нанопланктон-фораминиферовых илов равно 42,9:16,6:7,3:30,3:1,6:1,3.

В миопелагической области нанопланктонные илы занимают 37,9% площади дна, миопелагические глины – 16,9%, нанопланктон-фораминиферовые илы – 1,0%, а остальная площадь приходится на различные типы переслаивания. Так, переслаивание пачек миопелагических глин и диатомовых илов занимает 28,1% всей площади, миопелагических глин и алевролитов с нанопланктон-фораминиферовыми илами – 9,0%, миопелагических глин и нанопланктонных илов – 6,0% и т. д.

Нанопланктонные илы составляют 26,9% объема осадочной толщи, нанопланктон-фораминиферовые – 1,9%, миопелагические глины и алевролиты – 25,2%, диатомовые илы – 45,8%, диатомово-радиоляриевые илы – 0,2%.

В гемипелагической области турбидиты занимают 37,0% площади дна, гемипелагические глины – 9,5%, а остальная площадь приходится на различные типы переслаивания. Например, переслаивание гемипелагических глин, песков и нанопланктонных илов занимает 7,5% площади, переслаивание гемипелагических глин и нанопланктонных илов – 24,3%, чередование гемипелагических глин и диатомовых илов – 8,0%, и т. д.

Турбидиты составляют 63,0% от общего объема осадков, гемипелагические глины и алевролиты – 12,6%, марино-гляциальные осадки – 5,5%, пески – 0,8%, диатомовые илы – 3,7%, диатомово-радиоляриевые илы – 5,0%, нанопланктонные илы – 8,5%, нанопланктон-фораминиферовые илы – 0,9%.

На поднятиях нанопланктонные илы занимают 0,9% площади дна, нанопланктон-фораминиферовые илы – 56,5%, чередование в разрезе ди-

атомовых илов и песков – 17,6%; диатомовых илов и гемипелагических алевритов – 8,3%; диатомовых и фораминиферовых илов – 7,3%; гемипелагических глин и нанопланктон-фораминиферовых илов – 3,6%; гемипелагических глин и нанопланктонных илов – 3,4%; фораминиферовых и диатомово-радиоляриевых илов – 2,4%.

Нанопланктонные илы слагают 3,8% общего объема осадков, нанопланктон-фораминиферовые илы – 28,8%, фораминиферовые илы – 0,6%, диатомовые илы – 42,2%, диатомово-радиоляриевые илы – 0,6%, гемипелагические глины и алевриты – 10,8%, пески – 13,2%. Суммарная площадь областей развития перерывов в осадконакоплении составляет 1734,0 км<sup>2</sup>.

### *Обсуждение результатов*

Площади развития и объемы осадков в различных фациальных областях показаны в табл. 6. Из нее следует, что расчетные «мощности», определяемые по отношению объемов к площадям, в целом возростали в плейстоцене в ряду: поднятия – эвпелагическая область – миопелагическая область – гемипелагическая область. В приведенном ряду обращает на себя внимание возрастание значений мощностей и объемов осадков (см. табл. 6) для главных фациальных областей по направлению от центра океана к окружающим континентам. Представляется, что такая закономерность может быть прежде всего проинтерпретирована как проявление циркумконтинентальной зональности поставки и накопления терригенного вещества. При делении объема накопившихся отложений неоплейстоцена на объемы осадков эоплейстоцена для последовательности гемипелагическая – миопелагическая – эвпелагическая область – поднятия получается следующий ряд значений: 1,099–0,695–0,777–0,467. Отсюда следует, что во всех фациальных областях (кроме гемипелагической) в течение плейстоцена происходило уменьшение объема осадков.

Таблица 6

**Площади (S, тыс. км<sup>2</sup>) и объемы (V, тыс. км<sup>3</sup>) осадков основных фациальных областей в плейстоцене**

Возраст	Эвпелагическая область		Миопелагическая область		Гемипелагическая область		Поднятия	
	S	V	S	V	S	V	S	V
Q <sub>2+3</sub>	10879,1	143,0	26323,6	430,6	15829,1	509,9	5222,5	48,6
Q <sub>1</sub>	10873,5	193,9	25974,5	569,7	16893,9	533,4	5146,1	92,5

Существенный интерес представляет сравнение масс осадков и скоростей их накопления в каждой из выделенных фациальных областей (табл. 7). Анализ данных табл. 7 выявил уменьшение масс осадков в течение плейстоцена во всех фациальных областях (кроме гемипелагической). При этом скорости накопления в плейстоцене уменьшались в ряду: гемипелагическая – миопелагическая область – эвпелагическая – поднятия. Это наблюдение отражает, прежде всего, различные объемы осадков, накопившихся в изучаемых фациальных областях, занимавших разные площади.

Таблица 7

Соотношения масс сухого вещества ( $10^{18}$  г) и скоростей его накопления ( $10^{18}$  г/млн лет) для различных фациальных областей в подразделениях плейстоцена

Подразделения плейстоцена	Массы и скорости накопления	Фациальные области			
		Эвпелагическая	Миопелагическая	Гемипелагическая	Поднятия
Неоплейстоцен	Масса	84,3	182,5	461,8	23,8
	Скорость	106,7	231,0	584,6	30,1
Эоплейстоцен	Масса	112,5	262,7	420,0	75,9
	Скорость	112,5	262,7	420,0	75,9

Думается, что гораздо больший интерес представляет ряд отношений скоростей накопления в неоплейстоцене к этому же параметру в эоплейстоцене. В последовательности гемипелагическая – миопелагическая область – эвпелагическая – поднятия получают следующие значения: 1,392–0,879–0,948–0,397, т. е. получен такой же ряд, как показан выше на примере анализа табл. 6. Обращает на себя внимание, что во всех фациальных областях, кроме гемипелагической, которая получает наибольшее количество терригенного материала по сравнению с остальными областями, вверх по разрезу происходило уменьшение скорости накопления осадочного вещества. При этом наиболее сильно эта величина уменьшилась на поднятиях.

Для того чтобы суметь интерпретировать показанные в табл. 6 данные, необходимы расчеты масс и скоростей накопления основных типов осадков (см. табл. 8). Рассмотрим сначала данные по терригенному материалу (типы осадков с 1 по 4 включительно в табл. 8).

Существует глобальный тренд увеличения поставки терригенного вещества с континентов в океан (см. раздел 1.2), и приведенные выше результаты свидетельствуют о наличии этого тренда в плейстоцене Индийского океана. Средняя интенсивность накопления абиогенного материала в неоплейстоцене выросла по сравнению с эоплейстоценом в 1,18 раза.

Как было отмечено в разделе 1.2, с олигоцена можно уже довольно уверенно говорить о начале неотектонической фазы развития Земли с рядом этапов усиления вертикальных орогенических движений, особенно активизировавшихся после 5–3 млн лет назад. В частности, для континентального обрамления Индийского океана очевиден орогенический рост Гималаев (Трифонов, 1999) – основного поставщика терригенного вещества в Индийский океан, а также Восточно-Африканской рифтовой зоны (Хаин, 2001).

Последние данные по Антарктиде свидетельствуют, возможно, о проявлении неотектонической эпохи и здесь тоже: средние скорости седиментации в так называемой синледниковой толще (термин Г.Л. Лейченкова) олигоцен-четвертичного возраста на континентальной окраине Восточной Антарктиды примерно в 1,5 раза выше, чем в более древних отложениях кайнозоя. При этом следует учесть и заполнение срезаемыми эрозией осадками внутриконтинентальных депрессий в олигоцене-плейстоцене



(Wilson et al., 2011). Впрочем, возможно и другое объяснение: большая способность ледниковых щитов к денудации, чем флювиальных потоков и ветров до оледенения Антарктиды.

В то же время, несомненно, определенную роль в выявленном тренде усиления поставки терригенного материала в неотектоническую эпоху играют и направленные климатические изменения (усиление оледенения Земли, возрастание роли муссонного климата в Южной Азии и проч.). На наш взгляд, эти изменения количественно уступают тектоническому фактору, однако надежных количественных оценок относительной роли каждого из факторов пока не предложено. Возможно, здесь требуется применение методов математической статистики.

Рассмотрим основные агенты транспортировки терригенного вещества в пелагический плейстоцен Индийского океана. Анализ составленных карт (см. рис. 8 и 9) свидетельствует о том, что, безусловно, главные области (и объемы) накопления терригенных турбидитов в Индийском океане связаны с глубоководными конусами выноса великих рек Южной Азии – Инда и Ганга. В эоплейстоцене относительный вклад турбидитов в аккумуляцию абиогенного вещества составлял 60,6%, а в неоплейстоцене – 74,6%. Вероятно, можно считать, что уменьшение скорости накопления более тонкого абиогенного материала в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом (кроме гемипелагических глин, см. табл. 8) связано в основном с перераспределением относительной роли агентов транспортировки терригенного вещества: роль переноса флювиального материала в поверхностной водной массе уменьшилась, а в придонной – за счет мутьевых потоков – увеличилась. Точно такое же явление описано нами и для пелагиали Тихого океана (см. раздел 1.2).

Несомненно, что какое-то количество терригенного вещества попадает в гемипелагическую зону с юга, с ледниковых щитов Антарктиды, однако подавляющая его часть накапливается, как известно (Безруков, Лисицын, 1974), в зоне континентальной окраины этого материка. Эродируемый ледниками Антарктиды осадочный материал транспортировался ими к бровке шельфа и далее поступал на континентальный склон в виде гляциотурбидитов (преобладали во время оледенений), более тонкого вещества (гемипелагиты преобладали наряду с диатомовыми илами во время межледниковий), в ледовых потоках и в виде материала айсбергового разноса (в гораздо меньшем количестве) [см. обзор в (Левитан, Лейченко, 2014)]. На континентальных подножьях происходило перераспределение осадочного вещества в виде конуритов.

В современную эпоху основной областью накопления эолового материала в пелагических осадках Индийского океана служит его северо-западная часть, где эоловые выносы с Аравийского полуострова попадают главным образом в карбонатные осадки. Выдуваемая пыль из пустынь Австралии аккумулируется в основном в осадках южной части Тихого океана, а эоловые выносы пустыни Калахари – в осадках Южной Атлантики. Даже с учетом известной интенсификации атмосферной циркуляции во время оледенений (Brook et al., 2006), по нашим данным (см. табл. 8) не удастся выявить возрастания роли эолового вещества в неоплейстоцене по сравнению с эоплей-

стоценом. Вероятно, для этой цели следует применить другие методы исследования.

Прежде чем рассматривать схематическую историю накопления кремнистых осадков в пелагиали Индийского океана в плейстоцене, необходимо указать на то, что диатомовые илы [начиная с миоцена (Левитан, 1987)], как и в современную эпоху, накапливались в основном на юге океана (в индоокеанском секторе Южного океана), а диатомово-радиоляриевые [еще с палеогена (Левитан, 1987)] – в его северной половине главным образом в южно-экваториальной зоне (см. рис. 8 и 9). Обзор истории кремненакопления в Мировом океане (Cortese et al., 2004) показал, что пик этого процесса после 2 млн лет сместился в Южный океан, где достиг своего максимума примерно на уровне 1 млн лет назад, и далее кремненакопление развивалось очень неравномерно. В этом регионе обращает на себя внимание мощное развитие аккумуляции биогенного опала, связанное с теплым периодом раннего плиоцена (Naish, 2010), а также приуроченность диатомовых илов континентальной окраины Антарктиды в плейстоцене главным образом к межледниковьям [судя по результатам бурового проекта ANDRILL (Левитан, Лейченко, 2014)]. Поэтому нельзя исключить, что выявленное преобладание диатомового кремненакопления в эоплейстоцене по сравнению с неоплейстоценом (табл. 8), возможно, связано с более теплыми (в среднем) условиями эоплейстоцена. Важно отметить, что плейстоценовый тренд увеличения скорости накопления диатомово-радиоляриевых илов (в эту группу мы также включили более редкие диатомовые этмодискусовые илы и радиоляриевые илы) совпал с аналогичным трендом для Тихого океана (см. раздел 1.2). Описанное выше резкое сокращение общей скорости седиментации на поднятиях в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом, гораздо более сильное, чем в других литолого-фациальных зонах, обусловлено, прежде всего, уменьшением вклада диатомовых илов.

Тренды общего увеличения скорости накопления биогенных карбонатов в течение плейстоцена в Индийском океане (типы осадков 7 и 8 в табл. 8), однако, скрывают заметные различия между упомянутыми типами осадков: в течение плейстоцена скорость накопления нанопланктонных илов возросла лишь в 1,01 раза, а нанопланктон-фораминиферовых – в 4,45 раза. С нашей точки зрения, отмеченные в табл. 8 скорости накопления карбонатных илов в плейстоцене являются результатом сочетания продукционных характеристик, связанных с продуктивностью карбонатакопления в поверхностной водной массе океана, синседиментационного переотложения тонкого кокколитового материала с поднятий в окружающие котловины (см. раздел 1.2) и растворения биогенных карбонатов в глубинных и придонных водах.

Действительно, заметно выросшая в неоплейстоцене Индийского океана относительная роль и скорость накопления нанопланктон-фораминиферовых илов, скорее всего, свидетельствует о росте первичной (и экспортной) продукции в северной половине океана. Сделанный вывод подкрепляется прежде всего совпадением в современную эпоху областей распределения этого типа донных осадков (по сравнению с нанопланктонными илами) с зонами повышенной первичной продукции в эвфотическом слое водной

толщи (Лисицын, 1978). Дополнительными подтверждениями являются: 1) «наследование» тренда роста палеопродуктивности, установленного для северной половины Индийского океана в олигоцене-плиоцене (Левитан, 1992) и 2) отмеченное выше увеличение скорости накопления диатомово-радиоляриевых илов в плейстоцене.

Таблица 8

Соотношения масс ( $M - 10^{18}$  г) и скоростей накопления ( $I - 10^{18}$  г/млн лет) различных типов осадков в подразделениях плейстоцена

Возраст	М И	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Неоплейстоцен	М	22,0	32,7	77,2	418,1	10,6	65,6	34,9	140,7	145,4
	И	27,8	41,4	97,7	529,2	13,4	83,0	44,2	178,1	184,1
Эоплейстоцен	М	45,6	92,3	81,0	371,2	22,8	9,7	73,0	176,0	41,4
	И	45,6	92,3	81,0	371,2	22,8	9,7	73,0	176,0	41,4

*Примечания:* 1 – эвпелагические и цеолитовые глины; 2 – миопелагические глины; 3 – гемипелагические глины, алевриты и пески; 4 – терригенные турбидиты; 5 – марино-гляциальные отложения; 6 – радиоляриевые и диатомово-радиоляриевые илы; 7 – диатомовые илы; 8 – нанопланктонные илы; 9 – фораминиферовые и нанопланктон-фораминиферовые илы

В связи с заметным общим похолоданием придонных вод Мирового океана и ростом термического градиента как между экватором и высокими широтами, так и между поверхностными и глубинными водами в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом (Lisiecki, Raymo, 2005), выросла интенсивность горизонтальной и вертикальной циркуляции, что сказалось на повышении первичной продукции на большей площади океана, а также на усилении гидродинамической активности придонных вод, что могло проявиться, в частности, в вымывании и сбросе тонких фракций карбонатного материала с поднятий в котловины.

Одновременно произошел рост объема придонной водной массы в высоких широтах обоих полушарий, особенно вокруг Антарктиды (Maldonado et al., 2005). Как известно, эти воды агрессивны по отношению к биогенным карбонатам, так как отличаются очень низкими температурами (Sexton, Barker, 2012). Поэтому резонно предположить, что значительная часть тонкого кокколитового материала в котловинах Индийского материала в неоплейстоцене просто была растворена в придонных водах и/или на поверхности дна. Кроме того, повышенная щелочность этих вод (Sexton, Barker, 2012) способствовала усилению растворения слабоокремненных панцирей диатомей в придонных условиях, особенно в Южном океане.

Этому выводу соответствует описанное нами выше значительное (почти в 2 раза) увеличение площади развития перерывов в осадконакоплении в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом. Оно коррелирует с установленным выше уменьшением скорости седиментации в эвпелагической и миопелагической литолого-фациальных зонах. Это обстоятельство полностью соответствует сделанному М. А. Левитаном (1980<sub>2</sub>) выводу о существовании обратно пропорционального соотношения между скоростями

осадконакопления и частотой встречаемости перерывов на глубоководном ложе океана. Основными механизмами создания перерывов в седиментации, таким образом, были активность придонных течений, растворение биогенного опада в южной зоне океана и карбонатов на всей площади Индийского океана.

Представляется, что в Индийском океане неоплейстоценовое растворение карбонатов в глубоководных котловинах было проявлено значительно сильнее, чем в Тихом океане (Левитан и др., 2013<sub>1</sub>), из-за гораздо меньших размеров Индийского океана, в результате чего агрессивные к карбонатам глубинные и придонные водные массы лучше сохранили свой потенциал растворения при движении на север океана.

### *Заключение*

В данной главе рассмотрены построенные нами обзорные литолого-фациальные карты для неоплейстоцена (рис. 8) и эоплейстоцена (рис. 9) пелагиали Индийского океана. Обсчет карт привел к выявлению набора количественных параметров седиментации. Их анализ позволил, в частности, установить усиление скорости терригенного осадконакопления в течение плейстоцена. Его основной причиной, видимо, является неотектонический орогенез окаймляющих Индийский океан континентов, особенно в районе Гималаев.

В отношении биогенной седиментации в плейстоцене, как и в современную эпоху, существовало четкое разделение Индийского океана на два региона: северный и южный (часть Южного океана), границей между которыми является северное ограничение Циркумантарктического течения. В северном регионе доминировало карбонатакопление, а в южном – кремненакопление. В ходе и в результате Среднеплейстоценовой климатической революции произошло радикальное изменение литологического «наполнения» обеих зон: резко уменьшилась относительная роль диатомовых и нанопланктонных илов, но столь же явно усилилась роль диатомово-радиоляриевых и нанопланктон-фораминиферовых илов. Определяющее значение климата проявилось в связи диатомового кремненакопления преимущественно с периодами более теплого климата в Южном океане; общем росте палеопродуктивности в неоплейстоцене в северной зоне; усиленном растворении кокколитового материала в глубоководных котловинах в неоплейстоцене из-за похолодания, приведшего к увеличению объема создающихся в Южном океане глубинных и придонных вод, агрессивных по отношению к биогенным карбонатам.

Отмеченное различие между северной и южной частями Индийского океана в плейстоцене (как и в современную эпоху) является частным примером существующего глобального различия между «ледовым» и «безледным» океаном (Левитан, 2016). Разделение Мирового океана на «ледовую» и «безледную» части, скорее всего, следует начинать со среднего эоцена, когда появились сезонные льды в обоих полушариях (Stein, 2011).

### Глава 3. Атлантический океан

#### *Фактический материал и методы исследования*

В главе рассматривается площадь пелагической области Атлантического океана, включающая глубоководное ложе и (в данном случае) континентальное подножье. Области активных континентальных окраин (моря Карибское и Скоша), а также Мексиканский залив в этот регион не входят. Они будут рассмотрены позже, в главе 7. Из анализа исключены также шельфы и континентальные склоны пассивных окраин (см. главу 7). С севера область исследования ограничена проливом Фрама, а с юга – континентальной окраиной моря Уэдделла.

Всего использованы материалы по плейстоценовым отложениям из 283 скважин глубоководного бурения, пробуренных с 1969 по 2014 г. включительно (рис. 10). На этой основе составлены две литолого-фациальные карты (с изопахитами 10 и 20 м) масштаба 1:35000000 для неоплейстоцена (рис. 11) и эоплейстоцена (рис. 12). Впервые в нашей работе (см. главы 1 и 2) по данной теме в легенду карт введены контуристы, а также карбонатные турбидиты. На картах выделены гемипелагическая и миопелагическая фациальные области, а эвпелагическая область занимает ничтожные площади и поэтому не откартирована.

При картировании использовались данные по современному распространению контуристовых хребтов в Атлантике (Rebesco et al., 2014) и геоморфологические карты для Северной и Южной Атлантики (Harris et al., 2014). Для сравнения рассмотрена карта литологического состава современных осадков поверхностного слоя (Емельянов и др., 1989–1990).

#### *Полученные результаты*

**Неоплейстоцен.** Площадь литолого-фациальной карты неоплейстоценовых отложений (см. рис. 11) равна 70579 тыс. км<sup>2</sup>, площадь миопелагической фациальной зоны составляет 31880,9 тыс. км<sup>2</sup>, а гемипелагической – 37269,6 тыс. км<sup>2</sup>. Площадь областей размыва равна 316,9 тыс. км<sup>2</sup>.

В миопелагической зоне по площади распространения на первом месте находятся нанопланктонно-фораминиферовые илы (17175,7 тыс. км<sup>2</sup>), затем следуют красные глины (7631,2 тыс. км<sup>2</sup>) и нанопланктонные илы (3960,9 тыс. км<sup>2</sup>). Области переслаивания различных типов осадков составляют 6,20% от всей площади данной фациальной зоны.

Общий объем осадков миопелагической зоны в неоплейстоцене равен 400,1 тыс. км<sup>3</sup>. Соотношение объемов выглядит следующим образом: нанопланктонно-фораминиферовые илы – 50,2%, красные глины – 30,2%, нанопланктонные илы – 13,3%, карбонатные турбидиты – 2,5%, терригенные турбидиты – 1,4%, диатомовые илы и глины – 1,4%, ледниково-морские осадки – 0,8%.

В гемипелагической фациальной зоне по площади распространения на первом месте находятся нанопланктонно-фораминиферовые илы (8799,1 тыс. км<sup>2</sup>), затем следуют диатомовые илы и глины (6982,9 тыс. км<sup>2</sup>) и контуристы (4932,3 тыс. км<sup>2</sup>). Области переслаивания различных типов осадков составляют 9,89%.

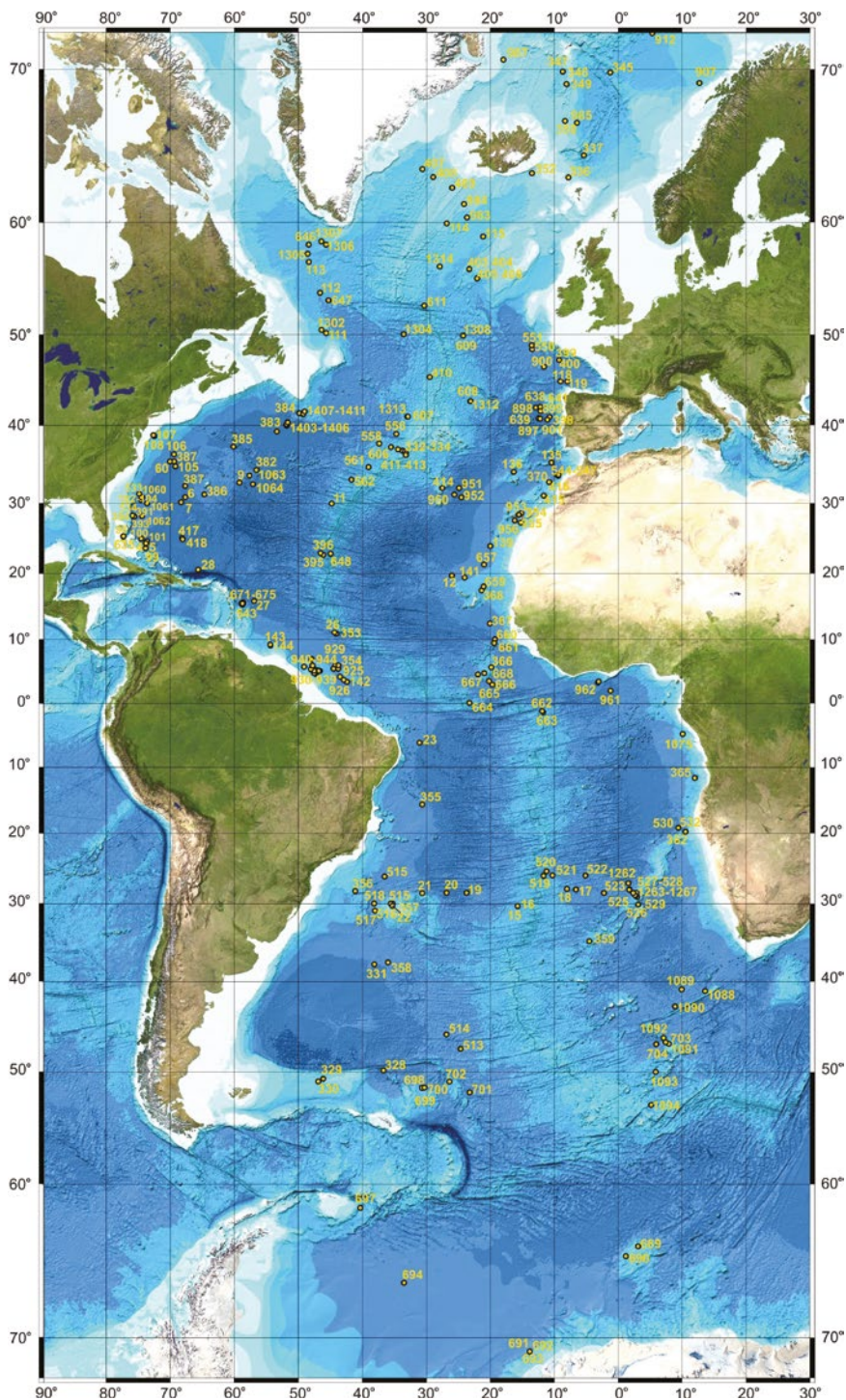


Рис. 10. Распределение скважин глубоководного бурения в Атлантическом океане, использованных для написания главы 3

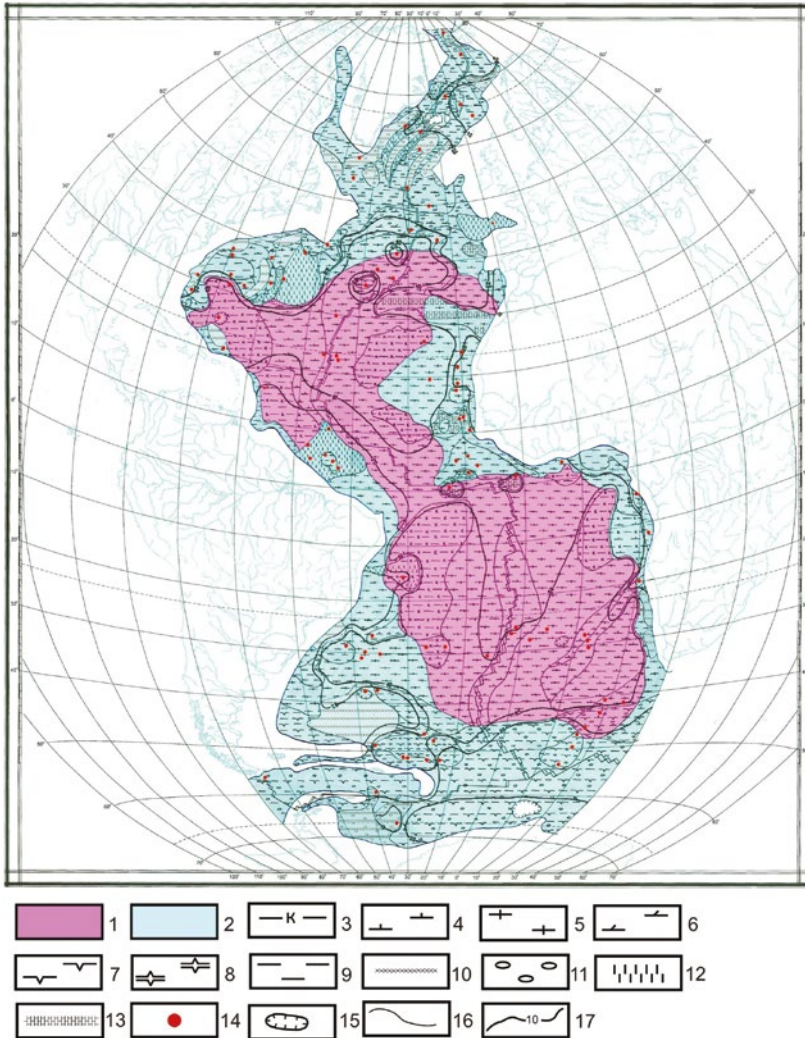


Рис. 11. Литолого-фациальная карта пелагического неоплейстоцена Атлантического океана. Условные обозначения: 1 – миопелагическая фациальная зона; 2 – гемипелагическая фациальная зона; 3 – красные (миопелагические) глины; 4 – нанопланктонные илы; 5 – фораминиферово-нанопланктонные илы; 6 – известковистые илы; 7 – диатомовые илы; 8 – радиоляриево-диатомовые илы; 9 – гемипелагические глины; 10 – контуриты; 11 – материал ледового разноса; 12 – терригенные турбидиты; 13 – карбонатные турбидиты; 14 – некоторые скважины глубоководного бурения; 15 – области отсутствия осадков; 16 – литологические границы; 17 – изопахиты (в м)

Соотношение объемов выглядит следующим образом: ледниково-морские алевритово-пелитовые илы – 24,7%, терригенные турбидиты – 22,8%, диатомовые илы и глины – 16,9%, контуриты – 14,2%, гемипелагические глины вне зоны ледниково-морской седиментации – 7,7%, нанопланктонно-фораминиферовые илы – 7,4%, нанопланктонные илы – 4,4%, карбонатные турбидиты – 1,3%.

**Эоплейстоцен.** Для эоплейстоцена площадь карты (рис. 12) равна 71417 тыс. км<sup>2</sup>, из которых площадь миопелагической фациальной зоны составляет 31 093,0 тыс. км<sup>2</sup>, а гемипелагической – 36 747,4 тыс. км<sup>2</sup>. Площадь областей размыва небольшая, всего 84,8 тыс. км<sup>2</sup>.

По площади распространения в миопелагической зоне на первом месте находятся нанопланктонно-фораминиферовые илы (14142 тыс. км<sup>2</sup>), затем следуют красные (миопелагические) глины (6993,7 тыс. км<sup>2</sup>) и нанопланктонные илы (1974,4 тыс. км<sup>2</sup>). Области переслаивания различных типов осадков составляют 5,47% от всей площади данной фациальной зоны.

Общий объем осадков миопелагической зоны в эоплейстоцене равен 780,4 тыс. км<sup>3</sup>. Соотношение объемов выглядит следующим образом: нанопланктонно-фораминиферовые илы – 54,1%, красные глины – 26,7%, нанопланктонные илы – 12,1%, диатомовые илы – 2,5%, карбонатные турбидиты – 2,4%, терригенные турбидиты – 0,9%.

В гемипелагической фациальной зоне по площади распространения на первом месте находятся ледниково-морские осадки (13876,3 тыс. км<sup>2</sup>), затем следуют нанопланктонно-фораминиферовые илы (8757,6 тыс. км<sup>2</sup>), диатомовые илы и глины (4062,8 тыс. км<sup>2</sup>), нанопланктонные илы (5580,9 тыс. км<sup>2</sup>). Области переслаивания различных типов осадков составляют 15,07% от общей площади.

Общий объем осадков равен 1490,7 тыс. км<sup>3</sup>. Соотношение объемов выглядит следующим образом: диатомовые илы и глины – 16,2%, нанопланктонно-фораминиферовые илы – 14,6%, контуриты – 13,3%, терригенные турбидиты – 13,0%, нанопланктонные илы – 12,9%, карбонатные турбидиты – 8,1%, ледниково-морские алевритово-пелитовые илы – 7,7%, известковистые илы – 7,6%, гемипелагические глины – 6,0%. Пересчет объемов на массы привел к результатам табл. 9.

Таблица 9

**Объемы (V, тыс. км<sup>3</sup>), массы сухого осадочного вещества (M, 10<sup>18</sup> г) и массы осадков в единицу времени (I, 10<sup>18</sup> г/млн лет) для пелагического плейстоцена Атлантического океана**

Осадки	Стратиграфия	V	M	I	$I_{Q_{2+3}}/I_{Q_1}$
Терригенные турбидиты	Q <sub>2+3</sub>	305,5	363,5	460,1	18,7
	Q <sub>1</sub>	20,1	24,6	24,6	
Гемипелагические глины	Q <sub>2+3</sub>	101,3	36,8	46,5	2,7
	Q <sub>1</sub>	47,6	17,3	17,3	
Марино-гляциальные отложения	Q <sub>2+3</sub>	327,9	278,7	352,8	2,8
	Q <sub>1</sub>	115,8	125,0	125,0	
Миопелагические глины	Q <sub>2+3</sub>	121,3	60,7	76,8	0,6
	Q <sub>1</sub>	208,1	135,3	135,3	
Нанопланктонные илы	Q <sub>2+3</sub>	116,8	104,6	132,5	0,3
	Q <sub>1</sub>	402,15	418,0	418,0	



Осадки	Стратиграфия	V	M	I	$IQ_{2+3}/IQ_1$
Фораминиферо- нанопланктонные илы	Q <sub>2+3</sub>	297,8	170,7	216,1	0,5
	Q <sub>1</sub>	640,95	395,7	395,7	
Мергелистые осадки (30–70% CaCO <sub>3</sub> )	Q <sub>2+3</sub>	22,1	10,1	12,8	0,2
	Q <sub>1</sub>	114,3	63,4	63,4	
Карбонатные турбидиты	Q <sub>2+3</sub>	27,4	26,5	33,5	1,4
	Q <sub>1</sub>	27,1	23,5	23,5	
Диатомовые илы и глины	Q <sub>2+3</sub>	195,8	71,0	90,0	1,1
	Q <sub>1</sub>	224,2	81,0	81,0	
Контуриты	Q <sub>2+3</sub>	187,2	168,4	213,2	0,96
	Q <sub>1</sub>	199,1	221,0	221,0	

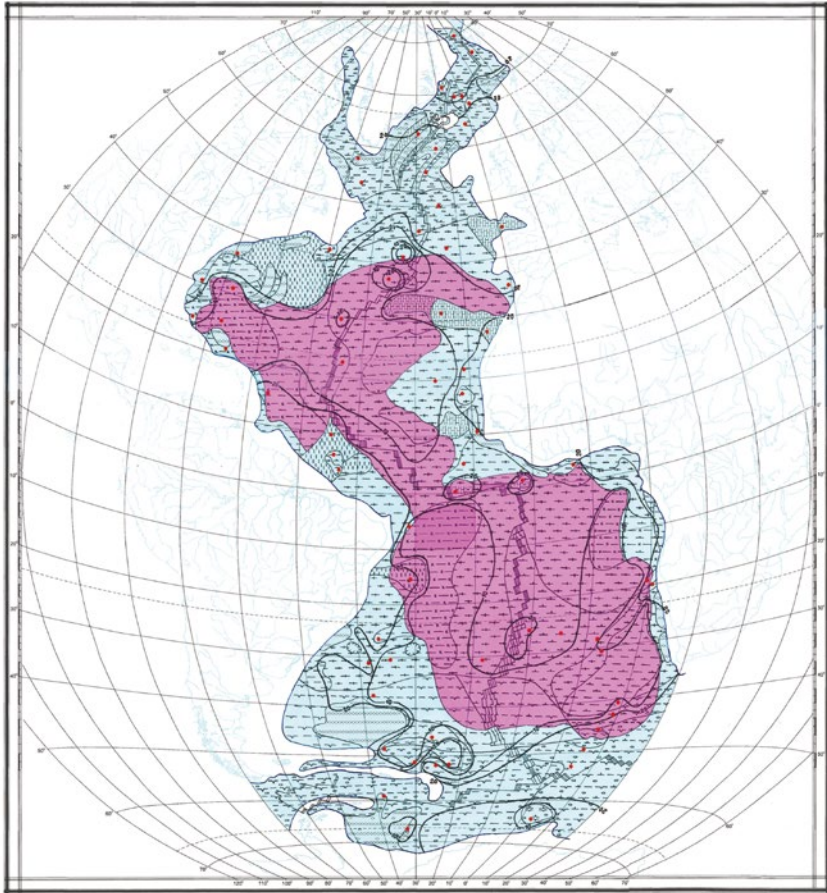


Рис. 12. Литолого-фациальная карта пелагического зооплейстоцена Атлантического океана. Условные обозначения см. на рис. 11

### *Обсуждение результатов*

#### **Терригенные осадки**

В табл. 9 в данную группу входят терригенные турбидиты, гемипелагические глины и марино-гляциальные отложения. Сразу отметим, что для всех этих осадочных образований в графе отношения  $IQ_{2+3}/IQ_1$  характерны значения выше 1,0. Это означает, что скорость накопления терригенного материала в неоплейстоцене была выше, чем в эоплейстоцене, причем наиболее резко возросло накопление терригенных турбидитов.

Турбидные (мутьевые) потоки, из которых аккумулируются турбидиты, формируются на континентальных склонах или, реже, на склонах внутриокеанских поднятий и хребтов различной природы. Для их создания необходимо накопление «критической массы» обводненного вещества, соответствующего угла склона и иногда триггеров в виде сейсмических толчков. Представляется, что основными причинами увеличения накопления терригенных турбидитов в течение плейстоцена служили, прежде всего, неотектонические воздымания территорий водосборов, особенно высокогорных областей (Herman et al., 2013). В частности, об этом свидетельствует резкое возрастание аккумуляции турбидитового комплекса выносов р. Амазонки, обусловленное орогеническими воздыманиями Анд. В то же время в неотектонические поднятия были вовлечены и многие низкогорные области, например Аппалачи (Miller et al., 2013), а также равнинные районы. Понятно, что неотектонические воздымания повлекли за собой увеличение эрозии (прежде всего – физического выветривания).

Второй важной причиной усиления формирования терригенных турбидитов в плейстоцене послужили резкие колебания уровня Мирового океана, связанные с климатическими (ледниково-межледниковыми) циклами, которые гораздо сильнее выражены в неоплейстоцене, чем в эоплейстоцене, на фоне общего снижения этого уровня (Lisiecki, Raymo, 2005). Понижение уровня океана приводит, как известно, во-первых, к снижению базиса эрозии, а во-вторых, к обнажению огромных площадей в пределах бывших шельфов, сложенных рыхлыми осадками, незакрепленными растительностью. Все это способствует увеличению привноса терригенного осадочного материала в бассейн седиментации.

Наконец, третьей важнейшей причиной усиленного образования терригенных турбидитов в неоплейстоцене могли служить определенные климатические изменения в областях развития континентальных ледниковых щитов, приведшие к образованию гляциотурбидитов (Матишов, 1984).

Об этом косвенно свидетельствует и отмеченный в табл. 9 рост скорости накопления марино-гляциальных отложений. Вероятно, все три отмеченных фактора были причиной возрастания скорости накопления также и гемипелагических глин, однако для марино-гляциальных отложений более вероятной причиной представляются климатические изменения, которые приводили к «бульдозерному» эффекту продвижения континентальных ледниковых щитов в сторону океана во время оледенений (Левитан и др., 2007). При этом огромные массы терригенного материала сдвигались в океан. Напомним, что в неоплейстоцене в высоких широтах в целом существовал

более суровый ледниковый климат, чем в эоплейстоцене (Lisiecki, Raymo, 2005). Существует связь между неотектоническими воздыманиями и началом континентального оледенения, например, в Норвегии на атлантическом побережье в плиоцене (Knies et al., 2014).

Известные результаты палеоокеанологических исследований методом фораминиферового анализа в Северной Атлантике (Баширова, 2014) и в южной части океана (Rudolph, 2006) подтвердили ранее высказанные предположения (Бараш, 1988) о том, что в ледниковые стадии ледниково-межледниковых циклов основные гидрологические фронты смещались в сторону экватора, а во время межледниковий – к полюсам. Соответственно, изменялись границы распространения морского льда и марино-гляциальных осадков.

Таким образом, существует соответствие процессов в сезонном масштабе, ледниково-межледниковом (десятки и сотни тысяч лет) и, как показано выше, в масштабе эо- и неоплейстоцена (первые миллионы лет). Отсюда следует важная роль климата в истории терригенной седиментации в плейстоцене пелагиали Атлантики.

В структуре агентов транспортировки терригенного материала мутьевые потоки в неоплейстоцене стали доминировать по сравнению с эоплейстоценом не только в Атлантике, но и в Тихом (см. главу 1) и даже в Индийском (см. главу 2) океанах. С точки зрения автора, этот факт свидетельствует в пользу неотектонических воздыманий как главной причины усиления притока терригенного вещества в течение плейстоцена.

Можно не сомневаться, что твердо установленное усиление атмосферной циркуляции в позднем плейстоцене по сравнению с голоценом (Brook et al., 2006) должно было привести к увеличению относительной роли эолового фактора в накоплении тонких терригенных частиц в пелагиали океанов в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом. К сожалению, применяемые в настоящей главе методы исследования не позволяют подтвердить это предположение.

### *Карбонатные осадки*

В табл. 9 к данной группе относятся нанопланктонные и фораминиферо-нанопланктонные илы, а также мергелистые осадки. Близкие по составу к этой группе карбонатные турбидиты будут рассмотрены отдельно. Сразу отметим, что для всех этих осадочных образований в графе отношения  $IQ_{2+3}/IQ_1$  характерны значения ниже 1,0. Это означает, что результирующая аккумуляция карбонатного материала в неоплейстоцене была ниже, чем в эоплейстоцене. Это явление можно интерпретировать или как результат снижения продуктивности карбонатного планктона в течение плейстоцена, или как-то иначе.

Рассмотрим некоторые особенности современного накопления рассматриваемых осадков в Атлантике (Емельянов и др., 1975; Лисицын, 1974, 1978). Во-первых, все эти вещественно-генетические типы осадков накапливаются в низких и средних широтах. Во-вторых, существует определенное соответствие их аккумуляции вертикальной зональности океана, т. е.

батиметрическим этажам. Так, на наименьших глубинах (и в областях повышенной первичной продукции) в пелагиали океана аккумулируются фораминиферо-нанопланктонные илы, глубже (и в областях пониженной первичной продукции) накапливаются нанопланктонные илы, наконец, глубже всего (уже на подходе к так называемой критической глубине или к глубине карбонатной компенсации) – мергелистые (известковистые) осадки, содержащие от 30 до 70%  $\text{CaCO}_3$ . В целом современное распространение карбонатных пелагических илов зависит от соотношения трех главных факторов: продуктивности карбонатконцентрирующих организмов, степени их разбавления иным по составу осадочным материалом (например, терригенным или кремнистым), степени растворения за счет агрессивных океанских вод.

Возвращаясь к табл. 9, можно заметить, что в столбце  $I_{Q_{2+3}}/I_{Q_1}$  величины этого отношения уменьшаются именно в указанной выше последовательности: для фораминиферо-нанопланктонных илов среднее значение равно 0,5, для нанопланктонных илов – 0,3, для мергелистых осадков – 0,2.

Рассмотрим возможности проявления каждого из отмеченных выше основных факторов пелагического планктоногенного карбоната накопления. Как было показано выше, действительно, роль разбавляющего терригенного материала в неоплейстоцене резко выросла по сравнению с эоплейстоценом. Однако это обстоятельство никак не объясняет отмеченные значения  $I_{Q_{2+3}}/I_{Q_1}$  для различных типов карбонатных осадков.

Относительно уменьшенной палеопродуктивности карбонатного планктона тоже есть сомнения, связанные с отсутствием видимых причин для этого. Во-первых, усиление эрозии континентов привело к возрастанию не только физического, но и химического выветривания, а следовательно, – и к возрастанию поставки питательных веществ, необходимых для создания первичной продукции. Отсюда следует ожидать возрастания продукции карбонатов, а не ее уменьшения. Во-вторых, в низких и средних широтах как Тихого, так и Индийского океанов эта продукция действительно выросла в течение плейстоцена, а не уменьшилась (см. главы 1 и 2). Почему в Атлантике этот тренд должен носить противоположный характер?

Остается решающая роль третьего фактора: возрастание в плейстоцене агрессивности океанских вод (в том числе – и по сравнению с Тихим и Индийским океанами). Напомним, что именно в Атлантике действуют мощные источники придонных и глубинных вод, отличающихся сильным растворяющим воздействием на карбонаты, располагающиеся в высоких широтах как в Северном, так и в Южном полушариях: в Лабрадорском море, в Норвежско-Гренландском бассейне и в море Уэдделла. Эти воды устремляются на юг в Северном полушарии и на север – в Южном. На значительной части площади пелагической части Атлантики, как известно, эти водные массы сосуществуют, причем, как правило, придонные воды в таком случае представлены Антарктической придонной водной массой, а глубинные – Северо-Атлантической глубинной водной массой. Таким образом, даже в современном Атлантическом океане существует мощный потенциал растворения карбонатов, резко превышающий соответствующие потенциалы в Тихом и Индийском океанах. В неоплейстоцене, как уже отмечалось,

в высоких широтах происходило усиление оледенения, вызванное прогрессирующим похолоданием. Естественно, что при этом возрастала и генерация агрессивных к карбонатам вод, вызванная осенним льдообразованием (Rodríguez-Sanz et al., 2012). Дополнительным свидетельством указанных климатических изменений является отмеченное в предыдущем параграфе резкое возрастание скорости накопления марино-гляциальных отложений в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом. Кроме всего прочего, именно фактор растворения идеально объясняет приведенный выше ряд отношения  $IQ_{2+3}/IQ_1$  для различных типов карбонатных отложений. Наконец, существует прямое подтверждение растворения карбонатов в Атлантике: анализ керна ряда скважин, пробуренных на глубоководном ложе в экваториальной зоне, выявил в плейстоценовых карбонатных разрезах сильное растворение карбонатного материала, начавшееся на уровне 1,1 млн лет (во время Среднеплейстоценового перехода) и продолжавшееся в неоплейстоцене (Sexton, Barker, 2012).

Таким образом, как представляется, можно сделать вывод о том, что на фоне увеличившегося потока карбонатного планктоногенного вещества в пелагиали Атлантики в неоплейстоцене происходило его разбавление терригенным материалом и еще более сильное растворение карбонатов в нижних слоях водной толщи. Возможно, отмеченное выше возрастание площади отсутствия осадков в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом также объясняется, прежде всего, растворением карбонатов.

### *Карбонатные турбидиты*

Карбонатные турбидиты по своей сути – двойственные осадочные образования: по составу они близки к карбонатным отложениям, а по механизмам транспортировки и аккумуляции – к турбидитам. Как уже отмечалось, карбонатные турбидиты распространены в Атлантике намного шире, чем в других океанах. Особенно широко карбонатные турбидиты развиты в Северо-Американской и Канарской глубоководных котловинах, однако они встречаются местами и в некоторых других котловинах, а также на склонах Срединно-Атлантического хребта и других подводных хребтов и возвышенностей.

Для них среднее отношение  $IQ_{2+3}/IQ_1$  равно 1,4 (см. табл. 9). Поскольку осадочный материал для этих отложений первично накапливался на карбонатных шельфах, гребнях подводных хребтов и возвышенностей, в верхних частях континентальных и иных склонов, то указанная величина не связана с неотектоническими воздыманиями на континентальных блоках. Скорее речь может идти о росте продуктивности карбонатконцентрирующих организмов в поверхностной водной массе в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом, на что и было указано в предыдущем параграфе. Конечно, колебания уровня моря тоже могли сыграть свою роль, особенно в плане сброса материала с карбонатных шельфов. Свойственные вообще турбидитам повышенные скорости седиментации способствовали их быстрому захоронению и, таким образом, сохранению большей части карбонатного вещества от растворяющего воздействия придонных вод.

### Контуриты

Контуриты, как и турбидиты, относятся к генетическим типам океанических и морских отложений (Фролов, 1984), а не к вещественно-генетическим типам. Они накапливаются в специфических осадочных хребтах (дрифтах), маркирующих трассы придонных течений, главным образом, в пределах континентальных подножий, а также континентальных склонов. Контуриты имеют разнообразный вещественный состав, но преобладают терригенные и карбонатные разности. Как уже отмечалось, контуриты распространены в Атлантическом океане гораздо в большей степени, чем в других океанах (Rebesco et al., 2014). Особенно много этих образований к югу от Исландии и на западе океана, поэтому в данной главе им уделено особое внимание.

Для характеристики режима формирования контуритов рассмотрим простейшую схему соседства различных литодинамических режимов в придонном слое пелагической части океана (рис. 13). Схема основана на сопоставлении абсолютных масс накапливающихся осадков и скоростей придонных течений. На осях абсцисс и ординат не указаны численные значения, поскольку для осадков разного состава они будут отличаться. В целом видно, что при низких скоростях течений господствует режим аккумуляции осадков (режим I). При повышении скорости сначала происходит увеличение аккумуляции из придонных течений (режим IIа, т. е. транзитно-аккумуляционный), а затем возрастает роль эрозии (режим IIб, т. е. транзитно-эрозионный). В сумме режимы IIа и IIб описывают режим накопления контуритов. Наконец, при достижении достаточно высоких скоростей придонных течений аккумуляция осадков не происходит вообще, сменяясь донной эрозией (режим III).

Выше уже указывалось, что контурные течения в Атлантике связаны с тремя основными их источниками в высоких широтах: морем Уэдделла в Южном океане, Лабрадорским морем и Норвежско-Гренландским бассейном – в Северной Атлантике.

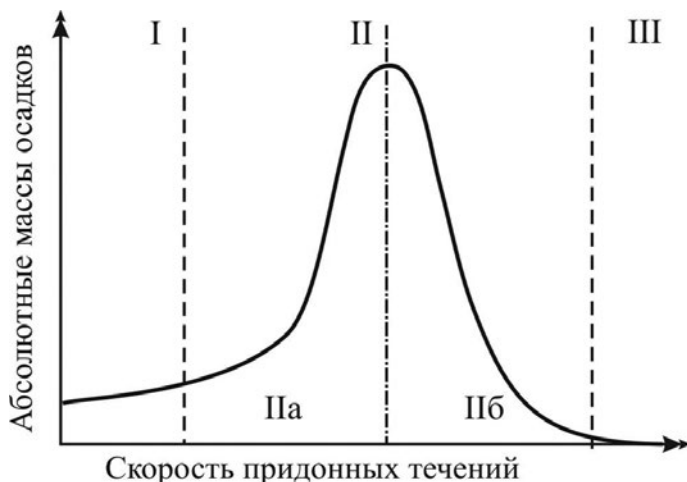


Рис. 13. Модельное соотношение абсолютных масс осадков и скорости придонных течений в пелагической части океана. См. объяснения в тексте

Существует дискуссионная проблема: в какой степени контуриты связаны с генерацией холодных придонных вод в указанных районах, в частности, с климатическими изменениями в их пределах? Например, ряд исследователей полагает, что эта генерация возматала в периоды оледенений (Rodríguez-Sanz et al., 2012). Другие специалисты полагают, что для этого, напротив, более благоприятными были периоды межледниковий (Bell et al., 2015).

По нашим данным, величина среднего отношения  $IQ_{2+3}/IQ_1$  для контуритов равна 0,96 (см. табл. 9). Это означает, что в условиях более теплого климата в целом в Атлантике накапливалось несколько больше контуритов, чем в более холодном неоплейстоцене.

Рассмотрим несколько примеров. В дрифтах Хаттон и Снорри, расположенных к югу от Исландии, скорости контурных течений, определенных по величине сортируемого сита (концентрации гранулометрической фракции 0,01–0,63 мм) были выше в течение межледниковий позднего плейстоцена, чем во время его оледенений (Сивков и др., 2015). При глубоководном бурении было установлено, что скорости накопления осадков в дрифте Эйрик южнее Исландии в эоплейстоцене были выше, чем в неоплейстоцене, а в дрифте Гардар – ниже (Chanell et al., 2006). Наконец, в дрифте Иоффе (юго-западная Атлантика) удалось установить, что скорости контурных течений, местами приводивших к эрозии морского дна, были существенно выше в эоплейстоцене, чем в неоплейстоцене (Ivanova et al., 2016). Таким образом, можно сделать вывод, что в более теплые периоды времени скорости контурных течений в Атлантике были несколько выше, чем во время более холодного климата.

По палеоокеанологическим данным (Sarnthein et al., 2001; Bell et al., 2015) установлено, что в очагах генерации холодных придонных вод, указанных выше, во время оледенений плейстоцена происходила очень вялая горизонтальная и вертикальная циркуляция, приводившая к слабой вентиляции придонной и глубинной водных масс. Напротив, в течение межледниковий осуществлялась гораздо более активная конвекция, следствием чего была сильная вентиляция нижних слоев водной толщи.

Таким образом, активная циркуляция очагов генерации придонных вод в периоды теплого климата приводила к возрастанию скоростей придонных течений за пределами этих очагов. В холодные периоды времени, например, во время оледенений, рассматриваемые процессы замедлялись. Однако, как было показано выше, общая генерация придонных вод в очагах была выше именно в периоды существования холодного климата. Следовательно, скорости контурных течений отражают скорости циркуляции в очагах генерации придонных вод, а не объем генерируемых водных масс.

### *Диатомовые илы и глины*

Как и в современном Атлантическом океане, в эо- и неоплейстоцене биогенные кремнистые илы в основном накапливались в пределах так называемого южного пояса кремненакопления (рис. 11 и 12) или южного опалового пояса. Местами встречаются радиоляриево-диатомовые илы или диатомо-

вые этмодискусовые илы также и в средних и низких широтах, например, в экваториальной зоне или на склонах Китового хребта. Везде они занимают настолько незначительные площади, что их невозможно картировать в принятом масштабе составления карт.

Если исходить из литологических описаний, то диатомовые глины при этом явно преобладают над «чистыми» диатомовыми илами. Величина среднего отношения  $IQ_{2+3}/IQ_1$  равна 1,1 (см. табл. 1), т.е. скорость их накопления в неоплейстоцене совсем незначительно превосходила этот же параметр в эоплейстоцене. Ранее к подобному выводу о близости палеопродуктивности биогенного опада в Атлантическом секторе Южного океана в течение оледенений плейстоцена, с одной стороны, и межледниковий, с другой, пришли авторы статьи (Frank et al., 2000). По их мнению, причиной явилась степень силификации панцирей диатомовых водорослей.

Подсчитанные автором остаточные концентрации биогенного опада в кернах нескольких скважин глубоководного бурения из Южной Атлантики представлены в табл. 10.

Данные этой таблицы свидетельствуют о том, что за исключением скв. 701 содержание биогенного опада в течение плейстоцена практически не менялось. Расчеты абсолютных масс биогенного опада в Южной Атлантике показали, что в более северных скважинах диатомеи накапливались более интенсивно в эоплейстоцене, а в более южных (куда относится и район скв. 701) – в неоплейстоцене (Cortese et al., 2004). При этом граница между северным и южным районами проходит по Полярному гидрологическому фронту, в котором максимум кремненакопления установился 2 млн лет назад.

Таблица 10

**Средние арифметические содержания биогенного опада (%) в отложениях эо- и неоплейстоцена из скважин (701–704, 513, 514, 697) глубоководного бурения в Южной Атлантике**

Возраст	701	702	703	704	513	514	697
Неоплейстоцен	89,0	37,0	10,0	57,3	77,0	50,5	6,8
Эоплейстоцен	64,5	37,0	10,0	60,4	72,6	54,7	5,4

*Примечание.* Расположение указанных скважин показано на рис. 10.

Автор предполагает, что поставка питательных веществ (включая растворенный кремний) в море Уэдделла в плейстоцене происходила с талыми водами двух основных ледниковых щитов – Западно- и Восточно-Антарктического, имевших различную динамику изменения своих объемов (Naish, 2010). Именно это, возможно, послужило причиной отмеченных выше особенностей распределения биогенного опада в осадках плейстоценового возраста в море Уэдделла, что не исключает вероятной роли и других факторов, отмеченных в работе (Cortese et al., 2004), но в подчиненном виде. Подробнее эта проблема будет рассмотрена ниже, в главе 12.



### *Миопелагические глины*

Из красных глин в пелагическом плейстоцене Атлантического океана относительно широко развиты лишь миопелагические глины. Эвпелагических и цеолитовых абиссальных глин настолько мало, что в принятом масштабе картирования их невозможно отразить на картах. Естественно, что миопелагические глины распространены только в нескольких глубоководных котловинах (см. рис. 11 и 12), т. к. скорости их накопления слишком малы, чтобы конкурировать с другими разновидностями пелагических осадков.

Величина среднего отношения  $IQ_{2+3}/IQ_1$  равна 0,6 (см. табл. 9), т. е. скорость их накопления в неоплейстоцене была заметно ниже, чем в эоплейстоцене. С точки зрения автора, это явление проще всего объяснить тем, что в неоплейстоцене резко выросли потоки терригенного материала и, в меньшей степени, карбонатных турбидитов, которые оттеснили миопелагические глины дальше от континентальных окраин, уменьшив площади их аккумуляции.

### *Заключение*

На основе данных по 283 скважинам глубоководного бурения построены две литолого-фациальные карты масштаба 1:35000000 с изопакитами для пелагических осадков, соответственно, эоплейстоцена и неоплейстоцена. Применение объемного метода А. Б. Ронина позволило на основе этих карт получить такие количественные параметры истории седиментации, как площади, объемы, массы сухого осадочного вещества и массы осадков в единицу времени для всех откартированных типов осадков.

Проведенные расчеты показали, что в течение плейстоцена произошло возрастание потоков терригенного материала и, в меньшей степени, карбонатных турбидитов. Явно уменьшились скорости накопления карбонатных отложений и миопелагических глин. Аккумуляция контуритов и кремнистых осадков (диатомовых илов и глин) практически не изменилась.

С точки зрения автора, основными причинами выявленных изменений количественных параметров пелагической седиментации явились неотектонические воздымания на континентах, сопровождавшиеся резкими климатическими изменениями, обусловленными прогрессирующим похолоданием климата и связанными с ним оледенениями высоких широт обоих полушарий. Следствиями отмеченных природных процессов стали усилившиеся притоки продуктов физического и химического выветривания с континентов, резкие колебания уровня Мирового океана на фоне общего его понижения, увеличение палеопродуктивности в низких и средних широтах, возрастание генерации холодных придонных (и глубинных) вод в высоких широтах. При этом усиливавшаяся в очагах генерации этих вод циркуляция во время межледниковий и в целом в эпохи более теплого климата приводила к возрастанию скоростей контурных течений, что сказывалось на режиме седиментации контуритов.

## Глава 4. Северный Ледовитый океан

### 4.1. Общие особенности четвертичного осадконакопления

В отличие от других океанических бассейнов, Северный Ледовитый океан почти не изучен с помощью глубоководного бурения. На глубоководном ложе проведено бурение только в одном рейсе (IODP Leg 302) в районе полярного сегмента подводного хребта Ломоносова (Backman et al., 2006). Рейсы в районах краевых плато Морис Джессуп и Ермак скорее относятся к изучению подводных континентальных окраин. Поэтому применение объемного метода А.Б. Ронова к плейстоценовым отложениям пелагической области Северного Ледовитого океана пока невозможно. Ниже будут отмечены только некоторые особенности четвертичной седиментации в этом бассейне, которые отчасти использованы в частях III и IV настоящей монографии.

В 1956 г. Н.М. Страхов – основоположник учения о типах литогенеза – написал: «Под названием "ледовый тип осадочного процесса" я понимаю осадкообразование на площадях континентов, покрытых мощной шапкой льдов» (Страхов, 1956, с. 5). Приведенные в упомянутой и многих других публикациях Н.М. Страхова черты ледового типа литогенеза затем были существенно развиты и детализированы в работах Ю.А. Лаврушина и его соавторов (Лаврушин, Ренгартен, 1974; Лаврушин, Эпштейн, 2000; Лаврушин и др., 1986). В частности, ими очень подробно описаны процессы подготовки, переноса и аккумуляции осадочного материала континентальными ледниками и, в отличие от представлений Н.М. Страхова, приведены примеры существования специфического вида диагенеза – гляциодиагенеза.

В 1974 г. А.П. Лисицын распространил установленные Н.М. Страховым для континентальных блоков названия типов литогенеза на Мировой океан (Лисицын, 1974). Это коснулось и ледового типа литогенеза, которому в дальнейшем были посвящены две монографии (Лисицын, 1994; Lisitzin, 2002), обобщившие огромный опыт отечественных и зарубежных исследователей по изучению геологической роли морского льда.

В 1970-х гг. состоялась известная литологическая дискуссия между Н.М. Страховым и А.П. Лисицыным относительно правомочности выделения климатических типов литогенеза в Мировом океане (Страхов, 1976, 1977; Лисицын, 1977, 1978), в которой Н.М. Страхов оспаривал справедливость такого выделения и указал на существование особого океанического типа литогенеза с рядом фациальных зон. В частности, он отметил зоны развития современных марино-гляциальных осадков в Мировом океане.

Затем Г.Г. Матишов обратил внимание на переходную зону дна Мирового океана, примыкающую к современным и ранее существовавшим континентальным (и шельфовым) ледниковым щитам и обладающую явной спецификой геоморфологического строения и состава осадков (Матишов, 1984). При этом он ввел в научный оборот термины «морской перигляциал» и «гляциотурбидиты».

В одной из публикаций А.П. Лисицына по ледовому типу литогенеза в океане выделен «Новый тип седиментогенеза в Арктике – ледовый мор-

ской» (Лисицын, 2010, с. 18). В этой работе справедливо обращается внимание литологов на существование различных типов льдов в Северном Ледовитом океане и на различные механизмы включения осадочного материала в лед (формирования криозолей). Кроме того, приведены первые оценки количества осадочного вещества, поставляемого в современные донные осадки этого бассейна при таянии льдов и на этой основе оценивается вклад такого вещества в осадки по сравнению с другими генетическими компонентами. В частности, А. П. Лисицын полагает, что «...вклад ледового материала в донные осадки Арктики – более 50%, по другим определениям – более 70%» (Лисицын, 2010, с. 55).

Хорошо известно, что высокоширотные области Мирового океана изучены гораздо хуже других его районов, что объясняется тяжелыми природно-климатическими условиями и, в частности, ледовым режимом. Поэтому вполне естественно, что наши знания по особенностям современной и древней седиментации в таких областях носят отрывочный, ограниченный и во многом дискуссионный характер. В данном разделе, опираясь на собственные (Левитан и др., 2007) и литературные материалы, представляется авторское видение отмеченных выше проблем для Северного Ледовитого океана, включая их историко-геологический аспект в четвертичное время.

#### *Особенности современной седиментации*

Среди многочисленных особенностей современной седиментации в Северном Ледовитом океане ниже будут рассмотрены только три проблемы: сезонность, циркумконтинентальная зональность и элементы баланса осадочного материала.

Сезонность седиментации. Северный Ледовитый океан является, вероятно, океаническим бассейном с наиболее сильно выраженной сезонностью осадконакопления. Действительно, какие бы проблемы в этом плане ни рассматривались: площадь развития морских льдов, твердый сток рек, абразия берегов, первичная продукция, температуры поверхностной водной массы и приземного слоя атмосферы, – все эти параметры демонстрируют сезонность в течение года.

От зимнего сезона к летнему (от полярной ночи к полярному дню) резко меняется площадь распространения морских льдов, их толщина и сплошность (Фролов и др., 2007). Ледовитость максимальна в апреле – мае и минимальна в августе, соответственно, площадь развития морских льдов в Северном полушарии меняется от 15,1 млн км<sup>2</sup> зимой до 8,4 млн км<sup>2</sup> летом (Захаров, 1981) с минимально известными площадями летом в XXI веке (Лисицын, 2010; Schauer, 2008). Небольшие площади развития круглогодично свободных от ледового покрова поверхностей акваторий (южная часть Баренцева моря, Великая Сибирская полынья, полынья у берегов северо-восточной Гренландии и т. п.) только подчеркивают это общее правило.

Столь же резко выражена сезонность в годовой истории твердого речного стока. В паводок реки сбрасывают порядка 45–65% взвеси от годового выноса, иногда – до 70%. На реках Западной Арктики это происходит в мае, а Восточной – в июне (Гордеев, 2004). Совершенно очевидно, что максимальная интенсивность абразии берегов тоже приходится на летний се-

зон, когда прибрежные воды свободны от однолетних морских, припайных и речных льдов. В это же время упомянутые типы льдов тают, освобождая заключенный в них осадочный материал для поступления в водную толщу и далее – в осадки. Так формируется значительная часть того галечно-щебнистого и валунного материала, который изредка встречается в современных осадках.

Формирование так называемых холодных рассолов, являющихся важной частью придонной водной массы в Центральной Арктике, происходит в шельфовых морях осенью во время сезонного образования морских льдов (Midtun, 1985). Наконец, если обратиться к данным (Атлас..., 1985), то упрощенные схемы распределения температур выглядят следующим образом. В январе средняя температура воздуха ниже  $-32\text{ }^{\circ}\text{C}$  преобладает в районе Северного полюса, над Канадской котловиной и Гренландией (до  $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ ). Над западно-арктическими морями в это время температура выше  $-25\text{ }^{\circ}\text{C}$ , а над восточно-арктическими – в среднем около  $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$ . В июле вокруг Северного полюса и над Гренландией температура воздуха не превышает  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ , над Восточной Арктикой она колеблется в диапазоне от  $0$  до  $+4\text{ }^{\circ}\text{C}$ , а над Баренцевым морем – выше  $+4\text{ }^{\circ}\text{C}$ . В январе температура поверхностного слоя морской воды практически повсеместно ниже  $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$  (до  $-1,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ ). В июле ситуация более разнообразная: вокруг полюса сохраняются отрицательные температуры, у берегов Евразии доминируют температуры от  $+1$  до  $+4\text{ }^{\circ}\text{C}$ , причем у берегов Баренцева моря они доходят до  $+8-10\text{ }^{\circ}\text{C}$  (Левитан, 2009<sub>2</sub>).

Все эти причины способствуют максимальному привносу осадочного вещества в бассейн Северного Ледовитого океана именно в летний сезон. Интересно, что среди аэрозолей Арктики в зимний сезон преобладает вещество дальнего и сверхдальнего переноса, а летом – локального (Горюнова, 2010).

Циркумконтинентальная зональность. Среди основных видов зональности осадконакопления, известных в океанических бассейнах (циркумконтинентальной, широтной, вертикальной и тектонической), в Северном Ледовитом океане наиболее четко выражена циркумконтинентальная зональность. О ней, в частности, свидетельствует распределение комплексов глинистых минералов (Wahsner et al., 1999): на материковых окраинах в поверхностном слое осадков найдены многочисленные локально распространенные комплексы, отражающие региональную геологию питающих провинций и гидрологический режим бассейна седиментации, а в пелагиали происходит их гомогенизация за счет смешения, с резким расширением площадей распространения ассоциаций глинистых минералов (Левитан и др., 1995). Не менее наглядно циркумконтинентальная зональность проявляется и в распространении ассоциаций тяжелых минералов (Белов, Лапина, 1961).

Столь же очевидно вырисовывается рассматриваемая зональность при анализе распределения зон смешения речной и морской воды: по определению они приурочены к внутреннему шельфу и именно в этих областях происходит локализация огромных количеств терригенной взвеси, выносимой реками, т. к. именно здесь задерживается до 93% речной взвеси (Лисицын, 2010). То же самое относится и к массам рыхлого осадочного материала,

формирующегося при абразии (в том числе – термоабразии) берегов: подавляющая его часть также остается в пределах внутреннего шельфа, не проникая далее в открытый океан (Хасанкаев, 1978; Grigoriev et al., 2004).

При сопоставлении карты распределения однолетних морских льдов в Северном Ледовитом океане (Лисицын, 2010) с картой его донного рельефа (General..., 2014) становится очевидным, что доминирующая часть криозолей этих льдов накапливается в районах континентальных окраин, не внося существенного вклада в современные осадки глубоководного ложа.

Современная первичная продукция в Арктике очень мала и соответствует олиготрофическим районам, при этом в пелагиали средняя продукция равна 15,7 г С/м<sup>2</sup> в год (Subba Rao, Platt, 1984), а на арктических шельфах – 32 г С/м<sup>2</sup> в год (Sakshaug, 2004).

В распространении современных скоростей седиментации в океане отмечается огромная их пестрота на континентальных окраинах: от значений порядка 500 см/тыс. лет в депоцентрах зон смешения (Степанец и др., 2001) и некоторых фьордах (Zeeberg et al., 2003) до нулевых и даже отрицательных значений (в зонах донной эрозии), например, на крупных участках дна Баренцева и Карского морей (Gurevich, 1995). Тем не менее, если двигаться от берегов к центральной части океана, то можно уловить тенденцию общего резкого падения средней скорости седиментации в голоцене от сотен и десятков сантиметров в тысячу лет на континентальных окраинах до первых сантиметров в тысячу лет (а иногда и менее) в глубоководных котловинах и на подводных хребтах и поднятиях (Левитан, Штайн, 2007).

Литературные данные (Кошелева, Яшин, 1999) указывают на четко выраженное уменьшение отношения Fe/Mn в поверхностных осадках Центральной Арктики по сравнению с современными осадками шельфовых морей, что указывает на геохимическую дифференциацию в рамках циркумконтинентальной зональности вследствие большей подвижности марганца. Та же закономерность свойственна и другим океаническим бассейнам (Лисицын, 1978).

Элементы баланса осадочного материала. Современные донные осадки Северного Ледовитого океана в подавляющем большинстве районов относятся к группе терригенных отложений (Белов, Лапина, 1961). Имеющиеся исключения (скопления карбонатной ракуши в Горле Белого моря (Gurevich, 1995), присутствие поля обогащенных диатомеями глинистых илов на шельфе Чукотского моря (Павлидис, 1982), области развития Fe-Mn конкреций на Обь-Енисейском мелководье Карского моря (Gurevich, 1995) только подтверждают это правило. Проявления вулканогенно-осадочного литогенеза пока не обнаружены. Поэтому особенный интерес представляют данные об источниках и размерах поставки именно терригенного вещества. Прежде всего в контексте проводимого исследования важны сведения об относительной роли ледового материала.

Можно считать, что площадь развития пакового льда составляет 7 млн км<sup>2</sup> (Лисицын, 2010). Вычитая эту площадь из всей площади Северного Ледовитого океана – 9534 тыс. км<sup>2</sup> (Jakobsson et al., 2004) – получаем площадь развития однолетних льдов 2534 тыс. км<sup>2</sup>. Для однолетних льдов примем среднюю толщину льда 2 м (Фролов и др., 2007), а для паковых – 1,5 м. В ка-

честве средней концентрации криозоля, основываясь на данных (Горюнова, 2010), возьмем 1,3 мг/л. В результате несложных расчетов находим, что общее количество криозоля в паковых льдах равно примерно 13,65 млн т. С учетом возраста паковых льдов получаем около 3,9 млн т/год. Для одностолетних льдов количество осадочного материала, которое ежегодно ими захватывается и затем при таянии попадает в осадки, равно 6,6 млн т.

Важно отметить, что в основном таяние паковых льдов с высвобождением находящегося в них осадочного материала, судя по наблюдениям за морскими льдами и данным о глинистых минералах (Левитан и др., 1995), происходит в районе пролива Фрама, расположенного между Шпицбергом и Гренландией, и далее в Норвежско-Гренландском бассейне вдоль Полярного и особенно Арктического фронтов, а вовсе не в пелагической зоне Центральной Арктики (Лисицын, 2010).

Теперь определим количество морской взвеси под паковыми льдами над глубоководным ложем океана. Площадь ложа составляет 2873 тыс. км<sup>2</sup>, а средняя взвешенная глубина – 3,7 км (Jakobsson et al., 2004). Исходя из средней концентрации морской взвеси 0,2 мг/л (Горюнова, 2010), получим, что в пелагиали Северного Ледовитого океана содержится 1762 млн т взвеси. Ее возраст неизвестен, а состав полигенетичен. Базируясь на схемах распространения скоростей седиментации для голоцена исследуемого океана (Левитан, Штайн, 2007), возьмем среднюю скорость осадконакопления для пелагиали 1 см/тыс. лет. За среднюю плотность натурального осадка примем 1,4 г/см<sup>3</sup>, а в качестве средней влажности поверхностного слоя осадков – 50% (Stein, Fahl, 1997). Тогда средняя абсолютная масса накопления осадка на площади глубоководного ложа 2873 тыс. км<sup>2</sup> равна 0,7 г/см<sup>2</sup> в тыс. лет, а масса ежегодного накопления осадка в этой зоне – 20,3 млн т. Если предположить, что средняя скорость современного осадконакопления в пелагиали выше в 2 раза, то это приведет к возрастанию средней абсолютной массы и массы ежегодной аккумуляции донных осадков тоже в 2 раза.

Таким образом, в водной толще пелагической зоны Северного Ледовитого океана в современную эпоху содержится почти на два порядка больше взвешенного вещества, чем это необходимо для поддержания современного темпа осадконакопления. Если не учитывать эту взвесь совершенно (что полностью исключено), то даже полное таяние паковых льдов летом именно в этой зоне (что также исключено) даст не более 10–20% содержания ледового материала в осадках глубоководного ложа. О реальном вкладе морских льдов в седиментацию этой зоны пока можно только догадываться, однако скорее всего этот вклад вряд ли превышает первые проценты.

На континентальных окраинах можно сравнить полученное ежегодное количество ледового осадочного материала (6,6 млн т) с ежегодным твердым стоком рек (227,3 млн т, или 22,7 млн т с учетом эффекта маргинального фильтра) и ежегодным поступлением продуктов абразии берегов (430,8 млн т) (Лисицын, 2010; Eicken, 2004). Представляется, что только на внешнем шельфе или континентальном склоне местами вклад ледового материала в состав современных осадков может быть ощутимым. Вероятно, наиболее возможным местом проявления заметного вклада ледового вещества можно считать центральный или/и внешний шельф моря Лаптевых,

поскольку именно это море поставляет 50% от ежегодной продукции морского льда в Арктике (Eicken, 2004) и здесь отмечено наибольшее сходство комплекса глинистых минералов в криозолях и поверхностном слое донных осадков (Левитан и др., 1995<sub>1</sub>, 1995<sub>2</sub>).

Нельзя не указать на то, что помимо доминирующего морского льда в Северном Ледовитом океане встречаются и айсберги. Основными их продуцентами являются ледовые купола Северной Земли, Северного острова Новой Земли, Земли Франца-Иосифа, Шпицбергена, Канадской Арктики и Гренландии (Bischof, 2000). По объему айсберги в современную эпоху составляют очень небольшую часть от объема морских льдов (Захаров, 1981), а в современных осадках их роль пренебрежимо мала (Bischof, 2000).

В ряде публикаций содержится мнение, что вклад терригенного эолового вещества в современные донные осадки Северного Ледовитого океана может достигать 10% (Шевченко, 2006). При этом последние оценки среднего вертикального потока природного аэрозольного вещества из атмосферы на поверхность дрейфующих льдов Арктики дают величину 1,71 мг/м<sup>2</sup> в сутки (Шевченко, 2006). Если перевести приведенную размерность в принятую для подсчета абсолютных масс донных осадков размерность г/см<sup>2</sup> в тыс. лет, то получим значение 0,0624 (округленно 0,06) г/см<sup>2</sup> в тыс. лет. Сравнение этой величины с величиной средних абсолютных масс современных осадков глубоководного ложа Северного Ледовитого океана действительно дает около 5–10%, но только при условии, что весь паковый лед каждый год полностью тает (что невозможно) и аэрозоли без потерь достигнут дна. Как отмечалось, практически транзитное перемещение (без существенного таяния) пакового льда по траектории Трансполярного дрейфа исключает возможность заметного участия находящегося на нем (выпавшие аэрозоли) и в нем (криозоли) осадочного материала в современном осадконакоплении.

Разумеется, все приведенные расчеты и их результаты являются приблизительными, однако даже на этом уровне, как представляется, можно говорить об определенных особенностях современной седиментации в Северном Ледовитом океане. Прежде всего, очевидны огромные горизонтальные градиенты количества терригенного материала как на шельфах, так (особенно) между континентальными окраинами и глубоководным ложем. Из-за действий маргинальных фильтров (Лисицын, 2010) и других причин, как справедливо подчеркнуто в ряде публикаций (Gurevich, 1995; Лисицын, 2010; Backman et al., 2004), пелагические районы океана по режиму терригенного питания следует отнести к «голодающим».

Здесь современная седиментация происходит преимущественно за счет депонированной многолетней терригенной взвеси, поступившей из различных источников (прежде всего – со стоком рек). При этом взвесь, скорее всего, переносится горизонтальными потоками, обладающими своей спецификой в каждой из основных водных масс (Aagard, Carmack, 1989; Rudels et al., 1994). Такая точка зрения поддерживается и экспериментальными данными по потокам вещества в седиментационных ловушках. Например, работы на склоне подводного хребта Ломоносова показали, что даже на глубинах порядка 1500 м латеральный поток терригенного вещества из района моря

Лаптевых в три раза превышает вертикальный поток (Fahl, Nöthig, 2007). Следовательно, современные донные осадки выпадают из потоков, чья вертикальная составляющая (даже с участием механизмов биотранспорта) существенно уступает горизонтальной составляющей. Напомним, что ранее такие же выводы были сделаны для Черного моря (Айбулатов и др., 1982), Карского моря (Levitan et al., 1996), континентальных склонов Баренцева моря и Большой Ньюфаундлендской банки (Лукашин, 2008).

Наконец, на основе проделанных расчетов и других данных представляется, что в современную эпоху вклад собственно ледового материала в накопление терригенных осадков Северного Ледовитого океана (особенно его глубоководного ложа) пренебрежимо мал. Следовательно, современные глубоководные осадки этого бассейна правомерно отнести к категории гемипелагических осадков Мирового океана, обладающих определенной фациальной спецификой. При этом относительное влияние морских льдов (и айсбергов) на процессы, изучаемые физической океанографией, морской биологией, химией моря и морской климатологией в Северном Ледовитом океане, весьма велико [см. данные и обзоры в (Виноградов, Шушкина, 2001; Лисицын, 2010; Фролов и др., 2007)]. Геологическая роль морского льда, вероятно, сводится главным образом к мобилизации и транспортировке небольшой части осадочного вещества.

### *Четвертичная седиментация*

Изучение разрезов четвертичных осадков Северного Ледовитого океана позволяет получить информацию в виде трех основных групп сигналов: фациально-генетической, диагенетической и тектонической.

Фациально-генетическая группа сигналов. Этот термин в данном случае понимается не только в его узком значении (как в фациально-генетическом анализе), но и как термин широкого применения, подразумевающий изменения климата, ледового режима, палеоокеанологических условий, способов и условий осадкообразования, питающих провинций, величины речного стока и т. д., воплощенные в составе осадков и их структурно-текстурных особенностях.

Общеизвестной особенностью климата четвертичного периода, особенно в областях развития материковых и морских оледенений в высокоширотных регионах Земли, является его контрастность. При этом выделяется множество климатических циклов, состоящих, в свою очередь, из перемежающихся более длительных холодных эпох (включая оледенения) и более коротких теплых (межледниковых) эпох. Например, в последнем климатическом цикле, начавшемся после последнего межледниковья морской изотопной стадии (МИС) 5.5, выделяют холодную эпоху МИС 5.4 – МИС 2 (с оледенениями внутри МИС 5, 4 и 2, рядом стадиялов и интерстадиялов внутри МИС 5 и МИС 3) и теплую эпоху (голоценовое межледниковье) МИС 1, в конце которой мы живем. На переходе от эпох мощных оледенений к межледниковьям существовали так называемые терминации (например, терминация II на границе МИС 6 и МИС 5, терминация I на границе МИС 2 и МИС 1), в течение которых происходили сильные дегляциации. В это время на гляциальных окраинах продуцировалось огромное количе-



ство талых пресных вод, распространялись быстрые трансгрессии и армады айсбергов. На внегляциальных окраинах терминации характеризовались глыбовым разрушением многолетнемерзлых горных пород.

Стратиграфия четвертичных отложений Северного Ледовитого океана в основном базируется на изотопно-кислородном анализе и магнитостратиграфии, а для осадков возрастом менее 45–50 тыс. лет используется радиоуглеродный анализ в основном в модификации применения ускорителя с масс-спектрометром. Список большей части надежно стратифицированных колонок для Северного Ледовитого океана приведен в (Левитан и др., 2007), а более поздние данные, касающиеся, главным образом, Амеразийского бассейна, можно найти в (Not, Hillaire-Marcel, 2010; Polyak et al., 2010; Stein et al., 2010). То обстоятельство, что стратиграфические исследования, как правило, сопровождаются детальным комплексным изучением структурно-текстурных особенностей, компонентного, минерального, гранулометрического, химического, микропалеонтологического составов донных осадков и их физических свойств, позволяет использовать корреляции соответствующих параметров для стратиграфического расчленения тех колонок, для которых классические методы стратиграфии еще не применялись.

В четвертичное время в Арктике и соседних регионах существовали огромные континентальные и шельфовые (в данном случае – располагавшиеся на площади современных шельфов) ледниковые щиты, достигавшие максимального развития во время оледенений: Гренландский, Иннуитский, Лаврентийский, Северо-Евразийский (с Баренцево-Карским щитом как его северной частью). Границы Баренцево-Карского ледникового щита были реконструированы участниками международного проекта QUEEN (Svendsen et al., 2004), в частности, установлено, что он достигал максимальных размеров во время от 160 до 140 тыс. лет (МИС 6). Меньшие размеры установлены для периодов примерно с 90 до 80 тыс. лет (МИС 5.2), 60–50 тыс. лет (перехода от МИС 4 к МИС 3) и максимума последнего оледенения примерно 20–15 тыс. лет назад (МИС 2). Между указанными максимумами допусаются временами практически полное исчезновение ледникового щита, т. е. ситуация была крайне динамичной, что немедленно отражалось в изменениях положения уровня моря: во время оледенений уровень моря понижался (причем во время максимума последнего оледенения – до 100–120 м), в теплые эпохи – повышался. На восток далее крайнего северо-запада моря Лаптевых Баренцево-Карский ледниковый щит не простирался, однако по нашим данным (Левитан и др., 2010<sub>1</sub>), на шельфе этого моря в холодные стадии были распространены изолированные ледовые купола. Относительно толщины ледникового щита известно, что наибольшие значения были свойственны областям, расположенным на поднятиях (в том числе на архипелагах островов), причем 15 тыс. лет назад эти величины, судя по «максималистскому сценарию», достигали 2700 м над Скандинавией, 1500–1800 м над Баренцевым морем, 1200 м над Карским морем неподалеку от Новой Земли (Svendsen et al., 2004). Как отмечалось, самым большим был ледниковый щит во время МИС 6, известный огромным количеством продуцировавшихся айсбергов. Вероятно, часть из них представляла собой гигантские столовые айсберги с киллями, достигавши-

ми 1000 м, и воздействовавшими на осадочный чехол на соответствующих глубинах (Jakobsson et al., 2010). Толщина покровов паковых льдов во время оледенений пока является предметом дискуссии, однако не возникает сомнения, что она была весьма значительной, достигая десятков, а то и сотен метров (Nørgaard-Pedersen et al., 1998).

Для четвертичных осадков центральной части океана уже достаточно давно известно, что разрезы отложений МИС 7 – МИС 1 представляют собой переслаивание образований ледниковых и межледниковых эпох (Nørgaard-Pedersen et al., 1998; Spielhagen et al., 2004; Jakobsson et al., 2001; O'Regan et al., 2008). Стратиграфия осадков МИС 7 и древнее (вплоть до начала четвертичного периода) пока очень плохо установлена: не исключено, что все это время существовал относительно слабо контрастный климат, напоминавший ситуацию последнего межледниковья (МИС 5.5) (O'Regan et al., 2008). При этом отложения нечетных (более теплых) изотопных стадий и подстадий, как правило, обладают чаще всего коричневым, зеленым, оливковым цветом; биотурбационными текстурами; более тонкозернистым составом; большей концентрацией биогенных остатков, большим содержанием полевых шпатов и глинистых минералов.

Отложения четных (более холодных) изотопных стадий и подстадий характеризуются серыми, темно-фиолетовыми или черными цветами; для них типичны творожистые (cottage cheese) текстуры и относительно крупнозернистый состав с повышенным содержанием материала ледового разноса и кварца; биогенных остатков гораздо меньше, вплоть до полного их отсутствия (Levitan, Lavrushin, 2009). Соответственно, в них гораздо меньше полевых шпатов и глинистых минералов. Вероятно, описанную в предыдущем разделе сезонность современной седиментации в Северном Ледовитом океане в определенной степени можно использовать для моделирования способов осадкообразования в теплые и холодные эпохи четвертичного времени.

Необходимо отметить широкое развитие склоновых процессов на гляциальных континентальных окраинах Северного Ледовитого океана (континентальных склонах Баренцева и Карского морей, до некоторой степени – моря Лаптевых). С высокой степенью вероятности можно предположить, что известные поперечные желоба Западной Арктики (Медвежинский, Орли, Франца Виктории, Святой Анны, Воронина) во время оледенений служили транспортными путями для ледовых потоков (ice streams). Отлагавшиеся в это время на шельфах морены далее на верхнем континентальном склоне переходили в дебриты, а ниже – в гляциотурбидиты и отложения илистых потоков (mud flow). Турбидные течения часто прорывались в соседние глубоководные бассейны: почти половина колонок в этих структурах содержит прослой таких отложений [см. ссылки в (Levitan, Lavrushin, 2009)]. В устьевых частях каньонов, развитых на континентальных склонах и выходящих к континентальным подножьям, местами зафиксированы глубоководные конуса выноса (Тарасов и др., 2009). Мы предполагаем, что на континентальных подножьях могут существовать контуриты, которые пока не обнаружены из-за слабой изученности Северного Ледовитого океана. Наконец, появляется все больше свидетельств существования местами

подводных оползней на континентальных склонах и склонах подводных поднятий и хребтов.

Палеоокеанологические исследования отложений последних пяти морских изотопных стадий показали, что в принципе термохалинная циркуляция поверхностной водной массы имела ту же структуру, что и современная (Spielhagen et al., 2004), со слабыми смещениями основных ячеек циркуляции к югу или северу (Levitan, Lavrushin, 2009). При этом в ледниковые эпохи циркуляция заметно ослабевала и замедлялась по сравнению с межледниковьями. Другое важное отличие: все седиментологические данные указывают на повышенную палеопродуктивность в периоды межледниковий и резкое ее снижение в ледниковые эпохи (Spielhagen et al., 2004; Levitan, Lavrushin, 2009). Можно предположить, что и роль биогенного транспорта терригенного вещества, соответственно, повышалась и снижалась в эти периоды времени. Изъятие огромных масс пресной воды в ледниковые щиты приводило к заметному возрастанию солёности поверхностной водной массы во время оледенений (Spielhagen et al., 2004).

Принципиально важно, что в четвертичное время циркуляционная зональность была выражена, например, по данным о скоростях седиментации (Левитан, Штайн, 2007; Левитан, 2015), не хуже, чем в современную эпоху. При этом в отличие от континентальных окраин океана (особенно гляциальных), на глубоководном ложе скорости седиментации были выше во время межледниковий, а своего минимума достигали в периоды оледенений. Это можно объяснить как усилением поставки осадочного материала реками и за счет абразии берегов в теплые эпохи, так и (в меньшей степени) уменьшением скорости таяния паковых льдов в пелагической области в холодные эпохи (Levitan, Lavrushin, 2009). Именно в периоды развития минимальных скоростей седиментации в четвертичных осадках глубоководного ложа Северного Ледовитого океана отмечены наиболее часто встречающиеся перерывы в седиментации (Levitan, Lavrushin, 2009). Соответственно, в эпохи оледенений пелагическая часть океана в наибольшей степени испытывала режим «голодания» в поступлении осадочного материала.

Теоретический интерес представляют различия между описанной историей скоростей седиментации в течение последнего климатического цикла в Центральной Арктике и в Норвежско-Гренландском бассейне (Levitan, Lavrushin, 2009), где, наоборот, скорости седиментации были выше в холодные эпохи и ниже – в межледниковые. Представляется, что главных причин таких различий было три: 1) существование очень широкого шельфа на евразийской окраине Северного Ледовитого океана, когда только в максимумы оледенений ледниковый щит мог продвинуться к бровке шельфа, и существенно более узких шельфов в Норвежско-Гренландском бассейне (даже у Восточной Гренландии); 2) присутствие в Арктике не только гляциальных, но и негляциальных окраин (например, в Восточно-Сибирском и Чукотском морях); 3) развитие мощных речных систем в водосборе Северного Ледовитого океана в отличие от Норвежско-Гренландского бассейна.

Автор с коллегами изучил несколько колонок донных осадков из центральной части Северного Ледовитого океана (табл. 11), полученных в рейсе немецкого исследовательского ледокола «Поларштерн» в 2007 г. (Schauer, 2008).

Первичные материалы и наша интерпретация полученных результатов по указанным колонкам опубликованы (Левитан и др., 2010<sub>1</sub>, 2010<sub>2</sub>; Русаков и др., 2010). Для всех разрезов выполнено литостратиграфическое расчленение, основанное на выделении последовательности литохемотратиграфических горизонтов (Левитан и др., 2010<sub>1</sub>), которые на базе вышеприведенных принципов сопоставлены с морскими изотопными стадиями. Интересно, что в наиболее мелководной колонке (PS70/358), расположенной в гребневой зоне хребта Ломоносова, наблюдается перерыв в седиментации между осадками терминации II и отложениями МИС 7 (Левитан и др., 2010<sub>1</sub>), что полностью соответствует литературным данным по МИС 6 (Nørgaard-Pedersen et al., 1998).

Таблица 11

Расположение изученных колонок донных осадков

Колонка	Широта, N	Долгота, E	Глубина дна, м	Форма рельефа
PS70/294-5	83°	86°	3 145	Континентальный склон Карского моря
PS70/306-3	85°	90°	4053	Хребет Гаккеля
PS70/319-3	88°	153°	2742	Склон хребта Ломоносова
PS70/358-4	86°	152°	1462	Гребневая зона хребта Ломоносова

С точки зрения относительной роли ледового материала в составе донных осадков важное значение имеет содержание фракции более 0,063 мм (т.е. суммы песчаных и гравийных фракций). Обычно в осадках теплых эпох в Центральной Арктике содержание песка не превышает нескольких процентов. Практически везде в исследованных отложениях наблюдается отрицательный коэффициент корреляции между этой величиной и содержанием алевритовой фракции (рис. 14) (за исключением осадков МИС 1 – МИС 3 в кол. PS70/294, что будет рассмотрено ниже). Вероятно, это свидетельствует о том, что подавляющая часть крупнозернистых фракций поставляется в осадки (прежде всего – в осадки подводных хребтов и поднятий глубоководного ложа) при таянии морского льда и, особенно, айсбергов, а алевриты (и, разумеется, пелит) доставляются главным образом морскими течениями. При этом надо иметь в виду достаточно заметное развитие придонных течений, вымывающих тонкие фракции, что приводит к пассивному дополнительному обогащению осадка песчано-гравийными фракциями. Так, например, в кол. PS 70/358, расположенной на гребне хребта Ломоносова, содержание фракции >0,063 мм в осадках четных стадий обычно составляет от 8 до 17%, а в кол. PS 70/319, расположенной на склоне этого хребта и подверженной активной деятельности придонных течений, доходит до 49%. Если бы алеврит также поставлялся в основном айсбергами, то следовало бы ожидать положительной корреляции его концентрации с концентрацией песка и симбатного поведения обоих параметров по разрезам осадков, что в исследованных колонках не наблюдается. Тем не менее вполне очевидно, что часть алеврита и пелита в холодные эпохи поступала при таянии морских льдов и айсбергов, только точно оценить ее количество пока невозможно.

Возрастание доли материала ледового разноса (в основном, айсбергового) в отложениях ледниковых стадий по сравнению с межледниковьями однозначно свидетельствует об увеличении отношения поток айсбергового вещества/поток разбавляющего (в основном, материала морских течений) вещества. Исходя из общего уменьшения при этом скорости седиментации на глубоководном ложе, можно предположить одновременное возрастание потока айсбергового материала и (заметно более сильное) уменьшение потока разбавляющего материала. Обсуждая роль ледового материала в четвертичных осадках Северного Ледовитого океана, следует указать на то, что на гляциальных шельфах во время оледенений существовал ледовый литогенез в понимании Н.М. Страхова: с развитыми моренами (Levitan, Lavrushin, 2009) и проявлениями континентального перигляциала. На негляциальных шельфах аккумулировались разнообразные континентальные фации. В остальных зонах гляциальных континентальных окраин, во фьордах и на глубоководном ложе в эти периоды времени накапливались марино-гляциальные осадки, среди которых наибольшее содержание материала, связанного с деятельностью различных ледовых щитов (вплоть до его доминирования) наблюдается в отложениях терминаций и в айсбергитах, причем последние наиболее распространены в отложениях МИС 6 (Levitan, Lavrushin, 2009; Левитан и др., 2010<sub>2</sub>). Во время межледниковий и в целом в теплые эпохи геологическая роль льда сводилась к минимуму: на подводных континентальных окраинах формировались типичные наборы морских фаций гумидного типа литогенеза, а на глубоководном ложе накапливались гемипелагические осадки с определенной фациальной спецификой.

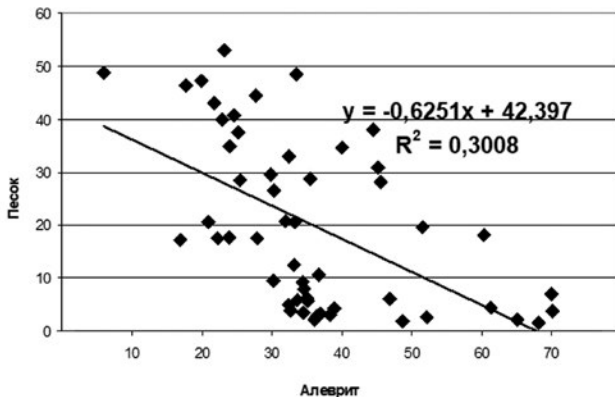


Рис. 14. Корреляция содержаний песка (вес. %) и алеврита (вес. %) в изученных осадках

Отсутствие в осадках МИС 1 – МИС 3 кол. PS70/294 песка (точнее, его содержание в количестве менее 1%) объясняется, с одной стороны, седиментацией из илистых потоков нефелоидного слоя, а с другой (для осадков МИС 2) – наличием шельфового ледника, выходившего за пределы бровки шельфа и перекрывавшего с поверхности акваторию над континентальным склоном Карского моря.

В качестве хемотратиграфического индикатора в осадках Центральной Арктики в литературе предложено использовать содержание  $MnO_2$  (Jakobsson et al., 2000). Повышенное содержание этого компонента, обнаруженное в осадках теплых стадий, связывают с усиленным привнесом речного материала и с улучшенной вентиляцией придонной водной массы в такие периоды времени. Однако по периферии глубоководного ложа и на континентальных окраинах марганец перестает служить надежным хемотратиграфическим индикатором из-за его вовлечения в процессы диагенеза (см. следующий параграф).

С нашей точки зрения, выраженной в (Левитан и др., 2010<sub>1, 2</sub>), более приемлемым хемотратиграфическим индикатором является кремнистость осадков (в виде концентраций  $SiO_2$ , отношений  $SiO_2/Al_2O_3$ ,  $Si/Al$  или содержаний кварца, рассчитываемого в отсутствие биогенного опала по формуле  $SiO_2 - 2.55 Al_2O_3$  (Левитан и др., 1998). Так, в осадках кол. PS70/358 содержание кварца в осадках теплых стадий составляет 10–18%, а в холодных – 22–40% (Левитан и др., 2010<sub>1</sub>). В связи с тем, что ранее было установлено обогащение кварцем алевритовых фракций осадков холодных стадий (Vogt, 1997), есть смысл остановиться на этом явлении. Представляется, что оно связано с большим, чем у полевых шпатов, сопротивлением кварца механическому истиранию при движении ледникового щита по твердому субстрату суши и современных шельфов.

Отрицательная корреляция песка и алеврита в глубоководных донных осадках обусловлена тем, что песчаная фракция поставляется в осадки главным образом при таянии айсбергов, а алевритовая – при разносе морскими течениями сдвигаемой при наступании ледникового щита с бровки шельфа как бульдозером тонкораздробленной кластики, и этого алевритового материала гораздо больше (вероятно, на порядок), чем поступает при таянии айсбергов. Во время интерстадиалов толщина ледниковых щитов была гораздо меньше, чем в периоды оледенений (иногда – вплоть до полного исчезновения), и они оказывали меньшее воздействие на твердый субстрат, что вызывало уменьшение содержаний кварца в осадках соответствующих стадий. В межледниковья ледниковые щиты и купола (Левитан и др., 2010<sub>1</sub>) исчезали, уровень океана поднимался, современные шельфы затапливались, возрастали речной сток и абразия берегов. В этих условиях с шельфов в пелагиаль с помощью различных морских течений сносился терригенный материал, неподвергшийся ледниковому воздействию. Соответственно, доля кварца в осадках уменьшалась, а полевых шпатов и глинистых минералов – возрастала.

Для четвертичных осадков пелагиали Американо-Азиатского бассейна характерно высокое содержание обломочного доломита в отложениях ледниковых стадий. Основным поставщиком доломита служили нижнепалеозойские породы Канадской Арктики (Stein et al., 2010). С нашей точки зрения, не исключена также поставка доломита с хребта Брукс (Аляска).

На континентальном склоне моря Лаптевых при изучении глинистых минералов было установлено, что осадки теплых стадий обогащены смектитом, а холодных – иллитом (Müller, 1999). Возможно, что это явление объясняется благоприятными условиями (с точки зрения повышенных температуры и влажности и в целом большей относительной роли химического

выветривания) для развития смектитов в более теплых условиях. Иллитам для их формирования требовались существенно более низкие температуры и влажность среды образования. На примере изучения тяжелых минералов во фракции 63–125 мкм из осадков трех колонок подводного плато Ермак (Levitan, Lavrushin, 2009) нами было показано, что индикатором айсбергового материала здесь является суммарное содержание обломков горных пород и оксигидроксидов железа. В других регионах таким индикатором могут служить другие компоненты и минералы.

Естественно, что отмеченные изменения палеогеографических условий, петрографические и минералогические различия арктических осадков, отлагавшихся в четвертичное время, немедленно отражались и в их химическом составе. В данном разделе использованы некоторые методы математической статистики (корреляционный, кластерный, факторный анализы) для обработки результатов рентгенофлуоресцентного анализа (Левитан и др., 2012).

Факторный анализ (с варимаксным или квартимаксным вращением и стандартизацией по корреляционным матрицам) позволяет не только выделить основные факторы, влияющие на химический состав осадка, но также и геохимические ассоциации, а сопоставление распределения ведущих факторов вдоль колонки позволяет на основе математической статистики (в сочетании с литологическими данными) точнее проводить границы между литохемотратиграфическими горизонтами. Пример применения кластерного анализа для кол. PS 70/358 показан на рис. 15, а результаты факторного анализа для этой же колонки показаны на рис. 16 и в табл. 12. На первый фактор (с переменной знака) с объясняемой дисперсией 44,1% значительные ( $\geq 1,0$ ) положительные нагрузки имеют SiO<sub>2</sub>, Zr, Ba и Sr. Это можно объяснить их концентрацией в песчаной фракции, соответственно, в кварце, цирконе и в полевых шпатах. Отрицательные нагрузки свойственны большой группе: TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Cr, S, V, Co, Ni, Cu, Zn, Rb, Y. Эти элементы и оксиды сосредоточены в алевритовой (в основном) и пелитовой фракциях и находятся в смеси тонкой кластики, глинистых минералов, оксигидроксидов железа и марганца, биогенных карбонатов, органического вещества, а также в сорбированном состоянии на компонентах этой смеси. Описанная ситуация объясняется тем, что вариации содержаний оксидов и элементов из этих двух групп контролируются главным образом их взаимным разбавлением. В Баренцевом море первый фактор с примерно такими же наборами положительных и отрицательных нагрузок (без перемены знака) характеризуется объясняемой дисперсией свыше 70% (Гурвич и др., 2001).

Объясняемая дисперсия второго фактора равна 16,1%. Здесь самые высокие положительные нагрузки свойственны TiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Rb, Ni, Zn, Sr, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, а отрицательные – V и S. Возможно, имеет место противопоставление пелитовой фракции и органического вещества. В третьем факторе (объясняемая дисперсия – 10,2%) самая большая положительная нагрузка приходится на S, в меньшей мере – на Ni и Cr, а отрицательная – на V и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Не исключено, что в данном случае сера связана в пирите. В четвертом факторе (объясняемая дисперсия равна 7,7%) основная положительная нагрузка связана с MnO, а также с Ba, Sr (полевые шпаты), Co и Ni (связь с марганцем?).

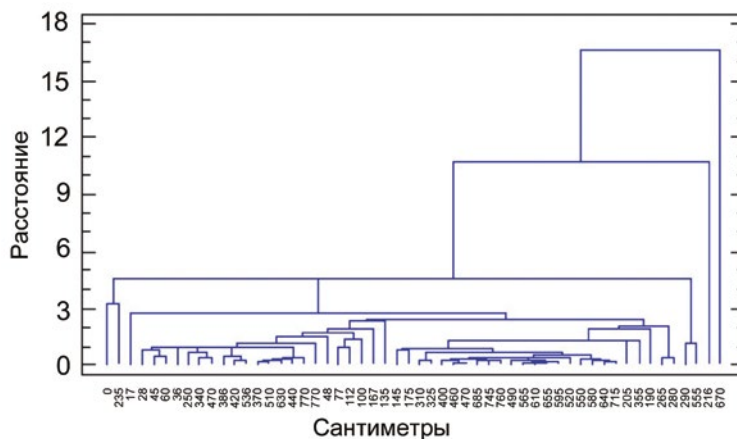


Рис. 15. Результат кластерного анализа колонки PS70/358

Таблица 12

**Распределение весов факторной нагрузки для изученных химических элементов в кол. PS70/358**

	<b>фактор 1</b>	<b>фактор 2</b>	<b>фактор 3</b>	<b>фактор 4</b>	<b>фактор 5</b>
SiO <sub>2</sub>	0,972374	-0,1435	0,008619	0,011577	-0,08052
TiO <sub>2</sub>	-0,51625	0,551006	0,390329	-0,14937	-0,16999
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0,79506	0,183028	-0,45972	-0,07977	-0,07633
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0,92023	0,302789	0,140802	-0,02937	-0,0665
MnO	-0,26604	0,157645	0,077319	0,836058	0,104965
MgO	-0,91688	-0,06881	-0,1437	-0,00692	0,217312
CaO	-0,10964	-0,01948	0,023562	0,134395	0,932654
Na <sub>2</sub> O	-0,66759	-0,27503	0,133248	0,03857	-0,34896
K <sub>2</sub> O	-0,5038	0,709627	-0,02286	0,351325	0,028409
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-0,2351	0,884052	0,008174	0,004806	0,057807
Cr	-0,33201	0,093702	0,455382	-0,3153	0,349996
S	-0,38452	-0,17435	0,801392	0,030574	-0,14189
V	-0,5135	-0,42501	-0,63643	-0,26591	-0,08494
Co	-0,63374	-0,0606	0,035539	0,656602	0,148372
Ni	-0,61515	0,407572	0,53418	0,320656	0,124179
Cu	-0,85462	0,044154	0,305787	0,139514	0,066097
Zn	-0,79064	0,398468	0,130462	0,054346	-0,0182
Rb	-0,62062	0,668387	-0,11216	0,200896	-0,03364
Sr	0,448203	0,340572	0,068269	0,401169	0,431623
Y	-0,65707	-0,1049	-0,63532	0,070299	-0,10675
Zr	0,911234	0,026839	0,044587	-0,0394	-0,07703
Ba	0,603195	0,213923	-0,1193	0,606576	-0,06702



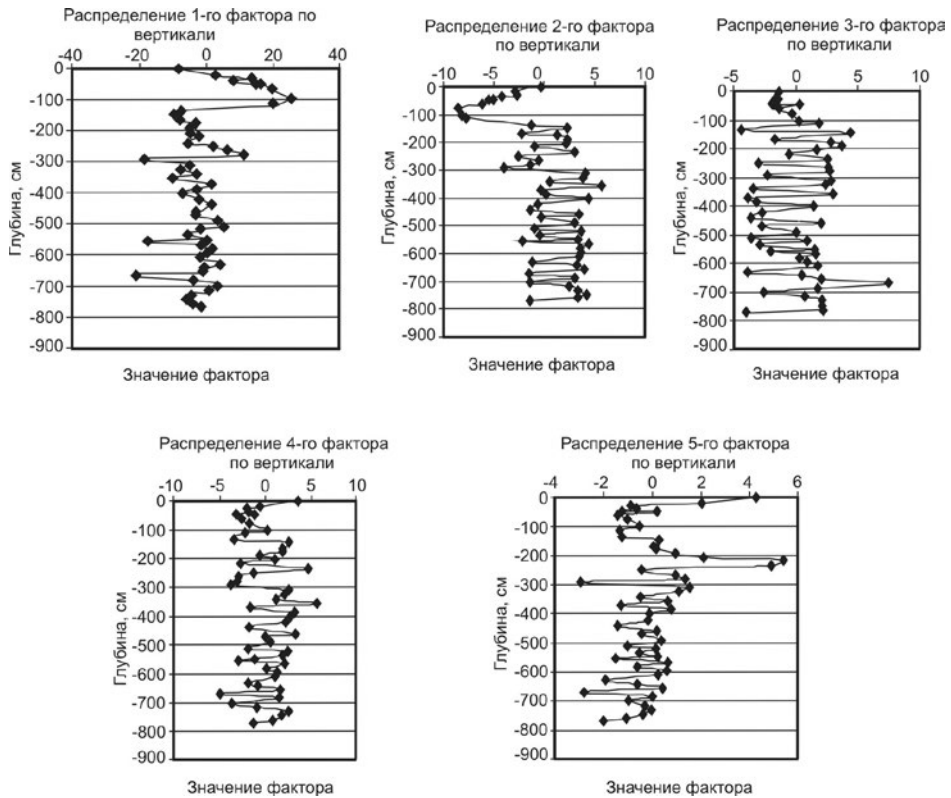


Рис. 16. Распределение пяти первых факторов по длине колонки PS 70/358

В пятом факторе (объясняемая дисперсия – 5,8%) главная положительная нагрузка приходится на CaO и в меньшей степени на Sr. Очевидно, что так проявлено влияние биогенных карбонатов. Уточненные по математико-статистическим методам литохемотратиграфические горизонты изученных колонок скоррелированы друг с другом на уровне МИС (рис. 17).

В табл. 13 в краткой форме подведены итоги приведенных данных о проявлениях контрастности четвертичного климата в условиях седиментации и осадках Северного Ледовитого океана для гляциальных окраин и для глубоководного ложа.

Пример использования одной из модульных диаграмм литохимического подхода к изучению осадков и осадочных горных пород (Юдович, Кетрис, 2000) показан на рис. 18, где ГМ означает гидролизатный модуль  $(Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO + MnO) / SiO_2$ , а ЖМ – железный модуль  $(Fe_2O_3 + FeO + MnO) / (TiO_2 + Al_2O_3)$  для осадков колонки PS70/294 (Левитан и др., 2012). Помимо средних составов ЛХСГ, показаны средние составы для современных фаций восточной части Карского моря (Levitani, Lavrushin, 2009), а также средние составы песчаных и глинистых пород для складчатых областей и платформ докембрия и мезозоя (Ронов и др., 1990).

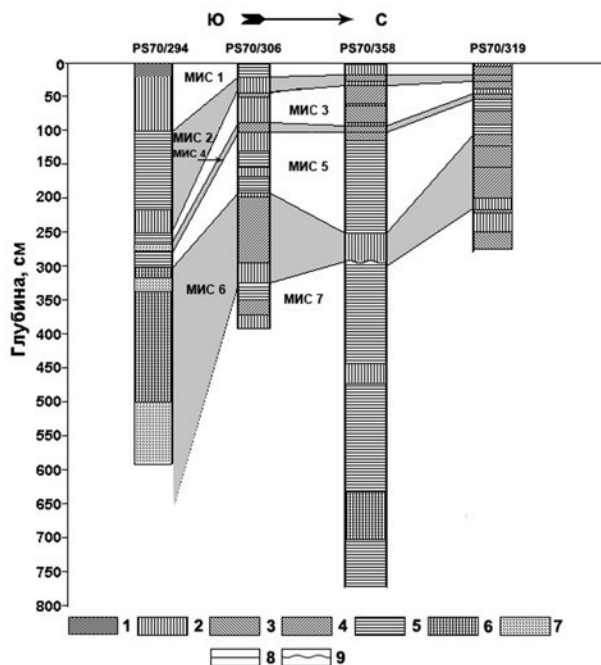


Рис. 17. Гипотетическая стратиграфическая корреляция изученных колонок. Условные обозначения: 1 – глинисто-алевритовые илы; 2 – алевриты; 3 – алевриты с песчаной примесью; 4 – песчанистые алевриты; 5 – глинистые алевриты; 6 – песчанисто-глинистые алевриты; 7 – миктиты; 8 – стратиграфические границы; 9 – перерыв в осадконакоплении

Таблица 13

**Изменения условий седиментации и характеристик донных осадков на гляциальных окраинах и на глубоководном ложе Северного Ледовитого океана во время ледниковых эпох и межледниковый**

Условия седиментации/осадки	Параметры	Гляциальные окраины		Глубоководное ложе	
		Ледниковые эпохи	Межледниковья	Ледниковые эпохи	Межледниковья
Условия седиментации	Температура воздуха и поверхностной водной массы	Пониженная	Повышенная	Пониженная	Повышенная
	Соленость поверхностной водной массы	Повышенная	Пониженная	Повышенная	Пониженная
	Уровень океана	Низкий	Высокий	Низкий	Высокий
	Объем континентального («шельфового») ледового щита	Максимальный	Минимальный (или отсутствует)	Отсутствует	Отсутствует
	Продукция айсбергов	Максимальная	Минимальная	Отсутствует	Отсутствует
	Объем пакового льда	Отсутствует	Отсутствует	Максимальный	Минимальный

Условия седиментации/осадки	Параметры	Гляциальные окраины		Глубоководное ложе	
		Ледниковые эпохи	Межледниковья	Ледниковые эпохи	Межледниковья
Условия седиментации	Палеопродуктивность морских организмов	Отсутствует	Повышенная	Низкая	Повышенная
	Термохалинная циркуляция вентилиция придонных вод	Отсутствует	Активная	Слабая	Активная
	Поступление твердого стока рек	Минимальное	Максимальное	Минимальное	Повышенное
	Поступление материала за счет абразии берегов	Минимальное	Максимальное	Минимальное	Повышенное
	Скорости седиментации	Максимальные	Пониженные	Низкие	Повышенные
Осадки	Цвет	Серый, черный	Оливковый	Серый, черный	Коричневый, оливковый
	Текстура	Массивная, градационная, cottage cheese	Биотурбационная	Массивная, cottage cheese	Биотурбационная
	Гранулометрический состав	Миктиты, пески, песчанистые алевриты	Алевриты, глинистые алевриты	Песчанистые алевриты, алевриты	Алевриты, глинистые алевриты
	Содержание кварца	Высокое	Низкое	Высокое	Низкое
	Содержание материала ледового разноса	Высокое	Низкое	Высокое	Низкое
	Содержание полевых шпатов	Низкое	Высокое	Низкое	Высокое
	Содержание глинистых минералов	Низкое	Высокое	Низкое	Высокое
	Содержание биогенных остатков	Низкое	Повышенное	Низкое	Повышенное
	Концентрация SiO <sub>2</sub> , Zr, Ba	Высокая	Пониженная	Высокая	Пониженная
	Концентрация Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , TiO <sub>2</sub> , Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , MgO, K <sub>2</sub> O, P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> , п. п. п., V, Zn	Пониженная	Высокая	Пониженная	Высокая
	Концентрация MnO, Cu, As, Co, Ni	Низкая	Изменчивая	Пониженная	Высокая

По соотношению ГМ и ЖМ четко выделяются несколько кластеров, не пересекающихся друг с другом (Левитан и др., 2010<sub>2</sub>). В первый из них, отличающийся высокими значениями ЖМ, попали существенно глинистые фации современного шельфа, содержащие гораздо меньше глинозема, чем

изученные осадки континентального склона. Второй кластер (с высокими значениями ГМ) содержит относительно слабокремнистые литохемотратиграфические горизонты (ЛХСГ) I, III, V, VII, VIII, глинистые породы протерозойских складчатых поясов, а также мезозойских платформ. При этом положения на диаграмме точек ЛХСГ VII и глинистых пород мезозойских платформ, а также точек слабокремнистых осадков ЛХСГ III и глинистых пород протерозойских складчатых поясов практически совпали. Основными питающими провинциями для ЛХСГ I, слабо-кремнистых осадков ЛХСГ III и ЛХСГ VIII служили главным образом области развития глинистых пород протерозоя Северной Земли. Для ЛХСГ V, вероятно, питающей провинцией была зона распространения глинистых пород мела Центрально-Карского поднятия.

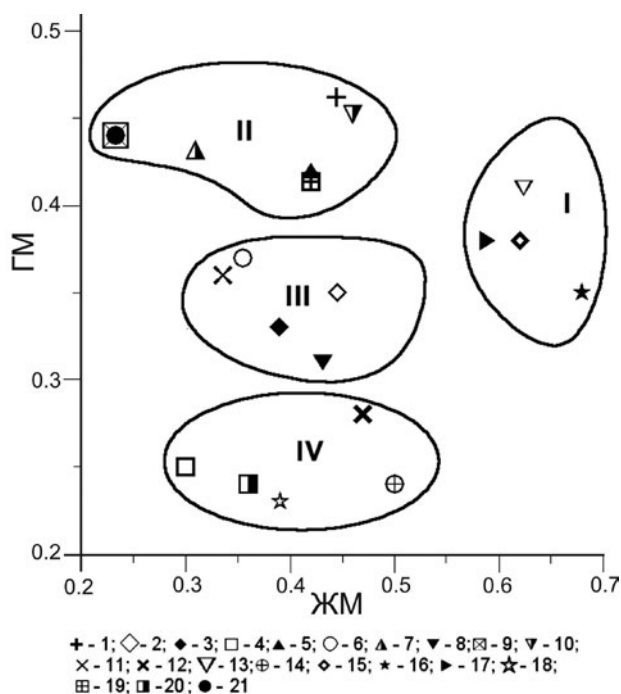


Рис. 18. Диаграмма ГМ – ЖМ. Литохемотратиграфические горизонты: 1 – ЛХСГ I; 2 – ЛХСГ II; 3 – ЛХСГ III; 4 – ЛХСГ III (185 см); 5 – ЛХСГ III (193 см); 6 – ЛХСГ IV; 7 – ЛХСГ V; 8 – ЛХСГ VI; 9 – ЛХСГ VII; 10 – ЛХСГ VIII; 11 – ЛХСГ IX. Речные фации: 12 – А; 13 – В2; 14 – С3; 15 – С4; 16 – D1; 17 – D2. Средние составы осадочных пород платформ и складчатых поясов: 18 – песчаники Ptz складчатых поясов; 19 – глинистые сланцы Ptz складчатых поясов; 20 – песчаники Mz платформ; 21 – глины Mz платформ

Третий кластер, отличающийся средними значениями ГМ и ЖМ, содержит более кремнистые ЛХСГ (II, III, IV, VI, IX). Наконец, последний (четвертый) кластер, характеризующийся наиболее низкими значениями ГМ, включает в свой состав существенно песчаные фации современного шельфа, песчаные породы протерозойских складчатых поясов, песчаные породы мезозойских платформ. Сюда же относятся сильнокремнистые

осадки ЛХСГ III, для которых наиболее вероятными источниками вещества являются меловые песчаники Центрально-Карского поднятия. Осадки третьего кластера, судя по их расположению, одновременно могли получать вещество из глинистых и песчаных пород Северной Земли, песчанистых и (реже) глинистых фаций шельфа и меловых песчаников Центрально-Карского поднятия.

Подведем итог рассмотрению рис. 18, указав наиболее вероятные породы питающих провинций для каждого выделенного ЛХСГ: ЛХСГ IX – вероятно, глинистые и другие сланцы протерозоя Северной Земли; ЛХСГ VIII – та же провинция; ЛХСГ VII – меловые глины Центрально-Карского поднятия; ЛХСГ VI – девонские песчаники Северной Земли, не исключено участие песчанистых фаций шельфа; ЛХСГ V – вероятно, меловые глины Центрально-Карского поднятия; ЛХСГ IV – вероятно, глинистые и другие сланцы протерозоя Северной Земли; ЛХСГ III: менее кремнистые осадки – глинистые и другие сланцы протерозоя Северной Земли; более кремнистые осадки – меловые песчаники Центрально-Карского поднятия; ЛХСГ II – смесь песчанистых и глинистых фаций шельфа с глинистыми и другими сланцами протерозоя Северной Земли; ЛХСГ I – глинистые сланцы протерозоя Северной Земли. В целом большую роль играла эрозия коренных пород окружающих желоб Воронина поднятий, чем сброс осадочного материала шельфовых фаций.

С учетом механизмов образования повышенных концентраций кварца в холодные эпохи, указанных выше, представляется, что именно таким образом шло формирование основных черт геохимического облика отложений этих эпох. Заметная роль песков и песчаников в составе питающих провинций должна быть сохранена только за существенно айсберговыми отложениями (ЛХСГ IX, VIII, VI) и наиболее кремнистыми разновидностями осадков в ЛХСГ III.

Еще одним примером интерпретации химического состава четвертичных осадков Северного Ледовитого океана является отношение  $Fe_2O_3/TiO_2$  в изученных колонках. Средние его значения в осадках колонок PS70/358, 306, 319 и 294, соответственно, равны 8,49, 8,19, 7,94 и 7,54 (Левитан и др., 2010<sub>1,2</sub>; Русаков и др., 2010). Самая низкая величина свидетельствует о роли выносов р. Енисея, чьи правые притоки дренируют платобазальты плато Пурторана. В колонку PS 70/319 попадают в некоторой степени выносы р. Хатанги, дренирующей это же плато. Относительно низкое значение рассматриваемого отношения в осадках хребта Гаккеля (PS 70/306) может быть объяснено частичным включением в состав осадков вулканокластического материала за счет дробления стенок рифтовой долины хребта, сложенных базальтами. Наконец, самое высокое значение объясняется поставкой осадочного материала р. Леной.

Для изучения истории речных выносов Оби в голоцене мы использовали распределение отношения  $K_2O/Al_2O_3$  и концентрации кварца (рассчитанного по данным химических анализов), а Енисея – отношение Ni/Al (Levitan, Lavrushin, 2009).

**Диagenетический сигнал.** Диagenез четвертичных отложений Северного Ледовитого океана пока изучен очень слабо. В этом плане, например, можно

указать на: 1) постепенное уплотнение монофациальных голоценовых отложений, наблюдаемое практически во всех колонках; 2) увеличение мощности слоя аэробного диагенеза в пелагическом направлении (Levitan, Lavrushin, 2009); 3) образование диагенетических минералов; изменение химического состава донных осадков, обусловленное диагенезом (Розанов, 2015).

На профиле с юга на север через западную часть Карского моря мы описали возрастание мощности коричневых осадков поверхностного слоя аэробного диагенеза от нескольких миллиметров на траверзе Байдарацкой губы до 14 см на 76° с. ш. В кол. PS70/294 на континентальном склоне Карского моря граница между слоями с аэробным и анаэробным диагенезом проходит на глубине 143 см под дном (Левитан и др., 2010<sub>2</sub>), а в кол. PS70/306 на хребте Гаккеля – на глубине 90 см (Русаков и др., 2010). В колонках, поднятых с хребта Ломоносова, подошва слоя аэробного диагенеза не вскрыта (Левитан и др., 2010<sub>1</sub>).

Наиболее заметно присутствие диагенетических минералов. Практически повсеместно в осадках континентальных окраин на небольшой глубине (10–15 см) присутствуют пятна, линзы, полосы и примазки гидротроилита. Примерно на этом же уровне и ниже отмечены единичные зерна пирита и их скопления (иногда в виде фрамбоидов). Нередко они выполняют внутренние камеры фораминифер или развиваются по растительным остаткам. В осадках Карского моря неоднократно встречались медово-желтые кристаллы и агрегаты икаита (Levitan, Lavrushin, 2009), чей механизм формирования подробно описан в работах Л. А. Кодиной (Kodina et al., 2003 и др.). В осадках верхней части континентального склона моря Лаптевых встречены вивианит (Kleiber, Niessen, 2000) и родохрозит (Taldenkova et al., 2010). Наконец, два довольно больших поля развития диагенетических железомарганцевых конкреций расположены на шельфе восточной части Карского моря (Gurevich, 1995).

Тектоническая группа сигналов. Тектонической информации по данным о четвертичных осадках Северного Ледовитого океана, кроме наших материалов, практически нет.

Примерно на границе МИС 2 и МИС 3 на континентальном склоне Карского моря произошло формирование серии малоамплитудных взбросов (Левитан и др., 2010<sub>2</sub>) [скорее надвигов, учитывая соотношение вертикального и горизонтального масштабов на сейсмоакустической записи (Schauer, 2008)]. На западном склоне плато Ермак в то же время аналогичные усилия сжатия привели к формированию специфического осадочного «кармана» (Levitan, Lavrushin, 2009). Возможно, что на уровне 24–25 тыс. лет произошла фаза сжатия в пределах северной части системы срединно-океанических хребтов, приведшая к движениям вдоль зоны трансформного разлома, являющегося западной границей плато Ермак, и усилению пропегейтинга спредингового хребта Гаккеля, воздействовавшего на континентальный склон Карского моря. Эта интересная проблема нуждается в специальном изучении. В более позднее время, в позднем голоцене, аналогичное усиление пропегейтинга хребта Гаккеля привело к формированию перерывов в седиментации на верхней части континентального склона, внешнем и центральном шельфе моря Лаптевых (Levitan, Lavrushin, 2009).

В кол. PS 70/306 на спрединговом хребте Гаккеля обнаружены два мало-мощных прослоя базальтовой вулканокластике (10–12 и 118–119 см) (Русаков и др., 2010). Не исключено, что они фиксируют некие тектонические события, охватившие стенки рифтовой долины, соответственно, в голоцене (МИС 1) и в МИС 5.1. Нельзя не отметить, что проявлений подводной гидротермальной деятельности, нередко тесно связанных с тектонической активностью, в данной колонке найти не удалось, несмотря на современные гидрофизические и гидрохимические аномалии в водной толще над местом отбора колонки (Русаков и др., 2010). Возможно, это связано с очень молодым возрастом гидротермальных проявлений, поскольку верхние 7–10 см разреза могли быть механически разрушены при отборе осадков ударной трубкой.

### *Заключение*

Проведенные исследования позволили сделать вывод о сезонности и циркумконтинентальной зональности как наиболее ярких особенностях современной терригенной седиментации в Северном Ледовитом океане. На подводных континентальных окраинах в современную эпоху и в течение межледниковий формировались наборы типичных морских фаций гумидного типа литогенеза, в том числе – гемипелагические осадки с определенной фациальной спецификой. Ведущую роль в аккумуляции донных осадков играла водная взвесь, вероятно, чаще всего переносимая горизонтальными (латеральными) потоками вещества. Значение морских льдов и айсбергов в этом процессе очень мало и, видимо, не превышает нескольких процентов.

В холодные эпохи, особенно во время сильных четвертичных оледенений, роль ледового материала сильно возрастала. На гляциальных осушенных шельфах формировались образования ледового типа литогенеза (в понимании Н. М. Страхова): различные типы морен и отложения континентальных перигляциалов. В морских и океанических бассейнах накапливались марино-гляциальные отложения, в некоторых из которых (например, осадках терминаций и в айсбергитах) ледовый материал различного генезиса играл доминирующую роль. В целом в четвертичное время пелагические районы Центральной Арктики испытывали «голодание» с точки зрения поставки осадочного материала.

Показано, что отложения ледниковых и межледниковых эпох сильно отличаются по всему набору изученных параметров и в том числе – по своему химическому составу. При этом важную роль играет содержание обломочного кварца, которое предлагается считать ведущим лито (хемо) стратиграфическим индикатором для четвертичных осадков Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана. Дано объяснение преобладанию кварца в отложениях холодных эпох, сводящееся к его большей устойчивости к ледовому истиранию по сравнению с полевыми шпатами. Для каждой изученной колонки донных осадков с применением методов математической статистики проведено литохемотратиграфическое расчленение. Среди геохимических индикаторов диагенеза наиболее выразительны концентрации  $MnO_2$ , Co, Cu и As. Отмечена важность изучения четвертичных осадков Арктики для выявления тектонических движений.

#### 4.2. Средние скорости седиментации за последние пять морских изотопных стадий

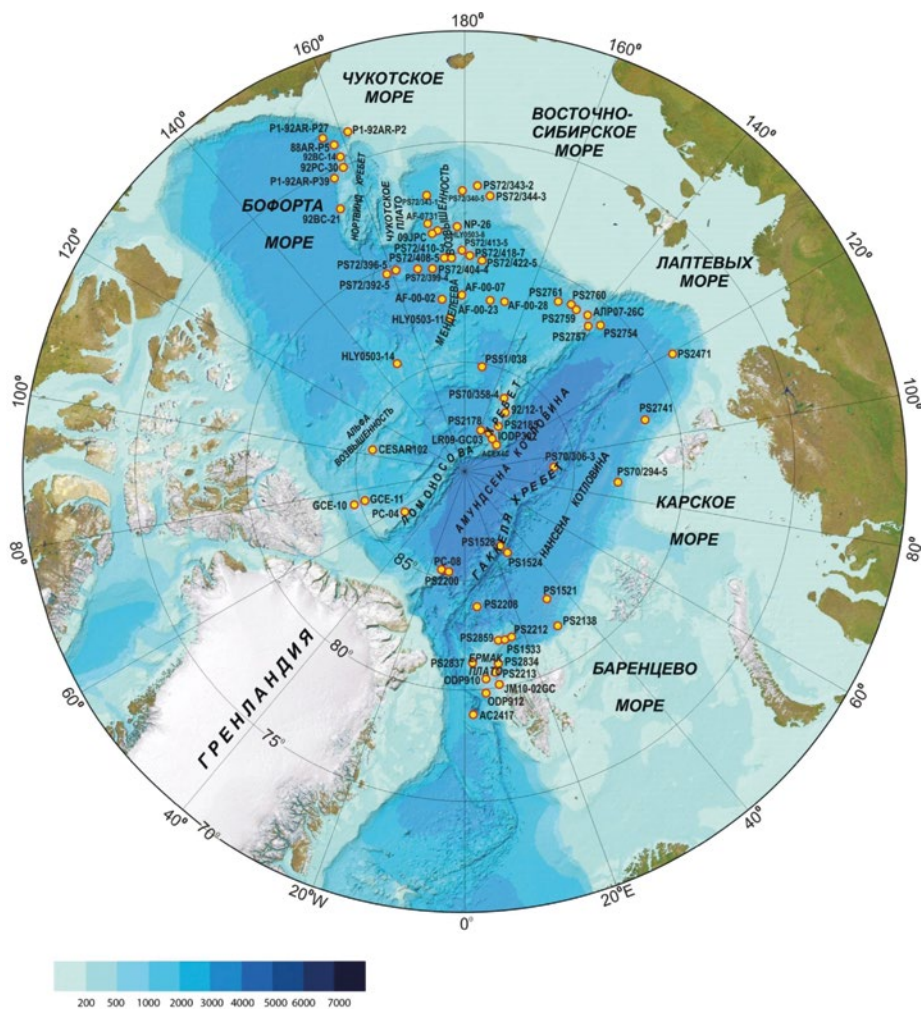


Рис. 19. Расположение в Северном Ледовитом океане колонок осадков, для которых известны скорости седиментации для последних пяти морских изотопных стадий. Глубины даны в метрах

Проведенное автором исследование (Левитан, 2015) показало (рис. 19, 20), что средние скорости седиментации для последних пяти МИС (130 тыс. лет) в Северном Ледовитом океане являются параметром, отражающим множество факторов. Вероятно, на первом месте по своему значению находятся циркумконтинентальная зональность и асимметричность поставки терригенного материала реками и абразией берегов. Второе место занимает система течений в водной толще океана, причем наиболее важна циркуляция в поверхностной и придонной водных массах. Третью по важ-



ности роль играет ледовая система океана, значение которой резко возросло в периоды оледенений (особенно их максимумов). Существенный вклад в исследуемую проблему вносит система подводного рельефа. Наконец, совершенно необходимо учитывать и историко-геологические аспекты формирования изучаемых разрезов в различных фациальных областях.

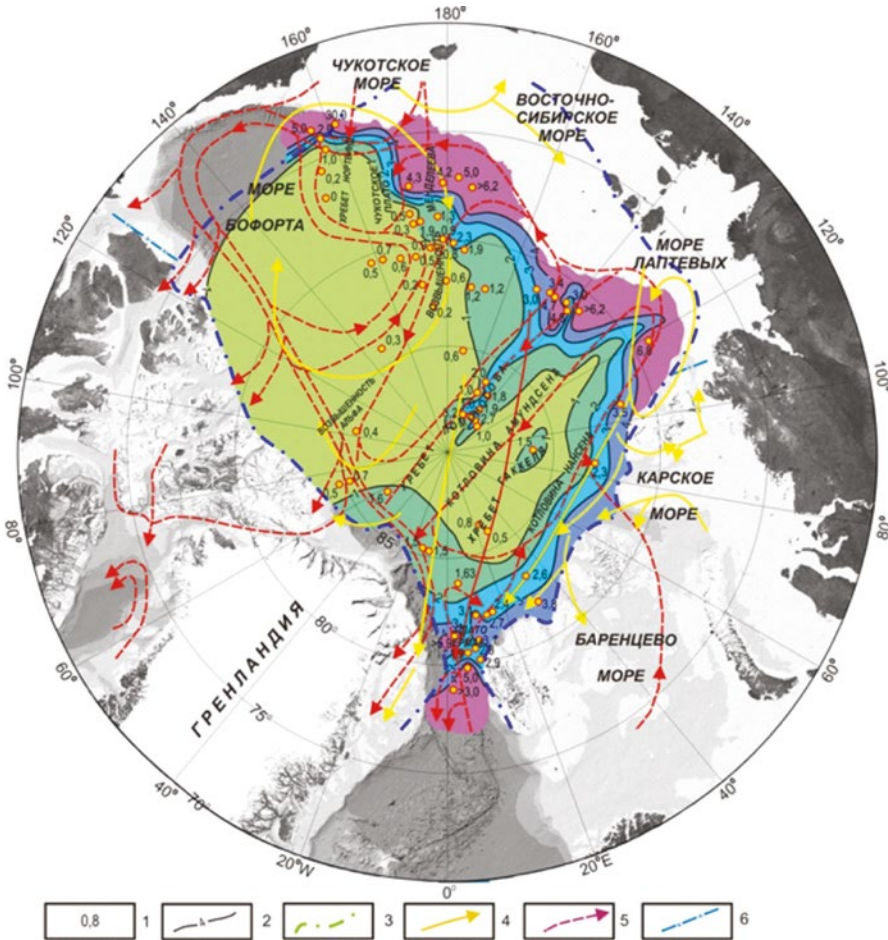


Рис. 20. Схематическая карта распределения средних скоростей седиментации (в см/тыс. лет) для последних пяти морских изотопных стадий.

Условные обозначения: 1 – рассчитанная средняя скорость седиментации для данной колонки; 2 – изолинии средних скоростей седиментации; 3 – граница распространения морского льда в летний сезон; 4 – основные течения в поверхностной водной массе; 5 – основные течения в промежуточной водной массе; 6 – границы распространения ледниковых щитов во время максимума последнего оледенения

## Часть II. Подводные части континентальных окраин

### Глава 5. Тихий океан

#### 5.1. Берингово море

##### *Современная седиментация в Беринговом море*

Берингово море – самое северное из окраинных морей Восточной Субарктики. Оно ограничено с запада Чукоткой и Корякией (регионами Евразии), с востока – Аляской, с юга – Алеутской островной дугой (рис. 21). Через Берингов пролив (максимальная глубина 58 м) происходит водообмен с Северным Ледовитым океаном, а через многочисленные проливы между Алеутскими островами – с Тихим океаном, в частности, наибольший водообмен (12 Св) осуществляется через Камчатский пролив на крайнем западе Алеутской дуги (Takahashi, 2005). Для сравнения: современный водообмен через Берингов пролив равен 0,8 Св (Takahashi, 2005). Площадь моря равна 2,29 млн км<sup>2</sup>, а объем – 3,75 млн км<sup>3</sup> (Hood, 1983).

Примерно половина площади занята шельфом со средней глубиной бровки 158 м, переходящим в довольно крутой континентальный склон, рассеченный многочисленными каньонами. На крайнем востоке континентальный склон осложнен краевым плато Умнак. В глубоководном ложе выделяются Командорская и Алеутская глубоководные котловины, разделенные подводным хребтом Ширшова. В глубоководных котловинах дно располагается на глубинах порядка 3800–3900 м. Ширина хребта Ширшова составляет до 200 км на севере и 20 км на юге, а длина достигает почти 700 км (Лисицын, 1966). Над уровнем дна глубоководных котловин относительное превышение хребта равно на севере 2000–2500 м, а на юге – 1000–2000 м. Глубина дна над гребневой зоной колеблется от 233 м на севере до 2800 м на юге. Крутизна склонов в северной части составляет 1,5° – 4°, а в южной достигает 10°. От континентального склона (на траверсе мыса Олюторский) хребет отделен поперечной депрессией (разломом) и геологически не является его продолжением (Сухов и др., 2011). С юга в Алеутскую котловину вторгается дуговидный подводный хребет Бауэрс длиной около 500 км, со средними глубинами гребневой области порядка нескольких сот метров. Некоторые исследователи полагают, что между хребтом Бауэрс и островной дугой располагается глубоководная котловина Бауэрс (Хаин, 2001). С севера Алеутская островная дуга окаймляется крутым островным склоном (см. рис. 21).

Основными источниками терригенного материала служат речной сток и береговая абразия. Речной терригенный сток составляет 157,1 млн т в год (причем 9/10 этой величины дает сток р. Юкона со стороны Аляски), а абразия берегов приносит 200–400 млн т в год (здесь абсолютно преобладает абразия азиатских берегов). Характерно, что материал абразии берегов отлагается, как правило, неподалеку от береговой линии (Лисицын, 1966).

Две другие важные реки – это р. Кускоквим (со стороны Аляски) и р. Анадырь (со стороны Чукотки). В соответствии с особенностями со-

временной антициклональной циркуляции в поверхностной водной массе (см. рис. 21), от 112 до 158 млн т осадочного материала из Берингова моря через Берингов пролив выносятся ежегодно в Чукотское море (Лисицын, 1966). Циркуляция в придонной водной массе имеет резко отличающийся от поверхностной циркуляции характер и связана в основном с распространением тихоокеанских вод через западные наиболее глубоководные проливы Алеутской островной дуги (см. рис. 21).

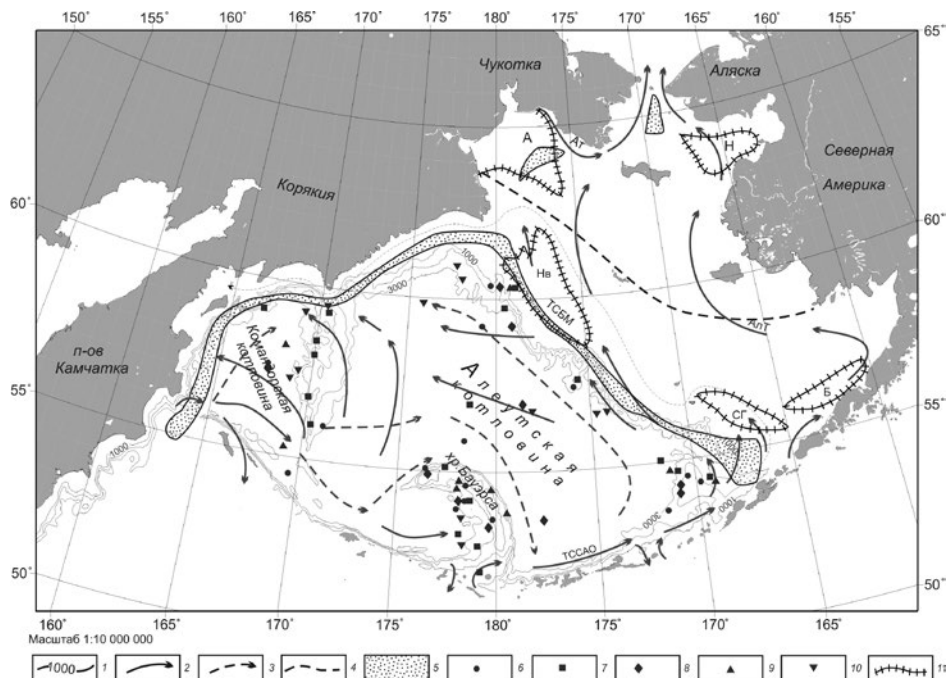


Рис. 21. Расположение скважин глубоководного бурения и колонки неоплейстоценовых осадков в Беринговом море. Поверхностная и придонная циркуляция приведены по (Aiello, Ravelo, 2012). Условные обозначения: 1 – изобаты (в м); 2 – поверхностные течения; 3 – придонные течения; 4 – положение границы морских льдов (северное – в современную эпоху, южное – во время максимума последнего оледенения) (Katsuki, Takahashi, 2005; Kim et al., 2016); 5 – зоны современной первичной продукции от 175 до 275 г C/m<sup>2</sup> в год (Springer et al., 1995); 6 – скважины глубоководного бурения; 7–10 – колонки донных осадков, поднятые в рейсах научно-исследовательских судов: 7 – немецких; 8 – японских и южнокорейских; 9 – американских; 10 – отечественных. Поверхностные течения: АлТ – Аляскинское прибрежное течение; АтТ – Анадырское течение; ТСБМ – течение склона Берингова моря; ТССАО – течение северного склона Алеутских островов. Осадочные бассейны шельфа: Н – Нортон; А – Анадырский; Нв – Наваринский; СГ – Св. Георгия; Б – Бристольский. 11 – границы осадочных бассейнов (Левитан и др., 2018<sub>2</sub>). См. текст главы для объяснений

Тихоокеанская глубинная вода расположена под поверхностной водной массой. Она характеризуется минимумами содержания кислорода и максимальными концентрациями биогенных элементов (Tomczak, Godfrey, 1994), являясь источником последних в региональных и орографических апвеллингах в зоне термоклина.

В рассматриваемом бассейне первичная продукция составляет на внутреннем шельфе в среднем  $75 \text{ г С/м}^2$  в год, на среднем – 135, внешнем – 143, на бровке шельфа – 225, и в глубоководной части –  $61 \text{ г С/м}^2$  в год (Springer et al., 1996). При этом максимумы первичной продукции связаны с гидрологическими фронтами, располагающимися в зонах региональных апвеллингов как вдоль северного континентального склона, так и на шельфе (см. рис. 21). Кроме того, мы предполагаем наличие орографического апвеллинга на западной границе хребта Бауэрс на пути распространения тихоокеанских вод.

Морские льды покрывают акваторию северной половины моря в течение минимум 5 месяцев, а самой северной ее части – в течение 7 месяцев (Лисицын, 1966<sub>1</sub>). Они также служат частично агентом транспортировки осадочного материала. В современную эпоху южная половина моря практически свободна ото льдов, а во время максимума последнего оледенения южная граница морских льдов располагалась гораздо южнее, чем в современную эпоху (см. рис. 21).

Съемки склонов и глубоководного ложа американской части Берингова моря сонаром бокового обзора «Глория» показали, что на всех склонах развиты дебриты, которые частично проникают в котловины, и местами подводные оползни, а абиссальные равнины сложены бассейновыми фациями (Karl et al., 1996). В дальнейшем субмеридиональный сейсмоакустический профиль, выполненный на судне «Зонне» (Gersonde, 2012) через центральную часть моря, подтвердил, что все типы склонов выполнены дебритами и частично подводными оползнями, а верхняя часть осадочного чехла Алеутской глубоководной котловины представляет собой четко стратифицированную турбидитовую последовательность.

Среди агентов транспортировки осадочного вещества, таким образом, следует указать дебри-флоу и турбидные (мутьевые) потоки. Необходимо отметить и столь важный механизм, как потоки холодных рассолов (brines), образующихся при осеннем льдообразовании, опускающиеся в нижние слои водной толщи и распространяющиеся в нефелоидном слое с шельфа через склоны (каскадингом) в глубоководные котловины. Еще одним традиционным механизмом аккумуляции терригенного материала является биофильтрация и связанный с нею биотранспорт. Разумеется, определенную роль может играть поставка вулcano-терригенного вещества с островной дуги, а также транспортировка продуктов эксплозий с Алеутской дуги и, возможно, иногда с Камчатки эоловым путем. Кроме того, не исключена и эоловая транспортировка части терригенного вещества с окружающей суши.

В современную эпоху северная часть дна Берингова моря (примерно до  $57^\circ \text{ с. ш.}$ ) вместе с шельфом и верхней половиной континентального склона, а также севером хребта Ширшова входит в область развития терригенной седиментации, а южная половина этого хребта вместе с глубоководными котловинами и хребтом Бауэрс – в область распространения диатомовых илов (Левитан и др., 2007; Лисицын, 1966<sub>1</sub>; Sharma, 1979). Следует отметить, что на шельфе, почти в центре его российской части и к югу от о. Св. Матвея, располагаются два пятна развития диатомовых слабокремнистых илов (Лисицын, 1966<sub>1</sub>), пространственно совпадающих с областями высокой первичной продукции (см. рис. 21).

## Фактический материал

Неоплейстоценовые отложения в Беринговом море, не выходящие по возрасту главным образом за пределы позднего неоплейстоцена с нижней границей 130 тыс. лет (Алексеев и др., 1997), вскрыты в целом ряде колонок, полученных в отечественных (Левитан и др., 2007; Gorbarenko, 1996, Gorbarenko et al., 2005, 2010), американских (Cook et al., 2011; Sancetta et al., 1985), немецких (Dullo et al., 2009; Gersonde, 2012), японских и южнокорейских (Kim et al., 2011; Okada et al., 2005; Takahashi, 2005; Tanaka, Takahashi, 2005) экспедициях (см. рис. 21).

Полный разрез плейстоцена вскрыт только в ходе двух экспедиций глубоководного бурения: DSDP № 19 (Creager, Scholl et al., 1973) и IODP № 323 (Expedition 323 scientists, 2010; Takahashi et al., 2011). Скважины глубоководного бурения и некоторые упоминаемые в статье колонки донных осадков перечислены в табл. 14. Кроме того, ряд коммерческих скважин был пробурен американскими специалистами в шельфовых депрессиях, но по ним опубликованы только суммарные мощности отложений плейстоцена (Marlow et al., 1994).

К настоящему времени имеется целый ряд работ, посвященных синтезу материалов глубоководного бурения, в том числе затрагивающих проблемы седиментации в плейстоцене, например (Aiello, Ravelo, 2012; Fullam et al., 1973; Scholl, Creager, 1973; Takahashi et al., 2011). К сожалению, во всех перечисленных работах отсутствуют попытки составления литолого-фациальных карт и выявления количественных параметров седиментации (за исключением скоростей осадконакопления и, реже, абсолютных масс осадкообразующих компонентов в ядрах отдельных скважин). В данном разделе предпринята попытка заполнить этот пробел.

### *Полученные результаты*

Для достижения этих целей на основе вышеуказанных литологических и геофизических данных составлены схематические литолого-фациальные карты с изопахитами масштаба 1:10000000 для неоплейстоцена и эоплейстоцена (рис. 22, 23).

На обеих картах показаны литолого-фациальные зоны терригенной седиментации (I), кремнисто-терригенной (II), кремнистой (III) и вулкано-терригенной (IV).

I зона с севера на юг включает в себя подзоны Ia, Ib, Ic и Id. Необходимо отметить существование в плейстоцене важных палеогеографических изменений, повлиявших на расположение границ выделенных нами литолого-фациальных зон и подзон. Уже давно было отмечено, что в периоды плейстоценовых оледенений из-за падения уровня Мирового океана зачастую Берингов пролив осушался и значительную площадь современного северного шельфа занимала суша (которая продолжалась и севернее Берингова пролива) под названием Берингия (Hopkins, 1982). Соответственно, основные реки водосбора протекали в пределах этой суши и их устья располагались гораздо дальше к югу. Естественно, что весь жидкий и твердый сток в таких условиях оставался в Беринговом море и не поступал в Северный

Ледовитый океан. На самой Берингии, занятой в основном тундрой, как показывают результаты специальных исследований, никакого континентального оледенения не было (Lozhkin, Anderson, 2016; Sancetta et al., 1985).

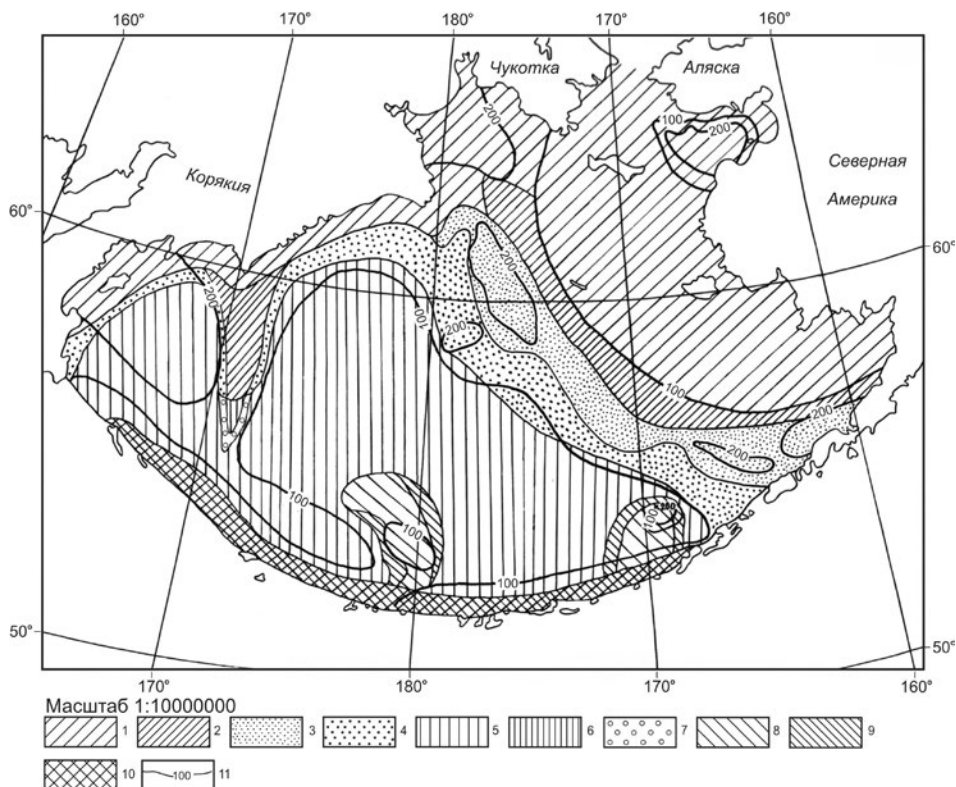


Рис. 22. Литолого-фациальные зоны и подзоны неоплейстоцена Берингова моря. Условные обозначения: 1 – подзона Ia; 2 – подзона Ib; 3 – подзона Ic; 4 – подзона Id; 5 – подзона IIa; 6 – подзона IIb; 7 – подзона IIc; 8 – подзона IIIa; 9 – подзона IIIb; 10 – зона IV; 11 – изопакиты (в м) (Левитан и др., 2018.). См. текст главы для объяснений

Существующее в настоящее время Аляскинское прибрежное течение (см. рис. 21) поворачивало на запад вдоль новой береговой линии и не могло проникать в Северный Ледовитый океан. Анадырское течение (см. рис. 21) в то время не существовало.

Установленная для последних 180 тыс. лет кривая изменения уровня Мирового океана в Беринговом море (Hu et al., 2010) свидетельствует о том, что на протяжении 64,2% этого времени (в ледниковые эпохи) уровень моря располагался ниже дна Берингова пролива. В неоплейстоцене были развиты высокоамплитудные температурные колебания (в основном с периодом около 100 тыс. лет) (Lisiecki, Raymo, 2005) и колебания уровня моря, связанные с ледниково-межледниковыми циклами. С определенной долей условности мы сочли возможным предположить в качестве среднего положения южной границы литолого-фациальной зоны Ia для карты неоплейстоцена

(см. рис. 22) изобату 100 м. Для эоплейстоцена, отличавшегося в целом преобладанием периодичности климатических изменений 41 тыс. лет (с учетом Среднеплейстоценового перехода), низкоамплитудными колебаниями температур и уровня моря, а также средней более высокой температурой водной толщи (особенно придонной воды) (Lisiecki, Raymo, 2005), для среднего положения южной границы литолого-фациальной зоны Ia выбрана изобата 90 м (см. рис. 23).

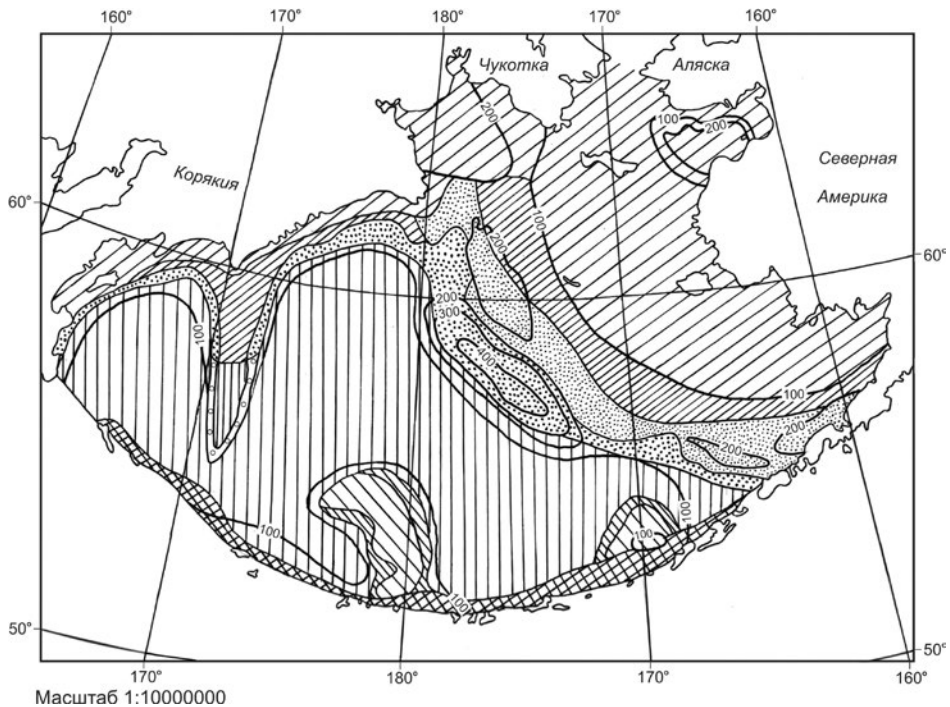


Рис. 23. Литолого-фациальные зоны и подзоны эоплейстоцена Берингова моря. Условные обозначения см. на рис. 22 (Левитан и др., 2018<sub>2</sub>)

Итак, подзона Ia охватывает внутренний шельф, в разрезе она представлена чередованием шельфовых терригенных обломочно-глинистых осадков, накопившихся во время межледниковий, и перерывов в седиментации, характеризующих континентальные условия размыва во времена оледенений. Как указано выше, на площадь развития данной подзоны попадают два пятна диатомовых осадков. Кроме того, на широте о. Св. Лаврентия к востоку от него располагается шельфовая депрессия осадочного бассейна Нортон (см. рис. 21), связанного в своем развитии с Аляской, в котором мощность отложений плейстоцена составляет 402 м (Marlow et al., 1994). На западе данной подзоны расположен самый крупный в Беринговом море Анадырский осадочный бассейн (см. рис. 21), чье развитие связано с геологической историей Корякско-Камчатской позднемезозойско-кайнозойской складчатой области (Хаин, 2001). В нем мощность осадков плейстоцена предположительно превышает 400 м. Точных данных о мощностях на остальной

части подзоны, к сожалению, нет, но можно предположить, что они относительно небольшие из-за сильного развития перерывов в седиментации, занимающих по своей продолжительности несколько более половины длительности плейстоцена. Предположительно на большей части площади подзоны Ia мощность отложений неоплейстоцена (и эоплейстоцена тоже) была менее 100 м.

Таблица 14

**Расположение в Беринговом море скважин глубоководного бурения и некоторых колонок неоплейстоценовых осадков**

Номер скважины, колонки	Северная широта	Долгота	Глубина моря, м	Форма подводного рельефа
<b>Скважины</b>				
184	53°42.64'	170°55.39'W	1910	плато Умнак
185	54°25.73'	169°14.59'W	2110	то же
188	53°45.21'	178°39.56'E	2649	хребет Бауэрса
189	54°02.14'	170°13.38'E	3437	островной склон
190	55°33.55'	171°38.42'E	3875	Алеутская котловина
191	56°56.70'	168°10.72'E	3854	Командорская котловина
U1339	54°40.1891'	169°58.8909'W	1879	плато Умнак
U1340	53°24.0008'	179°31.2973'W	1297	хребет Бауэрса
U1341	54°1.9984'	179°0.5171'E	2139	то же
U1342	54°49.6987'	176°55.0027'E	818	то же
U1343	57°33.3814'	175°48.9974'W	1956	Континент. склон
U1344	59°3.00005'	179°12.2011'E	3174	то же
U1345	60°9.2175'	179°28.2283'E	1008	то же
<b>Колонки</b>				
SO201-2-77KL	56°19.83'	170°41.980'E	2135	хребет Ширшова
SO201-2-85KL	57°30.30'	170°24.77'E	968	то же
SO201-2-101KL	58°52.52'	170°41.45'E	630	то же
SO202-17-1KOL	60°07.39'	179°27.95'E	1066	Континент. склон
SO202-18-3KOL	60°07.60'	179°26.67'W	1111	то же
DM2587	58°51.70'	170°35.40'E	569	хребет Ширшова
DM2588	58°42.90'	170°36.30'E	611	то же
DM2590	57°10.00'	166°57.90'E	3735	Командорская котловина

Подзона Ib сложена терригенными осадками среднего шельфа. Вероятно, здесь мощности осадков выше из-за отсутствия перерывов (между 100 и 200 м как для нео-, так и для эоплейстоцена). Эта же зона расположена и на севере хребта Ширшова, где осадки сложены, в основном, гемипелагическими глинами и глинистыми алевритами. Здесь, судя по детальным исследованиям колонок SO202-2-77, 85 и 101, абсолютные массы терригенного материала в среднем-позднем неоплейстоцене уменьшались с севера на юг, причем в ледниковые эпохи они были значительно выше, чем во вре-



мя межледниковий (Riethdorf et al., 2013). Поэтому мы считаем возможным в эоплейстоцене провести границу между литолого-фациальными зонами I и II на севере хребта Ширшова севернее, чем в неоплейстоцене (см. также положение колонок ДМ 2587, 2588 и 2590 в табл. 14).

В состав подзоны Ic входят терригенные отложения внешнего шельфа, весьма неравномерные по своей мощности. Именно к этой подзоне принадлежат шельфовые депрессии, маркирующие осадочные бассейны (с востока на запад) Бристольского залива, Св. Георгия и Наваринский (см. рис. 21). Все эти бассейны, по сути дела, являются позднемеловыми-кайнозойскими депрессиями складчатого террейна (офиолитового пояса), выходящего на востоке на поверхность Аляски (Хаин, 2001; Marlow et al., 1994). Мощность отложений плейстоцена в бассейне Св. Георгия составляет 445–487 м, а в Наваринском бассейне – 468 м (Marlow et al., 1994). Между указанными бассейнами в подзоне Ic мощности осадков плейстоцена намного меньше. Наконец, в подзоне Id, приуроченной к верхней половине континентального склона, расположены терригенные дебриты, подводные оползни, гемипелагические глины. Здесь при проведении границы между литолого-фациальными зонами I и II учитывались также данные по колонкам SO202-17-1 и SO202-18-3 (Gersonde, 2012). Интересно, что в эоплейстоцене мощности осадков подзоны Id были заметно выше, чем в неоплейстоцене (сравните рис. 22 и 23).

Следует указать, что в отложениях всех подзон литолого-фациальной зоны I встречен материал ледового разноса, который и в современных осадках (Лисицын, 1966), и в неоплейстоценовых (Левитан и др., 2013; Riethdorf et al., 2016), и вообще в плейстоцене (Dadd, Foley, 2016) Берингова моря вытаивал из морского льда, а не из айсбергов, которых здесь не было.

Кремнисто-терригенная литолого-фациальная зона занимает большую часть глубоководного ложа, охватывая южную часть континентального склона, глубоководные котловины (подзона IIa), южную часть хребта Ширшова (подзона IIb) и его склоны (подзона IIc). В подзоне IIa переслаиваются гемипелагические глины, терригенные турбидиты и кремнистые осадки (диатомовые илы и глины). При этом терригенные осадки явно преобладают, но их соотношение с кремнистыми отложениями варьирует в пространстве и во времени. В подзоне IIb терригенные турбидиты отсутствуют; здесь наблюдается переслаивание доминирующих гемипелагических глин с диатомовыми илами или глинами. Терригенные осадки явно приурочены к ледниковым частям ледниково-межледниковых циклов (как правило, сопровождаясь материалом ледового разноса), а кремнистые – к оптимумам межледниковий (Riethdorf et al., 2013) (рис. 22). Наконец, склоновые отложения подзоны IIc, вероятно, представлены дебритами того же состава, что и осадки подзоны IIb. Мощности этих отложений для Алеутской котловины и хребта Ширшова колеблются между 100 и 200 м, а для осадков неоплейстоцена Командорской котловины, вероятно, превышают 200 м. В скв. 190 в Командорской котловине на эоплейстоцен приходится перерыв в седиментации. Возможно, он связан с низкими скоростями осадконакопления (Левитан, 1980<sub>2</sub>). Соответственно, на карте эоплейстоцена (см. рис. 23) в Командорской котловине показаны невысокие мощности осадков.

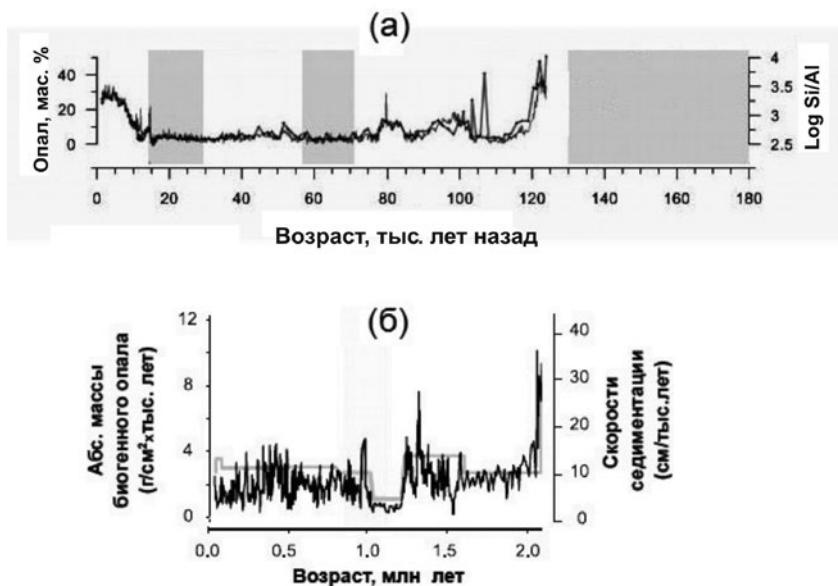


Рис. 24. а) Распределение биогенного опала (мас. %, черная линия) и логарифма отношения Si/Al (по данным XRF сканера) (серая линия) в осадках колонки SO201-2-77KL на хребте Ширшова (Riethdorf et al., 2013, с изменениями). б) Абсолютные массы биогенного опала ( $\text{г/см}^2 \times \text{тыс. лет}$ , черная линия) и скорости седиментации ( $\text{см/тыс. лет}$ , серая линия) в керне скв. U1341 на хребте Бауэрс (Iwasaki et al., 2016, с изменениями)

Кремнистая литолого-фациальная зона охватывает хребет Бауэрс и плато Умнак (подзона IIIa для гребневых частей и подзона IIIb для склонов). Осадки представлены чередованием диатомовых глин (доминируют в неоплейстоцене) и диатомовых илов (доминируют в эоплейстоцене). Диатомовые глины содержат от 30 до 50% биогенного опала, а диатомовые илы – более 50% (Gersonde, 2012). Мощности осадков и нео- и эоплейстоцена колеблются около 100 м, изредка превышая эту величину. На склонах, как отмечалось ранее, доминируют дебриты того же состава, что и осадки на гребнях.

Вулкано-терригенная литолого-фациальная зона (IV) приурочена к островному склону Алеутской островной дуги и представлена гемипелагитами, дебритами и подводными оползнями. Судя по имеющимся данным, в неоплейстоцене мощности отложений превышали 100 м, а в эоплейстоцене – были менее 100 м.

По данным глубоководного бурения, материал ледового разноса присутствует в отложениях всех выделенных нами литолого-фациальных зон, как в нео-, так и в эоплейстоцене (Takahashi et al., 2011).

Результаты применения объемного метода А. Б. Ронова к составленным картам по литолого-фациальным зонам и подзонам показаны в табл. 15 и 16. Табл. 15 содержит данные по площадям и объемам отложений нео- и эоплейстоцена, развитых в закартированных литолого-фациальных зонах (подзонах). Из нее следует, что наибольшие площади и объемы в плейстоцене занимали, естественно, осадки шельфа и глубоководных котловин. От-

носителю литолого-фациальной зоны I можно отметить, что суммарные объемы осадков в неоплейстоцене были равны 153,8 тыс. км<sup>3</sup>, а в эоплейстоцене – 157,8 тыс. км<sup>3</sup>. В литолого-фациальной зоне II соответствующие показатели равны 79,4 и 80,6 тыс. км<sup>3</sup>, в III зоне – 7,8 и 9,6 тыс. км<sup>3</sup>, а в IV – 8,4 и 6,9 тыс. км<sup>3</sup>.

Таблица 15

**Площади (S, тыс. км<sup>2</sup>) и объемы (V, тыс. км<sup>3</sup>) отложений литолого-фациальных зон и подзон плейстоцена Берингова моря**

Литолого-фациальная зона (подзона)	Возраст	S	V
Ia	неоплейстоцен	681,5	74,1
	эоплейстоцен	621,6	65,8
Ib	неоплейстоцен	134,2	20,1
	эоплейстоцен	186,2	28,3
Ic	неоплейстоцен	168,4	28,1
	эоплейстоцен	166,6	27,1
Id	неоплейстоцен	225,4	31,5
	эоплейстоцен	158,5	36,6
IIa	неоплейстоцен	766,3	77,9
	эоплейстоцен	863,5	75,8
IIb	неоплейстоцен	4,2	0,6
	эоплейстоцен	18,4	2,8
IIc	неоплейстоцен	5,7	0,9
	эоплейстоцен	13,4	2,0
IIIa	неоплейстоцен	60,1	5,4
	эоплейстоцен	32,8	5,9
IIIb	неоплейстоцен	30,9	2,4
	эоплейстоцен	39,7	3,7
IV	неоплейстоцен	98,9	8,4
	эоплейстоцен	79,4	6,9

Для перехода от объемов к массам сухого осадочного вещества воспользуемся формулой, приведенной в (Левитан и др., 2013<sub>2</sub>). Необходимые данные по влажности и плотности натуральных осадков взяты из отчетов по указанным рейсам бурения (Creager, Scholl et al., 1973; Expedition 323 scientists, 2010). Так получены результаты, отраженные в табл. 16, где приведены массы сухого осадочного вещества и массы осадков в единицу времени для отложений нео- и эоплейстоцена по литолого-фациальным зонам (подзонам).

С нашей точки зрения, наиболее интересно сравнение данных для неоплейстоцена и эоплейстоцена по массам осадков в единицу времени, т. к. только этот параметр позволяет провести корректное сопоставление. Если

обобщить приведенные в табл. 16 данные по литолого-фациальным зонам, то получим, что в I зоне (терригенной седиментации) суммарная интенсивность седиментации в неоплейстоцене была равна  $201,9 * 10^{18}$  г/млн лет, а в эоплейстоцене –  $166,5 * 10^{18}$  г/млн лет ( $IQ_{2+3}/IQ_1 = 1,2$ ). Для II зоны (кремнисто-терригенной седиментации) соответствующие параметры равны 124,6, 80,3 и 1,6; для III зоны (кремнистой седиментации): 6,6, 7,2 и 0,9; наконец, для IV зоны (вулкано-терригенной седиментации): 10,8, 7,0 и 1,5. Таким образом, поставка литогенного вещества и с севера, и с юга была интенсивнее в неоплейстоцене, чем в эоплейстоцене. Данные по II зоне свидетельствуют о том, что поток литогенного вещества с юга (со стороны Алеутской островной дуги) как будто играл большую роль аккумуляции вещества в глубоководных котловинах, чем северный поток. С нашей точки зрения, этот результат не совсем естественен; скорее он объясняется тем, что пробуренные здесь глубоководные скважины расположены в южных частях котловин. Результаты по III зоне говорят о несколько большем потоке (палеопродуктивности) кремнистого материала в эоплейстоцене по сравнению с неоплейстоценом, что подтверждается и рис. 23.

Таблица 16

**Массы сухого осадочного вещества (M,  $10^{18}$  г) и массы осадков в единицу времени (I,  $10^{18}$  г/млн лет) отложений плейстоцена Берингова моря по литолого-фациальным зонам (подзонам)**

Литолого-фациальная зона (подзона)	Возраст	M	I
Ia	неоплейстоцен	77,1	97,6
	эоплейстоцен	68,4	68,4
Ib	неоплейстоцен	20,9	26,5
	эоплейстоцен	29,4	29,4
Ic	неоплейстоцен	29,2	37,0
	эоплейстоцен	28,2	28,2
Id	неоплейстоцен	32,3	40,9
	эоплейстоцен	40,5	40,5
IIa	неоплейстоцен	96,9	122,7
	эоплейстоцен	75,3	75,3
IIb	неоплейстоцен	0,6	0,8
	эоплейстоцен	2,9	2,9
IIc	неоплейстоцен	0,9	1,1
	эоплейстоцен	2,1	2,1
IIIa	неоплейстоцен	3,7	4,7
	эоплейстоцен	4,9	4,9
IIIb	неоплейстоцен	1,5	1,9
	эоплейстоцен	2,3	2,3
IV	неоплейстоцен	8,5	10,8
	эоплейстоцен	7,0	7,0

Основываясь на материалах табл. 16 и данных по литологии плейстоценовых отложений в скважинах глубоководного бурения, попытаемся теперь оценить количественные параметры седиментации конкретных типов осадков (табл. 17). Сочтено целесообразным отнести шельфовые осадки подзон Ia-c к категории марино-гляциальных отложений, поскольку даже в современную эпоху (относящуюся к межледниковью голоцена) практически весь шельф полгода находится под покровом сезонных морских льдов на поверхности моря (см. рис. 19). Естественно, что в ледниковые эпохи иногда этот покров был постоянным. Именно марино-гляциальные отложения резко преобладают среди всех плейстоценовых осадков в Беринговом море, причем интенсивность их накопления в неоплейстоцене была выше, чем в эоплейстоцене ( $IQ_{2+3}/IQ_1 = 1.3$ ), что совпадает с известным посушением климата в течение плейстоцена.

Таблица 17

**Массы сухого осадочного вещества (М,  $10^{18}$  г) и массы осадков в единицу времени (I,  $10^{18}$  г/млн лет) вещественно-генетических и генетических типов отложений плейстоцена Берингова моря по литолого-фациальным зонам (подзонам)**

Литолого-фациальная зона (подзона)	Возраст	Тип отложений	М	I
I	Неоплейстоцен	Марино-гляциальные осадки	127,2	161,0
	Эоплейстоцен		126,0	126,0
Id	Неоплейстоцен	Гемипелаг. глины	25,8	32,7
		Дебриты	4,8	6,1
	Эоплейстоцен	Гемипелаг. глины	22,3	22,3
		Дебриты	18,2	18,2
IIa	Неоплейстоцен	Гемипелаг. глины	58,1	73,5
		Диатом. глины	33,9	42,9
	Эоплейстоцен	Терриг. турбидиты	4,8	4,8
		Гемипелаг. глины	37,7	37,7
IIb	Неоплейстоцен	Гемипелаг. глины	0,5	0,6
		Диатом. глины	0,1	0,1
	Эоплейстоцен	Гемипелаг. глины	2,3	2,3
		Диатом. глины	0,6	0,6
IIc	Неоплейстоцен	Дебриты	0,9	1,1
	Эоплейстоцен	Дебриты	2,1	2,1
IIIa	Неоплейстоцен	Диатом. ил	2,4	3,0
		Диатом. глина	1,3	1,6
	Эоплейстоцен	Диат. ил	3,2	3,2
		Диатом. глина	1,7	1,7
IIIb	Неоплейстоцен	Дебриты	1,5	1,9
	Эоплейстоцен	Дебриты	2,3	2,3
IV	Неоплейстоцен	Гемипелаг. глины	8,5	10,8
	Эоплейстоцен	Гемипелаг. глины	7,0	7,0

Гемипелагические глины представлены достаточно широко на континентальном склоне и в глубоководных котловинах, а также на хребте Ширшова. Их суммарная масса для неоплейстоцена равна 92,9, а для эоплейстоцена –  $69,3 * 10^{18}$  г. Отношение скоростей их накопления в неоплейстоцене по отношению к эоплейстоцену равно 1.7.

Среди терригенных осадков турбидитов (судя по керну скважин) немного, они сосредоточены в глубоководных котловинах, причем явно преобладают, прежде всего, в неоплейстоцене. Выше уже было отмечено, что если бы часть скважин была пробурена в северных частях обеих глубоководных котловин, то наверняка турбидитов в эоплейстоцене было бы больше.

Относительно кремнистых осадков необходимо указать на то, что иногда литологические описания в первичных материалах бурения могут несколько отличаться от точных названий осадков, определенных после аналитических процедур, проведенных в береговых лабораториях. В первую очередь это касается результатов химических анализов.

Масса плейстоценовых диатомовых глин в 2,15 раза меньше, чем гемипелагических глин, отношение интенсивности накопления диатомовых глин в неоплейстоцене и эоплейстоцене равно 1,1. Для диатомовых илов, которых в сумме в 15 раз меньше, чем диатомовых глин, указанное отношение интенсивностей выглядит несколько по-другому и равно 0,9. Представляется более правильным опереться на расчеты абсолютных масс биогенного кремнезема, основанные на наиболее точной из существующих методике определения этого компонента морских осадков (Iwasaki et al., 2016). Так, основываясь на материалах по IODP скв. U1341, получаем, что в эоплейстоцене на хребте Бауэрс накопилось  $171,6 * 10^{16}$  г  $\text{SiO}_2$  биог., а в неоплейстоцене –  $65,9 * 10^{16}$  г  $\text{SiO}_2$  биог., т. е. неоплейстоценовая масса биогенного опала составляет 0,4 от эоплейстоценовой. При этом на Среднеплейстоценовый переход приходится резкое падение рассматриваемого параметра (Kim et al., 2014; Iwasaki et al., 2016). Если говорить о скорости кремнистой седиментации, то в эоплейстоцене она была почти в 2 раза выше, чем в неоплейстоцене.

Суммарная масса плейстоценовых дебритов разного состава довольно высока (прежде всего за счет эоплейстоцена континентального склона), а  $IQ_{2+3}/IQ_1 = 0.4$ . Необходимо указать также на присутствие среди плейстоценовых осадков Берингова моря различных видов вулканогенно-обломочных отложений. Прежде всего, это прослойки тефры (вулканических пеплов) мощностью до первых сантиметров, которые постоянно встречаются в колонках донных осадков и, естественно, в керне скважин глубоководного бурения. В неоплейстоценовом керне скв. U1339 встречена мощная пачка (почти 50 м) диатомовых туффитов, а в эоплейстоцене скв. U1342–85 м туффобрекчий. К сожалению, не существуют возможности для оценки площадей распространения, объемов и масс этих образований.

### *Обсуждение результатов*

Основной интерес, по-видимому, представляет обсуждение происхождения двух главных групп осадков: терригенной и кремнистой.

*Терригенные осадки*

Основные проблемы терригенной седиментации в плейстоцене в Беринговом море связаны с генезисом осадочного материала, механизмами его транспортировки и аккумуляции, причинами изменения состава и количественных параметров в течение плейстоцена.

Традиционные взгляды на генезис терригенного материала в исследуемом бассейне отражены в начале раздела. Они связаны с региональными источниками осадочного вещества, окаймляющими Берингово море: Чукоткой и Корякией, Аляской, Алеутской островной дугой. На этом фоне резко выделяются представления группы исследователей (Riethdorf et al., 2013) о ведущей роли поставки терригенного вещества в Берингово море из континентальных областей Сибири эоловым путем. Эти представления основаны на данных об отношениях нескольких пар элементов, полученных при применении рентгенофлуоресцентного (XRF) сканера к исследованию колонок донных осадков, поднятых на хребте Ширшова. Думается, что этот подход нельзя использовать для решения генетических задач, здесь требуются гораздо более полные данные о химическом составе осадков. Например, для тех же осадков неоплейстоцена хребта Ширшова на основе полного силикатного анализа XRF методом нам удалось показать, что источником осадочного материала являлась Центральная Аляска (террейн Юкон-Танана) (Левитан и др., 2013<sub>2</sub>), причем в той же работе этот вывод подтвержден и независимыми данными по комплексам глинистых минералов.

Приведенные в настоящей работе данные по распределению мощностей плейстоценовых осадков, их массам и скоростям накопления также противоречат представлениям, изложенным в (Riethdorf et al., 2013). Дополнительными аргументами против являются материалы по терригенно-минералогическим провинциям в современных осадках Берингова моря (Лисицын, 1966<sub>1</sub>), по комплексам глинистых минералов в керне скв. U1343 (Kim et al., 2015) и по материалу ледового разноса в керне скважин IODP рейса 323 (Dadd, Foley, 2016). Все эти данные убедительно свидетельствуют о существовании циркумконтинентальной зональности в распределении терригенного вещества в исследуемом бассейне седиментации и практическом отсутствии влияния источников материала из Сибири.

Важной проблемой является изменение поставки литогенного вещества в плейстоцене. Здесь необходимо отметить два аспекта: климато-палеогеографический и тектонический (неотектонический). Относительно первого аспекта со всей определенностью можно отметить многочисленные ледниково-межледниковые циклы, приводившие к изменениям уровня моря и возвратно-поступательным движениям покрова морских льдов; например, во время оледенений – к неоднократным осушениям северной части шельфа (порядка 984 тыс. км<sup>2</sup> в неоплейстоцене и 974 тыс. км<sup>2</sup> в эоплейстоцене) и закрытию Берингова пролива. Суммарная продолжительность таких этапов в неоплейстоцене, по нашим подсчетам, составляла 59,74% от его общей продолжительности, а для эоплейстоцена – 51,94%. При этом не только возрастала площадь суши, подвергавшейся эрозии, но и изменялась картина поверхностной циркуляции на шельфе (см. начало параграфа

«Полученные результаты»). В результате практически весь твердый сток рек Чукотки и Аляски оставался внутри Берингова моря (в отличие от межледниковий) и поэтому аккумуляция терригенного материала в неоплейстоцене по этой причине была выше, чем в эоплейстоцене.

На Аляске площадь развития оледенения была явно больше в неоплейстоцене, чем в эоплейстоцене (Hamilton, 1994). Принято считать, что ледовая эрозия является более эффективной, чем эрозия за счет других агентов. Следовательно, можно предположить, что поступление с Аляски терригенного материала, учитывая данный фактор, было выше в неоплейстоцене, чем в эоцене.

Отметим, что диатомовый анализ кернов скв. U1340 и U1341 на хребте Бауэrsa выявил доминирование видов, связанных с морским льдом, в течение неоплейстоцена и почти полное их отсутствие в эоплейстоцене (Iwasaki et al., 2016; Stroynowski et al., 2015). В целом анализ изотопов кислорода в раковинах бентосных фораминифер в Беринговом море за последние 1,2 млн лет (Knudson, Ravelo, 2015) выявил большое сходство с эталонным графиком для Мирового океана (Lisiecki, Raymo, 2005). Отсюда следует явный тренд понижения температуры придонных вод в плейстоцене, модулированный колебаниями орбитальных параметров, особенно резко выраженными после окончания Среднеплейстоценового перехода. Такой же тренд проявился и для поверхностной водной массы (Knudson, Ravelo, 2015). Многочисленные свидетельства позволяют утверждать, что примерно с уровня 2,0 млн лет и до начала Среднеплейстоценового перехода (1,2 млн лет) в Берингово море достаточно активно (хотя и менее активно, чем в плиоцене) продолжали поступать тихоокеанские воды, в летние сезоны существовала стратификация и обогащение этих вод питательными веществами было не очень высоким (Iwasaki et al., 2016; Kim et al., 2016; Stroynowski et al., 2015). Начиная с 1,2 млн лет и вплоть до конца плейстоцена климат становится более холодным, уменьшается приток тихоокеанских вод, возрастает площадь морского льда и увеличиваются периоды существования пакового льда, стратификация водной толщи усиливается. В связи с этим в целом падает первичная продукция. Нельзя не отметить, что специальные исследования установили несколько периодов исчезновения в плейстоценовых осадках Берингова моря материала ледового разноса: 1,77–1,54, 1,06–0,82 и 0,36–0,67 млн лет, что, видимо, связано с эпизодами отсутствия морского льда на акватории (Dadd, Foley, 2016).

Ситуация с неотектоникой плейстоцена представляется более сложной. Достаточно определенно можно утверждать, что в неоплейстоцене горообразовательные движения в пределах Алеутской островной дуги были более интенсивными, чем в эоплейстоцене. Доказательствами этого утверждения служат: 1) превышение мощности неоплейстоцена над эоплейстоценом на островных склонах дуги как внутри Берингова моря (DSDP скв. 189), так и за его пределами (DSDP скв. 186); 2) приуроченность к неоплейстоцену южных частей глубоководных котловин бассейна проксимальных турбидитов, а к эоплейстоцену – дистальных (Creager, Scholl et al., 1973); 3) геоморфологический анализ самой дуги, указывающий на двухэтапное ее воздымание (410–190 тыс. лет и 190 тыс. лет – ныне) (Булочникова, 2013).



На Камчатке в раннем плейстоцене происходит интенсификация горообразования, на Среднеплейстоценовый переход приходится его ослабление (вплоть до преобладания нисходящих движений) и на остальную часть неоплейстоцена – самое интенсивное горообразование (Трифонов, 1999).

Столь же очевидна эоплейстоценовая интенсификация неотектонических движений в пределах ранее упоминавшегося офиолитового пояса, проходящего через острова Прибылова. Об этом свидетельствует резкое увеличение мощностей эоплейстоцена в верхней части континентального склона по сравнению с неоплейстоценом и явное возрастание в это же время суммарной мощности пачек дебритов.

Таким образом, неотектоническая история рассматриваемого региона в плейстоцене была довольно сложной, при этом различные его составные части испытывали усиление горообразования в разное время.

Относительно механизмов транспортировки и аккумуляции терригенного материала следует повторить выводы о доминировании марино-гляциальной седиментации на шельфе; склоновых процессов (включая дебри-флоу и подводные оползни) на склонах различного генезиса; заметной роли мутьевых потоков и латеральных потоков вещества в нефелоидном слое в глубоководных котловинах; доминирующего значения гемипелагической седиментации «частица за частицей» на хребтах Ширшова и Бауэрс, а также на плато Умнак.

Если взять за основу проведенные нами расчеты, то получится, что соотношение скоростей накопления терригенных отложений в неоплейстоцене и эоплейстоцене для Берингова моря ( $IQ_{2+3}/IQ_1$ ) составляет 1,4.

### *Кремнистые осадки*

Диатомовые глины и диатомовые илы играют явно подчиненную роль в плейстоценовой седиментации Берингова моря по сравнению с терригенными отложениями (см. табл. 17). Они или переслаиваются с терригенными отложениями в рамках II литолого-фациальной зоны на нижнем континентальном склоне, юге хребта Ширшова и в глубоководных котловинах (реже – на шельфе), или доминируют в разрезе на хребте Бауэрса и на плато Умнак (III зона). Во всех случаях эти осадки существуют только в условиях, когда поток аккумулирующегося биогенного опала, представленного панцирями диатомовых водорослей, оказывается сравнимым или превышает поток литогенного вещества. Во II литолого-фациальной зоне эти условия соблюдаются лишь во время термических максимумов межледниковий (рис. 24 а), совпадая по времени: с потеплениями; с уменьшением площади развития ледового покрова; возрастанием притока тихоокеанских вод, обогащенных питательными веществами; интенсификацией региональных и орографических апвеллингов; ростом первичной продукции; минимумами поставки терригенного материала. В III литолого-фациальной зоне уменьшение содержания и абсолютных масс биогенного опала в течение плейстоцена (рис. 24 б) отражает более долговременные тренды общего похолодания климата; возрастания площади покрова морского льда; уменьшения притока тихоокеанских вод; ослабления верти-

кальной и горизонтальной циркуляции; снижения первичной продукции (Aiello, Ravelo, 2012; Iwasaki et al., 2016; Kim et al., 2016; Knudson, Ravelo, 2015; Riethdorf et al., 2013, 2016; Stroynowski et al., 2015; Takahashi, 2005).

У нас нет собственных данных относительно часто обсуждаемой в литературе роли биодобного железа в колебаниях первичной продукции в плейстоцене Берингова моря. Стоит только отметить, что изменения в режиме вертикальной циркуляции, связанные с подъемом тихоокеанских вод, обогащенных этой формой железа (наряду с другими питательными веществами), в зону фотосинтеза, вероятно, вполне объясняют флуктуации палеопродуктивности.

### *Заключение*

Выше впервые описана литолого-фациальная зональность нео- и эоплейстоцена Берингова моря. Выделены четыре литолого-фациальные зоны седиментации: I – терригенной; II – кремнисто-терригенной; III – кремнистой, и IV – вулкано-терригенной. Обсчет соответствующих карт объемным методом А. Б. Ронова позволил рассчитать количественные параметры седиментации для выделенных различных литолого-фациальных зон (подзон) и типов плейстоценовых осадков.

Выявлено доминирование терригенных отложений над другими группами осадков. Наиболее широко развиты марино-гляциальные отложения, за ними следуют гемипелагические глины. В целом интенсивность аккумуляции литогенного материала в неоплейстоцене была выше, чем в эоплейстоцене, в 1,4 раза за счет посухания климата и суммарного эффекта неотектонических изменений. Наряду с долгопериодными трендами в процессах терригенной седиментации большую роль играли климатические изменения, обусловленные флуктуациями орбитальных параметров.

На втором месте по своему распространению и объемам находятся кремнистые осадки (диатомовые глины и илы). Они или приурочены к межледниковьям в отложениях II литолого-фациальной зоны, или к III зоне. Во всех случаях кремнистые осадки локализованы там, где абсолютные массы аккумулирующегося биогенного опада (кремнезема) как минимум равны (или превышают) абсолютные массы литогенного вещества. Это связано с повышенной палеопродуктивностью, обусловленной как долгопериодными трендами в процессах осадконакопления в плейстоцене Берингова моря, так и с изменениями орбитальных параметров. По наиболее точным данным, например, на хребте Бауэрс в эоплейстоцене интенсивность накопления биогенного кремнезема была почти в 2 раза выше, чем в неоплейстоцене.

Для плейстоценовых отложений Берингова моря был выбран принцип картирования литолого-фациальных зон по общему литологическому составу. В последующих разделах и главах работы применялся другой принцип, и на картах отражались ассоциации осадков или конкретные литотипы. Для того чтобы читатель смог сопоставить карты, созданные с применением этих различных принципов, автор добавил в настоящий раздел литолого-фациальные карты нео- и эоплейстоценовых отложений, составленные по второму принципу (рис. 25 и 26).

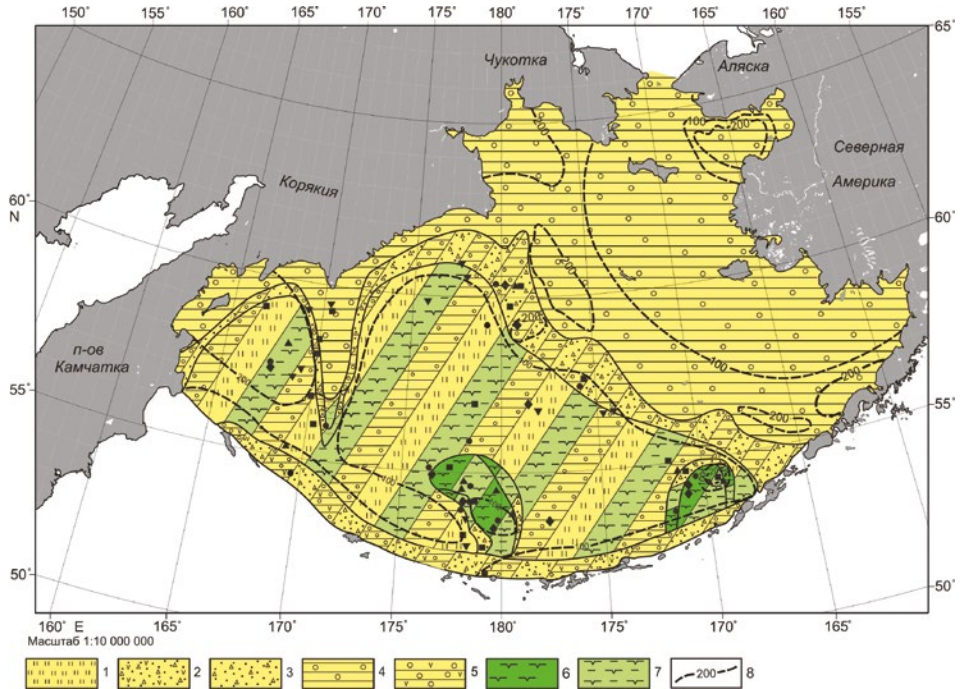


Рис. 25. Литолого-фациальная карта неоплейстоценовых отложений.

Условные обозначения: 1 – терригенные турбидиты; 2 – вулканотерригенные дебриты; 3 – дебриты; 4 – гемипелагические глины с материалом ледового разноса; 5 – вулканотерригенные дебриты с IRD; 6 – диатомовые илы, 7 – диатомовые глины; 8 – изопахиты (в м)

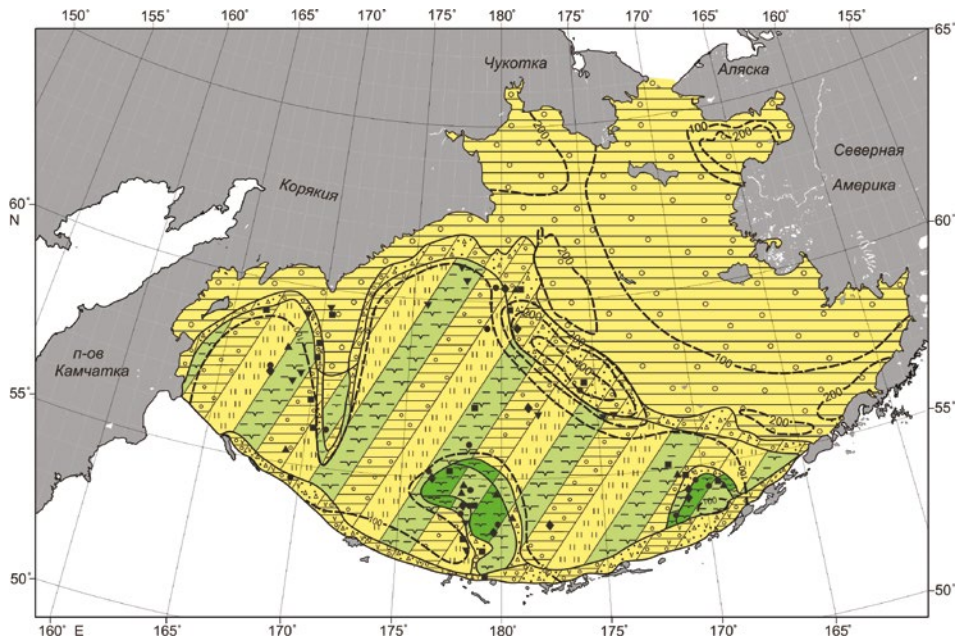


Рис. 26. Литолого-фациальная карта эоплейстоцена. Условные обозначения см. на рис. 25

## 5.2. Японское море

Японское море относится к окраинным котловинным морям, а с геодинамической точки зрения – к задуговым бассейнам. Жители Южной Кореи называют его Восточным морем, а в КНДР – Восточно-Корейским морем. В настоящем разделе, следуя традициям отечественных научных публикаций, рассматриваемый морской бассейн называется Японским морем. Его границей на западе являются Приморский край и Корейский полуостров, на востоке – архипелаг Японских островов. С севера и юга Японское море ограничено так называемыми порогами, поднимающимися с километровых глубин до глубин в первые сотни метров. На севере бассейн отделен от Охотского моря проливами Невельского и Лаперуза (Сои), а на юге – от Восточно-Китайского моря – Корейским (Цусимским) проливом. Существует довольно слабый водообмен с Тихим океаном через проливы между Японскими островами, главным образом – через Сангарский (Цугару) пролив (Истошин, 1959).

### *Современные условия седиментации*

Площадь Японского моря составляет 980 тыс. км<sup>2</sup>, объем – 1713 тыс. км<sup>3</sup>, средняя глубина – 1361 м, а максимальная глубина – 4049 м (Wang et al., 2014<sub>1</sub>). Площадь дна, расположенного на глубинах меньше 200 м, достигает всего 26,3% от всей площади моря, что гораздо меньше и Охотского моря, и китайских морей (Wang et al., 2014<sub>1</sub>). Шельфы и континентальные склоны бассейна очень узкие. Основными структурными элементами рельефа глубоководного ложа являются глубоководные котловины: Центральная (Японская), Ямато (Хонсю) и Уллунг (Цусимская), и возвышенности: Ямато и Корейская (рис. 27).

Японское море расположено в двух климатических зонах: умеренной (северной) и субтропической (южной), разделенных субарктическим фронтом (см. рис. 27). В умеренной зоне величины первичной продукции (кроме прибрежных районов) составляют обычно менее 700 мг С/м<sup>2</sup>/год, а в субтропической – более 700 мг С/м<sup>2</sup>/год (Шамбарова и др., 2015). Область повышенной первичной продукции из субтропической зоны протягивается в восточную часть умеренной зоны.

Северная и западная части моря гораздо более холодные, чем южная и восточная части. Поверхностные течения образуют круговорот, который складывается из тёплого Цусимского течения на востоке и холодного Приморского на западе (см. рис. 27). Сильно развит летний муссон – часть известного Восточно-Азиатского муссона.

Японское море – самое южное из морей западной окраины Тихого океана в Северном полушарии, в котором встречается сезонный (с ноября по март) морской лед, который в основном продуцируется в Татарском проливе (Истошин, 1959). В современную эпоху морские льды встречаются только на северо-западе Японского моря, примерно чуть севернее 40 ° с. ш. в качестве южной границы распространения. Айсбергов здесь нет.

Необходимо отметить отсутствие крупных рек по берегам Японского моря. В основном терригенное вещество поставляется небольшими речками и ручьями, а также при абразии берегов. Эоловый вынос осуществляется, в основном, за счет Восточно-Азиатского муссона, но играет подчиненную роль.

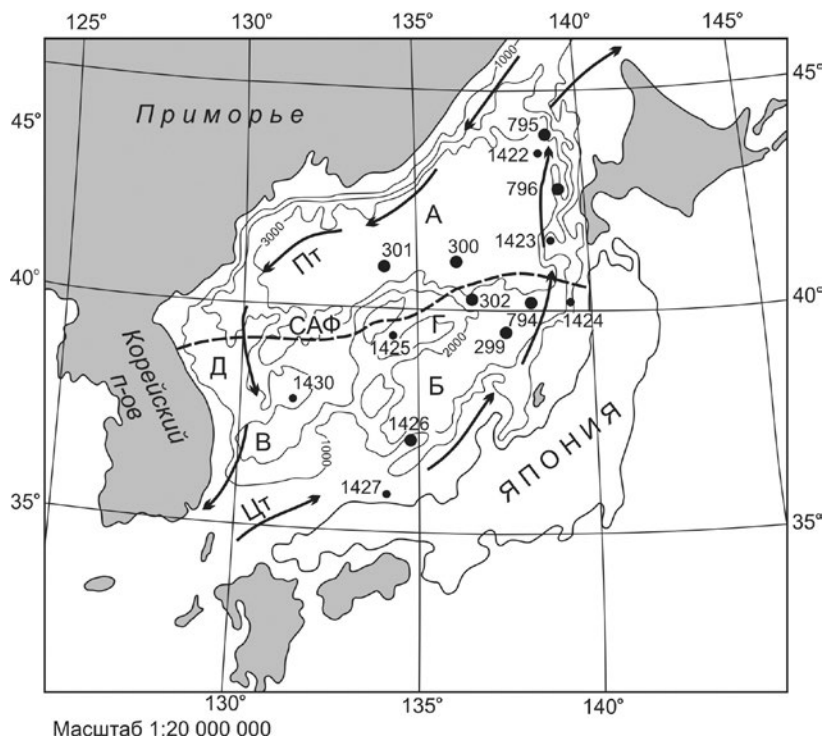


Рис. 27. Расположение скважин глубоководного бурения в Японском море. Глубоководные котловины: А – Центральная; Б – Ямато; В – Уллунг. Подводные возвышенности: Г – Ямато; Д – Корейская. Стрелками показаны поверхностные течения: ЦТ – Цусимское течение; Пт – Приморское течение. САФ – Субарктический фронт. Залитыми кружками обозначены скважины глубоководного бурения. Изобаты даны в метрах (Левитан и др., 2018<sub>4</sub>)

### *Фактический материал*

Рассматриваемый морской бассейн относится к числу морей, хорошо изученных в геолого-геофизическом отношении. В частности, имеется большое количество публикаций по результатам изучения кернов грунтовых трубок, относящихся, в основном, к верхам неоплейстоцена. В настоящем сообщении, основанном на материалах глубоководного бурения рейсов DSDP № 31, скв. 299–302 (Karig, Ingle et al., 1975); ODP № 127, скв. 794–796 (Tamaki et al., 1990); и IODP № 346, скв. 1422–1427, 1430 (Expedition..., 2014) (см. рис. 27), данные по грунтовым трубкам не используются.

Литолого-фациальные карты и схемы изопакит для основных подразделений плейстоцена в Японском море пока не публиковались, так же как результаты изучения таких карт с реконструкцией количественных параметров плейстоценовых отложений по объемному методу А. Б. Ронova. Карты и схемы изопакит в масштабе 1:20000000 составлены для эо- и неоплейстоцена.

### *Полученные результаты*

**Неоплейстоцен.** На рис. 28 показана литолого-фациальная карта неоплейстоцена, совмещенная со схемой изопакит. Из рисунка следует, что

в неоплейстоцене терригенные турбидиты мощностью свыше 100 м накопились на дне глубоководных котловин Центральной и Ямато, причем дистальные и проксимальные турбидиты переслаивались друг с другом. В турбидитовых пачках нет материала ледового разноса (IRD), возможно, из-за слишком высоких скоростей седиментации. Северная часть моря, предположительно, занята гемипелагическими глинами, вмещающими IRD.

Две зоны развития терригенных турбидитов разделены полосой переслаивающихся гемипелагических глин с IRD, сформировавшихся во время оледенений, и диатомовых глин, содержащих до 20% биогенного опала и аккумулятивировавшихся во время межледниковий. Представляется, что сезонные морские льды в неоплейстоцене доходили примерно до 35° с. ш. (см. рис. 28). На юго-запад в котловине Уллонг описанные разрезы фациально замещаются переслаиванием гемипелагических глин без IRD с фораминиферовыми глинами (до 20% CaCO<sub>3</sub>). На юге (скв. 1426, пробуренная на подводном хребте Оки) к указанной полосе примыкает область развития переслаивающихся гемипелагических глин без IRD, диатомовых глин и фораминиферовых глин. В целом мощности всех описанных разрезов переслаивания колеблются от менее 50 до 50–100 м. Южная и, предположительно, юго-западная части бассейна заняты слоистыми гемипелагическими глинами без IRD. На шельфе (скв. 1427) их мощность превышает 200 м.

Практически во всех разрезах встречаются маломощные прослойки тефры, то более, то менее многочисленные. В скв. 795 гемипелагические глины переслаиваются с туффиловыми глинами. Вулканическое стекло в туффилах было поставлено или из вулканов Японских островов (см. рис. 28), или из ныне подводных вулканов, известных на шельфе в северо-восточной части моря (Tamaki et al., 1990).

В неоплейстоцене на фоне общих довольно высоких мощностей осадков (см. рис. 28) хорошо проявлена циркумконтинентальная зональность, свидетельствующая о доминировании поставки терригенного материала с окружающих массивов суши. Зона распределения малых мощностей (менее 50 м, а также между 50 и 100 м) тянется через центральную часть моря в северо-восточном направлении, примерно соответствуя котловине Уллонг, возвышенности Ямато и в целом ядру упоминавшегося выше круговорота поверхностных течений. Осадки с повышенным содержанием биогенного материала (остатков диатомей или – на юге – фораминифер) накапливались только при снижении темпов поступления разбавляющего терригенного материала, что иногда, вероятно, сопровождалось повышением первичной продукции.

В неоплейстоцене общая площадь седиментации составила 867,3 тыс. км<sup>2</sup>, из которых терригенные турбидиты накапливались на 344,8 тыс. км<sup>2</sup>, гемипелагические глины – на 216,4 тыс. км<sup>2</sup>, гемипелагические глины с материалом ледового разноса – на 64,2 тыс. км<sup>2</sup>, а остальную площадь занимали разрезы с различными типами переслаивания. Объемы неоплейстоценовых осадков распределялись следующим образом: общий объем – 87,7 тыс. км<sup>3</sup>, турбидитов – 38,9 тыс. км<sup>3</sup>, гемипелагических глин – 27,7 тыс. км<sup>3</sup>, гемипелагических глин с материалом ледового разноса – 5,3 тыс. км<sup>3</sup>, переслаивающихся осадков – 15,8 тыс. км<sup>3</sup>.

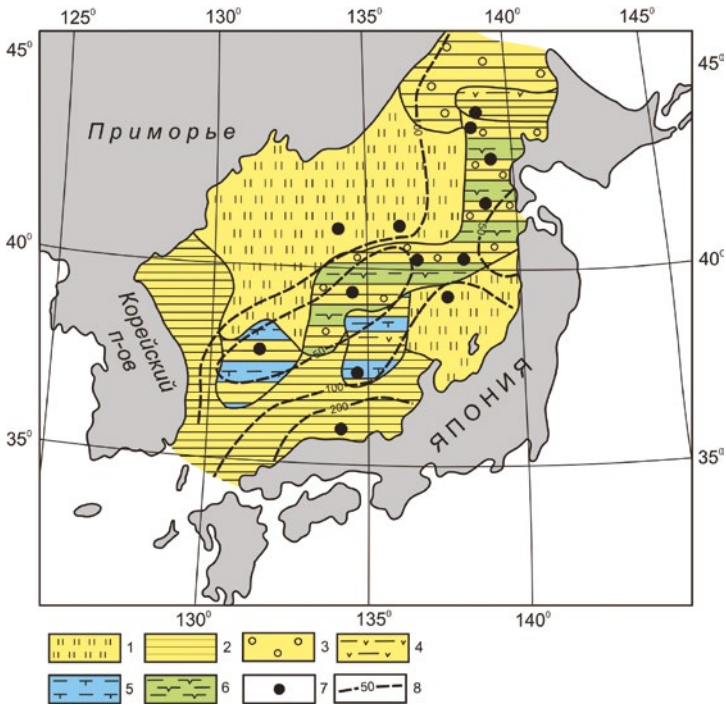


Рис. 28. Литолого-фациальная карта неоплейстоценовых отложений. Условные обозначения: 1 – терригенные турбидиты; 2 – гемипелагические глины; 3 – материал ледового разноса; 4 – туффитовые глины; 5 – фораминиферовые глины; 6 – диатомовые глины; 7 – скважины глубоководного бурения; 8 – изопакиты (в м)

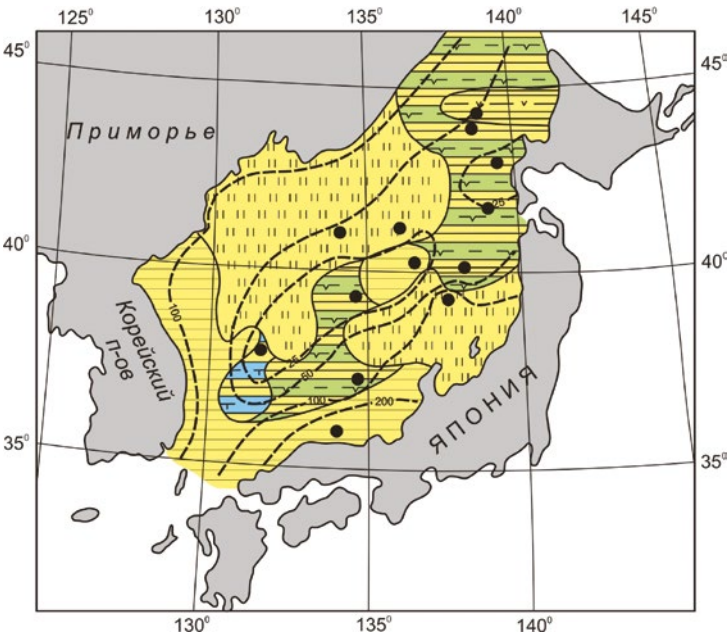


Рис. 29. Литолого-фациальная карта эоплейстоцена. Условные обозначения см. на рис. 28

**Эоплейстоцен.** На рис. 29 показана литолого-фациальная карта эоплейстоцена, совмещенная со схемой изопакит. Из этого рисунка следует, что в эоплейстоцене терригенные турбидиты мощностью от 100 до 30–40 м накопились на дне глубоководных котловин Центральной и Ямато, причем дистальные и проксимальные турбидиты переслаивались друг с другом.

Две зоны развития терригенных турбидитов разделены полосой переслаивающихся гемипелагических глин, формировавшихся во время оледенений, и диатомовых глин, содержащих до 20% биогенного опала, и аккумуляровавшихся во время межледниковий. В скв. 302 на возвышенности Ямато этот разрез фациально замещается гемипелагическими глинами, а в глубоководной котловине Уллонг в описанном переслаивании место диатомовых глин заняли фораминиферовые глины, в которых отмечены редкие маломощные прослой кокколитовых илов. Мощность этих осадков зачастую не превышает 25 м, реже – между 25 и 50 м. Южная и, предположительно, юго-западная части бассейна заняты слоистыми гемипелагическими глинами. На шельфе (скв. 1427) их мощность превышает 200 м.

Несколько особняком в описанной картине стоит эоплейстоценовый разрез скв. 795, в котором гемипелагические глины переслаиваются с туффитовыми глинами. Вулканическое стекло в туффиты было поставлено или из вулканов Японских островов (см. рис. 29), или из ныне подводных вулканов, известных на шельфе в северо-восточной части моря (Tamaki et al., 1990). Следует отметить, что практически для всех эоплейстоценовых отложений Японского моря описаны слои тефры, то редкие, то довольно многочисленные. В пачках турбидитов тефры нет, вероятно, из-за слишком высокой скорости седиментации.

Если рассматривать распределение мощностей эоплейстоценовых осадков Японского моря в целом (см. рис. 29), то необходимо указать на явные признаки циркумконтинентальной зональности, свидетельствующие о поступлении большей части терригенного материала с окружающей суши. Зона распределения мощностей менее 25 м, а также между 25 и 50 м, тянется через центральную часть моря в северо-восточном направлении, примерно соответствуя котловине Уллонг, возвышенности Ямато и в целом ядру упоминавшегося выше круговорота поверхностных течений. Осадки с повышенным содержанием биогенного материала (остатков диатомей или – на юге – фораминифер) накапливались в условиях снижении темпов поступления разбавляющего терригенного материала и повышения первичной продукции (см. рис. 27).

В эоплейстоцене общая площадь седиментации составила 857,6 тыс. км<sup>2</sup>, из которых терригенные турбидиты накапливались на 357,7 тыс. км<sup>2</sup>, гемипелагические глины – на 201,5 тыс. км<sup>2</sup>, а остальную площадь занимали разрезы с различными типами переслаивания. По объемам имело место следующее распределение: общий объем – 63,9 тыс. км<sup>3</sup>, турбидитов – 26,7 тыс. км<sup>3</sup>, гемипелагических глин – 22,2 тыс. км<sup>3</sup>, переслаивающихся осадков – 15,0 тыс. км<sup>3</sup>.

#### *Обсуждение результатов*

В табл. 18 показаны площади и объемы различных типов осадков плейстоцена. Анализ этой таблицы убедительно свидетельствует о доминирова-



нии терригенной группы осадков и об отсутствии материала ледового разноса в эоплейстоцене.

Более подробный анализ позволяет провести табл. 19, содержащая данные о массе сухого осадочного вещества и его изменении в единицу времени. Массы рассчитывались по формуле, приведенной в (Левитан и др., 2013). Вполне очевидно, что имеет смысл рассматривать изменения в плейстоцене не масс сухого осадочного вещества, т. к. изучаемые подразделения плейстоцена обладают различной продолжительностью, а масс сухих осадков в единицу времени.

Из табл. 19 следует, как отмечалось выше, доминирование терригенного материала в Японском море в течение всего плейстоцена. При этом надо иметь в виду, что в диатомовых и фораминиферовых глинах не более 20% их состава сложены биогенными компонентами. В туффитовых глинах содержание вулканических стекол составляет менее 50%. Исходя из приведенных данных, скорость накопления всего терригенного вещества в неоплейстоцене превышала этот же параметр в эоплейстоцене в 1,35 раза. Детализируя по основным группам терригенных осадков, получаем, что в неоплейстоцене скорость накопления гемипелагических глин (вместе с IRD) превышала этот же параметр в эоплейстоцене в 1,44 раза, а для турбидитов этот параметр равен 1,25.

Вулканическое стекло (судя по туффитовым глинам) в неоплейстоцене накапливалось в 1,26 раза быстрее, чем в неоплейстоцене, а фораминиферы – в 2,44 раза быстрее. Для диатомей отмечена противоположная тенденция: в неоплейстоцене они аккумулировались в осадках в 0,84 раза медленнее, чем в эоплейстоцене.

Представляется, что отмеченное ускорение накопления терригенного материала в неоплейстоцене обусловлено неотектоническими поднятиями Японии (Uemura, Taishi, 1990) и Сихотэ-Алиня. При этом роль увеличения объемов горных ледников Японии представляется второстепенной, хотя, безусловно, климат в неоплейстоцене в целом стал более суровым, о чем свидетельствует и появление сезонного морского льда в северной части Японского моря, отсутствовавшего в эоплейстоцене. Скорее всего, как и в других районах Мирового океана, Субарктический фронт изменял свое положение по широте в соответствии с ледниково-межледниковыми колебаниями: во время оледенений он смещался к югу, а в теплые периоды межледниковий – к северу, вероятно, вплоть до ухода в район Татарского пролива. К сожалению, примененные нами методы исследования не отражают изменения в интенсивности Восточно-Азиатского муссона. Этой теме целиком был посвящен IODP 346 рейс глубоководного бурения (Expedition..., 2014).

Распределение осадков, обогащенных остатками диатомей, в северной части Японского моря напоминает ситуацию в Беринговом море (Левитан и др., 2018): рост продукции в эоплейстоцене по сравнению с неоплейстоценом, связанный с усилением водообмена через проливы с Тихим океаном и (в данном случае) с Восточно-Китайским морем и в целом обусловленный более высоким уровнем моря, на фоне относительно пониженного поступления разбавляющего терригенного материала.

Таблица 18. Площади (S, тыс. км<sup>2</sup>) и объемы (V, тыс. км<sup>3</sup>) основных типов плейстоценовых отложений Японского моря

Возраст	Гемипелагические глины		Гемипелаг. глины с IRD		Диатомовые глины		Туффит. глины		Фораминиф. глины		Турбидиты	
	S	V	S	V	S	V	S	V	S	V	S	V
Неоплейстоцен	316,0	32,9	206,5	10,6	183,7	3,9	20,7	0,3	78,9	1,1	344,8	38,9
Эоплейстоцен	499,9	32,4	0	0	247,0	4,2	28,7	0,2	22,7	0,4	357,7	26,7

Таблица 19. Массы сухого осадочного вещества (M, 10<sup>18</sup> г) и массы сухого осадочного вещества в единицу времени (I, 10<sup>18</sup> г/млн лет) основных типов плейстоценовых отложений Японского моря

Возраст	Гемипелагические глины		Гемипелаг. глины с IRD		Диатомовые глины		Туффит. глины		Фораминиф. глины		Турбидиты	
	M	I	M	I	M	I	M	I	M	I	M	I
Неоплейстоцен	19,74	24,99	6,54	8,28	1,62	2,05	0,19	0,24	0,74	0,94	16,92	21,42
Эоплейстоцен	23,04	23,04	0	0	2,44	2,44	0,19	0,19	0,39	0,39	17,09	17,09

Интересно, что при этом возрастание накопления биогенного  $\text{CaCO}_3$  в осадках неоплейстоцена южной (субтропической) части моря так же (как и для биогенного опала) полностью соответствует развиваемой нами концепции «двух океанов» («ледового» и «безледного») (Левитан, 2016).

Относительно увеличения накопления вулканического стекла в неоплейстоцене трудно сказать что-то определенное, т. к. неизвестны количественные данные по прослоям тефры и рассеянной пирокластике, однако в принципе отраженные в табл. 19 данные по этому компоненту соответствуют ранее установленному тренду распределения частоты встречаемости пеплов окраинно-океанских извержений в осадочном чехле Тихого океана (Левитан, Лисицын, 1978<sub>1</sub>).

### *Заключение*

Выполненное исследование позволило построить литолого-фациальные карты масштаба 1:20000000 для эо- и неоплейстоцена Японского моря. Результаты обсчета этих карт объемным методом А. Б. Ронова выявили абсолютное доминирование терригенной седиментации в плейстоцене этого бассейна, а также некоторое увеличение скорости накопления терригенного материала в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом. Скорее всего, выявленная особенность обусловлена историей неотектонических движений в Японии и на территории Сихотэ-Алиня в Приморье.

При этом только неоплейстоценовые отложения северной части Японского моря содержат рассеянный материал ледового разноса. В эоплейстоценовых осадках он отсутствует. Климатические изменения ответственны также и за эволюцию кремне- и карбонатонакопления. В полном соответствии с развиваемой нами (Левитан, 2016) концепцией «двух океанов» отмечено усиление кремненакопления в эоплейстоцене в северной («ледовой») части моря и карбонатонакопления – в неоплейстоцене южной, субтропической («безледной») части моря.

### **5.3. Китайские моря**

Данная подглава посвящена китайским морям, куда входят: Бохайский залив, Желтое море, Восточно-Китайское и Южно-Китайское моря (рис. 30). На севере рассматриваемая акватория ограничена побережьями Корейского полуострова и Японии, на западе – КНР и Индокитаем, на востоке – о. Тайвань и Филиппинскими островами, на юге – о. Калимантан. Водобмен с Японским морем осуществляется через Цусимский пролив, с Филиппинским морем – через многочисленные широкие проливы между Филиппинскими островами, с индонезийскими морями – через Сингапурский пролив.

### *Современные условия седиментации*

Излагаемые ниже сведения о современной седиментации в китайских морях взяты в основном из монографии (Wang et al., 2014<sub>1</sub>). Бохайский залив и Желтое море располагаются целиком на шельфе. Во время максимума последнего оледенения соответствующие акватории отсутствовали,

а на их месте располагалась суша. В Восточно-Китайском море (площадь – 1170 тыс. км<sup>2</sup>, объем 30,3 млн км<sup>3</sup>, средняя глубина – 370 м, максимальная глубина – 2719 м) шельфы (с глубиной менее 200 м) составляют 75,6% всей площади акватории, а в Южно-Китайском море (площадь – 3500 тыс. км<sup>2</sup>, объем 424,2 млн км<sup>3</sup>, средняя глубина – 1212 м, максимальная глубина – 5377 м) шельфы (с глубиной менее 200 м) составляют 52,4% всей площади акватории. В Восточно-Китайском море полоса развития глубин более 200 м тянется вдоль восточных границ бассейна и представлена Окинавским желобом (см. рис. 30). В Южно-Китайском море, в его северо-восточной и центральной частях глубины изменяются в пределах от 1000 до 4300 м, а в западной и юго-западной – от 50 до 200 м. Самый юг центральной части (южнее 6° с. ш.) относится к шельфу с глубинами 50–100 м, а севернее в глубоководной котловине преобладают глубины от 2000 до 4000 м (максимально – свыше 5000 м). В котловине на юго-востоке расположена обширная подводная возвышенность, венчающаяся островами Спратли, а на северо-западе – подводный хребет, над которым возвышаются Парасельские острова (см. рис. 30).

Бохайский залив и северо-западная часть Желтого моря входят в умеренный климатический пояс, юго-восточная часть Желтого моря и Восточно-Китайское море – в субтропический, а Южно-Китайское – в субэкваториальный и экваториальный ([www.geo-sfera.info](http://www.geo-sfera.info)). Все моря находятся под мощным воздействием Восточно-Азиатского муссона (с запада) и тайфунов, приходящих из Филиппинского моря. В поверхностной циркуляции китайских морей основную роль играет направленное на север теплое течение Куроисио, расположенное в восточной половине акватории, при этом в каждом из морей имеются элементы антициклонального круговорота. Ширина течения достигает 170 км, глубина проявления в водной толще составляет около 700 м, температура колеблется в течение года от 18 до 28 °С.

Китайские моря получают обильное питание терригенным материалом, главным образом за счет великих рек (с севера на юг): Хуанхэ (Желтой), Янцзы и крупных азиатских рек Жемчужной, Красной и Меконга (см. рис. 30). Эти реки поставляют, соответственно, 1080, 420, 70, 130 и 160 млн т терригенного материала в год. Твердый сток с Индокитая и островов на восточном обрамлении китайских морей тоже имеет определенное значение, например, с о. Тайвань горные реки поставляют в Южно-Китайское море примерно 70 млн т терригенного вещества в год.

Твердые стоки вышеуказанных крупных рек обладают специфическими чертами минерального и химического составов, которые во многом определяют составы поверхностного слоя донных осадков в морях. Например, состав взвеси р. Хуанхэ практически полностью наследуется осадками Бохайского залива и севера Желтого моря; состав осадков шельфа Восточно-Китайского моря определяется материалом, поставляемым р. Янцзы; осадки северного шельфа Южно-Китайского моря сложены веществом, поставленным р. Жемчужной. В остальных морских бассейнах состав современных осадков смешанный, т. е. отражает влияние нескольких питающих провинций.

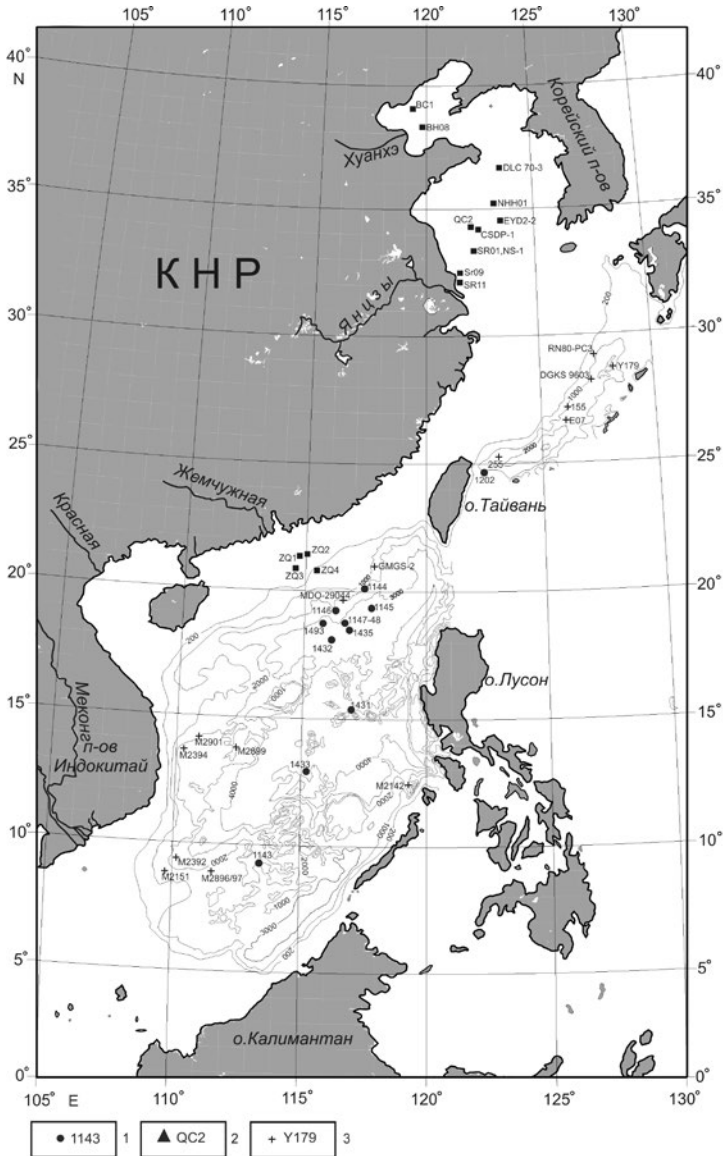


Рис. 30. Расположение изученных скважин и длинных колонок в китайских морях. Условные обозначения: 1 – скважины глубоководного бурения; 2 – скважины китайских компаний; 3 – длинные колонки. Изобаты даны в м (Левитан и др., 2018<sub>3</sub>)

На поверхности дна по периферии Бохайского залива доминируют тонкие пелитовые илы гемипелагического типа, а в центре – терригенные пески (рис. 31). В Желтом море пески окаймляют Корейский полуостров и формируют два больших пятна на западе бассейна, остальное пространство занято гемипелагическими пелитовыми и алевритово-пелитовыми илами. Почти вся площадь дна Восточно-Китайского моря занята песками, за исключением довольно узкой прибрежной полосы на западе и небольшого пятна

на севере, где распространены гемипелагические пелитовые и алеврито-пелитовые илы. Дно Окинавского трога выполнено фораминиферовой алевритовой глиной, вмещающей участками металлоносные осадки. На севере Южно-Китайского моря чередуются пески, гемипелагические пелитовые и алеврито-пелитовые илы; западный и южный шельфы сложены песками. В глубоководной котловине западная ее часть занята фораминиферовыми глинами, восточная – радиоляриевыми глинами, а центр сложен глубоководными красными глинами. Отмечавшиеся выше подводные хребты и возвышенности заняты на более мелких участках дна кораллово-фораминиферовыми осадками (современная продукция  $\text{CaCO}_3$  в районе Парасельских островов составляет 5215 тыс. т/год, в районе островов Спратли – 8430 тыс. т/год), а на более глубоких – фораминиферовыми илами и глинами (Wang et al., 2014<sub>1</sub>).

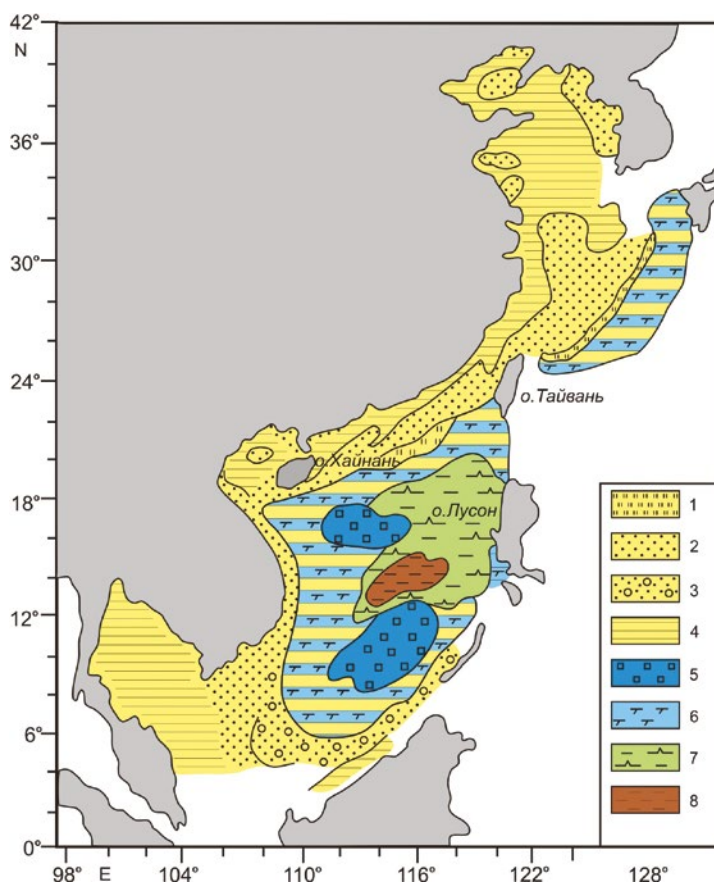


Рис. 31. Литологическая карта поверхностного слоя осадков китайских морей (Wang et al., 2014<sub>1</sub>, с изменениями).

Условные обозначения: 1 – гравийно-песчаная смесь; 2 – пески; 3 – реликтовые пески; 4 – гемипелагические глины; 5 – кораллово-фораминиферовые осадки; 6 – слабокарбонатные (до 20%  $\text{CaCO}_3$ ) гемипелагические глины; 7 – радиоляриевые глины; 8 – пелагические глины

*Фактический материал*

Для создания настоящего раздела использованы результаты нескольких рейсов глубоководного бурения: ODP № 185 (Plank et al., 2000), 195 (Salisbury et al., 2002) и IODP № 349 (Li et al., 2015). Скважины рейсов 185 и 349 были пробурены в Южно-Китайском море, скважина 1202 рейса 195 – к СВ от о. Тайвань неподалеку от юго-западного окончания Окинавского желоба (см. рис. 30). Кроме того, в нашем распоряжении имелись данные по некоторым шельфовым скважинам, пробуренным различными китайскими компаниями на севере Южно-Китайского моря (Wang et al., 2014<sub>1</sub>), в Желтом море (Liu et al., 2016) и в заливе Бохай (Shi et al., 2016) (см. рис. 30). В скважинах глубоководного бурения разрезы четвертичных отложений (за исключением скв. 1202) вскрыты полностью. В шельфовых скважинах пройден, как правило, либо только неоплейстоцен, либо еще вскрыты верхи эоплейстоцена. Дополнительно нами использованы также материалы по длинным колонкам, полученным в рейсах научно-исследовательских судов Китая, Германии и Франции (Wang et al., 2014<sub>1</sub>). Они сосредоточены, в основном, в районе Окинавского трога, или по периферии Южно-Китайского моря (см. рис. 30). Самые древние отложения плейстоцена в этих колонках (как правило, полученных с борта французского судна Marion Dufresne) достигают возраста 300 тыс. лет (Wang et al., 2014<sub>2</sub>).

В работе использованы также сейсмостратиграфические материалы, полученные на шельфе Корейского полуострова (Yoo et al., 2016), в районе подводной дельты р. Жемчужной (Zhang et al., 2015), на шельфе восточного Индокитая (Dung et al., 2014).

Для стратиграфических подразделений плейстоцена в рассматриваемом регионе обзорные литолого-фациальные карты ранее не составлялись.

*Полученные результаты*

На основе вышеуказанных данных и принимая во внимание карту современных осадков китайских морей (см. рис. 31), нами составлены в масштабе 1:20000000 литолого-фациальные карты и схемы изопакит для неоплейстоцена (рис. 32, 33) и для эоплейстоцена (рис. 34, 35). По изложенным выше причинам карты для неоплейстоцена лучше обоснованы фактическим материалом.

**Неоплейстоцен.** Для неоплейстоценовых отложений (см. рис. 32) внутреннего и среднего шельфа (ориентировочно от береговой линии до изобаты 100 м) характерна цикличность строения с переслаиванием континентальных и морских осадков. Эта цикличность четко выявлена сейсмостратиграфическими исследованиями (приморские области от Корейского полуострова на севере до полуострова Индокитай на юге) и хорошо описана по керну буровых скважин. Например, в Бохайском заливе в скв. ВН08 изучены циклы, состоящие из красных тонких аллювиальных отложений, литоральных темно-серых и желто-коричневых песков, неритических темно-серых алевритов (Shi et al., 2016). Мощность отдельных циклов составляет от 5 до 17 м, средняя мощность – 12 м. Соотношение тонких

осадков и песка в неоплейстоцене равно 50:50. Мощность неоплейстоценовых отложений в данной скважине составляет 126 м. В литолого-фациальную область Бохайского залива сочтено целесообразным включить и зону старой подводной дельты р. Хуанхэ, расположенную южнее современной дельты.

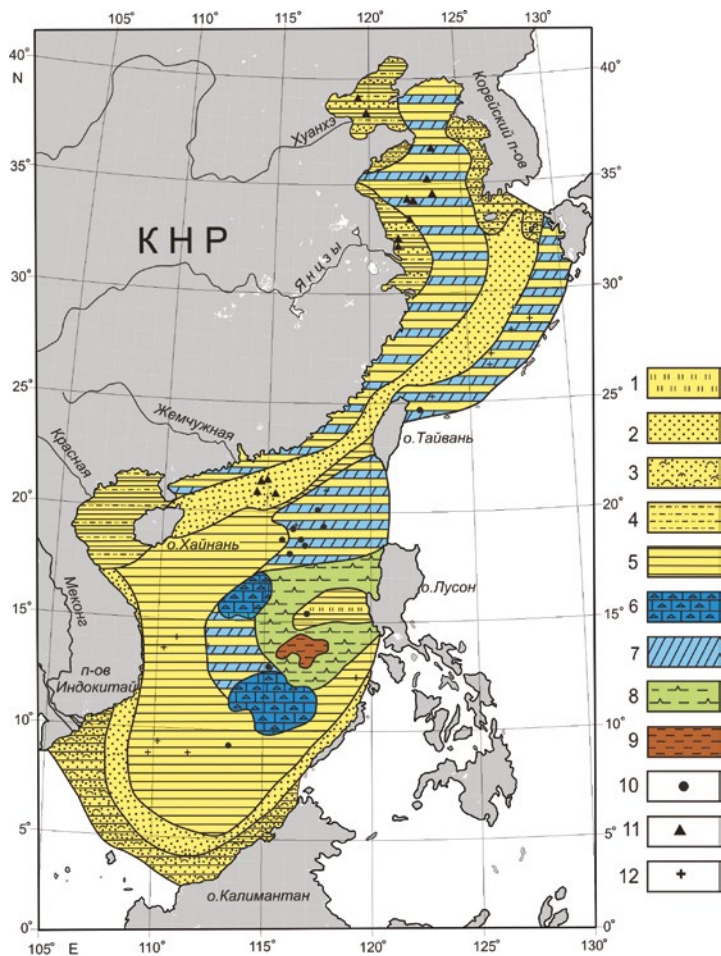


Рис. 32. Литолого-фациальная карта неоплейстоценовых отложений.

Условные обозначения: 1 – терригенные турбидиты; 2 – морские пески; 3 – аллювиальные пески; 4 – аллювиальные глины; 5 – гемипелагические глины; 6 – кораллово-фораминиферовые осадки; 7 – слабокарбонатные (до 20%  $\text{CaCO}_3$ ) гемипелагические глины; 8 – радиолариевые глины; 9 – пелагические глины; 10 – скважины глубоководного бурения; 11 – скважины китайских компаний; 12 – длинные колонки

Примерно так же устроена осадочная толща в районе подводной дельты р. Янцзы, при этом на основе линейной экстраполяции имеющихся данных по скоростям седиментации в неоплейстоцене можно предположить, что максимальная мощность неоплейстоценовых отложений в депоцентре может существенно превышать 1000 м.



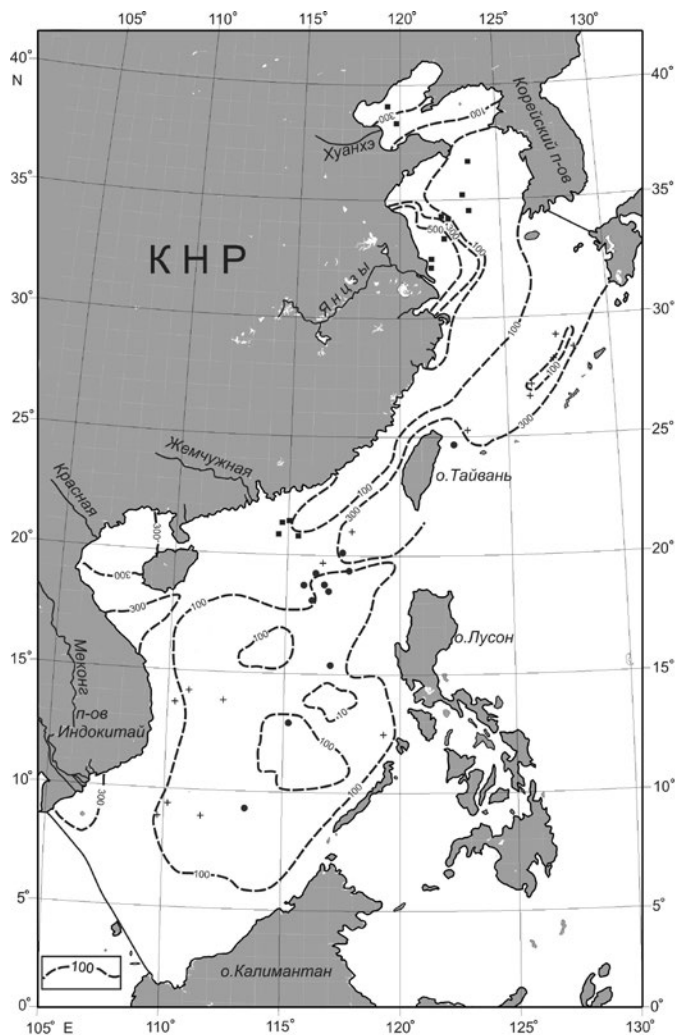


Рис. 33. Схематическая карта изопохит неоплейстоценовых отложений (в м). Заштрихованные кружки, треугольники и крестики соответствуют условным обозначениям рис. 32, соответственно, номерам 10, 11 и 12

Необходимо отметить также повышенные мощности неоплейстоценовых осадков (по геофизическим данным) (см. рис. 33) в районах подводных дельт рек Красной и Меконга. Состав осадочной толщи неоплейстоцена при этом различен: более глинистый в районе устья р. Красной и более песчаный в районе устья р. Меконг. Широкое развитие песков в прибрежной зоне объясняется как небольшой глубиной дна (в зоне волнового воздействия), так и активным вдольбереговым перемещением наносов, которое особенно хорошо выражено в зоне влияния выносов р. Жемчужная (Zhang et al., 2015). За пределами подводных дельт в неоплейстоцене преобладали переслаивавшиеся аллювиальные глинистые осадки и гемипелагические морские алевриты и глины.

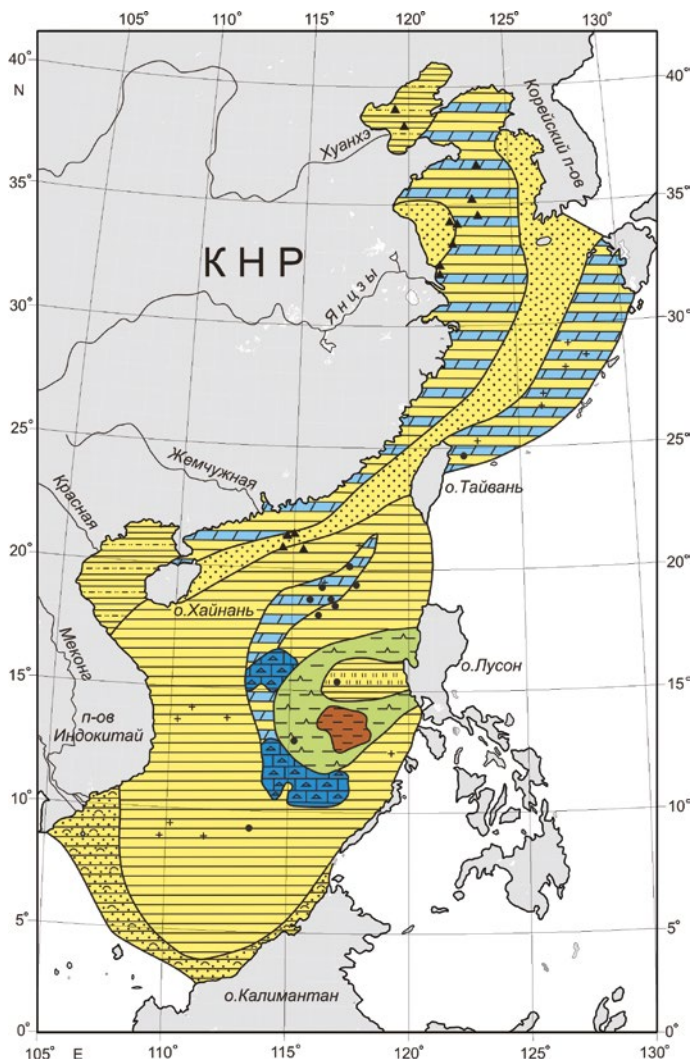


Рис. 34. Литолого-фациальная карта эоплейстоцена.  
Условные обозначения см. на рис. 32

Большой вклад в распределение мощностей неоплейстоценовых отложений на шельфе вносят неотектонические движения и создаваемые ими шельфовые депрессии и поднятия (Zhang et al., 2015; Dung et al., 2014).

Вышеупомянутая цикличность обусловлена, прежде всего, колебаниями уровня моря, вызванными ледниково-межледниковыми циклами (Shi et al., 2016). При этом во время падений уровня моря в ледниковые стадии происходили регрессии и речные системы продвигались в сторону моря. Во время межледниковий происходили противоположные по направленности процессы: повышение уровня моря, затопление шельфовых пространств, трансгрессии, отступление речных систем. Естественно, циклически изменялась и циркуляция на шельфе. В соответствии с изменениями климати-

ческих условий эволюционировала и интенсивность Восточно-Азиатского муссона (Wang et al., 2014<sub>2</sub>).

Внешний шельф постоянно находился в морских условиях. На нем широким развитием в неоплейстоцене пользовались морские пески, что связано с довольно большой гидродинамической активностью, обусловленной близостью бровки шельфа. Поэтому в данной литолого-фациальной зоне относительно много реликтовых песков. Из-за приуроченности к внешнему шельфу ряда шельфовых депрессий (как и в Беринговом море) мощности неоплейстоценовых отложений здесь слегка повышены (между 100 и 300 м) (см. рис. 33).

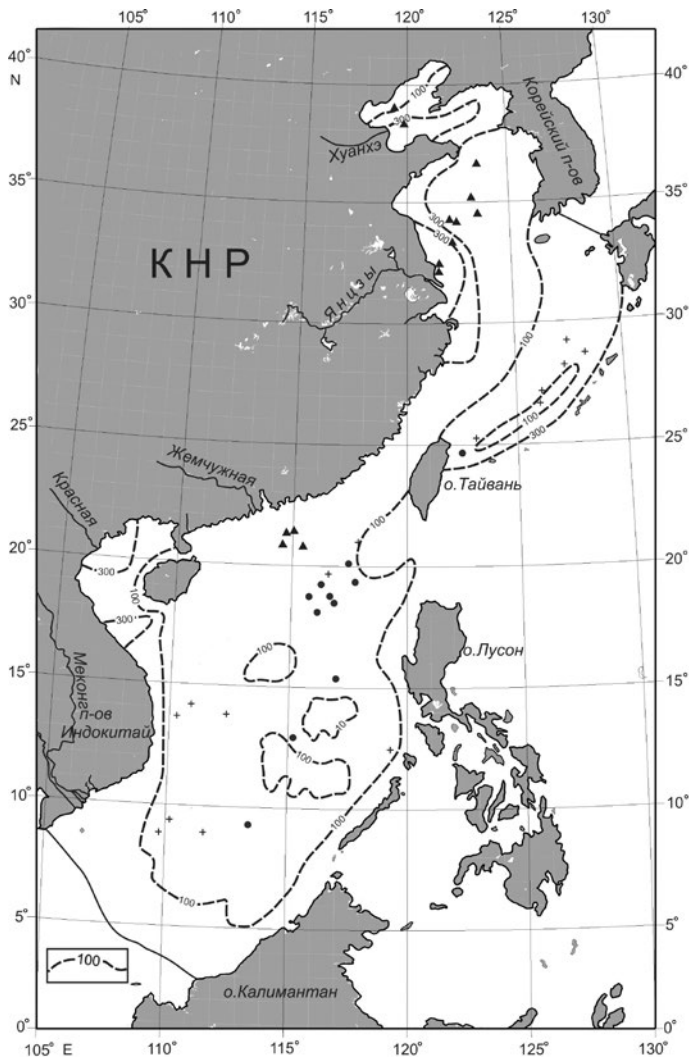


Рис. 35. Схематическая карта изопачит (в м) эоплейстоценовых отложений. Залитые кружки, треугольники и крестики соответствуют условным обозначениям на рис. 32, номерам 10, 11 и 12

На континентальном склоне СВ Тайваня (скв. 1202) в начале Окинавского желоба неоплейстоценовые отложения представлены переслаиванием доминирующих гемипелагических глин, содержащих до 20%  $\text{CaCO}_3$  в виде фораминифер, и терригенных турбидитов. Их общая мощность превышает 410 м. В центре желоба мощности неоплейстоценовых осадков, судя по результатам экстраполяции линейных скоростей седиментации осадков из длинных колонок, существенно (почти на порядок) уменьшаются.

На глубоководном ложе Южно-Китайского моря фациальная картина в неоплейстоцене существенно отличалась от вышеописанной для более северных китайских морей. Западная и южная части моря были заняты довольно однородными гемипелагическими глинами, мощность которых не превышала 100 м. На континентальном склоне ЮЗ Тайваня (скв. 1144) вскрыты 417 м неоплейстоценовых отложений, из которых вниз по разрезу до уровня 283 м встречены слабокарбонатные гемипелагические глины, а с 283 до 400 м эти же глины обогащены примерно 10% биогенного опала, представленного радиоляриями. Таким образом, обогащение радиоляриями приходится на верхи Среднеплейстоценового транзита, т. е. примерно на период с 780 до 600 тыс. лет. Южнее этой зоны (см. рис. 33) располагаются радиоляриевые глины (их мощность неизвестна), в контур распространения которых на максимальной глубине глубоководной котловины вклинивается небольшое поле пелагических (красных) глин, а на выдвинутом континентальном склоне центрального Лусона расположена область переслаивания гемипелагических глин и терригенных турбидитов (50:50), с единичными прослоями тефры. Такие же прослой тефры (наряду с фораминиферовыми турбидитами) выявлены и на южном континентальном склоне Южно-Китайского моря. Для красных глин по аналогии с пелагиалью Мирового океана, например, в Атлантике (Левитан, Гельви, 2016) для неоплейстоцена принята мощность менее 10 м. На континентальных склонах северо-западного и западного шельфов Южно-Китайского шельфа по геофизическим данным обнаружены подводные оползни и прослой гравититов (Zhang et al., 2015; Dung et al., 2014).

У автора нет данных по бурению подводных возвышенностей на глубоководном ложе Южно-Китайского моря, однако вполне вероятно, что венчающие их в современную эпоху «шапки» кораллово-фораминиферовых осадков существовали и в неоплейстоцене. Об этом могут свидетельствовать редкие прослой фораминиферовых турбидитов в неоплейстоценовых осадках основания северного склона возвышенности, увенчанной островами Спратли (скв. 1433). На западе глубоководной котловины между указанными подводными возвышенностями располагался пояс слабокарбонатных гемипелагических глин мощностью менее 100 м.

В целом материалы глубоководного бурения свидетельствуют о том, что содержание карбонатных остатков в осадках неоплейстоцена возрастало в периоды межледниковий. Например, в скв. 1145 в это время даже появлялись единичные прослой кокколитовых илов.

Интересно отметить определенное сходство в распределении осадков верхов плейстоцена в Норвежско-Гренландском бассейне (Левитан и др., 2007) и в китайских морях. В обоих случаях относительно обогащенные

биогенными остатками донные осадки тяготеют к восточной части бассейна, где проходит теплое течение, в то время как чисто терригенные отложения сосредоточены преимущественно в западной части, где доминируют холодные течения.

**Эоплейстоцен.** В эоплейстоцене в Бохайском заливе возрастает роль континентальных фаций (соотношение континентальных и морских отложений составляет 80:20) (Shi et al., 2016). Судя по экстраполяции скоростей седиментации, возрастает по сравнению с неоплейстоценом и мощность эоплейстоценовых осадков (см. рис. 35). В подводной дельте Янцзы увеличилась роль континентальных песков (до 20%) (Liu et al., 2016). В остальном распределение типов осадков на шельфе китайских морей принципиально не отличается от неоплейстоцена (см. рис. 34), за исключением того, что граница распространения континентальных фаций, как правило, не превышала 90 м. В Окинавском желобе в эоплейстоцене доминируют, скорее всего, слабокарбонатные гемипелагические глины, при этом, исходя из возраста начала формирования трога (около 2,0–1,7 млн лет) (Хаин, 2001), скорости седиментации были выше, чем в неоплейстоцене.

Судя по результатам глубоководного бурения, в целом картина распределения типов осадков в Южно-Китайском море в эоплейстоцене по сравнению с неоплейстоценом не изменилась (см. рис. 33). Основные изменения касаются явно уменьшившихся мощностей (и скоростей седиментации) (см. рис. 35). Кроме того, в эоплейстоцене скв. 1144 на севере бассейна описаны гемипелагические глины с 10–20%  $\text{CaCO}_3$ , радиоларии в них отсутствуют. На континентальном склоне о. Лусон в скв. 1431 ниже 101 м в разрезе эоплейстоценовых отложений появляются редкие прослои карбонатных турбидитов.

### *Обсуждение результатов*

В предыдущих параграфах уже отмечалось, что построенные карты для неоплейстоцена являются существенно более обоснованными, чем для эоплейстоцена. Это обусловлено тем, что многие скважины китайских компаний и длинные колонки или не дошли до границы нео- и эоплейстоцена, или вскрыли только верхи эоплейстоцена. Поэтому в ряде случаев мощности эоплейстоценовых отложений рассчитывались лишь с помощью экстраполяции соответствующих скоростей седиментации.

Это замечание необходимо иметь в виду при анализе нижеизложенного материала, особенно табл. 20 и 21, полученных при обсчете вышеупомянутых карт объемным методом А. Б. Ронова.

Итак, площадь, занятая неоплейстоценовыми осадками в китайских морях, составляет 3693,0 тыс. м<sup>2</sup>. Из них 1496,0 тыс. км<sup>2</sup>, или 40,5%, составляют области переслаивания различных типов осадков. Общий объем осадков составляет 634,6 тыс. км<sup>3</sup>. В общем объеме осадков доминируют гемипелагические глины (184,3 тыс. км<sup>3</sup>), морские пески (160,8 тыс. км<sup>3</sup>) и слабокарбонатные (10–20%  $\text{CaCO}_3$ ) гемипелагические глины (143,5 тыс. км<sup>3</sup>). Объемы других типов осадков существенно меньше (см. табл. 20).

Таблица 20. Площади (S, тыс. км<sup>2</sup>) и объемы (V, тыс. км<sup>3</sup>) неоплейстоценовых отложений

Типы осадков	Морские пески	Конт. пески	Гемипелагич. глины	Аллювиал. глины	Слабокарбонатные гемипелагич. глины	Терриген. турбидиты	Радиоляр. глины	Пелаг. глины	Кораллово-фораминиферовые осадки
S	1097	329	2187	330	1073	71	448	28	139
V	160,8	35,2	184,3	60,7	143,5	1,7	20,3	0,3	27,8

Таблица 21. Площади (S, тыс. км<sup>2</sup>) и объемы (V, тыс. км<sup>3</sup>) эоценовых отложений

Типы осадков	Морские пески	Конт. пески	Гемипелагич. глины	Аллювиал. глины	Слабокарбонатные гемипелагич. глины	Терриген. турбидиты	Радиоляр. глины	Пелаг. глины	Кораллово-фораминиферовые осадки
S	463	233	2387	771	341	59	109	57	92
V	60,1	23,3	233,2	64,0	43,0	3,0	11,0	2,2	8,5

Таблица 22. Массы сухого осадочного вещества (M, 10<sup>18</sup> г) и массы осадков в единицу времени (I, 10<sup>18</sup> г/млн лет)

Типы осадков	Морские пески	Конт. пески	Гемипелагич. глины	Аллювил. глины	Слабокарбонатные гемипелагич. глины	Терриген. турбидиты	Радиоляр. глины	Пелаг. глины	Кораллово-фораминиферовые осадки	
										И
Неоплейстоцен	M	168,8	37,0	124,4	45,2	52,7	0,9	10,4	0,1	13,7
	I	213,7	46,8	157,5	57,2	66,7	1,1	13,2	0,1	17,3
Эоценовые отложения	M	43,4	30,2	146,7	42,6	26,7	2,5	5,6	0,9	7,4
	I	43,4	30,2	146,7	42,6	26,7	2,5	5,6	0,9	7,4
I Q <sub>2-3</sub> /Q <sub>1</sub>		4,9	1,5	1,1	1,3	2,5	0,4	2,4	0,1	2,3

Суммарный объем континентальных типов отложений составляет 15,1% от общего объема неоплейстоценовых осадков.

В эоплейстоценовое время области переслаивания различных типов отложений занимали 28,4% всей площади. Общий объем осадков составляет 364,9 тыс. км<sup>3</sup>. В общем объеме осадков доминируют гемипелагические глины (233,2 тыс. км<sup>3</sup>), аллювиальные глины (64,0 тыс. км<sup>3</sup>) и морские пески (60,1 тыс. км<sup>3</sup>). Объемы других типов осадков существенно меньше (см. табл. 21). Суммарный объем континентальных типов отложений составляет 23,9% от общего объема эоплейстоценовых осадков.

Некоторые результаты анализа полученных результатов являются вполне очевидными. Например, в плейстоцене вообще и в обеих проанализированных его секциях в частности доминирует терригенная седиментация. В неоплейстоцене суммарный объем терригенного вещества был заметно выше, чем в эоплейстоцене, а объем морских терригенных отложений в течение всего плейстоцена сильно превышал объем континентальных осадков.

Для более тонкого анализа имеет смысл перейти от объемов к массам сухого осадочного вещества и к массам вещества в единицу времени (табл. 22). Для этого надо воспользоваться данными по физическим свойствам осадков, взятыми из упоминавшихся выше отчетов по глубоководному бурению. Для пересчетов применим ранее опубликованную формулу (Левитан и др., 2013). Анализ табл. 22 приводит к выводу об увеличении в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом скорости накопления (I) практически всех типов осадков, за исключением терригенных турбидитов и пелагических глин. Если ситуация с терригенными турбидитами объясняется неотектоническим развитием о. Лусон, то уменьшение накопления пелагических глин можно связать с усиленным развитием терригенной седиментации в неоплейстоцене, которая ограничила области распространения пелагических глин. Отношение суммарной скорости накопления терригенных морских осадков в неоплейстоцене к эоплейстоцену равно 2,0.

Интересно сравнить этот вывод и данные китайских исследователей о средних абсолютных массах терригенного и карбонатного вещества на глубоководном ложе Южно-Китайского моря, основанные на данных по 94 сейсмическим профилям, 154 скважинам китайских компаний и 6 скважинам глубоководного бурения рейса ODP № 184: в среднем миоцене средние абсолютные массы терригенного и карбонатного вещества (в г/см<sup>2</sup> в тыс. лет) были равны, соответственно, 6,04 и 2,59; в позднем миоцене – 6,14 и 5,20; в плиоцене – 6,58 и 2,58; в четвертичном периоде – 12,34 и 2,52 (Wang et al., 2014<sub>1</sub>, с изменениями). Таким образом, по данным китайских исследователей получается четкий тренд роста скорости терригенной седиментации со среднего миоцена по четвертичный период включительно (со взрывным ростом после плиоцена), а по нашим данным этот тренд сохранился и в течение плейстоцена (только уже для всех китайских морей).

В целом явное увеличение скорости накопления различных типов терригенных осадков в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом объясняется сочетанием ряда факторов: 1) возрастанием речного стока (см. табл. 22); 2) усилением неотектонического горообразования в Восточной Азии и на Тайване; 3) усилением муссонного режима и атмосферной циркуляции;

4) более глубокими падениями уровня моря во время оледенений. Неотектоника шельфовых областей, вероятно, демонстрирует более сложную картину во времени, поэтому местами формирование шельфовых депрессий происходило более активно в эоплейстоцене, чем в неоплейстоцене. Судя по табл. 22, интенсивность преодоления терригенным осадочным материалом так называемого маргинального фильтра (Лисицын, 1994<sub>2</sub>), т.е. зоны смешения речных и морских вод, была выше в неоплейстоцене, чем в эоплейстоцене.

Практически стабильная интенсивность карбонатакопления в плиоцен-четвертичное время свидетельствует о том, что отмеченная по данным глубоководного бурения преимущественная приуроченность карбонатов к межледниковьям и эоплейстоцену является результатом большего разбавления карбонатов терригенным материалом в неоплейстоцене и, особенно, в периоды оледенений. К сожалению, отсутствие в нашем распоряжении данных бурения по кораллово-водорослевым осадкам и некоторым другим типам отложений не позволяет реально оценить изменения в скорости их аккумуляции в течение плейстоцена.

С накоплением биогенного опала не все понятно, однако конкретные данные по скв. 1144 свидетельствуют о росте его содержания в низах неоплейстоцена (в рамках Среднеплейстоценового перехода) по сравнению с эоплейстоценом. Этот факт соответствует развиваемой нами концепции «двух океанов» в плейстоцене (Левитан, 2016).

### *Заключение*

Система китайских морей простирается с севера на юг от Корейского полуострова до о. Калимантан, пересекая три климатических пояса: Бохайский залив и северо-западная часть Желтого моря входят в умеренный климатический пояс, юго-восточная часть Желтого моря и Восточно-Китайское море – в субтропический, а Южно-Китайское – в субэкваториальный и экваториальный. Значительная часть рассматриваемой акватории расположена в пределах континентальных шельфов: Бохайский залив и Желтое море – полностью, Восточно-Китайское море – на 75,6%, Южно-Китайское – на 52,4%.

Основу питания китайских морей осадочным материалом составляет поставка терригенного вещества крупными азиатскими реками: Хуанхэ (Желтой), Янцзы, Жемчужной, Красной и Меконгом. Определенную роль играет также твердый сток короткими горными реками, расположенными на о. Тайвань и на полуострове Индокитай. В целом на современном этапе абсолютно доминирует терригенное осадконакопление. Некоторое значение имеет биогенная седиментация (в основном, карбонатная) на тех подводных возвышенностях Южно-Китайского моря, где разбавляющее влияние терригенного осадконакопления минимально. В этом же бассейне, в центре глубоководной котловины, отмечены небольшие участки развития радиоляриевых глин и пелагических (красных) глин.

Основные литолого-фациальные зоны осадконакопления в нео- и эоплейстоцене охватывали внутренний и средний шельф, внешний шельф, континентальные склоны, Окинавский желоб, глубоководное ложе Южно-Китайского моря.



На внутреннем и среднем шельфе развито циклическое переслаивание континентальных (в основном, аллювиальных) и морских терригенных осадков, обусловленное, прежде всего, гляциоэвстатическими колебаниями уровня моря и связанными с ними трансгрессивно-регрессивными циклами. На внешнем шельфе накапливались морские терригенные осадки в основном песчаного состава. На континентальных склонах отмечены среди гемипелагических осадков прослойки терригенных и карбонатных турбидитов, отложений подводных оползней и других гравититов. Окинавский желоб выполнен преимущественно слабокарбонатными гемипелагическими глинами. Континентальные склоны и периферия глубоководного ложа Южно-Китайского моря сложены в основном гемипелагическими глинами (включая их слабокарбонатные разновидности). В центральных частях этого бассейна распространены в котловине радиоляриевые глины и красные глины, а на подводных хребтах и возвышенностях – карбонатные осадки, включая наиболее мелководные кораллово-фораминиферовые отложения.

В течение плейстоцена, так же, как и для современного этапа, установлено доминирование терригенной седиментации, причем в неоплейстоцене суммарная скорость накопления морских терригенных осадков превышала величину этого параметра для эоплейстоцена в 2 раза. Основной причиной этого явления мы считаем интенсификацию неотектонических горообразовательных движений в зоне водосбора для китайских морей, хотя в целом распределение неотектонических структур и движений в этой зоне носит довольно сложный характер.

#### ***5.4. Моря к востоку от Австралии***

В австралийских морях осуществлено несколько рейсов глубоководного бурения (см. подробнее ниже), накоплен большой объем океанологических и геофизических данных, имеются материалы бурения на отдельных островах. Тем не менее, насколько известно, отсутствуют литолого-фациальные карты плейстоценовых отложений, что мешает установлению трендов в истории четвертичного осадконакопления. В данном исследовании мы пытаемся «закрывать» это белое пятно.

#### *Современные условия седиментации*

В настоящем разделе рассматривается акватория, расположенная между Австралией, Новой Гвинеей, Новыми Гебридами, Новой Каледонией и Новой Зеландией. В основном сюда входят два бассейна: моря Коралловое и Тасманово. В обоих морях расположены очень узкие шельфы, несколько расширяющиеся только на окраине северо-восточной Австралии.

Коралловое море расположено между Австралией, Новой Гвинеей и Новой Каледонией. Оно имеет площадь 4791 тыс. км<sup>2</sup>, объем 11470 тыс. км<sup>3</sup>, среднюю глубину 2394 м (Залогин, Косарев, 1999). Средняя температура в феврале составляет 24 °С, а в августе – 16 °С. Соленость доходит до 35,5‰. В целом море находится в тропическом поясе и содержит огромное количество коралловых островов. Своими размерами выделяется Большой Барьерный риф (площадь 344400 км<sup>2</sup>, длина 2300 км, состоит из 2900 отдельных

рифов и 900 островов). На севере он отделен от Австралии лагуной шириной несколько км, а на юге расстояние до берега возрастает до 150 км.

В рельефе дна хорошо выражены котловины: Новогвинейская (глубина более 4000 м), Новокаледонская, Новогвинеидская (с глубинами порядка 2000–3000 м) (рис. 36). В центре южной части моря выделяется подводная возвышенность Лорд Хау, имеющая субмеридиональное простирание; имеются и более мелкие подводные плато и поднятия (Квинсленд, Луизиана и др.).

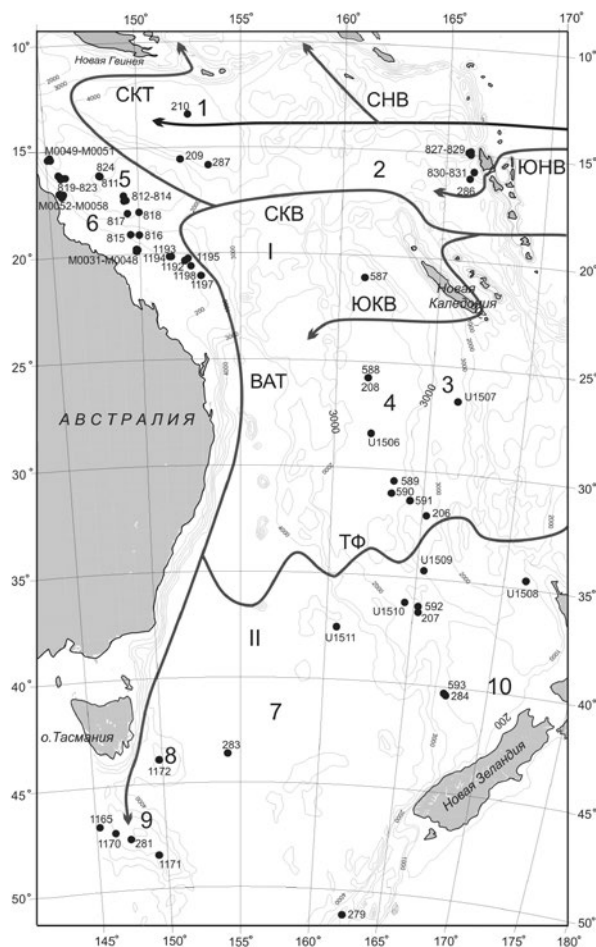


Рис. 36. Расположение скважин глубоководного бурения в австралийских морях. Условные обозначения: I – Коралловое море; II – Тасманово море; 1 – Новогвинейская котловина; 2 – Новогвинеидская котловина; 3 – Новокаледонская котловина; 4 – подводная возвышенность Лорд Хау; 5 – плато Квинсленд; 6 – Большой Барьерный риф; 7 – Восточно-Австралийская глубоководная котловина; 8 – Восточно-Тасманово плато; 9 – Южно-Тасманово плато; 10 – Новозеландское плато. Поверхностные течения (Суховой, Рубан, 2011): ЮНВ – Южно-Новогвинейская ветвь; СНВ – Северная Новогвинейская ветвь; СКТ – Северо-Кливлендское течение; СКВ – Северо-Каледонская ветвь; ЮКВ – Южно-Каледонская ветвь; ВАТ – Восточно-Австралийское течение; ТФ – Тасманов фронт. Изобаты даны в м ([www.gebco.org](http://www.gebco.org)). Залитыми кружками на рис. 36 и следующих рисунках обозначены скважины глубоководного бурения (Левитан и др., 2019.)

Тасманово море расположено южнее  $30^\circ$  ю. ш., его площадь составляет 3300 тыс. км<sup>2</sup>, средняя глубина – 3285 м. С севера на юг его протяженность составляет около 2800 км. Оно расположено в трех климатических поясах (с севера на юг): тропическом, субтропическом и умеренном. Среднегодовые температуры составляют 9–15 °С на юге и 23–27 °С на севере ([www.geographyofrussia.com](http://www.geographyofrussia.com)). Соленость достигает 35,0–35,5‰. В рельефе дна выделяются: огромная Тасманова (Восточно-Австралийская) глубоководная котловина с глубинами, превышающими 4000 м; южная часть возвышенности Лорд Хау и ряд небольших плато (Восточно-Тасманово, Южно-Тасманово, Новозеландское), а также хребет Маккуори (см. рис. 36).

Циркуляция в Австралийских морях (см. рис. 36) определяется проникновением Южного пассатного течения из Тихого океана и его раздвоением около окраины Австралии на два основных течения: направленного на север Северо-Кливлендского и направленного на юг (вплоть до о. Тасмания) Восточно-Австралийского с расходом около 30 Св и проникновением на глубину до 500 м (Суховой, Рубан, 2011). Ширина последнего достигает 100–200 км, а скорость течения – 40–50 см/с. На юге Тасманова моря существует тасманов гидрологический фронт, отделяющий северную часть моря от южной, находящейся под определенным воздействием мощного холодного течения Западных ветров (Циркумантарктического течения).

Поставка терригенного материала довольно заметна только в экваториально-тропической зоне, где осуществляется в основном реками с Новой Гвинеи и Новой Каледонии. Огромная площадь Австралии, как известно, занята пустынями, поэтому определенную роль играет поставка терригенного вещества эоловым путем. Указанные выше вдольбереговые течения ограничивают перенос в пелагическом направлении материала абразии берегов Австралии.

По первичной продукции рассматриваемая акватория к югу от тропиков относится к олиготрофным областям (Hassler et al., 2014), а севернее первичная продукция возрастает. Совершенно особенная тема – первичная продукция в экологических системах коралловых рифов и скорости роста кораллов. По данным Ю.И. Сорокина (1990), автотрофная синтетическая продукция составляет здесь 5–20 г С/м<sup>2</sup>/сутки. Для сравнения: в самых продуктивных районах Мирового океана (в апвеллингах) лишь периодически первичная продукция достигает 2–5 г С/м<sup>2</sup>/сутки. Скорости роста кораллов в голоцене составляют от 0,6 до 6,0 м/тыс. лет (Сорокин, 1990), в то время как скорости седиментации фораминиферовых илов в этих же регионах равны 1,0–3,2 см/тыс. лет. Таким образом, в рифовых системах за одинаковый период времени продуцируется на два порядка больше карбоната кальция, чем накапливается в планктоногенных карбонатных илах на той же площади.

Поверхностный слой осадков (Маккой и др., 2003) развит в нескольких основных литолого-фациальных зонах: на большей части дна аккумулируются планктоногенные карбонатные илы, при этом в Коралловом море в данной зоне возвышается множество коралловых островов; Новогвинейская котловина устилается продуктами эрозии пород Новой Гвинеи, Новокаледонская и Новогейбридская котловины получают материал дену-

дации соответствующих островов; дно Тасмановой глубоководной котловины выстлано пелагическими глинами. На широте сочленения Северного и Южного островов Новой Зеландии на шельфе развиты гемипелагические глины (Kroeger et al., 2017). Наконец, как уже отмечалось, именно в Коралловом море присутствует самый большой в мире барьерный риф – Большой Барьерный риф.

### *Фактический материал*

На рис. 36 показано расположение скважин глубоководного бурения в рассматриваемой акватории. Эти скважины были пробурены в ходе следующих рейсов: DSDP №21 (Burns et al., 1973), 29 (Kennett et al., 1974), 30 (Andrews et al., 1975), 90 (Kennett et al., 1986); ODP №133 (McKenzie et al., 1990), 134 (Green et al., 1991), 189 (Exon et al., 2001), 194 (Isern et al., 2002); IODP №325 (Webster et al., 2010), 371 (Sutherland et al., 2018). К сожалению, большинство скважин сосредоточены на северо-западе рассматриваемой акватории. Густота сети скважин на севере или юго-западе региона оставляет желать лучшего. Соответственно, обоснованность картографических обобщений и основанных на них подсчетах сильно зависит от района исследования.

### *Полученные результаты*

Автором составлены в масштабе 1:20000000 литолого-фациальные карты, а также схемы изопакит для двух возрастных срезов: нео- и эоплейстоцена.

**Неоплейстоцен.** Судя по литолого-фациальной карте и схеме изопакит неоплейстоцена (рис. 37, 38), объем осадочного чехла составляет 310,8 тыс. км<sup>3</sup>. По площадям распространения (по мере уменьшения) располагаются (табл. 23): фораминиферовые (нано-фораминиферовые, фораминиферо-кокколитовые) илы (3989,6 тыс. км<sup>2</sup>) на поднятии Лорд Хау и других подводных возвышенностях и хребтах; пелагические глины Тасмановой котловины (2405,3 тыс. км<sup>2</sup>); кокколитовые илы (1391,2 тыс. км<sup>2</sup>), окаймляющие зоны развития фораминиферовых илов батиметрически ниже и в областях низкой первичной продукции южнее 20° ю. ш.; переслаивающиеся вулканогенные алевриты и вулканогенные турбидиты Новогвинеи (535,1 тыс. км<sup>2</sup>); терригенные турбидиты, заполняющие Новогвинеинскую котловину (335,6 тыс. км<sup>2</sup>); коралловые образования рифовой природы (204,7 тыс. км<sup>2</sup>); карбонатные турбидиты на мористых склонах Большого Барьерного рифа (129,9 тыс. км<sup>2</sup>) и прочие осадки (см. рис. 37, табл. 23). Необходимо отметить, что располагающиеся на севере Кораллового моря участки развития фораминиферовых илов часто перемежаются с коралловыми островами, что создает трудности при определении мощностей.

Оценка мощности неоплейстоценовых кораллов Большого Барьерного рифа и зоны его лагуны представляет собой пока нерешенную задачу. В отличие от других типов осадков, пройденных полностью скважинами глубоководного бурения, для данного геологического тела существуют лишь не очень четкие данные по буровой скважине на небольшом островке в его

южной части, согласно которым на глубине 400 м найдены кораллы возрастом примерно 400 тыс. лет (Сорокин, 1990). Учитывая огромные изменения в течение неоплейстоцена, которые испытывали такие параметры, как уровень Мирового океана; температура, соленость и мутность поверхностных вод; поставка питательных веществ и проч., о мощности крупных рифовых построек и их комплексов можно говорить только сугубо предположительно. Вероятно, речь идет как минимум о нескольких сотнях метров.

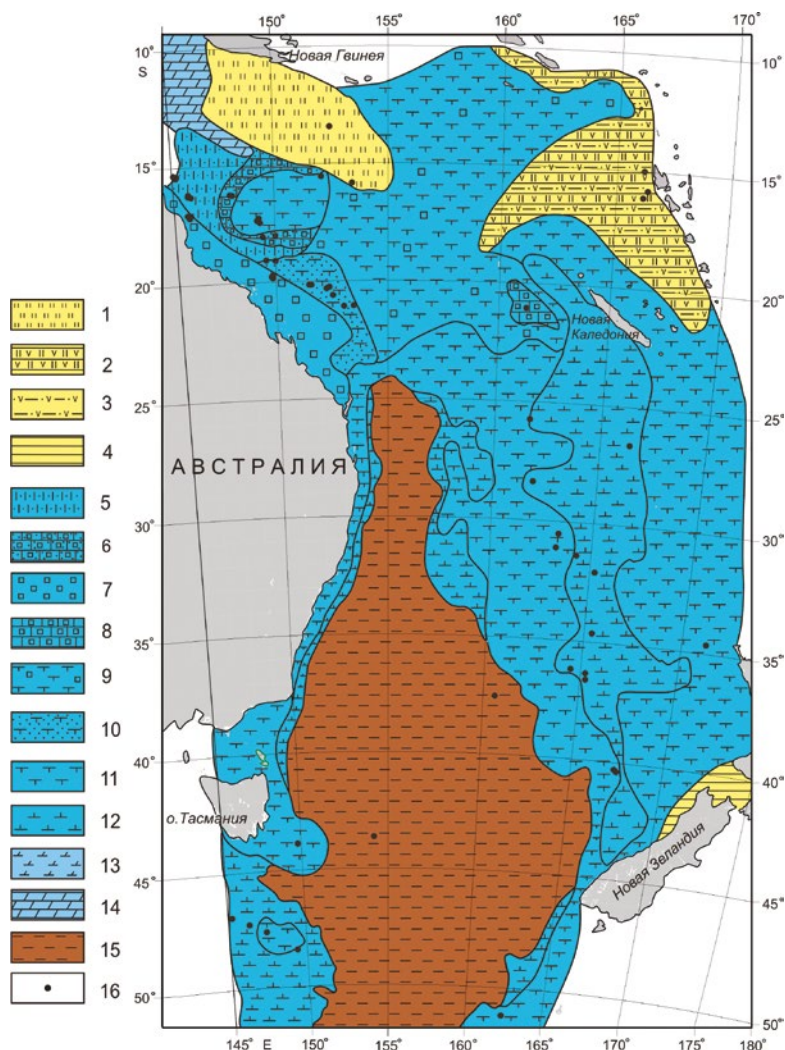


Рис. 37. Литолого-фациальная карта неоплейстоценовых отложений.

Условные обозначения: 1 – терригенные турбидиты; 2 – вулканогенные турбидиты; 3 – вулканогенные алевриты; 4 – гемипелагические глины; 5 – карбонатные турбидиты; 6 – микролиты; 7 – коралловый риф; 8 – биокластиты; 9 – участки дна, покрытые фораминиферовыми илами между коралловых островов; 10 – фораминиферовые пески; 11 – фораминиферовые илы; 12 – кокколитовые илы; 13 – наноглины; 14 – слабокарбонатные гемипелагические глины; 15 – пелагические глины; 16 – скважины глубоководного бурения

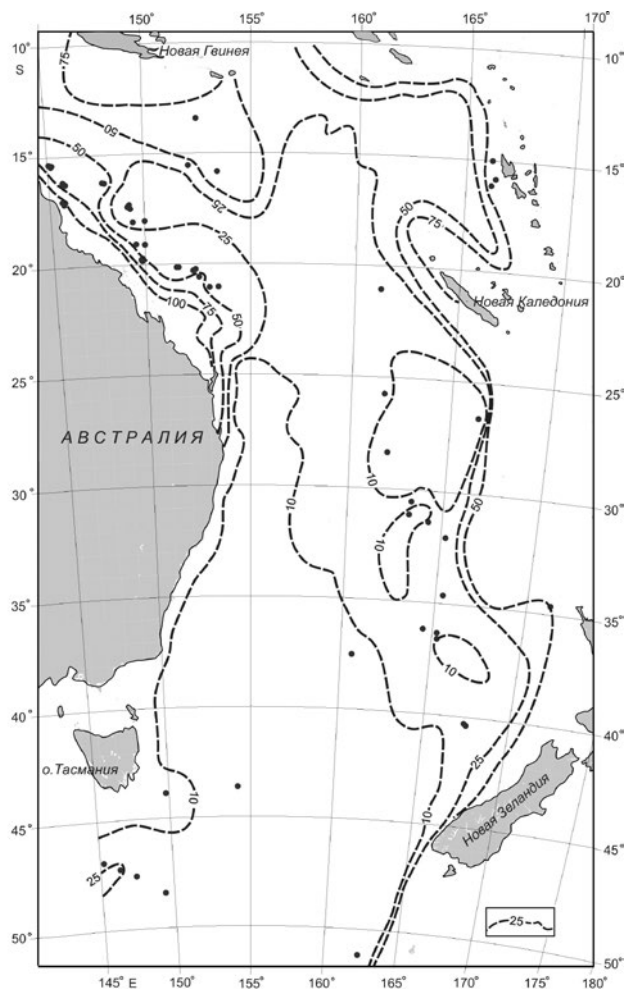


Рис. 38. Схема изопахит неоплейстоценовых отложений (в м)

Если не учитывать эту проблему, изопахиты располагаются вполне понятным образом (см. рис. 38). Минимальные величины (менее 10 м) свойственны пелагическим глинам и кокколитовым илам. Явно видна циркумконтинентальная зональность с возрастанием мощностей к Австралии и крупным островам. Наибольшие мощности (помимо упоминавшихся коралловых образований) свойственны турбидитовым комплексам различного состава и составляют 50–75 м.

По уменьшающейся доле от общего объема осадочных образований неоплейстоцена (см. табл. 23) ряд осадков выглядит следующим образом: фораминиферовые илы (47,9%), кораллы (13,2%), кокколитовые илы (8,8%), терригенные турбидиты (7,8%), вулканогенные алевриты (6,0%), пелагические глины (4,7%), вулканогенные турбидиты (4,0%), карбонатные турбидиты (2,2%), слабокарбонатные глины (2,1%), фораминиферовый песок (1,8%), гемипелагические глины (1,1%), микриты (0,6%), ракушка (0,2%).

Таблица 23

**Площади (S, тыс. км<sup>2</sup>) и объемы (V, тыс. км<sup>3</sup>)  
основных типов донных осадков в неоплейстоцене и эоплейстоцене**

Донные осадки	Неоплейстоцен		Эоплейстоцен	
	S	V	S	V
Гемипелагические глины	54,0	3,4	69,6	2,6
Пелагические глины	2405,3	14,6	2408,4	12,0
Фораминиферовые илы	3989,6	146,9	3764,9	89,7
Наноилы	1391,2	28,3	1354,0	28,3
Слабокарбонатные глины	95,6	6,5	235,9	3,8
Фораминиферовый песок	108,0	5,5	153,9	5,3
Терригенные турбидиты	335,6	24,4	331,4	6,1
Карбонатные турбидиты	129,9	6,8	206,7	10,7
Кораллы	204,7	41,4	0	0
Микриты	47,8	1,8	135,1	5,1
Ракуша	39,5	0,7	0	0
Вулканогенные алевриты	535,1	18,8	394,8	11,8
Вулканогенные турбидиты	535,1	12,5	0	0
Биогенно-облом. карбонаты	0	0	208,8	46,7

**Эоплейстоцен.** По сравнению с неоплейстоценом в эоплейстоцене фациальная организация изменилась незначительно (рис. 39): на северо-западе появились области переслаивания терригенных и карбонатных турбидитов, слабокарбонатных глин и карбонатных турбидитов; практически исчезли вулканогенные турбидиты и области развития ракуши. Общий объем осадочных отложений – 222,1 тыс. км<sup>3</sup> (рис. 39, 38; табл. 23).

Сразу необходимо отметить, что общий объем донных осадков в эоплейстоцене был существенно меньшим, чем в неоплейстоцене. Судя по литературным данным (Gallagher et al., 2014), из-за более высоких температур поверхностных вод коралловые рифы в эоплейстоцене не существовали. Вероятно, соответствующие площади дна были заняты карбонатно-обломочными биогенными отложениями.

По площадям распространения (по мере уменьшения) располагаются (см. табл. 23): фораминиферовые (нано-фораминиферовые, фораминиферово-кокколитовые) илы (3764,9 тыс. км<sup>2</sup>) на поднятии Лорд Хау и других подводных возвышенностях и хребтах; пелагические глины Тасмановой котловины (2408,4 тыс. км<sup>2</sup>); кокколитовые илы (1354,0 тыс. км<sup>2</sup>), окаймляющие зоны развития фораминиферовых илов батиметрически ниже и в областях низкой первичной продукции южнее 20° ю. ш.; вулканогенные алевриты Новогейбридской котловины (394,8 тыс. км<sup>2</sup>); терригенные турбидиты, заполняющие Новогвинейскую котловину (268,1 тыс. км<sup>2</sup>); биогенно-обломочные биогенные отложения (208,8 тыс. км<sup>2</sup>); карбонатные турбидиты на мористых склонах Большого Барьерного рифа (206,7 тыс. км<sup>2</sup>) и прочие осадки (см. рис. 39, табл. 23).

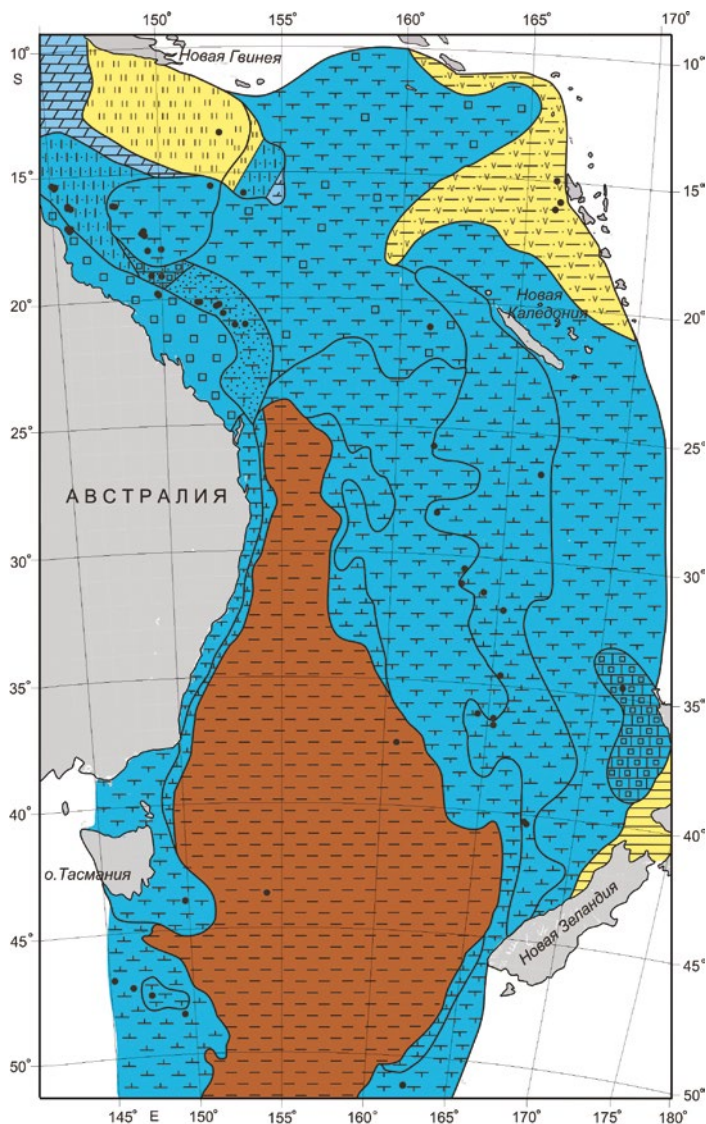


Рис. 39. Литолого-фациальная карта эоплейстоценовых отложений. Условные обозначения см. на рис. 37

Схема расположения изопакит (см. рис. 40) по сравнению с неоплейстоценом принципиально не изменилась, однако уменьшение мощностей для Новогвинейской и Новогвинеидской котловин весьма заметно.

По уменьшающейся доле от общего объема осадочных образований эоплейстоцена (см. табл. 23) ряд осадков выглядит следующим образом: фораминиферовые илы (40,4%), биогенно-обломочные карбонатные отложения, включающие также микрит и ракушку (23,3%), кокколитовые илы (12,7%), пелагические глины (5,4%), вулканогенные алевриты (5,3%), терригенные турбидиты (5,0%), карбонатные турбидиты (4,8%), форамини-



феровый песок (2,4%), слабокарбонатные глины (1,7%), гемипелагические глины (1,2%).

Таблица 24

**Массы сухого осадочного вещества ( $M$ ,  $10^{18}$  г)  
и массы осадков в единицу времени ( $I$ ,  $10^{18}$  г/млн лет)**

Донные осадки	$M_N$	$M_E$	$I_N$	$I_E$	$I_N/I_E$
Гемипелагические глины	2,4	2,0	3,1	2,0	1,55
Пелагические глины	4,1	6,7	5,3	6,7	0,79
Фораминиферовые илы	85,9	65,8	108,7	65,8	1,65
Наноилы	15,4	18,7	19,5	18,7	1,04
Слабокарбонатные глины	6,5	2,9	8,2	2,9	2,83
Фораминиферовый песок	2,9	2,9	3,6	2,9	1,24
Терригенные турбидиты	22,0	5,5	27,8	5,5	5,05
Карбонатные турбидиты	7,9	14,6	10,0	14,6	0,68
Кораллы	58,0	0	73,4	0	-
Микриты	1,5	3,6	1,9	3,6	0,53
Ракуша	0,5	0	0,7	0	-
Вулканогенные алевриты	14,5	11,9	18,4	11,9	1,55
Вулканогенные турбидиты	9,7	0	12,2	0	-

*Примечания:* N – неоплейстоцен, E – эоплейстоцен.

### *Обсуждение результатов*

Рассмотрим рассчитанные автором данные по массам сухого осадочного вещества и скоростям накопления отложений (табл. 24). Полученные результаты обсудим отдельно по группам осадков.

#### Терригенные осадки

Собственно терригенные осадки представлены в австралийских морях только несколькими разновидностями. По массе доминируют терригенные турбидиты Новогвинейской котловины. В незначительной степени развиты гемипелагические глины на шельфе Новой Зеландии, однако они не пройдены скважинами глубоководного бурения, поэтому приведенные в табл. 23 и 24 оценки являются сугубо предположительными. Местами на континентальной окраине Австралии отмечаются маломощные прослои кварцевых песков, но оценка их количественных параметров также затруднена.

Для терригенных турбидитов четко установлено резкое возрастание скорости их накопления в неоплейстоцене: в 5,05 раза по сравнению с эоплейстоценом. Представляется логичным объяснить это явление активизацией горообразующих неотектонических явлений в Новой Гвинее. Это заключение поддерживается и сменой литологического разреза в скв. 287: из 19 м эоплейстоценовых отложений 60% составляли терригенные турбидиты, 30% – карбонатные турбидиты, и 10% слабокарбонатные кокколитовые глины; а в неоплейстоцене все 70 м разреза представлены исключительно терригенными турбидитами (Andrews et al., 1975).

Вулкано-терригенные отложения и вулканические пеплы плейстоцена развиты в Новогбридской котловине (Andrews et al., 1975; Green et al., 1991). Здесь в неоплейстоцене обнаружено переслаивание преобладающих вулканогенных алевритов с вулканогенными турбидитами (скв. 827–830), а в эоплейстоцене – только вулканогенные алевриты. В скв. 286 неоплейстоцен отсутствует, а эоплейстоцен представлен вулканическим пеплом (70%), радиоляриевым илом (20%) и наноилами вместе со слабокарбонатными глинами (10%). В скв. 827 описан полный разрез плейстоценовых отложений, в котором мощность неоплейстоцена в 2 раза выше, чем эоплейстоцена. Отсюда следует преобладание горообразовательных неотектонических движений на островах Новые Гебриды в неоплейстоцене.

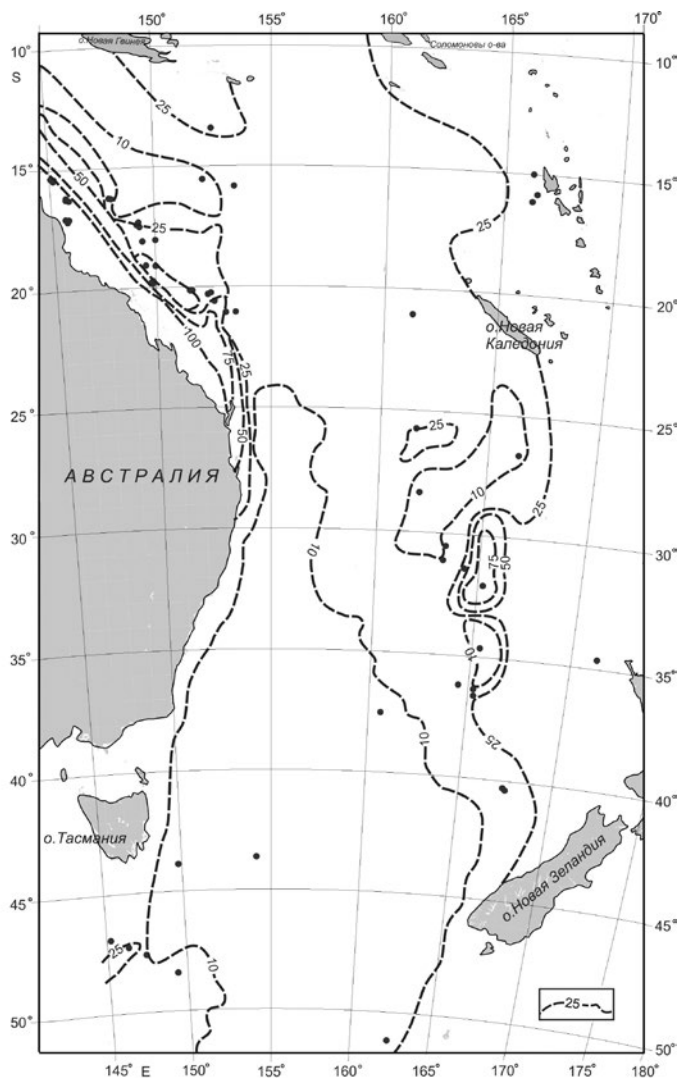


Рис. 40. Схема изопахит эоплейстоценовых отложений (в м)

Новая Зеландия также известна своей неотектонической активностью. Здесь в Южных Альпах на Южном острове скорости подъема местами превышают 5–6 мм/год, однако за пределами этого района скорости резко падают, особенно на восточном водосборе Южного острова, обращенном в сторону Тихого океана (Coges et al., 2015; Houlié, Stern, 2017). Поставка терригенного материала в сторону Тасманова моря почти не ощущается, в отличие от поставки в сторону Тихого океана (Coges et al., 2015). С нашей точки зрения, это связано не только с обилием атмосферных осадков на западном водосборе (Coges et al., 2015), но и с в 5–6 раз меньшей площадью западного водосбора.

Часто пелагические глины рассматриваются в одной группе с терригенными осадками, хотя это неправильно с генетической точки зрения. Из-за плохой стратиграфии плейстоценовых пелагических глин Тасмановой котловины и редкого числа скважин глубоководного бурения в этом районе приведенные в табл. 23 данные по пелагическим глинам являются только ориентировочными.

#### Карбонатные образования

В австралийских морях карбонаты различных типов, безусловно, преобладают над всеми остальными типами осадков. Рассмотрим сначала две главные их группы: планктоногенные и бентогенные карбонаты.

*Планктоногенные карбонаты.* Здесь выделяются фораминиферовые и кокколитовые (нано-) осадки. К группе фораминиферовых осадков относятся кокколитово-фораминиферовые, фораминиферово-кокколитовые, фораминиферовые илы, а также фораминиферовые пески. В целом все перечисленные вещественно-генетические типы фораминиферовых осадков располагаются на глубинах ориентировочно до 2,0–2,5 км, на поверхностях различных подводных хребтов, плато, возвышенностей и поднятий. Особенно активно они накапливаются в областях повышенной первичной продукции. Фораминиферовые пески, судя по данным глубоководного бурения, сосредоточены практически исключительно на глубинах 340–420 м на поверхности карбонатной платформы Марион (см. рис. 37, 39). Судя по данным табл. 24, скорость аккумуляции фораминиферовых илов в неоплейстоцене была выше, чем в эоплейстоцене, в 1,65 раза, а гораздо менее развитых фораминиферовых песков – в 1,24 раза. Причиной этого явления, скорее всего, является повышение первичной продукции в течение плейстоцена, которое, в частности, могло проявиться через общее (с учетом флуктуаций, вызванных климатическими циклами) углубление уровня фораминиферо-вого лизоклина. В свою очередь, повышение первичной продукции логично связать с выявленным похолоданием поверхностных и промежуточных вод на юге Тасманова моря, которое началось в эоплейстоцене и привело к смещению гидрологического фронта на север (McClymont et al., 2016).

Кокколитовые илы (наноилы), как правило, развиты батиметрически ниже, чем фораминиферовые илы, часто на склонах подводных возвышенностей, на поверхности неглубоко залегающих котловин, а в областях невысокой первичной продукции – местами и на вершинах подводных поднятий. По степени распространения в австралийских морях они заметно уступают

фораминиферовым осадкам. Скорость их аккумуляции в течение плейстоцена практически не изменилась (см. табл. 24). Таким образом, увеличенное в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом отношение массы фораминиферовых осадков к массе наноилов дополнительно свидетельствует о возрастании в течение этого периода общей первичной продукции в австралийских морях.

*Бентогенные карбонаты.* Среди бентогенных карбонатов можно выделить многочисленные разновидности коралловых построек (с участием кораллов, известковых водорослей, различных моллюсков, мшанок, морских ежей, серпулид и т. д.), биокластические отложения и микриты. Безусловно, по площадям развития, объемам и массам преобладают коралловые постройки (особенно в Коралловом море). К сожалению, отсутствие надежных данных по количественным параметрам этих образований не позволяет более или менее точно определить их роль в плейстоценовой истории карбонатонакопления в изучаемом регионе. Однако с учетом имеющихся данных (в том числе – по наличию крупных барьерных рифов Тагула и Новокаледонского) (<http://knowledge.su/k/korallovoe-more>) и опираясь на табл. 24, можно уверенно сделать предположение о том, что эта роль в неоплейстоцене по меньшей мере сопоставима с ролью планктоногенных карбонатов. Биокластика развита спорадически, например, в скв. 1508 на хребте Лорд Хау карбонатная биокластика эоплейстоцена мощностью 40 м в неоплейстоцене сменилась толщей фораминиферовых илов мощностью 50 м (Sutherland et al., 2018). На мористом склоне Большого Барьерного рифа и на склоне плато Квинсленд в толще плейстоценовых отложений описаны прослой и пачки микритовых осадков (McKenzie et al., 1990).

*Карбонатные турбидиты и слабокарбонатные глины.* Рассматриваемые осадочные отложения описаны главным образом на мористом склоне Большого Барьерного рифа, и также на склонах карбонатных платформ и поднятий (например, Квинсленд, Марион), где часто переслаиваются с отложениями подводных оползней и другими гравититами. Карбонатные турбидиты, так же как микриты и ракуша, в большей степени развиты в эоплейстоцене, чем в неоплейстоцене (см. табл. 25), что, вероятно, свидетельствует о большей подвижности склонов карбонатных поднятий в эоплейстоцене. В то же время находка неоплейстоценового подводного оползня на тихоокеанском склоне Большого Барьерного рифа (Puga-Bernabeu et al., 2017) является доказательством активных склоновых процессов и в неоплейстоцене.

### Кремнистые илы

В австралийских морях кремнистые илы развиты очень слабо. По материалам глубоководного бурения можно уверенно сказать лишь о радиоляриевых илах в эоплейстоценовой части разреза скв. 286 около Новых Гебрид. Неоплейстоцен в этой скважине отсутствует.

### *Заключение*

Анализ построенных литолого-фациальных карт нео- и эоплейстоцена, соответствующих схем распределения мощностей, а также обсчет карт с помощью объемного метода А. Б. Ронова привели автора к определенным вы-

водам об эволюции осадочного процесса в австралийских морях в течение плейстоцена.

К сожалению, приходится вывести за пределы этого анализа эволюцию бентогенного карбоната накопления, так как столь ярко проявленные в этом регионе коралловые рифы и другие скопления бентогенного материала трудно оценить с точки зрения эволюции количественных параметров. В качественном плане, однако, нельзя не отметить отсутствие коралловых рифов в эоплейстоцене, что связано, скорее всего, со слишком высокими для роста кораллов температурами поверхностных вод.

История планктоногенного карбоната накопления довольно очевидна. В этом плане можно говорить о хорошо проявленном тренде возрастания скорости аккумуляции фораминиферовых илов в течение плейстоцена на фоне практически неизменной скорости накопления наноилов. В целом скорости накопления планктоногенных карбонатных илов в неоплейстоцене были выше в 1,51 раза, чем в эоплейстоцене. Вероятно, с большой долей уверенности можно предположить, что этот феномен связан, прежде всего, с возрастанием первичной продукции, обусловленным четко выраженным похолоданием поверхностных и промежуточных водных масс в течение плейстоцена.

Усиление накопления терригенного (и вулканотерригенного) осадочного материала в плейстоцене явно связано с возрастанием интенсивности неотектонических горообразовательных движений на островах Новая Гвинея и Новые Гебриды. Из-за региональных особенностей рельефа неотектонические процессы плейстоцена в пределах островов Новой Зеландии привели к росту поставки терригенного материала на восток, а не на запад. Опираясь на данные табл. 24, суммируем массы литогенного вещества в неоплейстоцене (включая слабокарбонатные глины, в которых содержание  $\text{CaCO}_3$  колеблется от 10 до 50%) и в эоплейстоцене, и затем разделим скорости накопления литогенного вещества в неоплейстоцене на соответствующую величину в эоплейстоцене. Итог равен 2,58, т. е. даже с учетом  $\text{CaCO}_3$ , содержащегося в слабокарбонатных глинах, в неоплейстоцене литогенное осадочное вещество накапливалось в сумме минимум в 2 раза быстрее, чем в эоплейстоцене.

В целом сделанные выводы соответствуют заключениям, сделанным ранее для пелагической области Тихого океана (Левитан и др., 2013<sub>1</sub>).

### ***5.5. Море Фиджи***

Предыдущие разделы главы 5 касались задуговых осадочных бассейнов активных окраин на севере и западе Тихого океана. В данном разделе будет описана история формирования плейстоценовых отложений двух междугузовых бассейнов, расположенных в море Фиджи.

#### *Современные условия седиментации*

Море Фиджи на севере ограничено островами Фиджи, Новой Каледонии и Новогвинеидским желобом. Восточной границей его являются двойные системы островных дуг и глубоководных желобов Тонга и Кермадек.

С запада рассматриваемый регион ограничен подводным хребтом Норфолк, а с юга – Северным островом Новой Зеландии (рис. 41). Средняя глубина моря составляет 2740 м, а максимальная (к юго-востоку от о. Новая Каледония) – равна 7633 м (Залогин, Косарев, 1999).

В рассматриваемом регионе расположены два междуговых осадочных бассейна: Лау и Южно-Фиджийский. Котловина Лау находится между подводными хребтами Тонга-Кермадек на востоке и Лау-Колвилл на западе. Гребневая поверхность хребта Тонга-Кермадек находится на глубинах около 1000 м, а поверхность хребта Лау-Колвилл – на глубинах порядка 2000 м. Котловина Лау начала формироваться в процессе спрединга примерно 5–6 млн лет назад. Ее рельеф представлен чередованием узких линейно-вытянутых в северо-восточном направлении депрессий и хребтов, отражающих рельеф океанического фундамента. В среднем относительные превышения составляют 300–400 м (порядка 2300 м глубины над хребтами и 2600–2700 м над депрессиями) (Parson et al., 1992). В котловине Лау в плейстоцене и в современную эпоху происходит активная гидротермальная деятельность, зафиксированная развитием металлоносных осадков и глубоководных полиметаллических сульфидов (Богданов и др., 2006).

Южно-Фиджийская котловина (с глубинами свыше 4000 м) расположена между хребтом Лау-Колвилл на востоке и хребтом Норфолк на западе. Хребет Норфолк (средняя глубина порядка 2500 м) во многих участках венчается гайотами с глубинами вершин около 1200–1600 м ([www.gebco.com](http://www.gebco.com)). В северной мелководной части моря Фиджи широко распространены коралловые постройки. Дно Южно-Фиджийской котловины изобилует подводными вулканами, проявляющими активность и в современную эпоху (Залогин, Косарев, 1999). Среди осадков поверхностного слоя абсолютно преобладают планктоногенные карбонатные илы (Маккой и др., 2003). В двух наиболее глубоких участках Южно-Фиджийской котловины несколько ниже глубины карбонатной компенсации (CCD) залегают туффитовые цеолитовые пелагические глины. Они окаймлены узкими полосами развития карбонатных глин (15–30%  $\text{CaCO}_3$ ).

Море Фиджи расположено в тропическом климатическом поясе. Крутой год средние температуры на поверхности моря превышают 20 °С, изменяясь от 18–23 °С на юго-востоке до 25–28 °С на севере бассейна (Залогин, Косарев, 1999). Для него типичны приливы высотой от 1,5 до 3,0 м и частые тропические ураганы.

Рассматриваемые бассейны являются частью огромного субтропического круговорота. В северной его части присутствуют направленные на запад Северно- и Южно-Вануатские струи Южно-Экваториального течения, в южной – направленные на восток Восточно-Оклендское течение и Субтропическое противотечение (Ganachaud et al., 2007) (см. рис. 41). В пределах изученного региона чистая первичная продукция уменьшается с юга на север от 600–800 мг  $\text{C}/\text{м}^2/\text{год}$  севернее Новой Зеландии до 300–500 мг  $\text{C}/\text{м}^2/\text{год}$  на широте о. Фиджи. В биологии чистой первичной продукцией считается разность между валовой первичной продукцией и той ее частью, которая использовалась для дыхания.

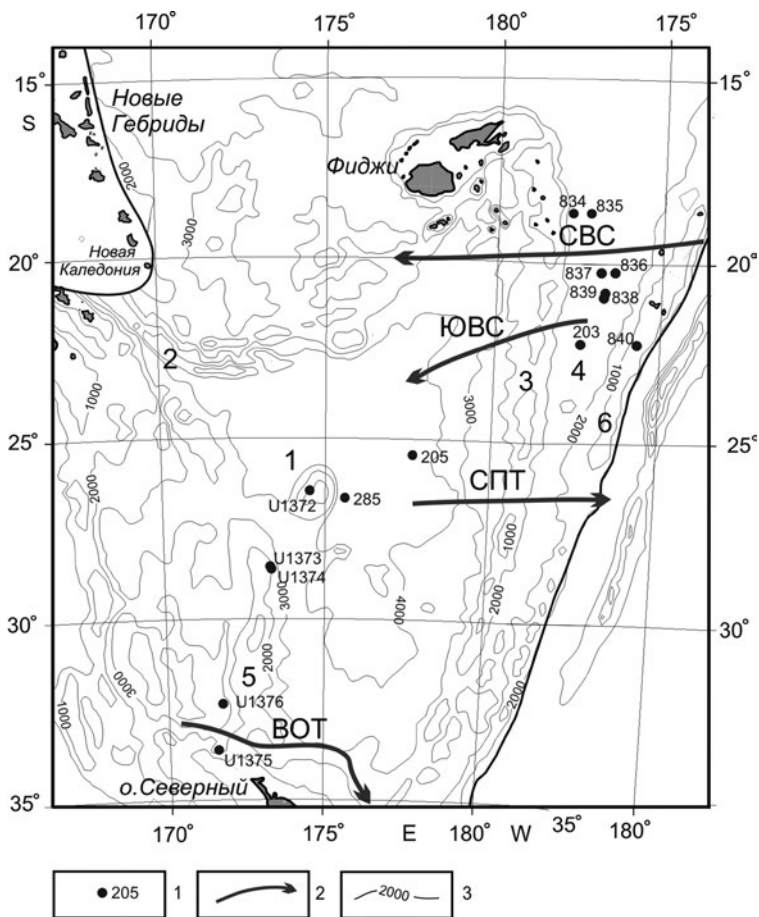


Рис. 41. Расположение скважин глубоководного бурения в море Фиджи. Условные обозначения: 1 – скважины глубоководного бурения; 2 – поверхностные течения; 3 – изобаты (в м). Номера на карте: 1 – Южно-Фиджийская котловина; 2 – Новогбридский глубоководный желоб; 3 – хребет Лау-Колвилл; 4 – котловина Лау; 5 – хребет Норфолк; 6 – хребет Тонга. Поверхностные течения (Ganachaud et al., 2007): CBC – Северо-Вануатская струя; ЮВС – Южно-Вануатская струя; СПТ – Субтропическое противотечение; ВОТ – Восточно-Оклендское течение (Левитан и др., 2019.)

### Фактический материал и методика исследования

В рассматриваемом регионе совершено четыре рейса глубоководного бурения: DSDP рейсы № 21 (Burns et al., 1973) и 30 (Andrews et al., 1975); ODP рейс № 135 (Parson et al., 1992), IODP рейс № 330 (Expedition..., 2011). Расположение пробуренных скважин показано на рис. 41. Следует отметить, что для кернов скважин, пробуренных в море Фиджи, нет результатов стратиграфического расчленения плейстоцена как для пелагических глин, так и для фораминиферовых осадков хребта Норфолк, где преимущественно разбуривались гайоты (Риджил, Ашернар и другие). Поэтому рассчитанные данные по мощностям нео- и эоплейстоцена в этих скважинах носят приблизительный характер.

Для сравнительно-литологического анализа использовалась литологическая карта современных осадков Тихого океана (Маккой и др., 2003). Основываясь на наших результатах работ по плейстоцену австралийских морей (Левитан и др., 2019<sub>1</sub>), с определенной долей условности принято, что в среднем граница между фораминиферовыми осадками и наноилами проходит по изобате 2500 м.

### Полученные результаты

На основе буровых данных составлены литолого-фациальные схемы для двух возрастных срезов: неоплейстоцена и эоплейстоцена (рис. 42 и 43). Схемы построены в масштабе 1:10000000.

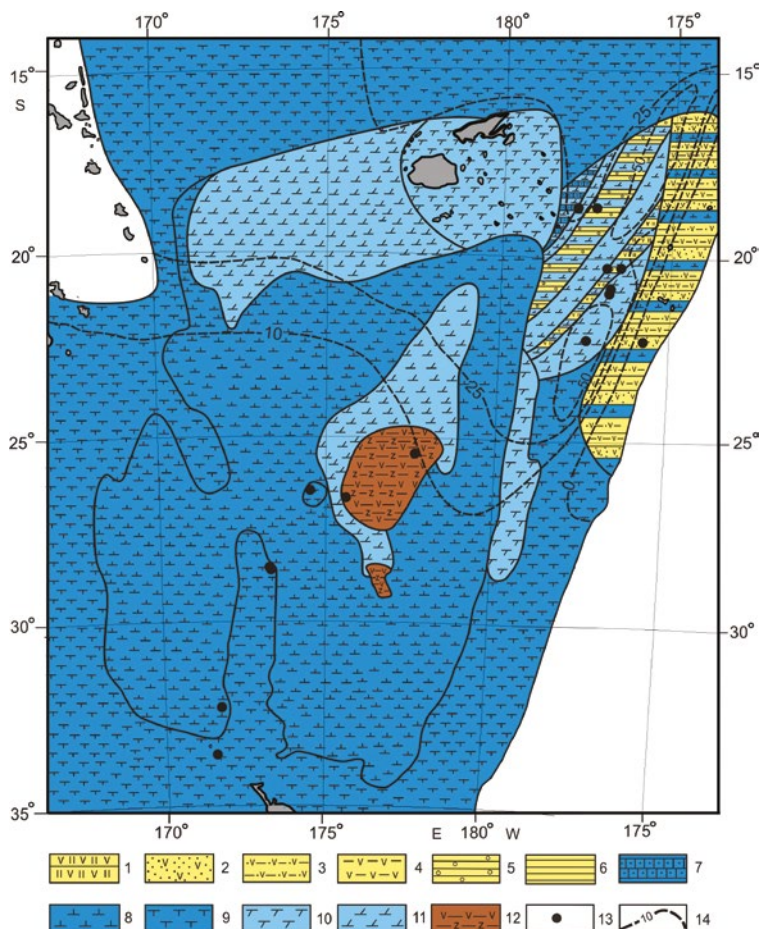


Рис. 42. Литолого-фациальная карта неоплейстоценовых отложений.

Условные обозначения: 1 – вулканогенные турбидиты; 2 – вулканогенные песчаники; 3 – вулканогенные алевриты; 4 – туфитовые глины; 5 – глинистые конгломераты; 6 – гемипелагические глины; 7 – глинистые конгломераты; 8 – кокколитовые илы; 9 – фораминиферовые глины; 10 – фораминиферовые глины; 11 – наноглины; 12 – цеолитовые туфитовые эвпелагические глины; 13 – скважины глубоководного бурения; 14 – изобахты (в м)



**Неоплейстоцен.** В целом литолого-фациальная карта неоплейстоцена (см. рис. 42) для Южно-Фиджийского осадочного бассейна практически не отличается от карты современных осадков: преобладают наноилы (кокколитовые илы) и фораминиферовые осадки (в том числе фораминиферовые пески на вершинах гайотов хребта Норфолк). Чуть выше ССД в Южно-Фиджийской котловине располагаются глинистые наноилы, а ниже этой поверхности – туффитовые пелагические глины с вулканическими стеклами (частично цеолитизированными) и прослоями витрических пеплов. Мощность пелагических глин не превышает 6 м. В северном направлении мощность неоплейстоценовых осадков возрастает, достигая свыше 25 м на северном окончании Южно-Фиджийской котловины.

Неоплейстоценовые отложения осадочного бассейна Лау фациально гораздо более разнообразны. На подводных хребтах накапливались глинистые наноилы, содержащие до 5–10% вулканического стекла, а подводные депрессии вмещали пачки переслаивания обогащенных витрокластикой глинистых наноилов (до 75%  $\text{CaCO}_3$ ) с различными осадками: фораминиферовыми турбидитами (скв. 834, наиболее близкая к архипелагу Фиджи); глинистыми конгломератами (скв. 835); вулканогенными турбидитами (скв. 836). На хребте Тонга неоплейстоценовые отложения представлены наноилом, переслаивающимся с вулканогенными глинами, алевритами и песком. Представляется, что доминирующая часть вулканокластики в котловине Лау сложена продуктами эксплозий на хребте Тонга (Parson et al., 1992). Мощность отложений неоплейстоцена в осадочном бассейне Лау колеблется между 25 и 50 м, изредка превышая эту величину.

Площадь распространения неоплейстоценовых осадков в море Фиджи равна 2865,2 тыс. км<sup>2</sup> (табл. 25). Среди них доминируют наноилы и фораминиферовые илы (1 163,9 и 927,5 тыс. км<sup>2</sup>, соответственно). Меньшую площадь занимают глинистые наноилы (266,5 тыс. км<sup>2</sup>), глинистые фораминиферовые илы (199,2 тыс. км<sup>2</sup>) и пелагические глины (74,2 тыс. км<sup>2</sup>). Остальная площадь занята разрезами переслаивающихся осадков различного состава.

Объем неоплейстоценовых отложений в море Фиджи составляет 31,9 тыс. км<sup>3</sup> (см. табл. 26). Доля осадков разного состава от общего объема выглядит следующим образом: наноилы (35,4%), глинистые наноилы (21,6%), фораминиферовые осадки (20,4%), глинистые фораминиферовые илы (14,1%), глинистые конгломераты (4,1%), вулканогенные глины, алевриты и пески (2,5%), пелагические глины (1,6%), вулканогенные турбидиты (0,3%), фораминиферовые турбидиты (менее 0,1%).

Таблица 25. Площади (S, тыс. км<sup>2</sup>) и объемы (V, тыс. км<sup>3</sup>) плейстоценовых отложений моря Фиджи

Возраст	Области размыва		Фораминферовый ил		Наноил		Глинистый фораминфер. ил		Глинистый наноил		Туффитовые цеолитовые глины		Переслаивание наноила и фораминиф. турбидитов		Переслаивание наноила и вулк. турбидитов		
	S	V	S	V	S	V	S	V	S	V	S	V	S	V	S	V	
Q <sub>2-3</sub>	-	927,5	6,5	1163,9	11,3	199,2	4,5	266,5	4,5	266,5	4,5	74,2	0,5	8,9	0,1	21,3	0,4
Q <sub>1</sub>	122,7	1045,5	9,4	1023,7	8,6	189,6	4,3	201,5	4,1	201,5	4,1	64,5	0,4	14,5	0,2	60,2	2,4

Таблица 25 (продолжение)

Возраст	Переслаивание наноила и витрических пеллов		Переслаивание глинистого наноила и глинистых конгломератов		Переслаивание туффитовых глин, вулканогенных алевроитов и песков с наноилом		Переслаивание вулканогенных глин с вулканогенными турбидитами		Области осадконакопления	
	S	V	S	V	S	V	S	V	ΣS	ΣV
Q <sub>2-3</sub>	-	-	50,8	2,6	152,9	1,5	-	-	2865,2	31,9
Q <sub>1</sub>	42,6	3,2	-	-	-	-	56,6	2,5	2698,7	35,1

Примечания. ΣS – суммарная площадь дна, покрытая осадками; ΣV – суммарный объем осадков.

Таблица 26. Массы (M, 10<sup>18</sup>г) и массы вещества в единицу времени (I, 10<sup>18</sup>г/млн лет) плейстоценовых отложений моря Фиджи

Возраст	Фораминферовый ил		Наноил		Глинистый фораминферовый ил		Глинистый наноил		Туффитовые цеолитовые глины		Фораминферовые турбидиты		Вулканогенные турбидиты	
	M	I	M	I	M	I	M	I	M	I	M	I	M	I
Q <sub>2-3</sub>	4,2	5,3	2,9	3,7	3,1	3,9	1,9	2,4	0,1	0,2	0,04	0,05	0,1	0,1
Q <sub>1</sub>	6,0	6,0	2,8	2,8	3,0	3,0	1,2	1,2	0,1	0,1	0,02	0,02	1,4	1,4

Таблица 26 (продолжение)

Возраст	Витрические пеллы		Глинистые конгломераты		Вулканомитовые осадки		Вулканогенные глины	
	M	I	M	I	M	I	M	I
Q <sub>2-3</sub>	0	0	0,4	0,5	0,7	0,9	0	0
Q <sub>1</sub>	0,4	0,4	0	0	0	0	0,4	0,4

**Эоплейстоцен.** Литолого-фациальная карта эоплейстоцена (см. рис. 43) Южно-Фиджийского осадочного бассейна ничем не отличается от неоплейстоцена (в том числе и по мощностям), а вот эоплейстоценовые отложения осадочного бассейна Лау существенно отличаются от неоплейстоценовых осадков. Прежде всего, на хребте Тонга (скв. 840) и в скв. 836 осадочные образования этого возраста отсутствуют. В скв. 203 отмечено переслаивание толщи витрических пеплов с наноилами (соотношение 75/25). Скв. 838 в рассматриваемой части разреза вмещает переслаивание вулканогенных алевролитовых глин с вулканогенными песчаными турбидитами (соотношение 30/70). Мощности эоплейстоценовых отложений чаще всего больше, чем мощности неоплейстоценовых осадков в тех же скважинах, и местами (скв. 203) превышают 100 м.

Площадь распространения эоплейстоценовых осадков в море Фиджи равна 2698,7 тыс. км<sup>2</sup> (см. табл. 26). Среди них доминируют фораминиферовые илы и наноилы (1045,5 и 1023,7 тыс. км<sup>2</sup>, соответственно). Меньшую площадь занимают глинистые наноилы (201,5 тыс. км<sup>2</sup>), глинистые фораминиферовые илы (189,6 тыс. км<sup>2</sup>) и пелагические глины (64,5 тыс. км<sup>2</sup>). Остальная площадь занята разрезами переслаивающихся осадков различного состава.

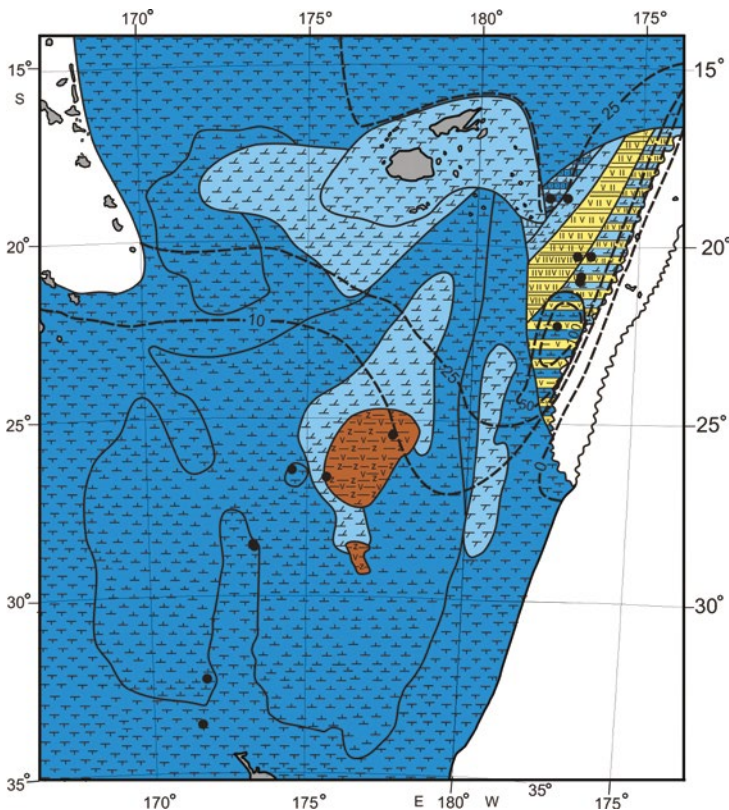


Рис. 43. Литолого-фациальная карта эоплейстоценовых отложений. Условные обозначения см. на рис. 42

Объем эоплейстоценовых отложений в море Фиджи составляет 35,1 тыс. км<sup>3</sup> (см. табл. 26). Доля осадков разного состава от общего объема выглядит следующим образом: фораминиферовые осадки (26,8%), наноилы (24,5%), глинистые наноилы (16,5%), глинистые фораминиферовые илы (11,7%), вулканогенные турбидиты (6,7%), вулканогенные глины и алевроиты (1,3%), пелагические глины (1,1%), фораминиферовые турбидиты (0,23%).

Пересчет объемов осадков различного типа на массы сухого осадочного вещества и в дальнейшем расчет масс вещества в единицу времени позволили получить интересные данные об эволюции количественных параметров седиментации в исследованной части плейстоцена (табл. 27). В частности, вполне очевидно слабое увеличение интенсивности накопления суммы карбонатных осадков в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом ( $IQ_{2-3}/IQ_1=1.18$ ). Этот тренд совпал с трендом в австралийских морях (Левитан и др., 2019<sub>1</sub>), но выражен слабее из-за большей удаленности от областей повышенной первичной продукции у континентов. При расчете не учитывались фораминиферовые турбидиты, т. к. еще ранее было показано, что этот тип осадков скорее характеризует не процессы карбонатакопления, а склоновые процессы (Левитан, Гельви, 2016).

В то же время вулканотектоническая активность явно была выше в эоплейстоцене ( $IQ_{2-3}/IQ_1 = 0,56$ ). Здесь основной вклад внесли вулканогенные турбидиты, поступающие со склонов поднятий фундамента в котловине Лау; хребет Тонга и витрические пеплы из различных источников. Следует отметить, что в эоплейстоцене хребет Тонга служил областью активного эффузивного магматизма. Скорее всего, указанная активность магматической и тектонической деятельности в исследованном регионе (особенно в осадочном бассейне Лау) связана с усилением процессов субдукции Тихоокеанской литосферной плиты под островную систему Тонга-Кермадек.

### *Заключение*

В данном разделе приведены материалы по двум междуговым осадочным бассейнам, расположенным в море Фиджи: Лау и Южно-Фиджийскому. На основе составленных литолого-фациальных карт и их обсчета по объемному методу А.Б. Ронова сделаны выводы об эволюции фациальной структуры и количественных параметров седиментации в течение эо- и неоплейстоцена.

Для обоих бассейнов характерна заметная роль вулканических пеплов и обильной примеси вулканических стекол в строении осадочного чехла. В котловине Лау вулканотектонические процессы были весьма активными в эоплейстоцене, в то время как «фоновое» пелагическое планктоногенное карбонатакопление интенсифицировалось в неоплейстоцене. Относительно большая активность магматизма и тектоники в осадочном бассейне Лау по сравнению с Южно-Фиджийским осадочным бассейном, на наш взгляд, связана с большей молодостью океанического фундамента в бассейне Лау и его большей близостью к зоне субдукции.

### 5.6. Подводная окраина Земли Уилкса и море Росса

В данном разделе будет описана история формирования плейстоценовых отложений гляциального варианта пассивной окраины. Сравнительно недавно было установлено, что в пелагических районах Тихого, Индийского и Атлантического океанов скорость аккумуляции терригенного вещества в неоплейстоцене была выше, чем в зоплейстоцене (Левитан, 2017). Отсюда следует актуальность выявления этого тренда на континентальных окраинах Мирового океана, причем на окраинах разных типов важно определить относительную роль тектоники и климата в истории плейстоценовой седиментации.

#### *Условия современной седиментации*

Настоящая работа посвящена тому району тихоокеанской окраины Антарктиды, в который входит подводная окраина Земли Уилкса и море Росса (рис. 44). Здесь фациальная зональность современной и плейстоценовой седиментации определяется, прежде всего, историей климата и связанной с ней динамикой ледникового щита Восточной Антарктиды: его наступлениями и отступлениями; связанными с этими явлениями колебаниями уровня моря, границы распространения морских льдов и т. д. Четких проявлений неотектонических движений в четвертичное время не описано.

В современную эпоху Земля Уилкс и западное побережье моря Росса заняты крайним восточным сегментом Восточно-Антарктического ледникового щита, а примерно посередине моря Росса (с юга на север) в пределах шельфового ледника Росса расположена граница между Восточно- и Западно-Антарктическими ледниковыми щитами (Левитан, Лейченко, 2014). На рис. 44 показаны линии тока для данного участка Восточно-Антарктического ледникового щита (Drewry, 1983) и летняя граница распространения морского льда (Gersonde et al., 2005). В гляциологии под линиями тока принято понимать совокупность воображаемых линий, вдоль которых происходит расплывание ледника (ледникового купола, ледникового щита) в латеральном направлении (т. е. одновременно происходит перемещение льда сверху вниз и по горизонтали).

В целом характерной особенностью антарктической подводной окраины является переуглубленный шельф (из-за давления огромных масс льда, сосредоточенных в ледниковых щитах) и общее закономерное погружение его дна в сторону океана. Средние глубины шельфовых областей составляют 400–600 м, но в отдельных местах дно может быть опущено до 1000–1500 м (Лисицын, 1978). Обычно такие глубины свойственны внутренним частям шельфа и связаны с локальными, чаще всего линейными, депрессиями морского ложа, в которых иногда зафиксированы огромные скорости седиментации голоценовых шельфовых диатомовых илов (Escutia et al., 2011). Местами шельфы пересекаются долинами глубиной до 800 м, окруженными мелкошelfовыми (100–200 м) участками (банками). Специфическая форма рельефа антарктических шельфов связана с действием нагрузки ледникового щита и экзарационно-аккумулятивной деятельностью ледника в недавнем прошлом. На шельфах в современную эпоху в основном чередуются участки дна, покрытые плохо сортированными терригенными осадками

голоценового морского перигляциала (среди которых практически нет айсберговых осадков), и выходы диамиктитов верхнего плейстоцена. Термин «морской перигляциал» введен Г.Г. Матишовым (1984) и означает совокупность фациальных условий, форм рельефа и осадочных образований морского бассейна, прилегающего к области континентального оледенения, в рассматриваемый период времени.

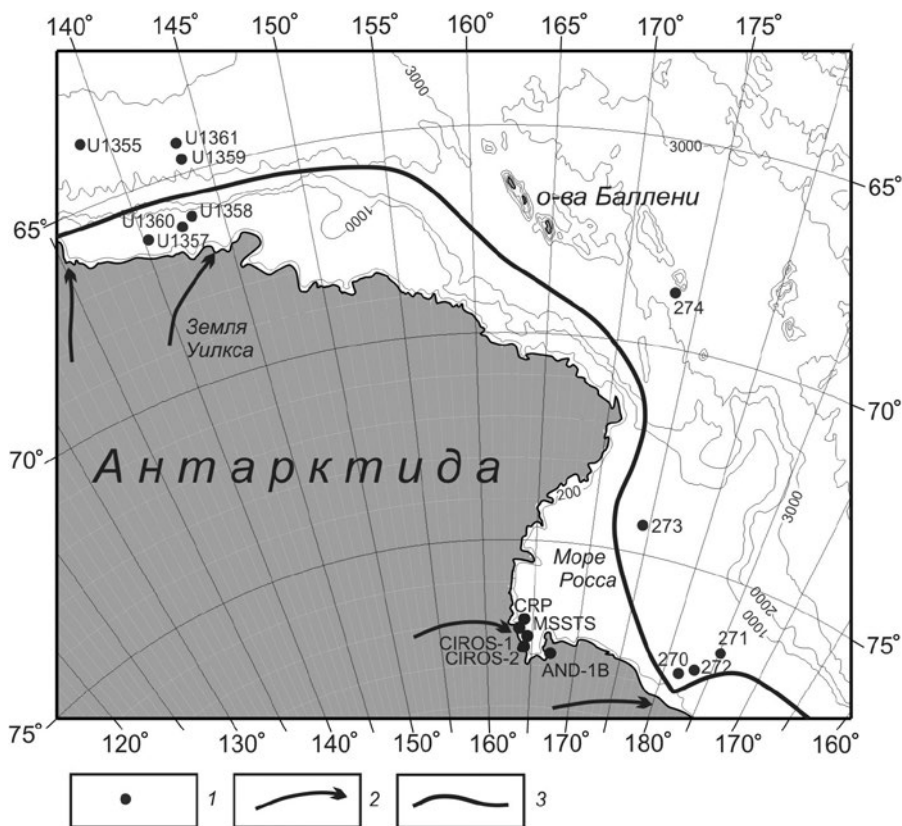


Рис. 44. Расположение буровых скважин в изученном регионе. Условные обозначения: 1 – буровые скважины (Hayes, Frakes, 1975; Escutia et al., 2011; Talarico, Sandroni, 2009); 2 – линии тока в Восточно-Антарктическом ледниковом щите (Drewry, 1983); 3 – граница летних морских льдов (Gersonde et al., 2005) (Левитан и др., 2018,)

На дне верхних частей континентальных склонов преобладают айсберговые осадки (Левитан, Лейченков, 2014), состоящие из разнообразных терригенных миктитов. Этот литологический термин введен В.И. Гуревичем (Gurevich, 1995) и означает плохо сортированные терригенные осадки, состоящие из нескольких (2–4) гранулометрических фракций примерно одинакового содержания. В современную эпоху и в голоцене на обширной площади континентальных склонов господствует накопление гемипелагических терригенных илов с материалом айсбергового разноса, местами

с прослоями терригенных турбидитов и айсбергитов (Левитан и др., 2008). Айсбергитами принято называть морские (океанические) обломочные терригенные осадки, в которых явно доминирует обломочный материал айсбергового разноса. Нередко осадки континентальных склонов обогащены диатомеями и спикулами кремневых губок. В них также встречаются раковинки фораминифер и радиолярий. На склонах и их подножиях широко развиты подводные каньоны и сопряженные с ними намывные валы, которые сложены турбидитами. Вдоль каньонов происходит сток холодных плотных вод повышенной солености, образующихся при сезонном морском льдообразовании, и турбидных потоков. В эпохи оледенений по этим же каналам распространялись ледовые потоки и обломочные потоки (Левитан, Лейченко, 2014). Упомянутые плотные воды повышенной солености являются основной частью формирующейся глубинной водной массы Южного океана – антарктических донных вод, причем главные районы их образования (в том числе в море Росса) связаны с шельфовыми ледниками.

На континентальных подножьях терригенные и кремнистые илы иногда формируют контуриты (в виде осадочных хребтов, образование которых связано с донными (контурными) течениями). Следует отметить, что практически повсеместно вдоль континентальной окраины Антарктиды современные течения в водной толще направлены на запад (так называемые прибрежные течения), хотя возможны и существенные отклонения их направлений в зависимости от морфологии морского дна.

#### *Фактический материал и методика исследования*

В рассматриваемом районе подводной континентальной окраины Антарктиды были совершены два рейса глубоководного бурения: DSDP № 28 (Hayes, Frakes, 1975) в море Росса и IODP № 318 (Escutia et al., 2011) на континентальной окраине Земли Уилкса (см. рис. 44). Кроме того, важное значение имеют данные по буровому проекту ANDRILL, осуществляемому в течение последних лет с поверхности шельфового ледника в море Росса (Talarico, Sandroni, 2009).

На основе буровых данных построены литолого-фациальные схемы для двух возрастных срезов: неоплейстоцена и эоплейстоцена (рис. 45, а, и 45, б). Практически рассматриваемые глубины дна ограничены изобатой 3000 м.

#### *Полученные результаты*

**Неоплейстоцен.** На рис. 45, а, показана литолого-фациальная схема для неоплейстоцена. На ней хорошо видна фациальная структура с последовательной сменой основных фаций от современной береговой линии в пелагическом направлении. Внутренний шельф занят континентальным субгляциальным диамиктитом, т. е. основной мореной континентального ледника позднеплейстоценового возраста. Наиболее полный разрез этих образований получен в скв. AND-1B (Talarico, Sandroni, 2009). Он представлен 62,7 м грубообломочных диамиктитов, состоящих из обломков интрузивных, метаморфических и осадочных горных пород, а также матрикса (до 10%). Изредка встречаются тонкие прослои немых глин (иногда с органическими

остатками), отвечающих межледниковьям. Суммарная мощность таких прослоев едва достигает 10% от общей мощности разреза. На окраине Земли Уилкса мощность неоплейстоценового разреза этого типа не превышает 5 м.

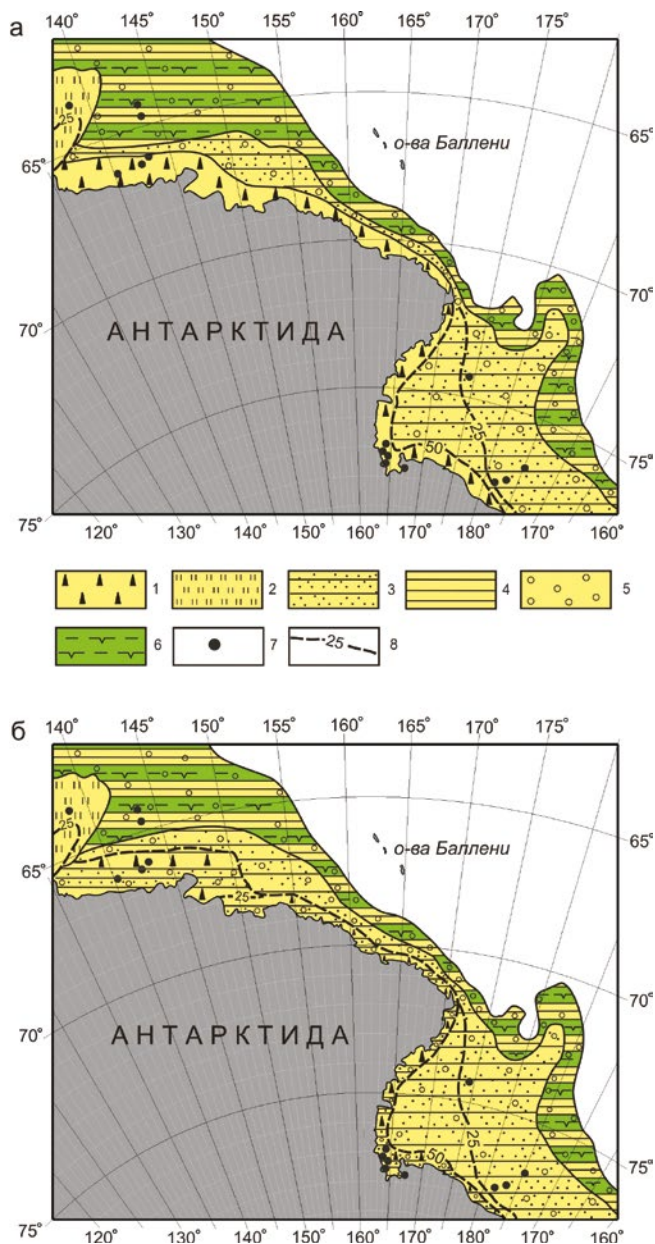


Рис. 45. Литолого-фациальные карты: а) неоплейстоценовых отложений и б) эоплейстоценовых отложений.

Условные обозначения: 1 – диамиктиты; 2 – терригенные турбидиты; 3 – миктиты; 4 – гемипелагические глины; 5 – материал ледового разноса; 6 – диатомовые глины; 7 – скважины глубоководного бурения; 8 – изопахиты (в м)



Мористее диамиктиты сменяются трехчленными терригенными миктитами, очень плохо сортированными, включающими более крупный материал ледового разноса (марино-гляциальными осадками). Их мощность в скважинах 28 рейса глубоководного бурения варьирует от 2 до 20 м (Hayes et al., 1975). Участниками рейса они интерпретируются как айсберговые осадки проксимального морского перигляциала. В море Росса они занимают существенно большую площадь, чем на континентальной окраине Земли Уилкса. На крайнем западе изученного района рассматриваемые миктиты фациально замещаются проксимальными терригенными турбидитами мощностью 16 м, описанными в скв. U 1355 (Escutia et al., 2011).

В нижней части континентального склона и на континентальном подножье в неоплейстоцене накапливалась толща переслаивания пачек гемипелагических глин и диатомовых глин (в примерной пропорции 60:40), содержащая обломки материала ледового разноса. Ее мощность составляет 18–23 м. Она аккумуляровалась в гемипелагических открыто-морских условиях с плавающими айсбергами (Escutia et al., 2011).

При этом серые гемипелагические глины, в которых обломков айсбергового разноса больше, преимущественно формировались в течение периодов оледенений, а диатомовые глины – во время межледниковий. На крайнем западе изученного района рассматриваемая толща фациально замещается проксимальными терригенными турбидитами.

**Эоплейстоцен.** Представленная на рис. 45, б, литолого-фациальная схема для эоплейстоцена очень похожа на схему для неоплейстоцена. Перечислим основные различия нео- и эоплейстоценовых отложений. Во-первых, в скв. AND-1В диамиктиты эоплейстоцена в основном содержат обломки осадочных пород, а в целом эоплейстоценовые образования представлены толщей переслаивания диамиктитов (55%), вулканогенных песчаников (20%), плотных глин с биогенными остатками (20%) и диатомитов (5%). Считается, что эта толща сформировалась в условиях более теплого климата, чем в неоплейстоцене, с гораздо более заметными по амплитуде колебаниями положения кромки ледника во время ледниково-межледниковых циклов и с преобладанием морских условий во время межледниковий (Talarico, Sandroni, 2009). Во-вторых, скорости седиментации и этой толщи, и толщи переслаивания гемипелагических и диатомовых глин были несколько выше в неоплейстоцене, чем в эоплейстоцене. В глинистой толще процентное содержание диатомовых глин из-за более теплых межледниковий и уменьшения, в связи с этим, площади развития зимних льдов было выше, чем в неоплейстоцене (Talarico, Sandroni, 2009).

**Количественные параметры седиментации.** Применение объемного метода А. Б. Ронова позволило дополнить описанные качественные особенности плейстоценовой седиментации рядом количественных параметров (табл. 27 и 28). Из табл. 27 следует, что площадь и объем исследованной части осадочного чехла неоплейстоценовых отложений равны, соответственно, 1 102,7 тыс. км<sup>2</sup> и 28,2 тыс. км<sup>3</sup>. От общего объема миктиты составляют 40,8%, диамиктиты – 25,5%, гемипелагические глины – 17,4%, диатомовые глины – 11,7%, и турбидиты – 4,6%.

Таблица 27. Площади (S, тыс. км<sup>2</sup>) и объемы (V, тыс. км<sup>3</sup>) неоплейстоценовых отложений

Диамиктиты	Несортированные миктиты		Терригенные турбидиты		Переслаивание гемипеллагических глин и диатомовых глин				Σ S всех осадков	Σ V всех осадков
	S	V	S	V	Гемипеллагически глины, V		Диатомовые глины, V			
181,8	7,2	459,4	11,5	53,5	1,3	408,0	4,9	3,3	1102,7	28,2
								8,2		

Таблица 28. Площади (S, тыс. км<sup>2</sup>) и объемы (V, тыс. км<sup>3</sup>) эоплейстоценовых отложений

Диамиктиты		Переслаивание диамиктитов и отложений межледниковий		Несортированные миктиты		Терригенные турбидиты		Переслаивание гемипеллагических глин и диатомовых глин	
S	V	Отложения межледниковий		S		S		Σ V	
		Вулканогенные песчаники, V	Диатомовые глины, V	S	V	S	V	Гемипеллаг. глины	Диатомовые глины
174,9	3,2	1,2	1,2	488,1	12,1	59,3	1,3	392,2	3,6
			0,3						7,2

Σ S всех осадков 1114,5, Σ V всех осадков 26,5

Таблица 29. Массы сухого вещества (M, 10<sup>18</sup> г) и массы осадков в единицу времени (I, 10<sup>18</sup> г/млн лет)

Возраст	Осадки							
	M, I	Диамиктиты	Миктиты	Терригенные турбидиты	Гемипеллагические глины	Диатомовые глины	Вулкан. песчаники	Диатомиты
Неоплейстоцен	M	9,1	11,7	1,2	3,6	2,1	0	0
	I	11,5	14,8	1,5	4,6	2,7	0	0
Эоплейстоцен	M	4,3	13,0	1,3	2,9	3,3	1,1	0,1
	I	4,3	13,0	1,3	2,9	3,3	1,1	0,1

Для эоплейстоцена ситуация отличается (табл. 29): общий объем осадков равен 26,5 тыс. км<sup>3</sup>, из них миктиты составляют 45,7%, диатомовые глины – 18,1%, гемипелагические глины – 6%, диамиктиты – 12,1%, турбидиты – 4,9%, вулканогенные песчаники – 4,5%, и диатомиты – 1,1%. Соотношение объемов донных осадков в неоплейстоцене и в эоплейстоцене равно 1,06.

Более полную оценку изменений в седиментации можно получить, изучая массы сухого осадочного вещества (М) и массы вещества в единицу времени (I) (табл. 29). Эта таблица дает возможность на количественной основе оценить изменения в структуре седиментации и ее количественных параметрах при переходе от эоплейстоцена к неоплейстоцену. Основное значение здесь имеют изменения массы осадков в единицу времени. Отношения  $IQ_{2+3}$  к  $IQ_1$ , рассчитанные по табл. 30, равны: для диамиктитов – 2,7, миктитов – 1,1, терригенных турбидитов – 1,2, гемипелагических глин – 1,6, диатомовых глин – 0,8, вулканогенных песчаников и диатомитов – 0.

### *Обсуждение результатов и выводы*

В целом скорость накопления терригенных отложений была заметно выше в неоплейстоцене, чем в эоплейстоцене, особенно для континентальных ледниковых образований (диамиктитов). Биогенные кремнистые илы (диатомовые глины и диатомиты) более активно аккумулировались в эоплейстоцене. Эти результаты совпадают с приведенными в обзоре (Левитан, Лейченко, 2014) данными о более высоких абсолютных массах терригенного вещества в позднем неоплейстоцене во время оледенений Восточной Антарктиды и повышенных абсолютных массах биогенного кремнезема в периоды межледниковий. Такие же, в принципе, тренды установлены нами и для плейстоцена Берингова моря (Левитан и др., 2018). В отличие от указанного бассейна, где увеличение потока терригенного вещества в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом обусловлено сочетанием усиления неотектонических горообразовательных движений на окружающих континентальных массах с развитием оледенения Северного полушария, в рассматриваемом регионе причина этого явления связана, вероятно, исключительно с посуровением климата в неоплейстоцене, в том числе с гляциоэвстатическими колебаниями уровня моря.

При этом в более суровом климате неоплейстоцена поставка терригенного материала осуществлялась с помощью «бульдозерного» эффекта перемещения осадочного вещества в основном при наступлениях ледника во время оледенений. В периоды межледниковий ледник или наступал медленнее, или останавливался, или незначительно отступал. Соответствующие колебания кромки морских льдов были относительно небольшими.

В эоплейстоцене в условиях заметно более теплого климата (Talarico, Sandroni, 2009) амплитуда перемещений края ледника была гораздо большей. Заметно изменялся петрофонд питающих провинций (возможно, с частичным участием территорий, сейчас закрытых Западно-Антарктическим ледниковым щитом), большую роль в транспортировке осадочного материала с суши играли талые воды. В районе шельфа временами в периоды межледниковий существовали открыто-морские условия, а граница распространения морских льдов приближалась к береговой линии. Первичная

продукция (судя по развитию диатомей в осадках) при этом была выше, чем в неоплейстоцене.

Полученные результаты подтверждают концепцию двух океанов («ледового» и «безледного») для плейстоцена (Левитан, 2016).

Таким образом, основной вывод нашего исследования состоит в том, что описанные изменения качественных и количественных параметров седиментации изученного участка континентальных окраин Тихого океана в плейстоцене свидетельствуют о доминирующей здесь роли климатических изменений в процессе осадконакопления.

### *5.7. Подводная окраина Анд*

Предыдущие разделы главы 5 касались задуговых осадочных бассейнов активных окраин на севере и западе Тихого океана, а также осадочных бассейнов пассивной окраины Антарктиды на юго-западе. В данном разделе по данным о четырех рейсах проекта глубоководного бурения ODP будет описана история 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 29° ю. ш. (Хаин, 2001) (рис. 46, а, б).

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.

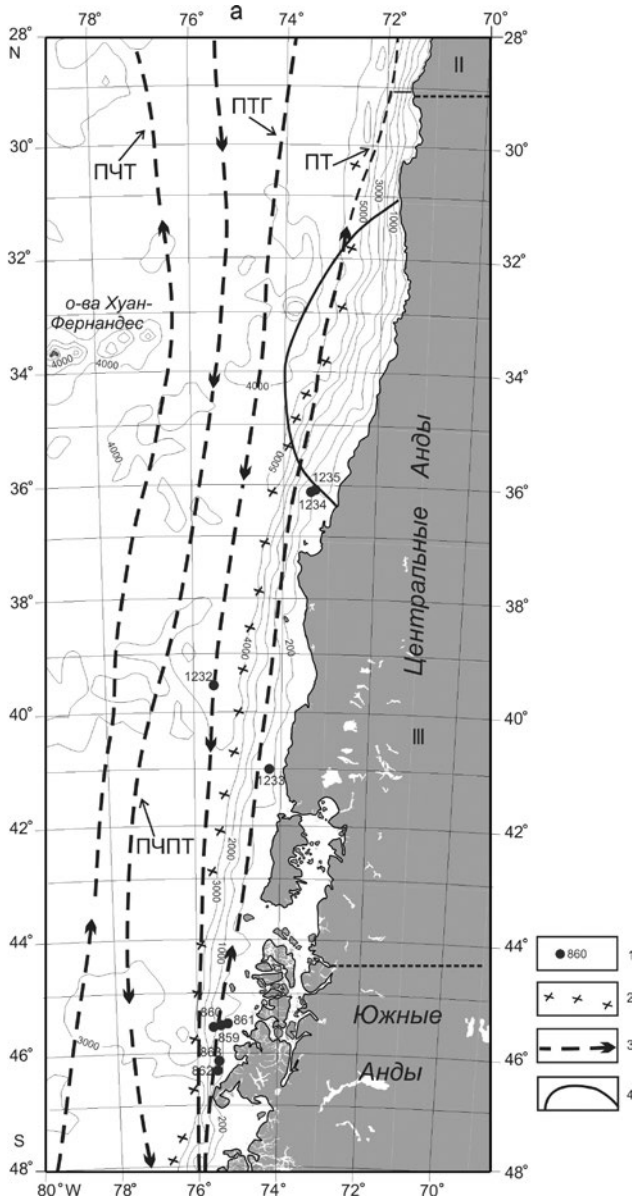


Рис. 46, а. Расположение скважин глубоководного бурения на подводной окраине Анд южного района.

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 (Левитан и др., 2020.)

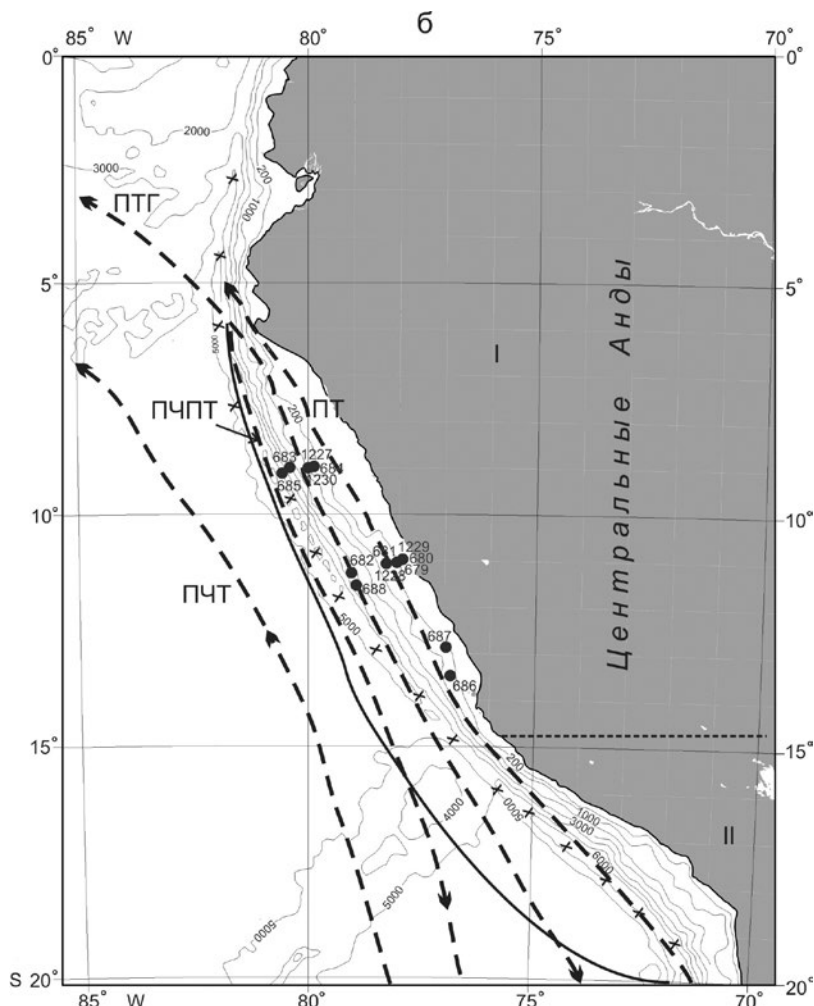


Рис. 46, б. Расположение скважин глубоководного бурения на подводной окраине Анд северного района.  
Условные обозначения см. на рис. 46, а (Левитан и др., 2020.)

Андыйский 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 (см. рис. 46, а, б). 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 °С на юге до 24 °С в районе экватора (Mіx et al., 2003). Основные течения направлены на север (Перуанско-Чилийское течение, Прибрежное течение) и на юг (Перуанско-Чилийское противотечение и противотечение Гумбольдта) (см. рис. 46, а, б), 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  $\mu\text{M}$ ) и более интенсивный Перуанский (концентрация фосфатов доходит до 1  $\mu\text{M}$ ) (Mіx et al., 2003) (см. рис. 46, а, б).

В зонах апвеллингов наблюдается (особенно летом) очень высокая первичная продукция (порядка 300 г С/м<sup>2</sup> в год) (Духова, Сапожников, 2014) и здесь формируются специфические (апвеллинговые) 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 (Батулин, 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 (Батулин, 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: № 112 (Suess, von Huene et al., 1988), 141 (Behrmann et al., 1992), 201 (D'Hondt et al., 2003) и 202 (Mіx et al., 2003). Расположение пробуренных скважин показано на рис. 46, а, б.

Для сравнительно-литологического анализа использовалась литологическая карта современных осадков Тихого океана (Маккой и др., 2003). При построении литолого-фациальных карт нео- и эоплейстоцена учтены также показанные на рис. 46, а, б, границы между отдельными сегментами и секторами Анд.

### *Полученные результаты*

В масштабе 1:10000000 составлены карты фактического материала (см. рис. 46, а, б) и литолого-фациальные карты 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 составлять 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 подглаве будут даны раздельно для этих двух районов. В пространстве между обоими районами скважин глубоководного бурения нет.

### Южный район

**Неоплейстоцен.** На литолого-фациальной карте неоплейстоцена (рис. 47, а) 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 пачек гемипелагических глин, песков и песчаников. Принято решение показать также поле развития терригенных турбидитов в Чилийской глубоководной котловине, расположенной уже за пределами глубоководного желоба (скв. 1232), однако данные по турбидитам не использовались при обсчете 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  $\text{CaCO}_3$  никогда не превышает первых процентов. В толще гемипелагических глин изредка встречаются маломощные прослой терригенных турбидитов и тефры. Характерно отсутствие каких-либо следов апвеллинга: содержание Сорг, 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 петрофонда питающих провинций (Lamy et al., 1998). Например, в керне скв. 859 отмечены повышенные содержания вулканогенного материала.



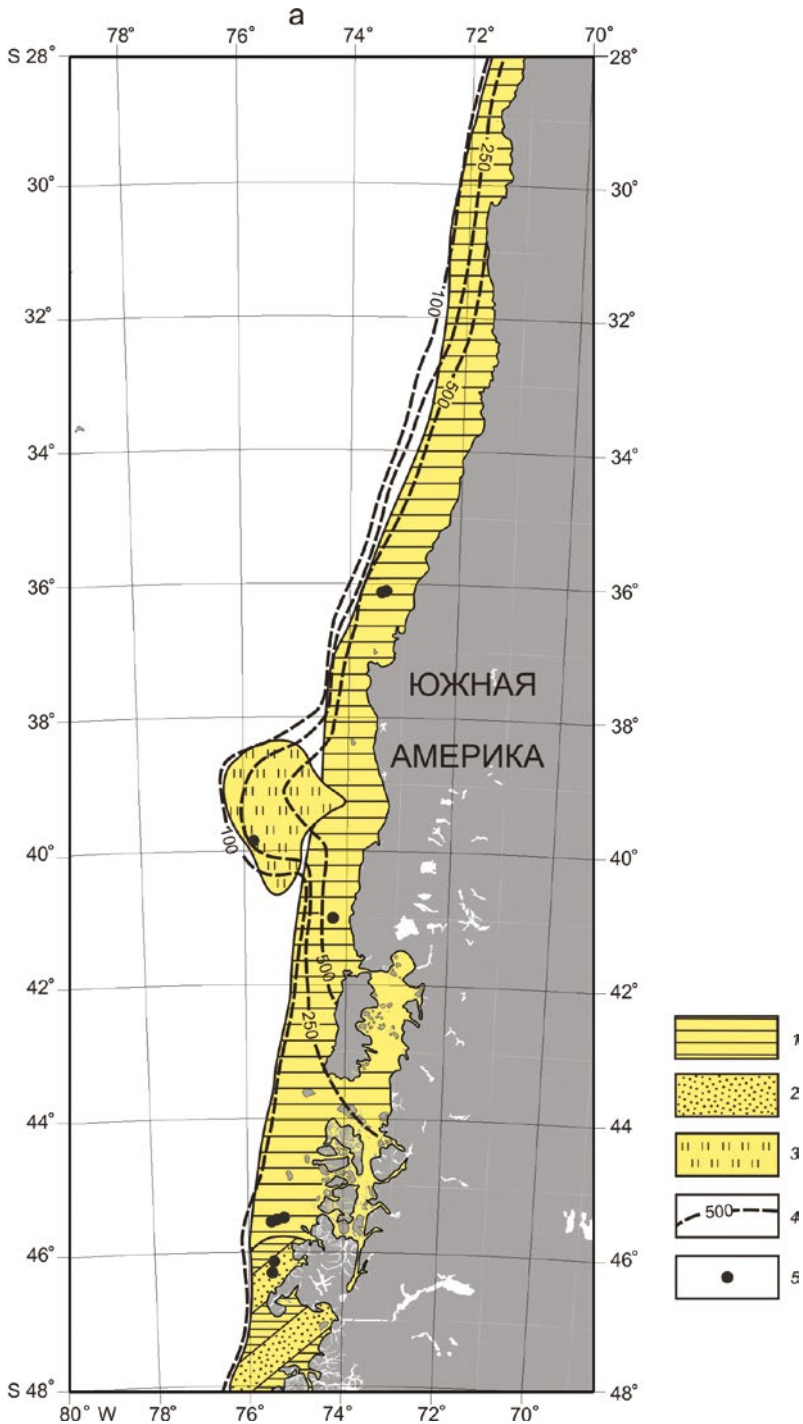


Рис. 47, а. Литолого-фациальная карта неоплейстоценовых отложений южного района. Условные обозначения: 1 – терригенные турбидиты; 2 – пески и песчаники; 3 – гемипелагические глины; 4 – скважины глубоководного бурения; 5 – изопахиты (в м)

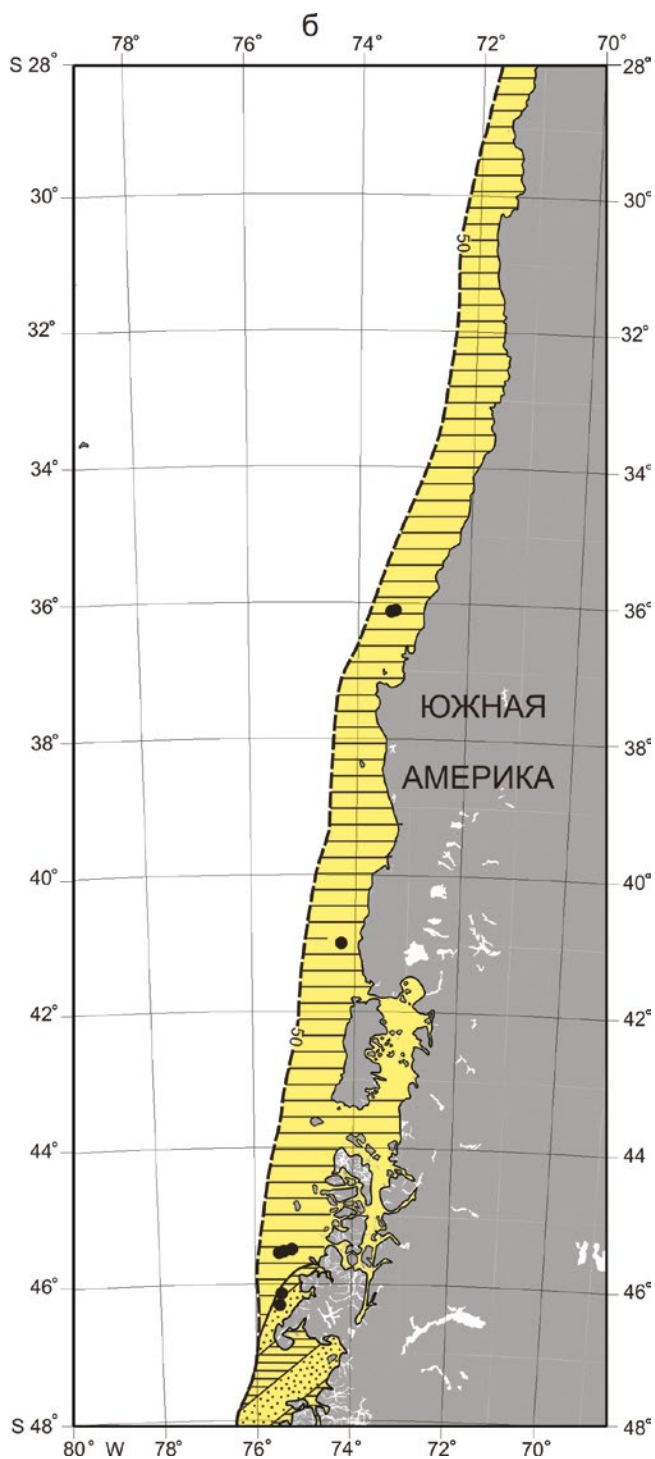


Рис. 47, б. Литолого-фациальная карта эоплейстоценовых отложений южного района. Условные обозначения см. на рис. 47, а

Поле переслаивания гемипелагических глин с песками и песчаниками на крайнем юге исследованного района отражает смену на суше Центральных Анд Южными, с соответствующими изменениями в геологическом строении, истории четвертичного развития и скоростях денудации.

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

Расположение изопакит неоплейстоценовых осадков (см. рис. 47, а) 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 толщи осадков, возможно, местами превышающие по мощности 1000 м (в забое скв. 1233–1235 вскрыты осадки мощностью по несколько сот метров, по возрасту не древнее 0,26 млн лет). Изопакита 100 м, как правило, не выходит за пределы континентального склона. Исключением является только отмеченное поле турбидитов. В целом площадь седиментации равнялась 213,00 тыс. км<sup>2</sup>, а общий объем осадков составил 75,18 тыс. км<sup>3</sup>. При этом гемипелагические глины слагают 97% всего объема изученного осадочного чехла (табл. 30).

Таблица 30

**Площади (S, тыс. км<sup>2</sup>) и объемы (V, тыс. км<sup>3</sup>) 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

**Эоплейстоцен.** Литолого-фациальная карта эоплейстоцена (рис. 47, б) 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 от неоплейстоцена имеется, и оно состоит в явно меньшей скорости седиментации в эоплейстоцене. Во всех изученных скважинах мощность эоплейстоцена составляет только от 50 до 100 м (см. рис. 47, б). 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 (см. табл. 30) в массы сухого осадочного вещества и затем расчет масс осадков в единицу времени (табл. 31) позволили установить интересные закономерности плейстоценовой истории седимен-

тации в южном районе подводной окраины Анд. В частности, выяснилось, что интенсивность седиментации в неоплейстоцене 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

**Неоплейстоцен.** На литолого-фациальной карте неоплейстоцена (рис. 48, а) показано распределение основных типов осадков на подводной окраине северного района Анд. Карта выглядит следующим образом: севернее  $5^{\circ}$  ю. ш. и южнее  $15^{\circ}$  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. 32, а). 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 автором, т.к. скважин здесь нет. В целом хорошо выражено влияние Перуанского апвеллинга: осадки центральной части района обогащены Сорг, конкрециями фосфорита, доломитом, пиритом, глауконитом; характерны специфические комплексы бентосных фораминифер и диатомей; встречаются прослои, обогащенные костями рыб.

Таблица 31

**Массы сухого осадочного вещества (М,  $10^{18}$ 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	
	М	I	М	I
Гемипелагические глины	72,3	91,5	14,4	14,4
Песчаники	3,2	4,1	2,6	2,6

Таблица 32, а

**Площади (S, тыс. км<sup>2</sup>) и объемы (V, тыс. км<sup>3</sup>) 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

По распределению изопакит неоплейстоценовых отложений (см. рис. 46, а) видно, что мощности в зоне влияния апвеллинга растут от берега в пела-

гическом 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 изопахит на севере и юге района неизвестно. Более подробно эта проблема будет рассмотрена позднее, в параграфе «Обсуждение результатов». Общая площадь осадков составляет 343,7 тыс. км<sup>2</sup>, а их объем – 30,5 тыс. км<sup>3</sup>. При этом относительная роль диатомовых глин в общем объеме неоплейстоценовых отложений составляет 42,0%, гемипелагических глин – 38,4%, а фораминиферовых осадков – 5,9% (см. табл. 32, а).

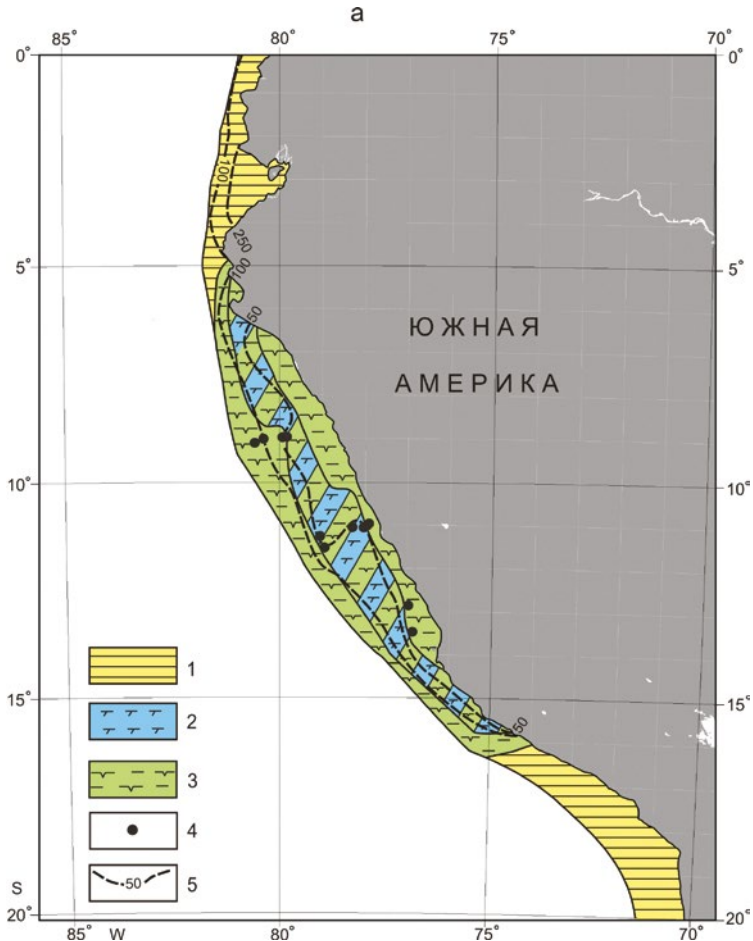


Рис. 48, а. Литолого-фациальная карта неоплейстоценовых отложений северного района. Условные обозначения: 1 – гемипелагические глины; 2 – фораминиферовые глины; 3 – диатомовые глины; 4 – скважины глубоководного бурения; 5 – изопахиты (в м)

**Эоплейстоцен.** Литолого-фациальная карта эоплейстоцена (рис. 48, б) во многом похожа на неоплейстоценовую карту: также на юге и севере района на континентальной окраине развиты гемипелагические глины (36,8% от общей площади – табл. 32, а), а в его центральной части – набор из диа-

томовых глин (53,6%) и переслаивающихся диатомовых илов, диатомовых и фораминиферовых глин (менее 10%). Встречены также единичные мало-мощные прослои тефры, терригенных турбидитов и терригенных песков. В целом литология эоплейстоценовых вещественно-генетических типов осадков очень похожа на неоплейстоценовые отложения.

Распределение изопахит 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 изопахита 250 м в низах континентального склона. Соответственно, заметно изменились объемы осадков. Из общего объема 53,4 тыс. км<sup>3</sup> диатомовые глины составляют 53,6%, гемипелагические глины – 49,3%, диатомовые илы – 1,8%, и фораминиферовые осадки – 0,7% (см. табл. 32, а).

Пересчет объемов осадков в массы сухого осадочного вещества и расчет масс осадков в единицу времени (табл. 32, б) показали, 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 опаала и 60% терригенного (точнее, литогенного) вещества (Gersonde, 2012), то получится, что в эоплейстоцене накопление терригенного вещества происходило интенсивнее, чем в неоплейстоцене: отношение  $IQ_{2+3}/IQ_1$  равно 0,51. Соответствующее отношение для биогенного опаала, представленного панцирями диатомей, равно 0,78.

### Подводная окраина Анд

Сравнительный анализ табл. 31 и 32, б, 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 аккумуляровались быстрее в неоплейстоцене, а в северном – в эоплейстоцене.

Таблица 32, б

**Массы сухого осадочного вещества (М, 10<sup>18</sup> г) и массы осадков в единицу времени (I, 10<sup>18</sup> г/млн лет) («северная» карта)**

Донные осадки	Неоплейстоцен		Эоплейстоцен	
	М	I	М	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

Если теперь сравним изменения в скорости 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 плейстоцене происходило возрастание скорости накопления терригенного материала.

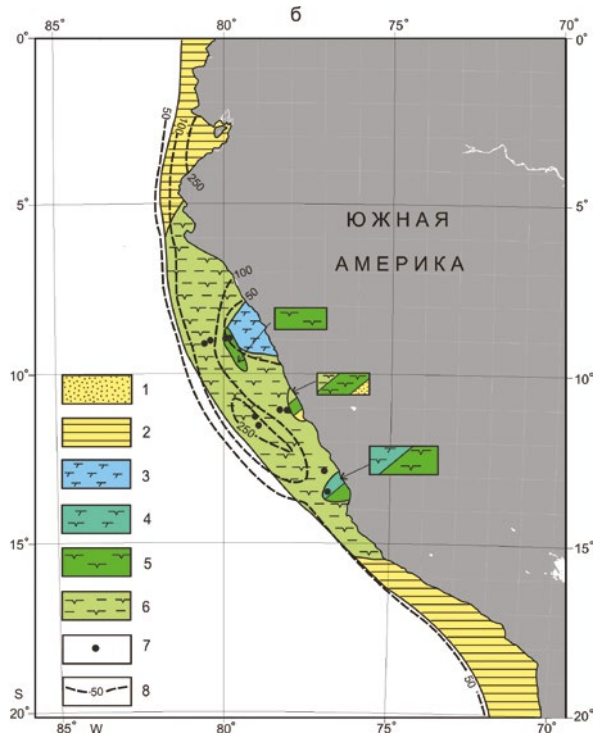


Рис. 48, б. Литолого-фациальная карта эоплейстоценовых отложений северного района. Условные обозначения: 1 – пески; 2 – гемипелагические глины; 3 – фораминиферовые глины; 4 – диатомово-фораминиферовые глины; 5 – диатомовые илы; 6 – диатомовые глины; 7 – скважины глубоководного бурения; 8 – изопахиты (в м)

### Обсуждение результатов

Приведенные в предыдущих параграфах материалы свидетельствуют о том, что в плейстоцене, так же 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. 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 (Mih 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 траверзе 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 Централных 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 скорости аккумуляции в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом в южном районе, на наш взгляд, скорее связаны с неотектонической историей прилежащих 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 скорости 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 простираения 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 депоцентром осаднения 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. 31, а, и 31, б, 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, возможно, свидетельствует о его связи с промежуточными антарктическими водами, т. к. именно



в Южном океане в районе моря Росса обнаружено преобладание кремне-накопления в эоплейстоцене по сравнению с неоплейстоценом (Левитан и др., 2018<sub>7</sub>). Однако далее на восток, в тихоокеанском секторе Южного океана диатомеи активнее аккумулировались на дне в неоплейстоцене (см. раздел 1.1 настоящей книги).

С другой стороны, следует внимательно изучить изменения эоловой активности в плейстоцене над пустыней Атакама на суше в районе 27° ю. ш. В частности, здесь установлено, что гипераридные условия установились еще 6 млн лет назад и сохранялись в течение плейстоцена (Hartley, Chong, 2002). Как установили те же авторы, за последние 250 тыс. лет эпизоды усиления аридности в основном соответствовали периодам времени с повышенной температурой воздуха. Если считать, что степень аридизации положительно коррелирует с эоловой активностью (что еще не доказано), то логично ожидать ее усиления в эоплейстоцене по сравнению с неоплейстоценом. Как было указано выше, именно циркуляция атмосферы в современную эпоху (над пустыней Атакама) создает предпосылки для формирования стоковых течений, вызывающих апвеллинги. В целом приходится констатировать, что эта проблема пока остается предметом дискуссий и для ее решения требуются новые исследования.

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<sub>1</sub>).

### *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, возможно, является связь данного апвеллинга с промежуточными антарктическими водами. Второй вариант – активизация эоловой деятельности в эоплейстоцене над пустыней Атакама. Чилийский апвеллинг в плейстоцене не существовал.

На подводной окраине Анд наблюдается сильное влияние геологического строения, рельефа, неотектонической активности и скоростей денудации суши на состав, распределение мощностей и плейстоценовую эволюцию накопления терригенного материала в бассейне осадконакопления.

В результате в целом скорость 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.).

### ***5.8. Подводная окраина Кордильер***

В данном разделе, основанном на материалах рейсов проектов DSDP, ODP и IODP глубоководного бурения, будет описана история 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 по направлению к пелагиали на юге Центрально-Американским глубоководным желобом (рис. 49, а), а на севере – зоной субдукции, сопровождающейся фронтом деформации (рис. 49, б).

Субмеридиональная вытянутость и размеры окраины определяют ее нахождение в целой серии климатических поясов: от субарктического на севере до экваториально-тропического на юге. 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 (см. рис. 49, б) (Berger et al., 1987). На крайнем юге рассматриваемого района средняя ежегодная первичная продукция на подводной окраине составляет от 200 до 500 г С/м<sup>2</sup>/год, а на севере (вне зоны влияния Калифорнийского течения) она равна 100–200 г С/м<sup>2</sup>/год (Berger et al., 1987).

На севере исследуемого региона (от 30 до 61° с. ш.) первичная продукция заметно выше из-за взаимодействия холодного Калифорнийского течения, теплого Аляскинского течения и холодных арктических вод (см. рис. 49, б). В районе Калифорнийского апвеллинга на континентальном шельфе и внутри Калифорнийского залива (не рассматриваемого в данном разделе) первичная продукция равна 600–700 г С/м<sup>2</sup>/год, над верхним склоном обычные значения около 500 г С/м<sup>2</sup>/год, а над нижним – 400 г С/м<sup>2</sup>/год и ниже (Lopes et al., 2010).

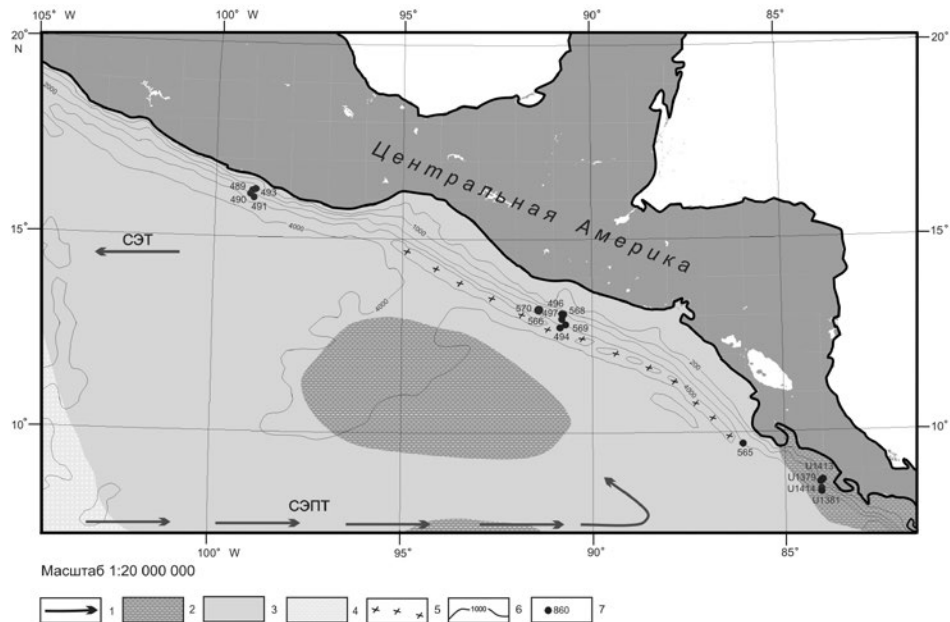


Рис. 49, а. Расположение скважин глубоководного бурения на подводной окраине Кордильер в южном районе.

Условные обозначения: 1 – поверхностные течения (Berger et al., 1987) (СЭПТ – Северное экваториальное противотечение; СЭТ – Северное экваториальное течение); 2–4 – средняя ежегодная первичная продукция (Berger et al., 1987) (2–200–500 г С/м<sup>2</sup>/год; 3–100–200 г С/м<sup>2</sup>/год; 4–60–100 г С/м<sup>2</sup>/год); 5 – Срединно-Американский глубоководный желоб; 6 – изобаты (в м); 7 – номера скважин глубоководного бурения

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 рек на шельфе и каньонами на континентальном склоне (см. рис. 49, б). Здесь же следует упомянуть Калифорнийский бордерленд с его системой впадин (на рис. 49, б, впадина Санта Моника – 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).

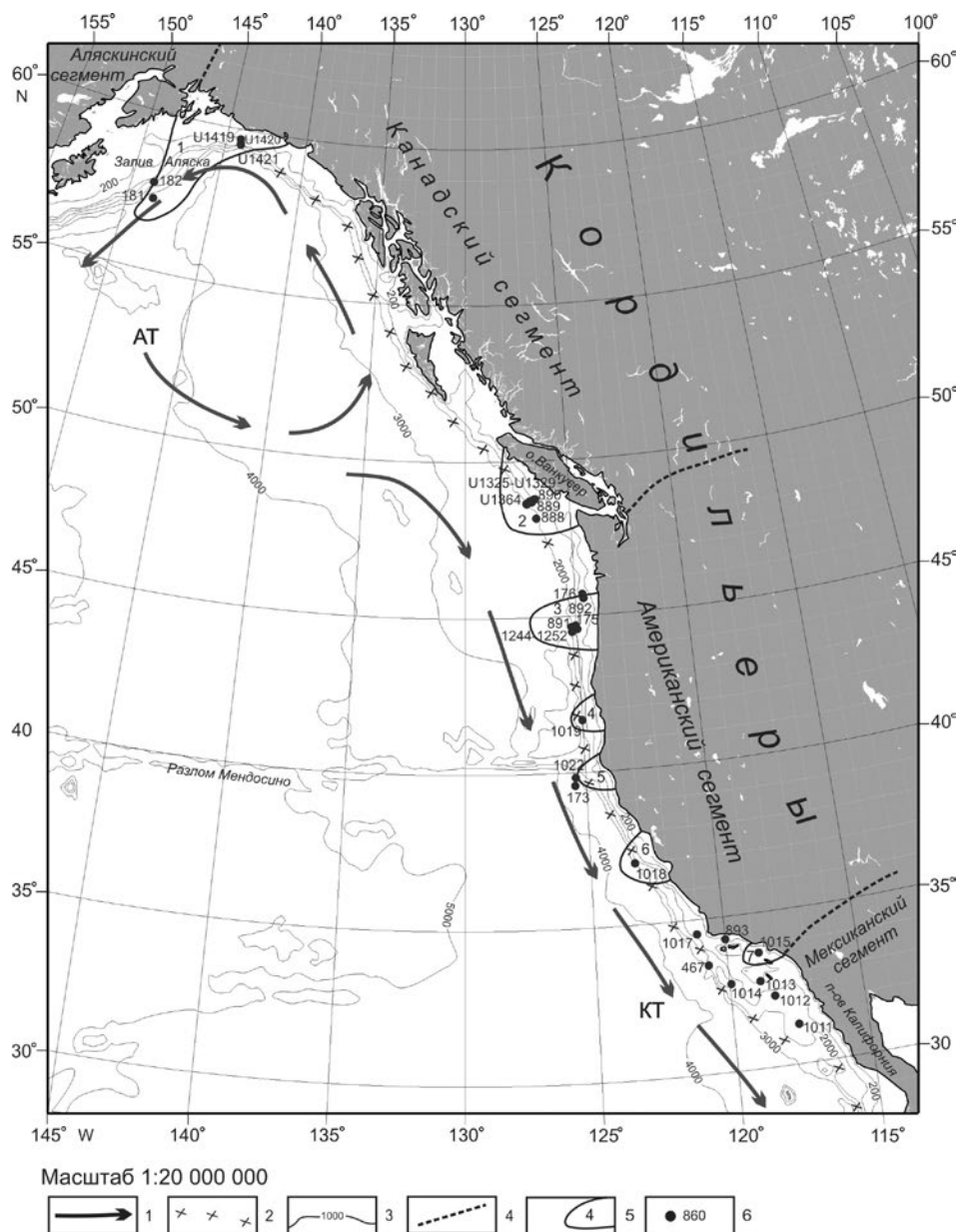


Рис. 49, б. Расположение скважин глубоководного бурения на подводной окраине Кордильер в северном районе.

Условные обозначения: 1 – поверхностные течения (Lopes et al., 2010) (АТ – Аляскинское течение; КТ – Калифорнийское течение); 2 – зона субдукции; 3 – изобаты (в м); 4 – границы сегментов Кордильер (Хаин, 2001); 5 – номера фэнов (1 – залив Аляска; 2 – Нитинат; 3 – Астория; 4 – бассейн реки Эл; 5 – Дельгада; 6 – подводная гора Гайд; 7 – бассейн Санта Моника) (Westbrook et al., 1994; Lyle et al., 1997; Whitmarsh et al., 1997); 6 – номера скважин глубоководного бурения (Левитан и др., 2020)

*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. 49, а, б. Для сравнительно-литологического анализа использовалась литологическая карта современных осадков Тихого океана (Маккой и др., 2003). При построении литолого-фациальных карт нео- и эоплейстоцена использованы также показанные на рис. 49, б, границы между отдельными сегментами и секторами Кордильер.

*Полученные результаты*

Автором составлены в масштабе 1:20000000 карты фактического материала (рис. 49, а, б) и литолого-фациальные карты 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 будут даны отдельно для этих двух районов. В пространстве между обоими районами скважин глубоководного бурения нет.

Южный район

**Неоплейстоцен.** На литолого-фациальной карте неоплейстоцена (рис. 50, а) 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 пачек 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 мощности 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 направлении до менее 50 м. Нижняя литолого-фациальная зона охватывает, в основном, нижний континентальный склон, выклиниваясь на юго-востоке. Она сложена диатомовыми глинами, в которых со-

держание 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).

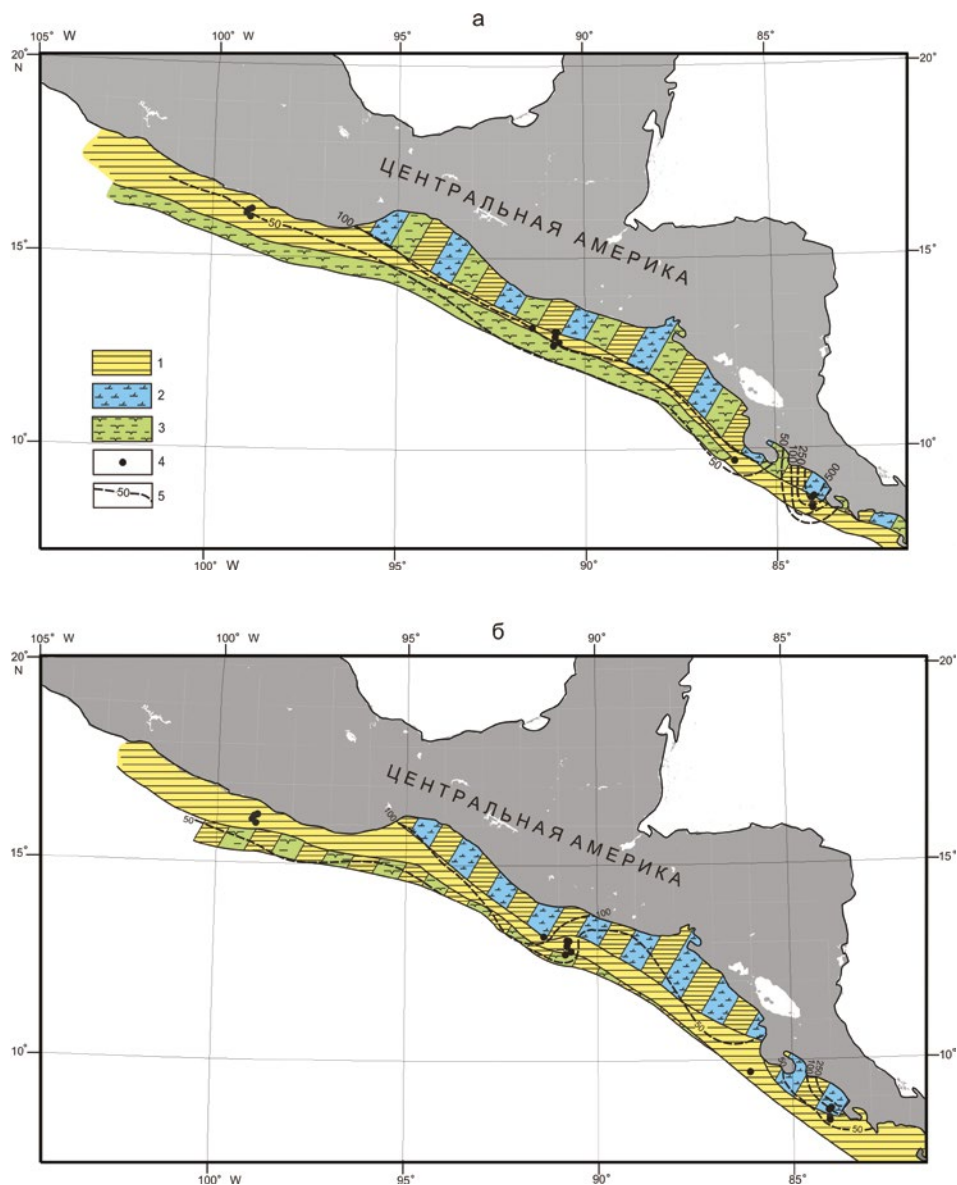


Рис. 50, а, б. Литолого-фациальные карты для южного района: а) неоплейстоценовых отложений и б) эоплейстоценовых отложений.  
Условные обозначения: 1 – гемипелагические глины; 2 – наноглины; 3 – диатомовые глины; 4 – скважины глубоководного бурения; 5 – изопакиты (в м)

**Эоплейстоцен.** Литолого-фациальная карта эоплейстоцена (см. рис. 50, б) содержит тоже три литолого-фациальных зоны, расположенных сверху вниз по простиранию континентального склона. Однако по сравнению с неоплейстоценом только средняя зона также 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 пачек 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 прослой тефры.

**Количественные параметры.** Обсчет сделанных карт по объемному методу А. Б. Ронova показал, что в неоплейстоцене площадь седиментации составляла 347,0 тыс. км<sup>2</sup>, а объем накопившихся осадков равен 51,6 тыс. км<sup>3</sup> (табл. 33). При этом площадь развития гемипелагических глин составляет 118,25 тыс. км<sup>2</sup>; переслаивания наноглин, гемипелагических глин и диатомовых глин – 156,0 тыс. км<sup>2</sup>; диатомовых глин – 72,75 тыс. км<sup>2</sup>. 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. км<sup>2</sup>; переслаивания наноглин и гемипелагических глин – 119,5 тыс. км<sup>2</sup>; переслаивания гемипелагических и диатомовых глин – 58,5 тыс. км<sup>2</sup>. Объем накопившихся осадков равен 25,7 тыс. км<sup>3</sup>. 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. 33. Средняя мощность осадков неоплейстоцена равна 149 м, а эоплейстоцена – 73 м.

Таблица 33

Площади (S, тыс. км<sup>2</sup>) и объемы (V, тыс. км<sup>3</sup>) плейстоценовых отложений на подводной окраине Центральной Америки

Донные осадки	Неоплейстоцен		Эоплейстоцен	
	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

Пересчет приведенных в табл. 33 данных на массы сухого осадочного вещества и дальнейший расчет масс вещества в единицу времени выявил следующие закономерности (табл. 34): заметное преобладание в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом масс и гемипелагических глин

и диатомовых глин, так же как и скоростей их накопления. Наноглины, напротив, имели несколько большую массу и массу вещества в единицу времени в эоплейстоцене.

Таблица 34

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

Донные осадки	Неоплейстоцен		Эоплейстоцен	
	М	I	М	I
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

### Северный район

**Неоплейстоцен.** На литолого-фациальной карте неоплейстоцена (рис. 51, а) 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 фénom, сложенным терригенными турбидитами, с мощностями свыше 100 м. Это показано на карте (см. рис. 51, а), однако на глубинах дна свыше 3000 м турбидиты не учитывались при расчетах по объемному методу.

В Аляскинско-Канадском 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 пачек 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. Отло-



жения содержат значительные количества газгидратов. В депоцентре мощность неоплейстоценовых осадков и горных пород может превышать 500 м.

Американский сегмент представлен чередованием ряда фэнов (см. параграф 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.

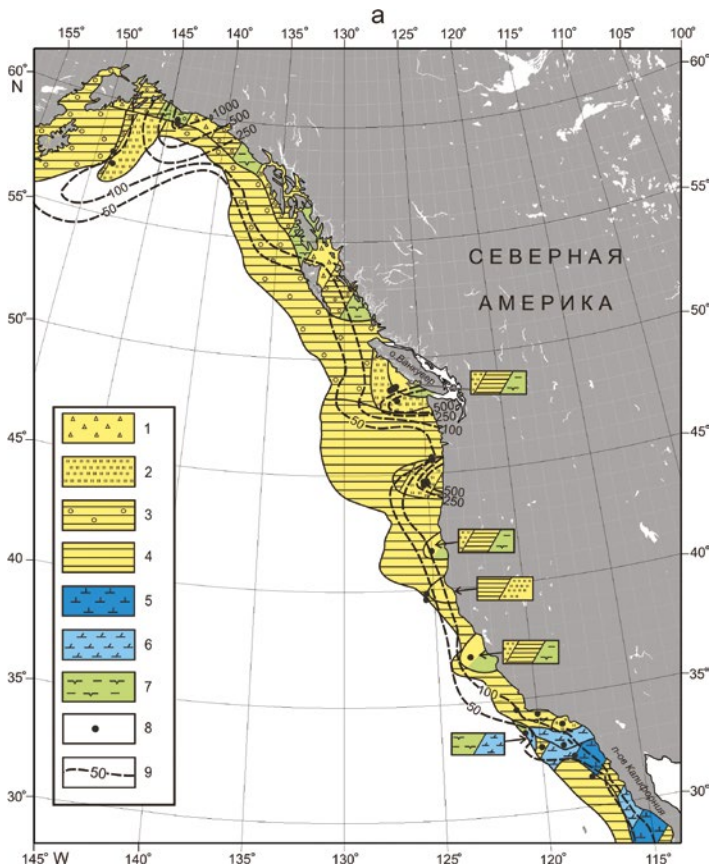


Рис. 51, а. Литолого-фациальная карта неоплейстоценовых отложений для северного района. Условные обозначения: 1 – диамиктиты; 2 – терригенные турбидиты; 3 – гемипелагические глины с материалом ледового разноса; 4 – гемипелагические глины; 5 – кокколитовые илы; 6 – наноглины; 7 – диатомовые глины; 8 – скважины глубоководного бурения; 9 – изопахиты (в м)

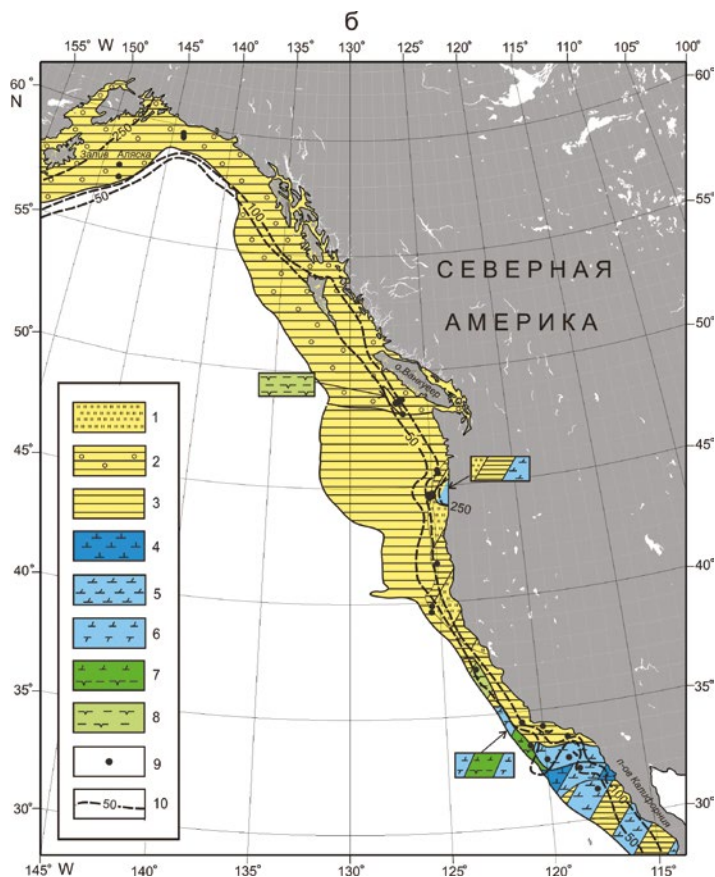


Рис. 51, б. Литолого-фациальная карта эоплейстоценовых отложений для северного района. Условные обозначения: 1 – терригенные турбидиты; 2 – гемипелагические глины с материалом ледового разноса; 3 – гемипелагические глины; 4 – кокколитовые илы; 5 – наноглины; 6 – нано-фораминиферовые глины; 7 – нано-диатомовые глины; 8 – диатомовые глины; 9 – скважины глубоководного бурения; 10 – изопакиты (в м)

**Эоплейстоцен.** Литолого-фациальная карта эоплейстоценовых отложений (рис. 51, б) 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) сочтено возможным предположить отсутствие в эоплейстоцене диамиктитов на шельфе рассматриваемой подводной окраины. Скорее всего, как и показано на рис. 51, б, 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 (см. рис. 51, б), 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 фораминиферо-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.

**Количественные параметры.** Обсчет сделанных карт по объемному методу А.Б. Ронова показал, что в неоплейстоцене площадь седиментации составляла 1369,1 тыс. км<sup>2</sup>, а объем накопившихся осадков равен 170,3 тыс. км<sup>3</sup> (табл. 35). При этом площадь развития гемипелагических глин составляет 457,8 тыс. км<sup>2</sup>; гемипелагических глин, включающих материал ледового разноса (IRD), – 424,9 тыс. км<sup>2</sup>; наноглин – 47,4 тыс. км<sup>2</sup>; терригенных турбидитов – 41,5 тыс. км<sup>2</sup>. Оставшаяся площадь осадконакопления представлена различными типами переслаиваний, отраженными на карте (см. рис. 51, а). 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%.

Таблица 35

**Площади (S, тыс. км<sup>2</sup>) и объемы (V, тыс. км<sup>3</sup>) плейстоценовых отложений на подводной окраине Северной Америки**

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
Гемипелаг. 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

В эоплейстоцене площадь развития гемипелагических глин равна 418,1 тыс. км<sup>2</sup>; гемипелагических глин, включающих материал ледового

разноса (IRD), – 679,4 тыс. км<sup>2</sup>; наноглин – 30,5 тыс. км<sup>2</sup>. Оставшаяся площадь осадконакопления представлена различными типами переслаиваний, отраженными на карте (см. рис. 51, б). Объем накопившихся осадков равен 143,0 тыс. км<sup>3</sup>. 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%.

Таблица 35, а

**Массы сухого осадочного вещества (М, 10<sup>18</sup>г) и массы осадков в единицу времени (I, 10<sup>18</sup> г/млн лет) плейстоценовых отложений на подводной окраине Северной Америки**

Донные осадки	Неоплейстоцен		Эоплейстоцен	
	М	I	М	I
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

Данные по площадям и объемам указанных основных типов осадков для нео- и эоплейстоцена показаны в табл. 35. Средняя мощность осадков неоплейстоцена равна 124 м, а эоплейстоцена – 105 м.

Пересчет приведенных в табл. 35 данных на массы сухого осадочного вещества (результаты по диамиктитам удалены из-за их континентального генезиса) и дальнейший расчет масс вещества в единицу времени выявил следующие закономерности (табл. 35, а): 1) преобладание в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом масс терригенных турбидитов, 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 скорости накопления терригенных отложений в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом ( $I_{Q_{2+3}}/I_{Q_1}$ ) составило 1,2.

#### *Обсуждение результатов и выводы*

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 про-

исходило 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 скорость накопления терригенного материала на подводной окраине Кордильер выросла в 1,4 раза, карбонатных осадков – в 2,0 раза, а кремнистых осадков – в 12,6 раза. Полученные тренды соответствуют общим закономерностям, выявленным ранее для пелагиали Тихого океана (Левитан и др., 2013<sub>1</sub>; Левитан, 2016).

## Глава 6. Индийский океан

Индийский океан в основном обрамлен пассивными континентальными окраинами, за исключением Зондской островодужной окраины, которая в данной главе рассматриваться не будет из-за слишком малого числа скважин глубоководного бурения, заложенных в ее пределах.

### 6.1. Подводные окраины Австралии

#### *Современные условия седиментации*

Австралия и ее окраина находятся в трех климатических поясах (с севера на юг): субэкваториальном (муссонном), тропическом (пустынным) и субтропическом (рис. 52). Среднегодовое выпадение атмосферных осадков составляет, соответственно, 1000–1500, 250–300 и 500 мм (Sturman, Tapper, 2005).

Первичная продукция в эвфотическом слое вод, примыкающих к Австралии, отражает климатическую зональность: над северным и южным шельфами ее величина составляет от 0,25 до 0,50 г С/м<sup>2</sup> в день, а над северо-западным и западным шельфами – менее 0,25 г С/м<sup>2</sup> в день (Qasim, 1977).

Над северо-западным, западным и юго-западным шельфами Австралии в поверхностных водах проходит направленное к югу теплое течение Леуин (см. рис. 52), берущее начало в Индо-Тихоокеанском тепловом резервуаре. К западу оно сменяется холодным Западно-Австралийским течением, направленным на север (см. рис. 52).

В состав подводной окраины входят (см. рис. 52) широкие (особенно на севере и на юге) шельфы, континентальные склоны (осложненные краевыми плато Эксмут и Натуралиста) и континентальные подножья. За условную нижнюю границу континентальной окраины принята изобата 3000 м.

Современные донные осадки представлены главным образом карбонатно-обломочными отложениями на шельфе и планктоногенными карбонатными илами на континентальных склонах и подножьях (Безруков, Лисицын, 1974).

#### *Фактический материал*

Для индоокеанской окраины Австралии в качестве фактического материала послужили данные изучения керна скважин глубоководного бурения, изложенные в отчетах по рейсам DSDP № 26 (Davies et al., 1974); ODP № 122 (Haq et al., 1990), 182 (Feary et al., 2000); IODP № 356 (Gallagher et al., 2017), 369 (Hobbs et al., 2019). Расположение скважин показано на рис. 52.

#### *Полученные результаты*

**Неоплейстоцен.** На построенной в масштабе 1:20000000 литолого-фациальной карте неоплейстоценовых отложений (рис. 53) видны три основные литолого-фациальные зоны: шельф и самая верхняя часть континентального склона (до глубины первых сот метров), верхняя и средняя части континентального склона (ориентировочно до изобаты 1500 м) и нижняя часть континентального склона и континентальное подножье. При этом береговая линия соответствует положению современной изобаты 70 м



Рис. 52. Расположение скважин глубоководного бурения на подводной индоокеанской окраине Австралии.

Условные обозначения: 1 – изобаты (в м); 2 – поверхностные течения (Gallagher et al., 2017); 3 – скважины глубоководного бурения. ТЛ – течение Леуин; ЗАТ – Западно-Австралийское течение

(Davis, 1991), т.к. неотектонические движения на платформенной части Австралии выражены очень слабо (Хаин, 2001), и район относится к тропикам.

Самая мелководная литолого-фациальная зона сложена карбонатно-обломочными осадками, представленными в основном детритом раковин двустворок, гастропод, раковинами бентосных фораминифер, обломками скелетов кораллов и иглокожих, а также ооидами (на северном, северо-западном и западном шельфах); обломками скелетных элементов мшанок (на южном шельфе в районе Большого Австралийского залива). В осадках найдены многочисленные зерна глауконита, а на южном шельфе, кроме того, – зерна доломита.

Седиментологи, изучавшие эти осадки в вышеперечисленных рейсах глубоководного бурения, использовали классификацию карбонатных осадков и пород Р.Ж. Данхэма (Dunham, 1962). Судя по их описаниям, среди осадков преобладают пакстоуны, вакстоуны и мадстоуны. Грейнстоуны встречаются относительно редко. Средняя карбонатность карбонатно-обломочных осадков составляет 96%.

На северо-западном шельфе в районе рифа Эшмор в верхней половине осадочного чехла неоплейстоценовых отложений встречены многочисленные тела коралловых рифов. На южном шельфе по возрасту (примерно от 0,6 млн лет по ныне) им соответствуют тела мшанковых биогерм, как правило, состоящих из доломитизированных мшанковых известняков. В обоих районах низы неоплейстоцена сложены фоновыми карбонатно-обломочными осадками.

Мощность осадков рассматриваемой литолого-фациальной зоны обычно превышает 50 м на севере и западе и 100 м на юге (рис. 54). Местами на внешнем шельфе (в районах развития коралловых рифов и мшанковых биогерм) мощность возрастает до 200–250 м.

Расположенная ниже по склону литолого-фациальная зона сложена довольно монотонными кокколитовыми илами, а наиболее глубоководная зона – столь же однородными фораминиферово-кокколитовыми илами. В обеих зонах мощности неоплейстоценовых отложений на крутых склонах не превышают 50 м, зачастую составляя всего 10–15 м.

В Тиморском желобе в неоплейстоценовое время располагалась еще одна литолого-фациальная зона, представленная переслаиванием пачек радиоляриево-кокколитовых илов, кокколитовых глин и кокколитовых илов. Мощность осадков составляет 261 м, а нижележащие отложения не вскрыты.

**Эоплейстоцен.** Эоплейстоценовые отложения на литолого-фациальной карте масштаба 1:20000000 (рис. 55) представлены теми же тремя основными литолого-фациальными зонами, что и в неоплейстоцене, а береговая линия соответствует изобате 40 м (Davis, 1991). Однако они имеют следующие важные отличия от неоплейстоценовых зон: 1) в наиболее мелководной зоне отсутствуют коралловые и мшанковые тела, ооиды и зерна доломита; 2) мощности осадков мелководной зоны заметно меньше (рис. 56), чем в неоплейстоцене. По составу и мощностям эоплейстоценовые отложения двух других основных литолого-фациальных зон лишь незначительно отличаются от неоплейстоцена.



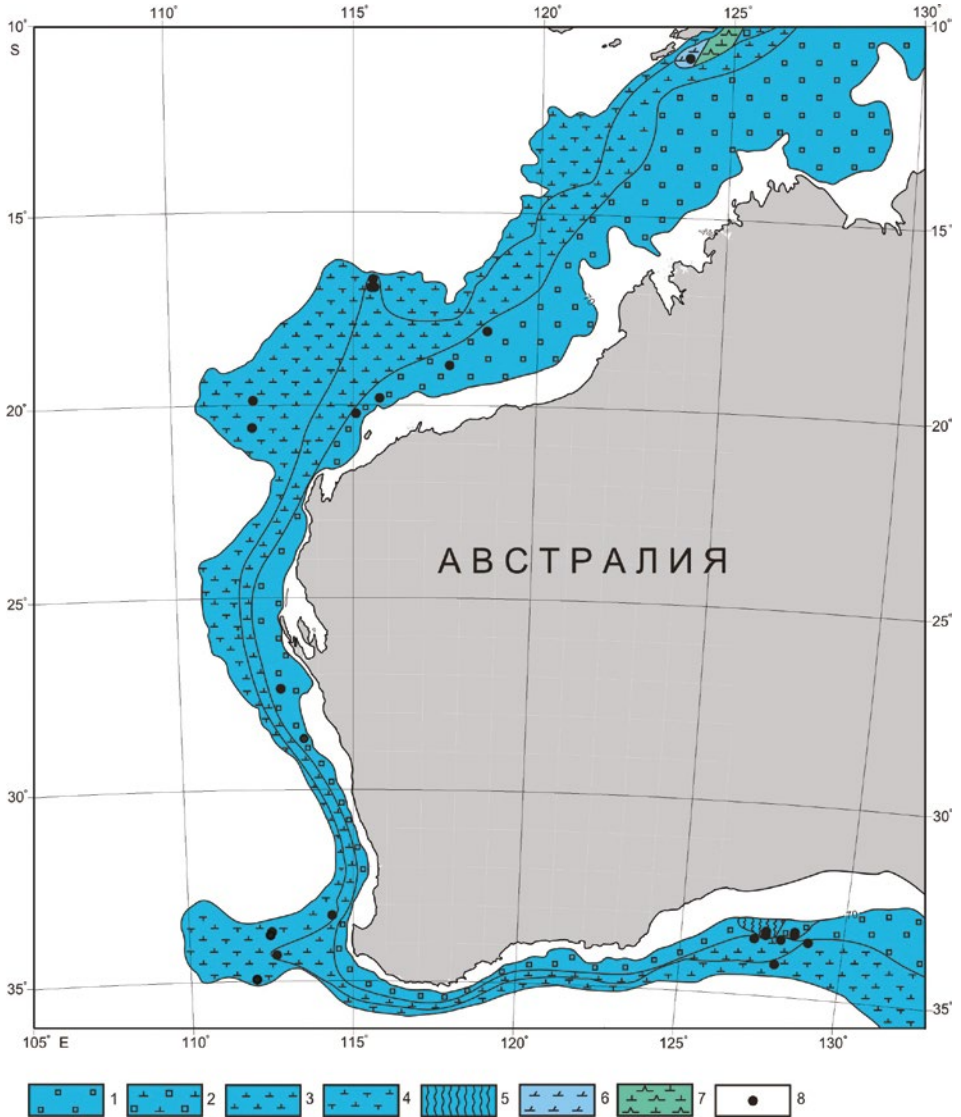


Рис. 53. Литолого-фациальная карта неоплейстоценовых отложений.

Условные обозначения: 1 – карбонатно-обломочные осадки; 2 – смешанные карбонатно-обломочно-кокколитовые отложения; 3 – кокколитовые илы; 4 – фораминиферово-кокколитовые илы; 5 – мшанковые биогермы; 6 – кокколитовые глины; 7 – радиоляриево-кокколитовые илы; 8 – скважины глубоководного бурения



Рис. 54. Схема изобахит (в м) для неоплейстоцена



Рис. 55. Литолого-фациальная карта эоплейстоцена. Условные обозначения см. на рис. 53

**Количественные параметры седиментации.** Судя по результатам подсчета полученных карт с помощью объемного метода А. Б. Ронова, площадь развития неоплейстоценовых отложений равна 1313,1 тыс. км<sup>2</sup>, а их объем составляет 85,2 тыс. км<sup>3</sup> (табл. 36). При этом объем карбонатно-обломочных осадков равен 59,9 тыс. км<sup>3</sup>, кокколитовых илов – 11,4 тыс. км<sup>3</sup>, фораминиферово-кокколитовых илов – 9,6 тыс. км<sup>3</sup>, мшанковых биогерм – как минимум 1,2 тыс. км<sup>3</sup> (без детальных сейсмических записей точнее определить невозможно), радиоляриево-кокколитовых илов – 2,1 тыс. км<sup>3</sup>, и кокколитовых глин – 1,1 тыс. км<sup>3</sup>.

Эоплейстоценовые осадки накапливались на площади не менее 1550,8 тыс. км<sup>2</sup>, а их суммарный объем равен 66,8 тыс. км<sup>3</sup> (см. табл. 36). При этом объем карбонатно-обломочных осадков составляет 41,6 тыс. км<sup>3</sup>,

кокколитовых илов – 12,1 тыс. км<sup>3</sup>, фораминиферо-кокколитовых илов – 9,2 тыс. км<sup>3</sup>.

Рассчитанные массы сухого осадочного вещества и массы осадков в единицу времени (табл. 37) позволили прийти к выводу о доминировании на данной подводной окраине карбонатно-обломочных осадков и общей небольшой интенсификации карбонатонакопления в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом во всех основных литолого-фациальных зонах.



Рис. 56. Схема изопакит (в м) для эоплейстоцена

Таблица 36. Площади (S, тыс. км<sup>2</sup>) и объемы (V, тыс. км<sup>3</sup>) плейстоценовых отложений подводные окраины Австралии

Возраст	Карбонатно-облом. осадки		Наноилы		Нано-фораминиферовые илы		Переслаивание мшанок и карбонатно-обломочных осадков			
	S	V	S	V	S	V	S	Мшанки		
								V	V	
Неоплейстоцен	586,3	79,0	285,0	10,8	424,9	9,6	7,5	1,2	0,5	1,7
Эоплейстоцен	818,9	41,9	310,1	12,1	567,0	16,3	-	-	-	-

Продолжение таблицы 36

Возраст	Переслаивание нано-радиоляриевых илов, наноглин, наноиллов						Σ S	Σ V
	S	Нано-радиоляриевые илы		Наноглины	Наноиллы	Σ V		
Неоплейстоцен	16,6	V	V	V	V	3,8	1313,1	85,2
Эоплейстоцен	-	-	-	-	-	-	1783,6	74,6

Таблица 37. Массы сухого осадочного вещества (M, 10<sup>18</sup> г) и скорости накопления (I, 10<sup>18</sup> г/млн лет) осадков в плейстоцене

Возраст	M, I	Карбонатно-обломочные осадки	Кокколитовые илы	Фораминиферово-кокколитовые илы	Мшанки	Радиоляриево-кокколитовые илы
Неоплейстоцен	M	28,74	9,01	8,45	1,08	1,55
	I	36,38	11,41	10,70	1,37	1,97
Эоплейстоцен	M	35,21	10,58	8,94	0	0
	I	35,21	10,58	8,94	0	0

*Обсуждение результатов и выводы*

Использование дополнительных геолого-геофизических источников позволило интерпретировать полученные результаты. Выяснилось, что примерно 1 млн лет назад (во время Среднеплейстоценового перехода) вся Австралия и прилегающие районы Мирового океана, включая так называемый тепловой резервуар Индо-Пацифики, испытали сильные климатические изменения, приведшие к аридизации Центральной Австралии после 0,6 млн лет, увеличению щелочности поверхностных морских вод и их пересыщению в отношении карбоната кальция (Gallagher et al., 2014). Важную роль при этом играл перенос вещества и энергии течением Леуин из вышеупомянутого теплового резервуара. Эти события вызвали рост кораллов и формирование ооидов в тропиках, образование мшанковых биогерм в более высоких широтах, а также заметный рост биомассы карбонатного зообентоса на шельфах.

В работе (Spooner et al., 2011) доказано, что в течение последних пяти морских изотопных стадий наблюдалось усиление течения Леуин во время межледниковий и ослабление (вплоть до исчезновения) – в периоды оледенений. Холодное Западно-Австралийское течение вело себя противоположным образом, усиливаясь и приближаясь к Австралии во время оледенений и ослабевая в межледниковья.

С точки зрения автора, возможно, в работе (Gallagher et al., 2014) недооценена роль холодного и более насыщенного питательными веществами Западно-Австралийского течения (см. рис. 52), которое могло активизироваться после Среднеплейстоценового перехода от теплого климата (с максимумом во время среднеплиоценового оптимума) к более холодному климату неоплейстоцена. Это, вероятно, привело к снижению температуры в поверхностных водах тропиков от неприемлемых для жизни кораллов высоких значений в эоплейстоцене до вполне комфортных условий в неоплейстоцене. При этом еще и усилилась поставка питательных веществ.

Кроме того, в течение всего плейстоцена происходило (как минимум на северо-западе континентальной окраины Австралии, а по мнению автора – и повсеместно) явно неотектоническое погружение подводной части континентальной окраины. Оно доказывается структурой осадочного чехла на сейсмических записях (Gallagher et al., 2014), распределением мощностей плейстоценовых отложений (см. рис. 54 и 56) и присутствием карбонатно-обломочных плиоценовых осадков под фораминиферо-кокколитовыми илами эоплейстоценового возраста на плато Эксмут. Относительно небольшие мощности осадков на внутреннем шельфе объясняются влиянием циклов подъема – опускания уровня океана вследствие глобальных гляциоэвстатических колебаний.

Своеобразная инверсия расположения зон развития кокколитовых и фораминиферо-кокколитовых илов, отмеченная выше, может быть объяснена приуроченностью кокколитовых илов к наиболее крутой части континентального склона, с поверхности которой крупные и тяжелые (по сравнению с кокколитами) раковинки фораминифер просто скатывались на более низкие и пологие батиметрические уровни.

Таким образом, на подводной индоокеанской окраине Австралии в течение плейстоцена отмечен тот же тренд роста скорости накопления карбонатных осадков, что и в пелагической области Индийского океана (Левитан и др., 2014) и на подводной тихоокеанской окраине (Левитан, 2020).

## **6.2. Бенгальский залив**

### *Современные условия седиментации*

Бенгальский залив – самый большой залив в мире. Он ограничен с севера и запада берегами Индии, Бангладеш, Мьянмы и Шри Ланки; а с востока – Андаманскими и Никобарскими островами. С севера на юг залив протягивается примерно от 10°48' до 5°44' с. ш. (wikipedia.ru).

Площадь Бенгальского залива составляет, по разным данным, от 2172 до 2191 тыс. км<sup>2</sup>, а его средняя глубина равна 2600 м. При этом максимальная глубина достигает 4519 м. В рамках данного раздела, как и отмечалось ранее, рассматривается акватория с глубинами не более 3000 м. Подавляющую часть площади дна занимает глубоководный конус выноса – Бенгальский фэн, лопасти нижней части которого уходят далеко за границу подводной континентальной окраины и проникают в Центральную глубоководную котловину. Западную, северную и северо-восточную периферические области дна слагают континентальные шельфы. Они шире на севере и совсем узкие – на западе и северо-востоке (рис. 57). Указанные структуры принадлежат Индийской литосферной плите. На востоке Бенгальский фэн ограничен Яванским глубоководным желобом, за которым возвышается подводное поднятие, венчающееся Никобарскими и Андаманскими островами, относящимися уже к Бирманской микроплите.

Залив характеризуется тропическим муссонным климатом. С января по октябрь доминируют юго-восточные муссоны, вращающиеся по часовой стрелке и влияющие на Северо-Восточную Индию, а в ноябре – декабре муссоны вращаются против часовой стрелки и влияют на Восточную Индию. Средняя температура поверхности моря составляет 25–27 °С зимой и 28 °С летом. Из-за впадения многочисленных рек соленость поверхностных вод на севере залива равна примерно 30‰, а на юге она возрастает до 34‰. Средняя первичная продукция в Бенгальском заливе равна 936+/-350 мг С на м<sup>2</sup> в день, а в Аравийском море (для сравнения) – 1752+/-726 мг С на м<sup>2</sup> в день (Anand et al., 2018).

Осадочный материал в Бенгальский залив поставляется главным образом реками. При этом ведущую роль играет речная сеть Ганга и Брахмапутры, обладающих общей дельтовой системой. Площадь их водосбора составляет 1,656 млн км<sup>2</sup> (Wasson, 2003). В водах р. Ганг содержится 794 млн т взвешенного вещества/год, а в водах р. Брахмапутры – 590 млн т взвешенного вещества/год. Основным источником вещества для р. Ганг, судя по изотопам Nd и Sr, являются Высокие Гималаи (до 80%). Доля Малых Гималаев составляет не более 20%. В подводной дельте Ганга-Брахмапутры ежегодно оседает 450 млн т осадочного вещества, а в Бенгальском фэне – 95 млн т. Таким образом, в морепопадает около 39,4% речных взвесей рассматриваемой гидрологической системы.

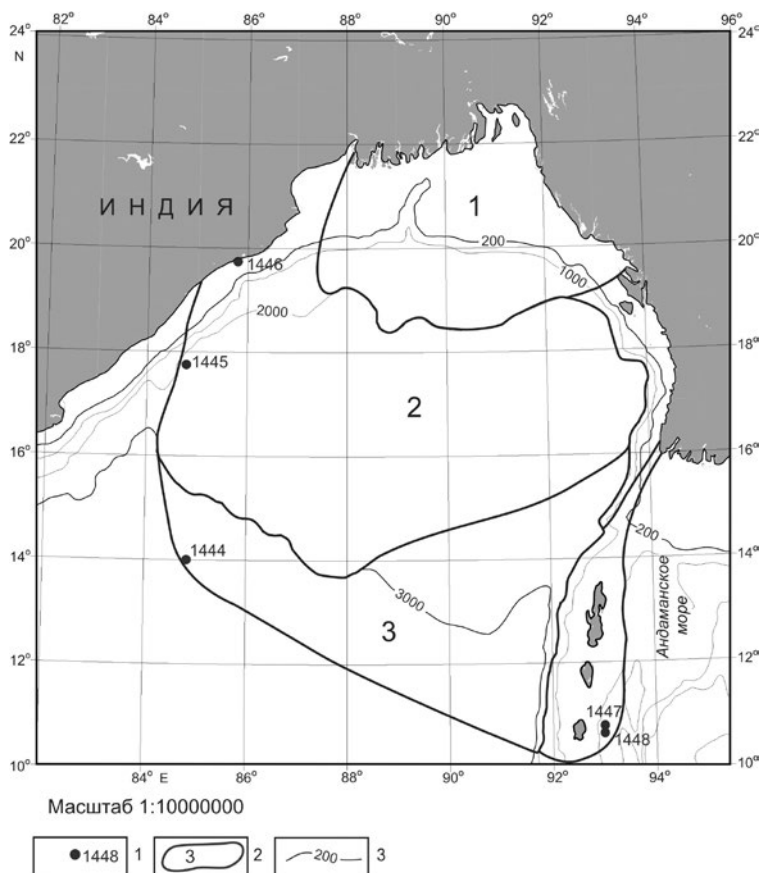


Рис. 57. Расположение скважин глубоководного бурения.

Условные обозначения: 1 – скважины глубоководного бурения; 2 – части Бенгальского фэна (France-Lanord et al., 2016, с изменениями: 1 – верхний фэн; 2 – средний фэн; 3 – нижний фэн); 3 – изобаты (в м)

Относительно небольшие реки Восточной Индии (Кришна, Годавари, Кавери, Маханади) вносят пренебрежимо малый вклад в баланс осадочного вещества, а р. Иравади с территории Мьянмы поставляет терригенный осадочный материал в Андаманское море, т. е. уже за пределами Бенгальского фэна.

#### *Фактический материал*

В изучаемом регионе расположено лишь несколько скважин глубоководного бурения (см. рис. 57), пробуренных в рейсе IODP № 353 (Clemens et al., 2016). Из них скв. 1444 расположена слегка южнее изобаты 3000 м, ограничивающей наш район исследования. Тем не менее она представляет большой интерес, т.к. вскрыла отложения Бенгальского фэна. Помимо указанного рейса, специально Бенгальский фэн – уникальное геологическое тело, протягивающееся в субмеридиональном направлении на 2500 км (вплоть до экватора) и имеющее мощность, изменяющуюся от 3–4 км на юге до 19–20 км на севере, изучался в рейсе IODP № 354 (France-Lanord et al., 2016)



с помощью серии тесно сближенных скважин, расположенных вдоль широтного профиля примерно на  $8^{\circ}$  с. ш. Кроме того, дистальная часть фэна исследовалась в районе экватора некоторыми скважинами ODP рейса 116 (Cochran, Stow et al., 1989). Данные по всем указанным скважинам не были использованы при построении литолого-фациальных карт и, соответственно, не вошли в таблицы результатов обсчета этих карт объемным методом А.Б. Ронова. Тем не менее ценные материалы, полученные при исследовании керна скважин указанных рейсов, весьма пригодились при интерпретации построенных нами литолого-фациальных карт неоплейстоценовых (рис. 58) и эоплейстоценовых (рис. 59) отложений, построенных в масштабе 1:10000000.

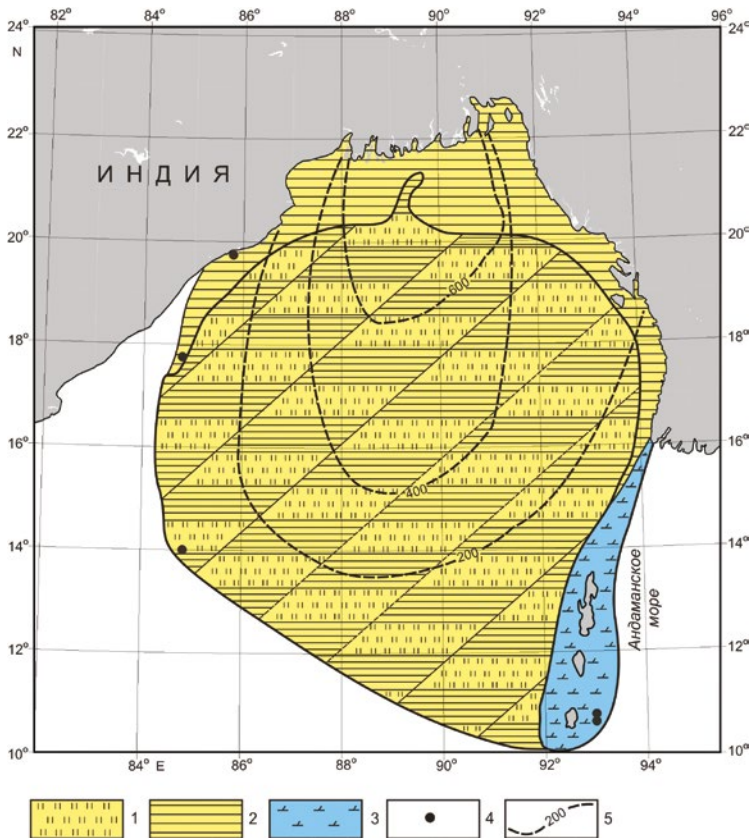


Рис. 58. Литолого-фациальная карта неоплейстоценовых отложений.  
Условные обозначения: 1 – терригенные турбидиты; 2 – гемипелагические глины; 3 – наноглины; 4 – скважины глубоководного бурения; 5 – изопакиты (в м)

На континентальном склоне Индии в рамках экспедиции 01 индийской Национальной газгидратной программы (NGHP) б/с «JoidesResolution» в районах продолжения авлакогенов Маханади и Кришна-Годавари были пробурены скважины, для четырех из которых известно стратиграфическое расчленение (Flores et al., 2014) (табл. 38, см. рис. 57). Площади бурения на склоне Кришна-Годавари находятся уже за пределами картируемой нами акватории.

Таблица 38

**Координаты и глубины скважин Индийской нефтегазовой корпорации, имеющих стратиграфическое расчленение**

Скважина	Широта	Долгота	Глубина, м
NGHP-01-10B/D	15°51.8609' N	81°50.0749' E	1049,4
NGHP-01-16A	16°35.5986' N	82°41.007' E	1253,0
NGHP-01-18A	19°09.1452' N	85°46.3758' E	1374,0
NGHP-01-19A	18°58.6568' N	85°39.5202' E	1422,0

### *Полученные результаты*

**Неоплейстоцен.** На литолого-фациальной карте неоплейстоценовых отложений (см. рис. 58) отчетливо вырисовываются три литолого-фациальные зоны. Первая из них охватывает шельфы Восточной и Северо-Восточной Индии, а также Бангладеш и Мьянмы. Осадки этой зоны представлены гемипелагическими глинами, причем совершенно очевидно, что их состав на шельфе Индии обусловлен выносами рек, дренирующих древнюю Индийскую платформу (Маханادي и др.), а в районе подводной дельты Ганга-Брахмапутры состав глин определяется строением главным образом Гималаев. На шельфе Мьянмы состав гемипелагических глин обусловлен твердым стоком Иравади и других рек, дренирующих Индо-Бирманские хребты. Мощности осадков этой зоны сильно варьируют: на шельфах Восточной Индии и Мьянмы они, скорее всего, колеблются от 100 до 200 м, а в районе подводной дельты Ганга-Брахмапутры могут достигать многих сот метров (до 1000 м?). В скв. NGHP-01-16A на уровне 0,44 млн лет мощность осадков составила 480 м (Flores et al., 2014), поэтому здесь можно ожидать возрастание мощности неоплейстоцена до 1000 м и больше.

Подавляющую площадь дна исследуемого района в неоплейстоцене занимали отложения Бенгальского фэна (его верхней, средней и, частично, нижней части). Эта литолого-фациальная зона представлена переслаиванием пачек терригенных турбидитов и гемипелагических глин. В этом переслаивании абсолютно доминируют турбидиты (табл. 39) песчаного состава, в которых содержание  $\text{CaCO}_3$  не превышает первых процентов и весьма обилён кварц; иллита заметно больше, чем смектита. Гемипелагические глины, напротив, содержат повышенное количество планктоногенного  $\text{CaCO}_3$  (в среднем около 25%), кварца меньше, а отношение иллит/смектит также уменьшается. Мощности этого турбидитового комплекса уменьшаются с севера на юг. Точных данных очень мало, однако основываясь на имеющихся материалах по мощности осадочной толщи Бенгальского фэна (France-Lanord et al., 2016) можно предположить толщину слоя неоплейстоценовых осадков существенно более 600 м на севере и между 100 и 200 м на юге.

Третья литолого-фациальная зона расположена на восточной границе исследованного региона и сложена наноглинами поднятия, венчающегося Никобарскими и Андаманскими островами. Мощность осадков едва превышает 100 м.

**Эоплейстоцен.** Литолого-фациальная карта эоплейстоценовых отложений (см. рис. 59) заметно отличается от неоплейстоцена. Сохраняется лишь

первая литолого-фациальная зона, сложенная гемипелагическими глинами. Она очень сильно расширилась, и в ее пределы вошла вся вторая литолого-фациальная зона неоплейстоцена. Турбидиты практически исчезли. Третья литолого-фациальная зона осталась без изменений.

В целом мощности эоплейстоцена уменьшились по сравнению с неоплейстоценом в несколько раз. Вероятно, местами на шельфах и на севере Бенгальского залива мощности эоплейстоценовых отложений превышают 100 м (особенно в подводной дельте Ганга-Брахмапутры), однако на остальной площади дна акватории Бенгальского залива они составляют лишь первые десятки метров. За пределами изученной акватории, например, в скв. NGFHP-01-10B/D на континентальном склоне Индии, мощность эоплейстоцена равна около 70 м (Flores et al., 2014).

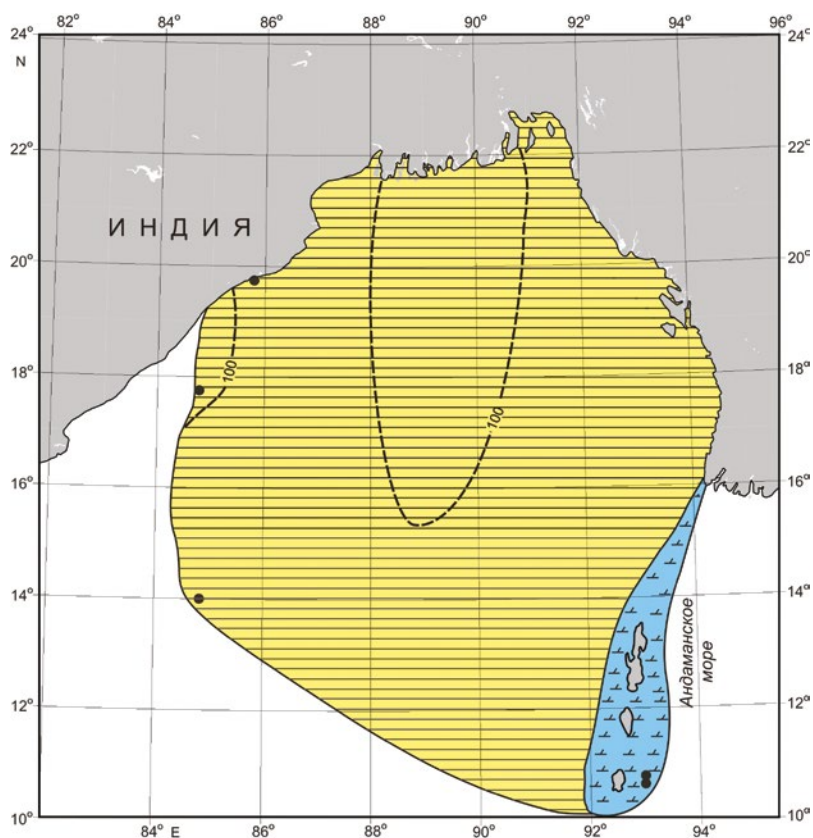


Рис. 59. Литолого-фациальная карта эоплейстоценовых отложений. Условные обозначения см. на рис. 58

**Количественные параметры седиментации.** Обсчет описанных карт с помощью объемного метода А.Б. Ронова привел к результатам, показанным в табл. 40. Для неоплейстоцена общая площадь осадков равна 1067,3 тыс. км<sup>2</sup>, а объем – 334,7 тыс. км<sup>3</sup>. В эоплейстоцене соответствующие параметры равны 1076,7 тыс. км<sup>2</sup> и 93,6 тыс. км<sup>3</sup>. В неоплейстоцене объем

гемипелагических глин разных типов составлял 101,9 тыс. км<sup>3</sup>, терригенных турбидитов – 860,7 тыс. км<sup>3</sup>, наноглин – 8,6 тыс. км<sup>3</sup>. Для эоплейстоцена эти величины равны, соответственно, 90,8, 0 и 2,8 тыс. км<sup>3</sup>.

При пересчете объемов натурального осадка в массы сухого осадочного вещества и, далее, переводе масс в массы осадков в единицу времени получаем табл. 40. Из анализа таблицы однозначно следует для неоплейстоцена полное доминирование турбидитов, подчиненное положение различных гемипелагических глин и совсем незначительные параметры для наноглин. В эоплейстоцене турбидиты исчезают, общие массы очень сильно уменьшаются, гемипелагические глины доминируют, а параметры наноглин падают по сравнению с неоплейстоценом.

### *Обсуждение результатов*

С точки зрения автора, наиболее интересен вопрос об изменении соотношения скоростей накопления гемипелагических глин и терригенных турбидитов в течение плейстоцена. В рамках проводимого исследования рассматриваются только неоплейстоцен (0,8–0,01 млн лет) и эоплейстоцен (1,8–0,8 млн лет). Однако если посмотреть на реальные возраста переслаивающихся пачек гемипелагических глин и терригенных турбидитов, открывается весьма любопытная картина. Исследования керна скв. 1444, скважин IODP рейса №354 и скв. 218 рейса ODP №116 (см. ссылки выше) показали, что пачки турбидитов накапливались с высокой скоростью в течение интервалов 1,8–1,3 (1,2) и 0,8–0,3 млн лет назад, а пачки гемипелагических глин – с низкой скоростью в течение интервалов 1,3 (1,2) – 0,8 и 0,3 млн лет – ныне. При этом наши расчеты показывают, что в течение неоплейстоцена скорости седиментации возросли в несколько раз. Интересно, что Среднеплейстоценовый переход был временем низких скоростей седиментации и именно на него в значительной степени приходится перерыв в осадконакоплении, зафиксированный и в керне скважин IODP рейса №354 (France-Lanord et al., 2016), и в скважинах индийской Национальной газгидратной программы (Flores et al., 2014).

В плейстоцене до 0,9 млн лет (т.е. почти до начала неоплейстоцена) осадки накапливались медленно, турбидитов было очень мало, среди глинистых минералов доминировала смектит-каолининовая ассоциация, доминировало органическое вещество (ОВ) С4 растений (France-Lanord, Derry, 1994; France-Lanord et al., 2016). После 0,9 млн лет в целом осадки накапливались гораздо быстрее (примерно в 4,5 раза), при этом доминировали турбидиты, среди глинистых минералов иллиты преобладали над смектитами, органическое вещество осадков было представлено остатками С3 растений (France-Lanord, Derry, 1994). В скв. NGHP-01-19А на континентальном склоне наблюдается тот же сценарий с возрастанием скорости седиментации в течение плейстоцена, а в соседней скважине NGHP-01-18А тоже скорости седиментации были высокими (500 м/млн лет) с начала неоплейстоцена до 0,28 млн лет, а затем снизились до 135 м/млн лет (Flores et al., 2014).

Принимая во внимание то обстоятельство, что Гималайский сектор Средиземноморско-Альпийского пояса в плейстоцене проявлял очень высокие скорости горообразования (Трифонов, 1999), а осадки Бенгальского фэна

(особенно турбидиты) сложены главным образом выносами Ганга и Брахмапутры, дренирующих горные системы региона, то можно предположить следующий сценарий геологического развития.

Основную роль в поставке терригенного материала в Бенгальский фэн в плейстоцене играли Гималаи. Их подъем происходил импульсами и достиг наибольших значений в неоплейстоцене, а именно в период с 0,9 по 0,3 млн лет. Одновременно происходило направленное похолодание климата, зафиксированное, в частности, изменениями в составе глинистых минералов и органического вещества. Вероятно, именно совместное воздействие неотектоники, климата (муссона Южной Азии) и гляциоэвстатических колебаний уровня моря сказалось на описанной истории терригенной седиментации.

Необходимо добавить, что на фоне снижавшейся поставки терригенного материала турбидными течениями проявлялась планктоногенная карбонатная седиментация. Это было зафиксировано и на континентальном склоне, например, в скв. NGHP-01-19A в осадках MIS 2 по сравнению с более ранними осадками и голоценовыми отложениями (Flores et al., 2014). Интересно, что и на поднятии Андаманских островов скорость накопления осадков тоже выросла в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом. Это затронуло как литогенный, так и карбонатный компоненты осадков.

Таким образом, в районе Бенгальского залива, в принципе, проявились те же закономерности, которые ранее были выявлены для пелагической седиментации Индийского океана в плейстоцене (Левитан и др., 2014).

### ***6.3. Подводная окраина Аравийского полуострова***

Пассивная континентальная окраина Аравийского полуострова привлекает внимание своей спецификой: здесь сочетаются условия сезонного апвеллинга, интенсивной эоловой поставки терригенного материала (в том числе довольно редко встречающихся обломочных карбонатов), отсутствия флювиального поступления литогенного вещества.

#### *Современные условия седиментации*

В климатическом отношении акватория относится к муссонному климату с ярко выраженной сезонностью. Летом (с июня по август) сильно выраженные юго-западные муссоны дуют параллельно побережью Аравийского полуострова и с помощью Экмановского механизма вызывают стоковые течения (Wyrтки, 1973; Prell, 1984). На место уходящей в пелагическом направлении поверхностной водной массы (толщиной 200 м, богатой кислородом, нутриентами; теплой и соленой) поднимаются с глубины нескольких сот метров воды Северо-Индийской промежуточной водной массы (бедной кислородом и формирующей кислородный минимум вплоть до глубины 1200 м; богатой нутриентами; холодной и соленой) и этот апвеллинг приводит к резкому возрастанию первичной продукции. С Аравийского полуострова дуют северо-западные ветры, относящиеся к ветви юго-западных муссонов.

В зимнее время происходят процессы с обратным знаком: муссоны становятся северо-восточными, стоковые течения не формируются, апвеллинг не действует с ноября по апрель, первичная продукция падает.

Таблица 39. Площади (S, тыс. км<sup>2</sup>) и объемы (V, тыс. км<sup>3</sup>) плейстоценовых осадков севера Бенгальского залива

Возраст	Гемипелагические глины		Терригенные турбидиты		Наноглины		ΣS всех осадков	ΣV всех осадков
	S	V	S	V	S	V		
Неоплейстоцен	1010,3	101,9	860,7	224,2	57,0	8,6	1067,3	334,7
Эоплейстоцен	1019,7	90,8	0	0	57,0	2,8	1076,7	93,6

Таблица 40. Массы сухого осадочного вещества (M, 10<sup>18</sup> г) и массы осадков в единицу времени (I, 10<sup>18</sup> г/млн лет) плейстоценовых осадков Бенгальского залива

Возраст	Гемипелагические глины		Терригенные турбидиты		Наноглины	
	M	I	M	I	M	I
Неоплейстоцен	63,18	79,97	1007,02	1274,71	6,45	8,16
Эоплейстоцен	72,64	72,64	0	0	2,44	2,44

Проиллюстрируем сказанное некоторыми количественными параметрами. Летом сила ветров часто превышает 15 м/с. На поверхность выходят воды с содержанием кислорода менее 0,2 мЛ/Л, фосфатов более 2  $\mu\text{мол/л}$ , нитратов более 10 ммоль/л и силикатов более 10  $\mu\text{мол/л}$ . Первичная продукция составляет более 500 мг С/м<sup>2</sup>/день (Крей, 1973). Температура поверхности моря снижается до менее 20 °С. Соответственно, в осадках образуются высокие содержания планктоногенного Сорг.

Зимой содержания кислорода, фосфатов, нитратов и силикатов составляют, соответственно, 4, 0,4, менее 0,5 и более 5 (см. размерности выше). Температура поверхности воды равна 24–25 °С, а величина первичной продукции падает до 150 мг С/м<sup>2</sup>/день (Крей, 1973).

На побережьях рассматриваемого района рек практически нет, а основным источником терригенного материала являются пустыни Аравийского полуострова, развеваемые ветром. Они поставляют кварц, обломочные карбонаты (в основном в виде доломита) и палыгорскит, при подчиненной роли хлорита и смектита.

В поверхностных водах развиты планктонные фораминиферы и кокколитофориды, определенное (но не определяющее) значение в зоне апвеллинга имеют диатомовые водоросли.

Следует отметить весьма неровный характер фундамента на шельфе и склоне, обусловленный, скорее всего, офиолитовыми диапирами (протрузиями?) и ответственный за очень неравномерный характер распределения мощностей осадочного чехла (Fisher, Bunce et al., 1974).

#### *Фактический материал*

В изучаемом районе проведены два рейса глубоководного бурения: DSDP рейс № 24 (Fisher, Bunce et al., 1974) и ODP рейс № 117 (Prell, Niitsuma et al., 1989). Скважины были пробурены в двух областях: на «плечах» трансформного разлома Алула-Фортак в устье Аденского залива (скв. 232 и 233) и на континентальной окраине Омана (остальные скважины, показанные на рис. 60). Исследуемая нами область ограничена береговой линией и изобатой 3000 м. Она включает в себя континентальный шельф, континентальный склон и частично хребет Шеба, сливающийся с континентальным склоном в устье Аденского залива.

На основе материалов глубоководного бурения построены литолого-фациальные карты для нео- и эоплейстоцена в масштабе 1:10000000 (рис. 61, 62).

#### *Полученные результаты*

**Неоплейстоцен.** Литолого-фациальная карта неоплейстоценовых отложений (см. рис. 61) фактически состоит из двух районов: в северо-восточном представлен полностью подтвержденный бурением сценарий седиментации с мощным участием терригенного материала, привнесенного ветром; в юго-западном предполагается гораздо более слабое участие терригенного вещества.

В северо-восточном районе от береговой линии последовательно в пелагическом направлении в результате смещения различных по генезису и составу осадочных потоков формируются: специфические слабокарбонатные

терригенные осадки (с доминирующей ролью обломочных карбонатов, в основном доломита), слабокарбонатные наноглины (с большой ролью обломочных карбонатов, кварца и глинистых минералов), фораминиферо-кокколитовые глины и наноглины (с относительно большей ролью глинистых минералов наряду с обломочными карбонатами).

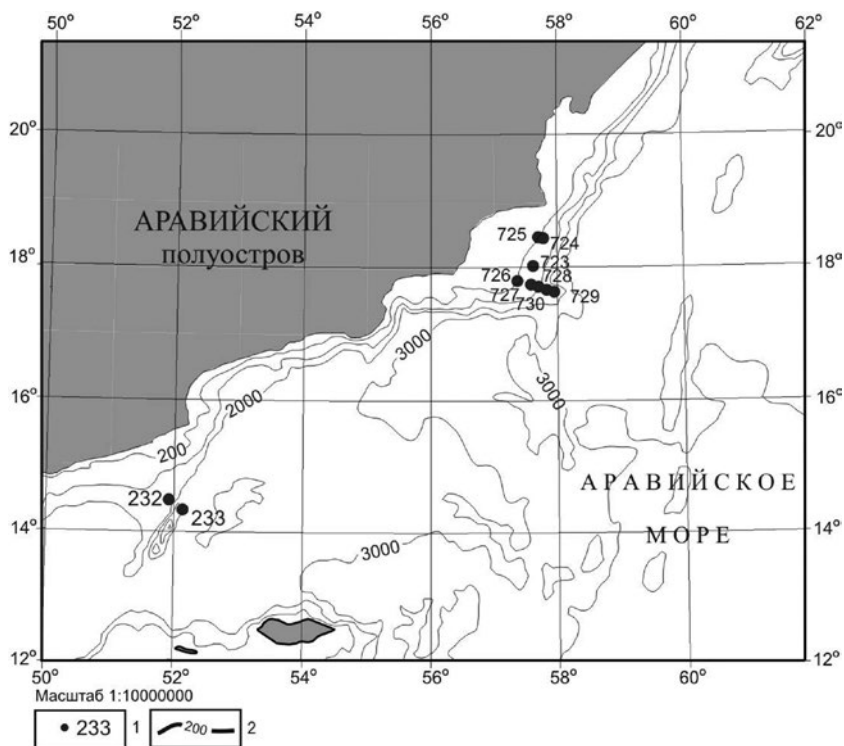


Рис. 60. Расположение скважин глубоководного бурения.

Условные обозначения: 1 – скважины глубоководного бурения; 2 – изобаты (в м)

Мощности неоплейстоценовых отложений в этом районе, как правило, составляют от 50 до 100 м, превосходя 100 м только в депрессиях континентального склона (см. рис. 61).

В юго-западном районе присутствуют лишь фораминиферо-кокколитовые глины (ближе к берегу) и наноглины (на удалении от него). Мощности осадков ближе к берегу колеблются между 50 и 100 м, а в пелагическом направлении составляют менее 50 м.

Следует отметить, что в литологических описаниях керна скважин указанных рейсов, как правило, вышеуказанные карбонатные глины фигурируют как планктоногенные илы. Однако данные химических анализов, приведенные в первичных отчетах, свидетельствуют, что содержание  $\text{CaCO}_3$ , как правило, составляет не более 40–50%. Косвенно наш вывод о литологии изученных отложений подтверждается и повышенными (по сравнению с ти-



пичными величинами для кокколитовых илов) значениями плотности натурального осадка, и пониженными – влажности (Fisher, Bunce et al., 1974).

В целом в толще неоплейстоценовых осадков наблюдается слабое обогащение фораминиферами. Обычные концентрации Сорг составляют 1–2%, лишь редко встречаются слои с более высокими содержаниями Сорг.

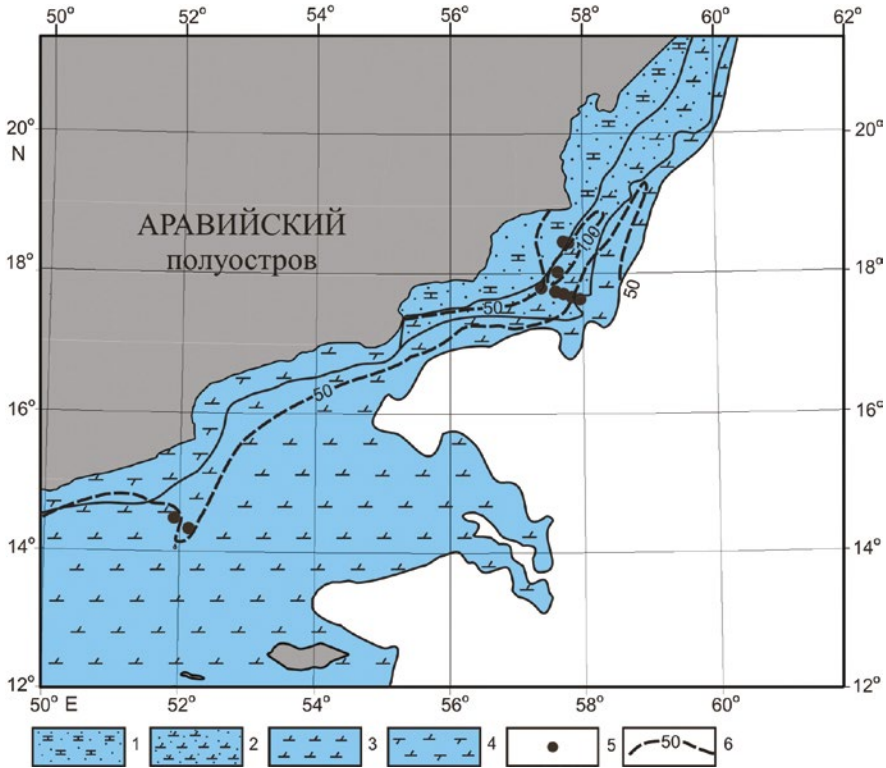


Рис. 61. Литолого-фациальная карта неоплейстоценовых отложений.

Условные обозначения: 1 – слабокарбонатные пески; 2 – песчанистые наноглины; 3 – наноглины; 4 – фораминиферовые наноглины; 5 – скважины глубоководного бурения; 6 – изопачиты (м)

**Эоплейстоцен.** Фациальная организация эоплейстоценовых осадков (см. рис. 62) практически ничем не отличается от неоплейстоценовой фациальной структуры. Основные отличия следующие: 1) в осадках заметно меньше фораминифер, но присутствуют в небольших количествах панцири диатомей, изредка обогащающие тонкие слои осадков; 2) явно возрастают концентрации Сорг (особенно в нижней половине разреза): обычное содержание от 2 до 5%, в редких случаях достигает до 8%; 3) местами описаны полосчатые текстуры, отсутствующие в неоплейстоценовых отложениях; 4) в низах толщи эоплейстоцена отмечены тонкие прослои кварцевых песков; 5) в пределах континентального шельфа мощности неоплейстоцена слегка выше, чем эоплейстоцена, а на континентальном склоне, напротив, мощности эоплейстоценовых осадков немного больше.

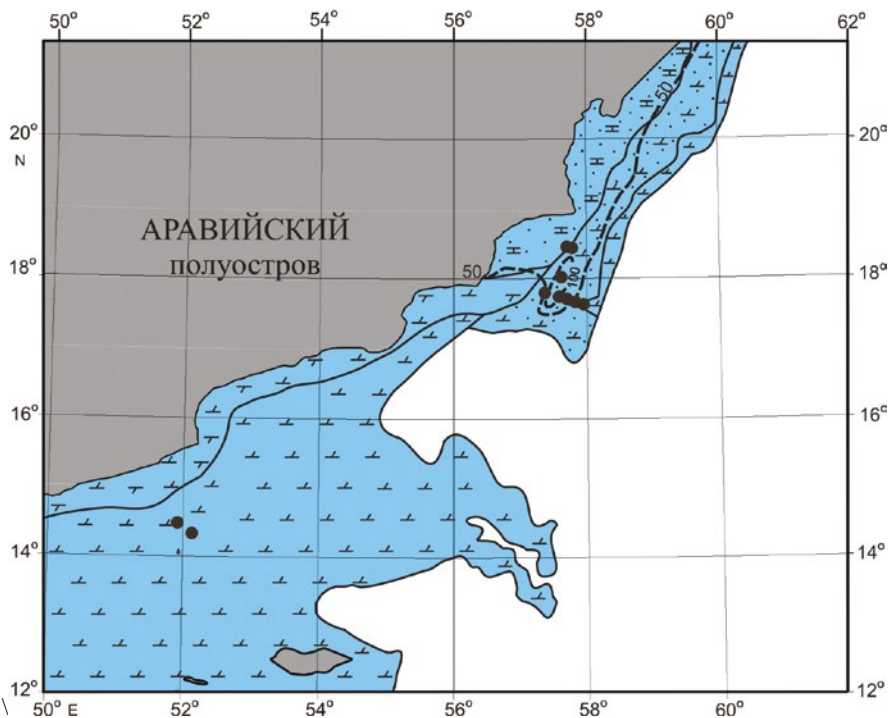


Рис. 62. Литолого-фациальная карта эоплейстоценовых отложений.  
Условные обозначения см. на рис. 61

**Количественные параметры седиментации.** В табл. 41 показаны результаты расчета площадей и объемов закартированных литологических градаций, а в табл. 42 – массы сухого осадочного вещества и массы вещества в единицу времени.

Общая площадь неоплейстоценовых отложений составляет 375,8 тыс. км<sup>2</sup>, а их объем – 17,6 тыс. км<sup>3</sup>. По убыванию площади развития (в тыс. км<sup>2</sup>) изученные осадки неоплейстоцена располагаются в следующем ряду: наноглины (274,4), эолово-морские осадки (38,7), марино-эоловые осадки (33,3) и фораминиферовые наноглины (29,4). По убыванию вклада в общий объем (в %) выстраивается такой ряд: наноглины (61,4), эолово-морские осадки (15,3), фораминиферовые наноглины (12,5) и марино-эоловые осадки (10,8).

Общая площадь эоплейстоценовых отложений составляет 368,4 тыс. км<sup>2</sup>, а их объем – 14,2 тыс. км<sup>3</sup>. По убыванию площади развития (в тыс. км<sup>2</sup>) изученные осадки эоплейстоцена располагаются в следующем ряду: наноглины (258,3), эолово-морские осадки (41,5), фораминиферовые наноглины (39,7), марино-эоловые осадки (28,9). По убыванию вклада в общий объем (в %) выстраивается такой ряд: наноглины (66,2), марино-эоловые осадки (15,5), фораминиферовые наноглины (9,9), эолово-морские осадки (8,5).

Суммарная масса неоплейстоценовых отложений равна  $14,01 \cdot 10^{18}$  г. По убыванию этого параметра (в  $10^{18}$  г) изученные осадки неоплейстоцена располагаются в следующем ряду: наноглины (8,10), эолово-морские осадки (2,38), марино-эоловые осадки (1,88) и фораминиферовые

Таблица 41. Площади (S, тыс. км<sup>2</sup>) и объемы (V, тыс. км<sup>3</sup>) плейстоценовых отложений на подводной окраине Аравийского полуостровов

Возраст	Марино-эоловые осадки		Эолово-морские осадки		Фораминиферо-кокколитовые глины		Наноглины		Все осадки	
	S	V	S	V	S	V	S	V	S	V
Неоплейстоцен	33,3	1,9	38,7	2,7	29,4	2,2	274,4	10,8	375,8	17,6
Эоплейстоцен	28,9	2,2	41,5	1,2	39,7	1,4	258,3	9,4	368,4	14,2

Таблица 42. Массы сухого осадочного вещества (M, 10<sup>18</sup> г) и массы вещества в единицу времени (I, 10<sup>18</sup> г/млн лет) плейстоценовых отложений на подводной окраине Аравийского полуострова

Возраст	Марино-эоловые осадки		Эолово-морские осадки		Фораминиферо-кокколитовые глины		Наноглины		Все осадки	
	M	I	M	I	M	I	M	I	M	I
Неоплейстоцен	1,88	2,38	2,38	3,01	1,65	2,09	8,10	10,25	14,01	17,73
Эоплейстоцен	2,28	2,28	1,11	1,11	1,11	1,11	7,43	7,43	11,84	11,84

наноглины (1,65). Суммарная масса эоплейстоценовых отложений равна  $11,84 * 10^{18}$  г. По убыванию этого параметра (в  $10^{18}$  г) изученные осадки неоплейстоцена располагаются в следующем ряду: наноглины (7,43), марино-эоловые осадки (2,28), эолово-морские осадки (1,11) и фораминиферовые наноглины (1,11).

Как уже неоднократно отмечалось, более корректные результаты дает сравнительный анализ такого параметра, как массы сухого осадочного вещества в единицу времени (или скорость накопления), выраженные в  $10^{18}$  г/млн лет. В неоплейстоцене суммарная величина скорости накопления составляет 17,73, а в эоплейстоцене –  $11,84 * 10^{18}$  г/млн лет. Для неоплейстоцена ряд убывания (в  $10^{18}$  г/млн лет) составляет: наноглины (10,25), эолово-морские осадки (3,01), марино-эоловые осадки (2,38) и фораминиферовые наноглины (2,09). В эоплейстоцене этот ряд выглядит следующим образом: наноглины (7,43), марино-эоловые осадки (2,28), эолово-морские осадки (1,11) и фораминиферовые наноглины (1,11).

Таким образом, если разделить скорости накопления неоплейстоценовых отложений на скорости накопления эоплейстоценовых отложений, то получим такой ряд отношений  $IQ_{2+3}/IQ_1$ : наноглины (1,38), эолово-морские осадки (2,71), марино-эоловые осадки (1,04) и фораминиферовые наноглины (1,88). Следовательно, для всех закартированных осадочных отложений была характерна большая скорость накопления в неоплейстоцене, чем в эоплейстоцене.

### *Обсуждение результатов и выводы*

В плейстоцене на подводной окраине Аравийского полуострова в изученном районе происходила терригенная и карбонатная седиментация. Основу терригенного вещества составляли поставлявшиеся, главным образом, ветрами из пустынь Аравии обломочные карбонаты, глинистые минералы, кварц, в определенной степени – палыгорскит (Krissek, Clemens, 1991). В принципе некоторый вклад могли внести источники из Северо-Восточной Африки или Макрана и Индии, однако представляется, что их вклад существенно меньше аравийского. Автохтонные карбонаты представлены кокколитами и раковинками планктонных фораминифер (в основном, в неоплейстоцене). В осадках, накапливавшихся выше зоны кислородного минимума (т. е. на глубине до 200 м и во времена отсутствия апвеллинга) присутствуют раковинки секреторных бентосных фораминифер. В эоплейстоценовых отложениях возрастает роль панцирей диатомовых водорослей.

Смещение потоков литогенного и карбонатного материала в плейстоцене создавало наблюдаемое фациальное разнообразие. Изредка в низах эоплейстоцена наблюдаются монофациальные терригенные кварцевые пески, вероятно, «отголоски» сильных песчаных бурь на Аравийском полуострове в районе Омана.

Детальные исследования влияния эолового процесса на седиментацию неоплейстоценовых (до 500 тыс. лет) осадков подводного хребта Оуэна, находящегося за пределами изученного района, позволили установить, что периоды усиления эоловой активности над Аравийским полуостровом совпадали, скорее всего, с эпохами оледенений и усиления аридности (Krissek,

Clemens, 1991). Можно предположить, что в неоплейстоцене, когда в целом росла аридность региона (Thiede, 1974), поставка терригенного материала золотым путем была выше, чем в эоплейстоцене. Отчасти это предположение подтверждается данными табл. 42.

Если рассматривать историю сезонного Оманского апвеллинга, то становится очевидным его усиление в целом в эоплейстоцене по сравнению с неоплейстоценом, причем в начале эоплейстоцена апвеллинг был более интенсивным, чем позже. Таким образом, в плейстоцене активность апвеллинга уменьшалась.

Скорее всего, увеличение роли фораминифер в неоплейстоценовых отложениях по сравнению с эоплейстоценовыми осадками свидетельствует об увеличении скорости накопления карбонатов в течение плейстоцена, что полностью соответствует материалам табл. 42.

Отмеченные тренды увеличения скоростей накопления и терригенного и карбонатного планктоногенного материала совпадают с трендами, отмеченными нами ранее для пелагиали Индийского океана (Левитан и др., 2014).

#### **6.4. Подводная окраина Юго-Восточной Африки**

##### *Современные условия седиментации*

Исследуемый район подводной пассивной континентальной окраины Индийского океана ограничен с севера Коморскими островами, с востока – Мадагаскаром и Мадагаскарским хребтом, с юга – изобатой 3000 м в глубоководных котловинах (рис. 63), с запада – побережьем Юго-Восточной Африки.

Район исследования попадает в три климатических пояса (с севера на юг): южно-тропический, субтропический и умеренный. В южно-тропическом поясе среднегодовая температура воздуха над поверхностью океана составляет 25 °С, а в двух других поясах колеблется в пределах 10–22 °С летом и 6–17 °С зимой (Рябчиков, 1988).

В поверхностных и подповерхностных водах господствует так называемая центральная водная масса, в которой по глубине температура меняется от 20–25 до 7–8 °С, а соленость – от 34,6 до 35,5‰ (Рябчиков, 1988).

Между Африкой и Мадагаскаром проходит направленное на юг теплое Мозамбикское течение, в рамках которого существует ряд небольших круговоротов. На широте южного окончания Мадагаскара в Мозамбикское течение вливается с востока теплое Восточно-Мадагаскарское течение. Еще южнее начинается теплое течение Агульяс, расщепляющееся юго-восточнее мыса Доброй Надежды на два течения: поворачивающее на юго-восток и вливающееся затем в течение Западных ветров, и поворачивающее на запад и омывающее Южную Африку течение Агульяс (см. рис. 63) (Рябчиков, 1988).

С точки зрения первичной продукции описываемый район относится к олиготрофическим структурам. В поверхностной воде среднее содержание хлорофилла-А составляет 0,5–0,8 мг/м<sup>3</sup>, а величина первичной продукции – менее 109 г С/м<sup>2</sup>/год (Bunt, 1975).

Шельфы исследуемого района относительно узкие, а к континентальному склону помимо традиционных форм можно отнести перемычку между Африкой и Мадагаскаром в районе подводного Коморского хребта. Среди наиболее крупных морфологических структур дна океана следует выделить глубоководные котловины Мозамбикскую и Агульяс (иногда к ним добавляют более мелкие котловины Коморскую и Транскей), и подводные хребты, и возвышенности: Мозамбикский, Мадагаскарский и Агульяс (см. рис. 63) (Канаев, 1979).

Наиболее мощным поставщиком терригенного материала в современную эпоху является р. Замбези – четвертая по длине (2660 км) река Африки с обширным водосборным бассейном (1330 тыс. км<sup>2</sup>) и ежегодным стоком на уровне 106 км<sup>3</sup> (Davies et al., 2000). У нее существует глубоководный конус выноса (фэн), расположенный на севере Мозамбикской глубоководной котловины. Дополнительную роль в поставке терригенного вещества играет р. Лимпопо (см. рис. 63).

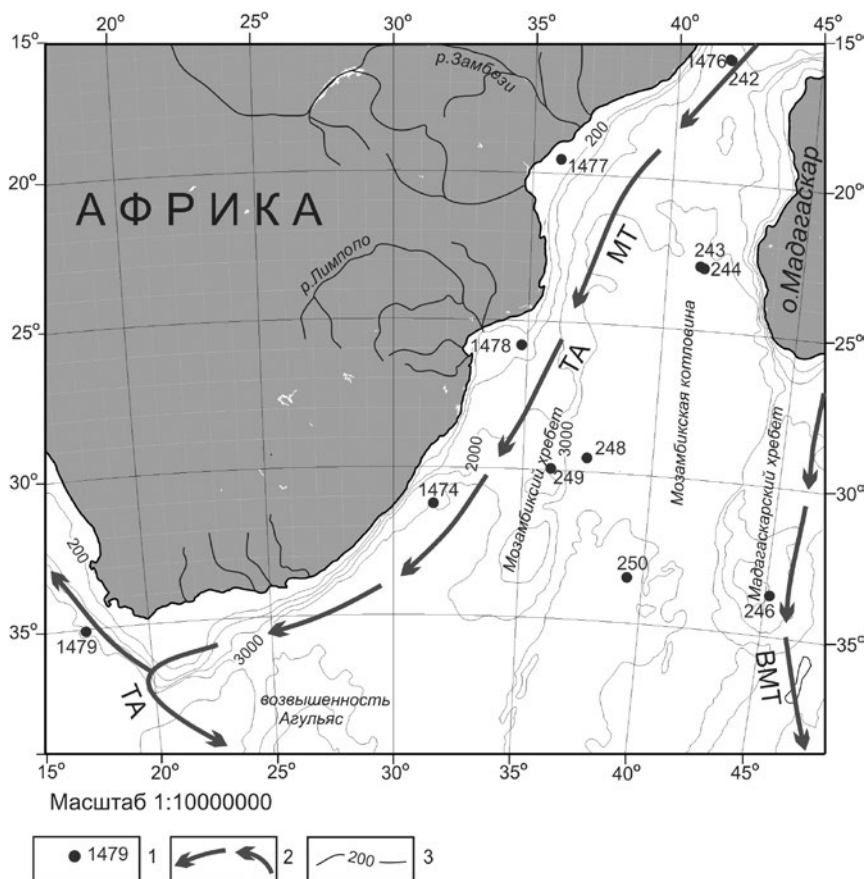


Рис. 63. Расположение скважин глубоководного бурения.

Условные обозначения: 1 – скважины глубоководного бурения; 2 – направления поверхностных течений; 3 – изобаты (в м). МТ – Мозамбикское течение; ТА – течение Агульяс; ВМТ – Восточно-Мадагаскарское течение

Поэтому современные осадки шельфа Юго-Восточной Африки сложены главным образом терригенными осадками: песками и гемипелагическими глинами (Безруков, Лисицын, 1974). Лишь на самом юге Африки шельфовые осадки представлены ракушей.

Такие же осадки встречены и на шельфе западного Мадагаскара. На современных континентальных склонах и подводных хребтах основную роль играют планктоногенные карбонатные илы (Безруков, Лисицын, 1974).

#### *Фактический материал*

В исследованном районе совершены два рейса по Международному проекту глубоководного бурения: DSDP рейс № 25 (Simpson, Schlich et al., 1974) и IODP рейс № 361 (Hall et al., 2017). На основе полученных в этих рейсах данных по плейстоценовым отложениям континентальной окраины региона и используя для сравнения материалы по современным донным осадкам, удалось построить литолого-фациальные карты масштаба 1:10000000 для нео- и эоплейстоценовых отложений.

#### *Полученные результаты*

**Неоплейстоцен.** На рис. 64 показана литолого-фациальная карта неоплейстоценовых отложений. В районе подводной дельты р. Замбези и на внутреннем шельфе в этом же районе мощность толщи гемипелагических глин неоплейстоцена превысила 500 м. Далее в пелагическом направлении эта толща резко сокращается по мощности и на окончании фэна на севере Мозамбикской котловины состоит лишь из нескольких метров промытых от алевритово-пелитовых фракций песчано-гравийных отложений. Интересно, что южнее – в районе подводной дельты р. Лимпопо – накапливались не глинистые, а песчаные осадки, причем их мощность здесь едва превышала 50 м. Еще южнее на шельфе Африки эти пески образуют своеобразную ленту, а мористее (на континентальном склоне) сменяются переслаиванием пачек терригенных турбидитов и нано-фораминиферовых глин. На окраине Южной Африки шельфовые отложения представлены полями ракуши. На Коморском и Мозамбикском подводных хребтах развиты маломощные (менее 50 м) пачки фораминиферо-кокколитовых илов, а на континентальном склоне Южной Африки – столь же маломощные кокколитовые илы.

Площадь развития неоплейстоценовых осадков составляет 312,2 тыс. км<sup>2</sup>, а объем осадков – 20,7 тыс. км<sup>3</sup> (табл. 43). По площади распространения (в порядке убывания) идут: фораминиферо-кокколитовые илы (108,8 тыс. км<sup>2</sup>), гемипелагические глины (83,5 тыс. км<sup>2</sup>), переслаивание нано-фораминиферовых глин и терригенных турбидитов (34,8 тыс. км<sup>2</sup>), пески (30,2 тыс. км<sup>2</sup>), карбонатно-обломочные осадки (29,8 тыс. км<sup>2</sup>) и кокколитовые илы (25,1 тыс. км<sup>2</sup>). В процентах от общего объема неоплейстоценовых осадков (также в порядке убывания) следуют: гемипелагические глины (49,76%), фораминиферо-кокколитовые илы (18,36%), пески (10,63%). Объемы других осадков составляют менее 10% каждый (см. табл. 43).

**Эоплейстоцен.** Показанная на рис. 65 литолого-фациальная карта эоплейстоценовых отложений по распределению осадков практически не отличается от карты неоплейстоцена. Этот же вывод можно сделать

и на основе анализа площадей распространения эоплейстоценовых осадков (табл. 43). Площадь развития эоплейстоценовых осадков составляет 311,3 тыс. км<sup>2</sup>, а объем натуральных осадков – 20,6 тыс. км<sup>3</sup> (см. табл. 43). Основные отличия между нео- и эоплейстоценом заключаются в изменении объемов конкретных типов осадков и, в частности, в изменении соотношений между ними. Для эоплейстоцена выстроен следующий ряд уменьшения объемов: в процентах от общего объема вклад гемипелагических глин равен 33,01, фораминиферо-кокколитовых илов – 24,27, песков – 20,87. Объемы других осадков составляют менее 10% каждый (см. табл. 43).

С использованием приведенных в вышеуказанных отчетах данных по влажности и плотности натурального осадка был проведен пересчет объемов натуральных осадков в массы сухого осадочного вещества, выраженные в 10<sup>18</sup> г. Затем полученные массы были разделены на продолжительность их накопления (для неоплейстоцена это 0,79 млн лет, для эоплейстоцена – 1,0 млн лет), что дало возможность оценки скорости накопления тех или иных типов осадков (в 10<sup>18</sup> г/млн лет) (табл. 44).

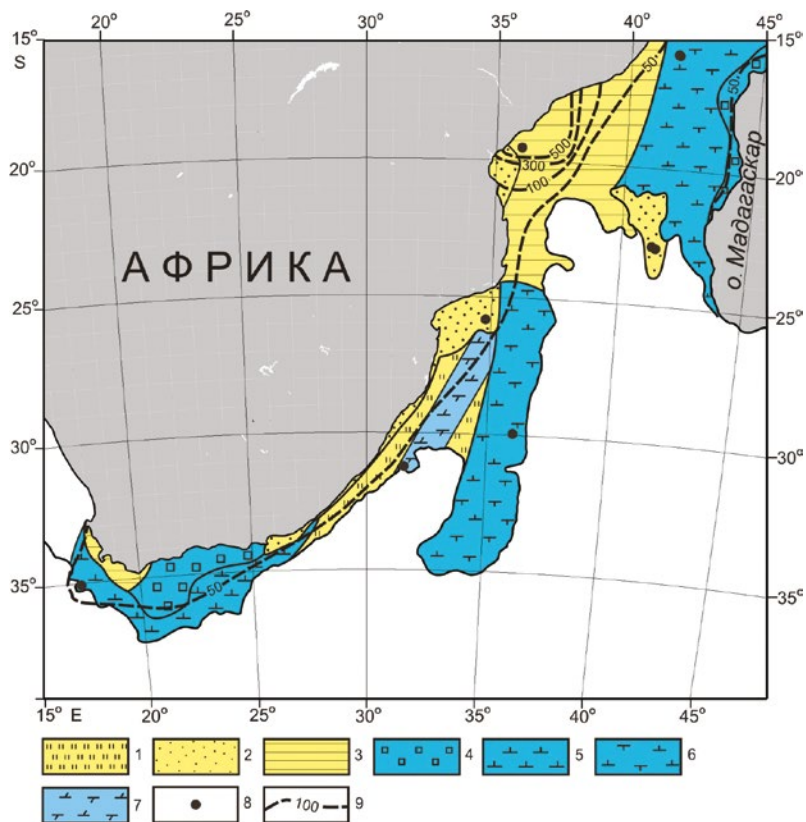


Рис. 64. Литолого-фациальная карта неоплейстоценовых отложений Ю-В Африки. Условные обозначения: 1 – терригенные турбидиты; 2 – терригенные пески; 3 – гемипелагические глины; 4 – карбонатно-обломочные осадки (ракушка); 5 – кокколитовые илы; 6 – фораминиферо-кокколитовые илы; 7 – нано-фораминиферовые глины; 8 – скважины глубоководного бурения; 9 – изопахиты (в м)



Таблица 43. Площади (S, тыс. км<sup>2</sup>) и объемы (V, тыс. км<sup>3</sup>) плейстоценовых отложений подводной окраины Юго-Восточной Африки

Возраст	Пески		Гемипелагические глины		Карбонатно-обломочные осадки		Кокколито-вые илы		Фораминиферово-кокколитовые илы		Нано-фораминиферовые глины		Терригенные турбидиты		ΣS всех осадков	ΣV всех осадков
	S	V	S	V	S	V	S	V	S	V	S	V	S	V		
Неоплейстоцен	30,2	2,2	83,5	10,3	29,8	1,9	25,1	1,0	108,8	3,8	34,8	0,9	34,8	0,6	312,2	20,7
Эоплейстоцен	37,0	4,3	83,5	6,8	25,0	1,8	21,9	0,9	109,2	5,0	34,7	1,0	34,7	0,8	311,3	20,6

Таблица 44. Массы сухого осадочного вещества (M, 10<sup>18</sup> г) и массы сухого осадочного вещества в единицу времени (I, 10<sup>18</sup> г/млн лет) плейстоценовых отложений подводной окраины Юго-Восточной Африки

Возраст	Пески		Гемипелагические глины		Карбонатно-обломочные осадки		Кокколитовые илы		Фораминиферово-кокколитовые илы		Нано-фораминиферовые глины		Терригенные турбидиты	
	M	I	M	I	M	I	M	I	M	I	M	I	M	I
Неоплейстоцен	2,70	3,42	6,72	8,51	2,04	2,58	0,75	0,95	2,70	3,42	0,62	0,78	0,78	0,99
Эоплейстоцен	5,81	5,81	5,10	5,10	2,14	2,14	0,77	0,77	3,75	3,75	0,74	0,74	1,14	1,14

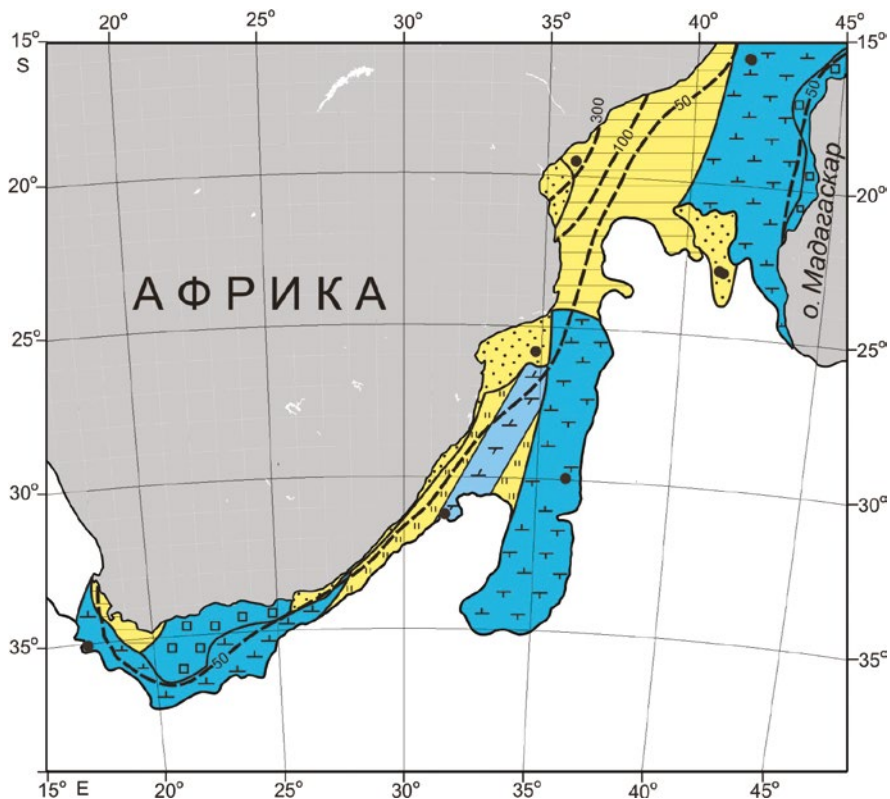


Рис. 65. Литолого-фациальная карта эоплейстоценовых отложений Ю-В Африки. Условные обозначения см. на рис. 64

### *Обсуждение результатов и выводы*

Более корректным сравнением нео- и эоплейстоцена является, разумеется, сравнение скоростей накопления. Такой анализ выявил, что отношения скоростей накопления в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом составили: для песков 0,59, гемипелагических глин 1,67, карбонатно-обломочных осадков 1,21, кокколитовых илов 1,23, фораминиферо-кокколитовых илов 0,91, нано-фораминиферовых глин 1,05 и терригенных турбидитов 0,87. Если теперь сгруппировать закартированные осадки по генетическим группам и при этом условно считать, что в нано-фораминиферовых глинах содержится по 50% терригенного и карбонатного вещества, то получим следующие результаты: 1) в неоплейстоцене сумма масс сухого терригенного вещества была равна  $10,51 \cdot 10^{18}$  г, карбонатного вещества –  $5,80 \cdot 10^{18}$  г; в эоплейстоцене, соответственно, 12,42 и  $7,03 \cdot 10^{18}$  г. Скорости накопления (I) терригенного вещества в неоплейстоцене равны 13,30, а в эоплейстоцене –  $12,42 \cdot 10^{18}$  г/млн лет. I карбонатного вещества были равны, соответственно, 7,34 и  $7,03 \cdot 10^{18}$  г/млн лет.

Отсюда следуют такие выводы: 1) масса и терригенного и карбонатного вещества в неоплейстоцене была ниже, соответственно, чем в эоплейстоце-

не; 2) масса сухого терригенного вещества в обоих подразделениях плейстоцена была почти в 2 раза выше, чем масса сухого карбонатного вещества; 3) отношения скоростей накопления терригенного и карбонатного вещества в неоплейстоцене и в эоплейстоцене были примерно одинаковыми, с ничтожным превышением для неоплейстоцена.

С учетом того, что источником песка и вещества терригенных турбидитов служили выносы р. Лимпопо, а основным источником гемипелагических глин были выносы р. Замбези, можно сделать вывод об усилении поставки терригенного материала в неоплейстоцене р. Замбези и ослаблении – р. Лимпопо (см. табл. 44). Генезис этого явления пока непонятен, однако очевидно, что в исследованном районе ни одна из обычно рассматриваемых причин изменения величины твердого стока с суши (неотектоника, резкие изменения климата, гляциоэвстатические колебания уровня Мирового океана) не подходит. Не исключено, что выявленные различия в плейстоценовой истории рассматриваемых рек обусловлены смещением внутритропической зоны атмосферной циркуляции.

Интересно, что очень слабое возрастание скоростей накопления терригенного материала четко коррелирует с таким же незначительным ростом скорости накопления биогенного карбонатного вещества.

### **6.5. Залив Прюдс**

Залив Прюдс и расположенная севернее акватория находятся над пассивной континентальной окраиной Антарктиды в индоокеанском секторе Южного океана и отделяют берег Восточной Антарктиды от плато Кергелен-Херд (см. рис. 66).

#### *Современные условия седиментации*

Залив Прюдс вызывает большой интерес у исследователей, поскольку: 1) в него впадает самый большой выводной ледник Восточной Антарктиды – ледник Ламберта (длина 400 км, ширина 85 км, толщина до 2500 м); 2) в заливе он соединяется с шельфовым ледником Эймери (см. рис. 66), под которым расположен минимальный из трех основных источников Антарктической придонной водной массы в Южном океане; 3) осадочная толща позволяет проследить историю оледенения Антарктиды в этом районе.

В поверхностных водах залива (с типичными отрицательными температурами и соленостью между 34,50 и 34,66‰) существует небольшой циклонический круговорот, севернее которого расположено направленное на запад Полярное течение (см. рис. 66) (Smith et al., 1984).

Залив Прюдс расположен целиком над шельфом, чья бровка находится на глубине 600 м (O'Brien et al., 2001). Рельеф шельфа чрезвычайно неровный: по обе стороны залива расположены довольно мелководные банки, а между ними в северо-западном направлении протягивается цепь различных впадин с глубинами свыше 600 м (с юго-востока на северо-запад: канал Свеннер, депрессия Эймери и канал Прюдс). Расположенный севернее континентальный склон очень крутой и рассечен каньоном – продолжением канала Прюдс, заканчивающимся на глубине примерно 2700 м фэном Прюдс.

Параллельно каньону идут несколько дрифтов, являющихся результатами взаимодействия потоков осадочного материала с шельфа и направленных параллельно склону контурных течений. До глубины 670 м на дне наблюдаются борозды, оставленные киями айсбергов. В данном разделе по глубине район изучения ограничен изобатой 3000 м.

В современную эпоху и в голоцене на поверхности шельфа накапливались в основном гемипелагические и диатомовые глины с материалом айсбергового разноса (IRD) (Barron et al., 1989; O'Brien et al., 2001). На континентальном склоне они сменялись отложениями оползней, терригенными турбидитами, контуритами, айсбергитами и гемипелагическими осадками с IRD.

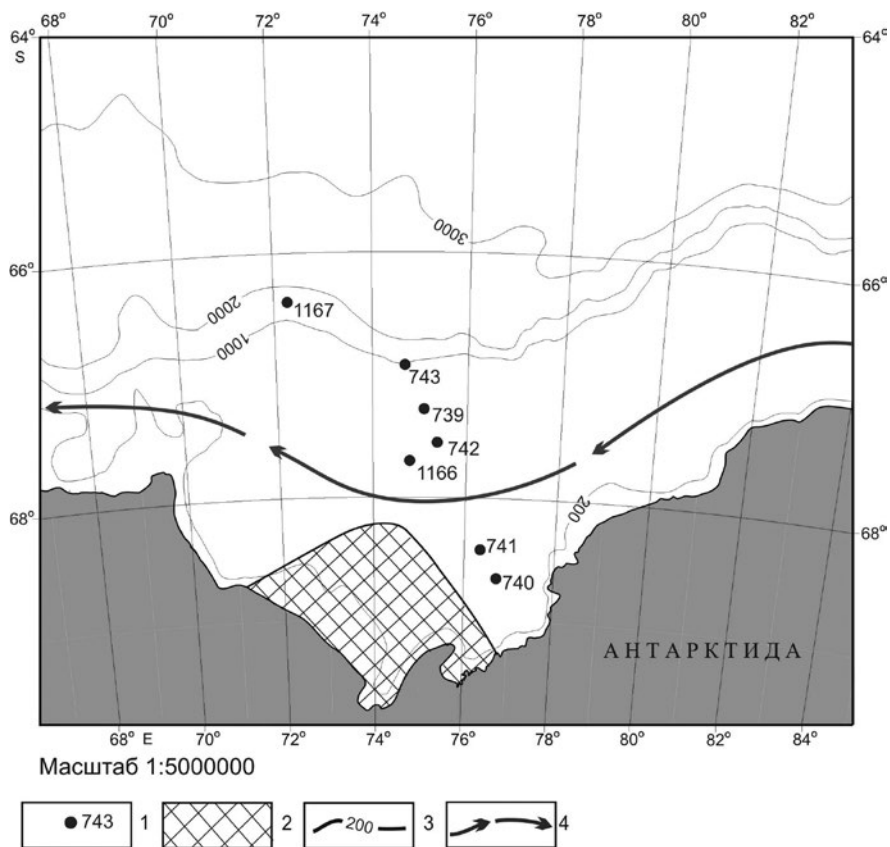


Рис. 66. Расположение скважин глубоководного бурения в заливе Прюдс. Условные обозначения: 1 – скважины глубоководного бурения; 2 – шельфовый ледник Эймери; 3 – изобаты (в м); 4 – поверхностные течения

#### Фактический материал

В изучаемом районе были пробурены скважины глубоководного бурения в ходе двух рейсов: ODP № 119 (Barron et al., 1989) и № 188 (O'Brien et al., 2001). В основном они расположены на шельфе за пределами шельфового

ледника Эймери (см. рис. 66). По материалам вышеперечисленных отчетов на основе данных о литологии и стратиграфии плейстоценовых отложений автором построены литолого-фациальные карты для нео- и эоплейстоцена масштаба 1:5000000 (рис. 67 и 68). Обсчет упомянутых карт с помощью объемного метода А. Б. Ронova позволил составить представление о площадях и объемах закартированных литологических градаций (табл. 45), а использование материалов о влажности и плотности натуральных осадков дало возможность рассчитать массы сухого осадочного вещества и массы сухих осадков в единицу времени (табл. 46).

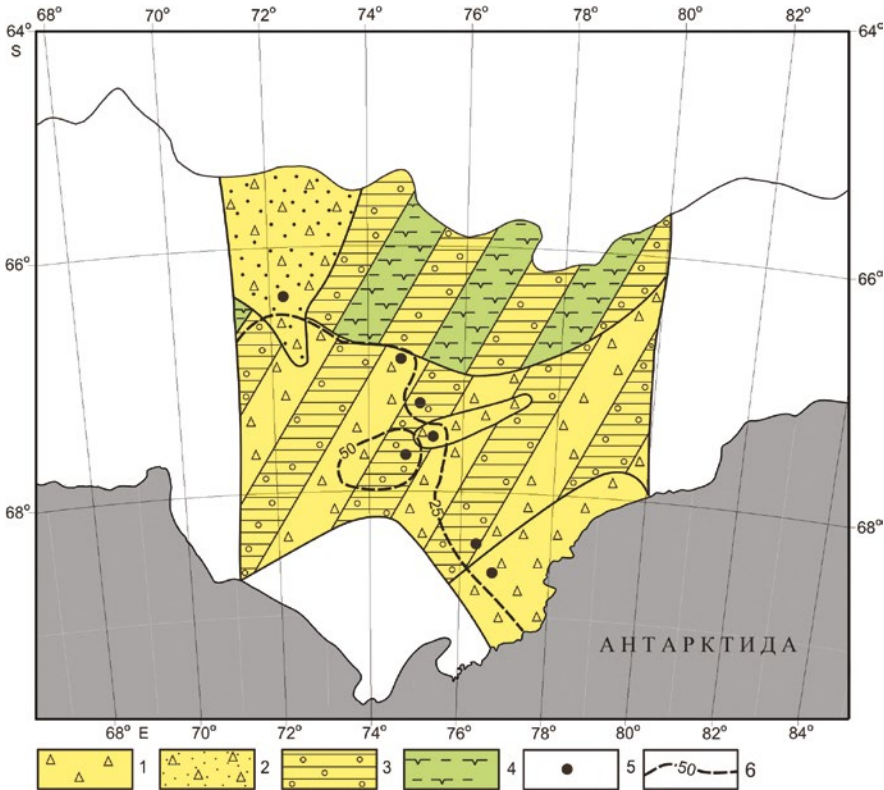


Рис. 67. Литолого-фациальная карта неоплейстоценовых отложений.  
Условные обозначения: 1 – диамиктиты; 2 – дебриты; 3 – гемипелагические глины с IRD; 4 – диатомовые глины; 5 – скважины глубоководного бурения; 6 – изопахиты (в м)

### Полученные результаты

**Неоплейстоцен.** Закартированная площадь развития неоплейстоценовых отложений в изученном районе составляет 116,9 тыс. км<sup>2</sup>, а их суммарный объем равен 2,4 тыс. км<sup>3</sup> (см. табл. 45). В распределении неоплейстоценовых отложений (см. рис. 67) наблюдается довольно четкая литолого-фациальная зональность: на внутреннем шельфе на банке обнажены морские диамиктиты (по мнению участников рейсов бурения – проксимальные марино-гляциальные отложения), во впадинах среднего и внешнего шельфа

накапливались переслаивавшиеся пачки морских дистальных диамиктитов и гемипелагических глин с IRD, которые в районе континентального склона за пределами каньона Прюдса сменились переслаиванием пачек гемипелагических глин с IRD и диатомовых глин. В фэне Прюдс на континентальном склоне бурением вскрыты сильно промытые дебриты, привнесенные, скорее всего, ледовыми потоками.

Диамиктиты представляют собой в основном песчаные плохо сортированные уплотненные отложения (включая алевритистые и глинистые пески), в которых содержание дресвы и щебня колеблется от 1–2% в дистальных разностях до 5–10% в проксимальных. В среднем их влажность составляет около 20%, а плотность – 2,15–2,20 г/см<sup>3</sup>. Крупные обломки представлены главным образом гранитами и амфиболовыми гнейсами, а песчаные зерна – кварцем и полевыми шпатами. В алевритово-пелитовом материале преобладают глинистые минералы и диатомеи.

Дебриты сложены щебнем, дресвой, варьирующими по разрезу песчаными фракциями. Вещественный состав соответствующих гранулометрических фракций, по сути дела, практически не отличается от диамиктитов.

Общая площадь развития гемипелагических глин с IRD составляет 91,6 тыс. км<sup>2</sup>, диамиктитов – 71,3 тыс. км<sup>2</sup>, диатомовых глин – 32,0 тыс. км<sup>2</sup>, дебритов – 13,6 тыс. км<sup>2</sup> (см. табл. 45). Мощности неоплейстоцена небольшие: на банках и на континентальном склоне они составляют менее 25 м, а в шельфовых депрессиях могут достигать 50 м (см. рис. 67). В процентах от общего объема неоплейстоценовых отложений по мере убывания следуют: гемипелагические глины с IRD – 54,2, диамиктиты – 33,3, дебриты – 8,3, диатомовые глины – 4,2.

**Эоплейстоцен.** По распределению основных типов осадков литолого-фациальная карта эоплейстоценовых отложений практически ничем не отличается от карты неоплейстоцена, однако схема расположения изопакит совсем другая (см. рис. 68). Мощности менее 25 м свойственны только осадкам внутреннего шельфа и восточной части континентального склона. Выполнение каньона Прюдс мощное и возрастает к фэну от 50 до более 300 м (см. рис. 68). Это наблюдение полностью подтверждается и данными табл. 45: площади распространения осадков всех типов практически совпадают для нео- и эоплейстоцена, а объемы всех отложений (кроме диамиктитов) в эоплейстоцене гораздо выше, чем в неоплейстоцене. В итоге площадь развития эоплейстоценовых отложений равна 117,6 тыс. км<sup>2</sup>, а общий их объем составляет 8,0 тыс. км<sup>3</sup>. В процентах от общего объема эоплейстоценовых отложений по мере убывания следуют: дебриты – 48,8, гемипелагические глины с IRD – 30,0, диатомовые глины – 11,3, диамиктиты – 10. Таким образом, в эоплейстоцене картина соотношения объемов осадков полностью перестроилась по сравнению с неоплейстоценом.

Важно отметить, что при этом изменился и состав доминирующих крупных обломков в дебритах и диамиктитах: в наиболее мощных разрезах они представлены песчаниками.

**Сухие массы осадочного вещества и массы в единицу времени.** Распределение этих количественных параметров седиментации показано в табл. 46. В неоплейстоцене по убыванию масс сухого осадочного веще-

ства (в  $10^{18}$  г) выстраивается следующий ряд: диамиктиты – 1,41, гемипелагические глины с IRD – 1,04, дебриты – 0,34, диатомовые глины – 0,07. В эоплейстоцене этот ряд выглядит следующим образом: дебриты – 7,29, гемипелагические глины с IRD – 2,02, диамиктиты – 1,53, диатомовые глины – 0,70.

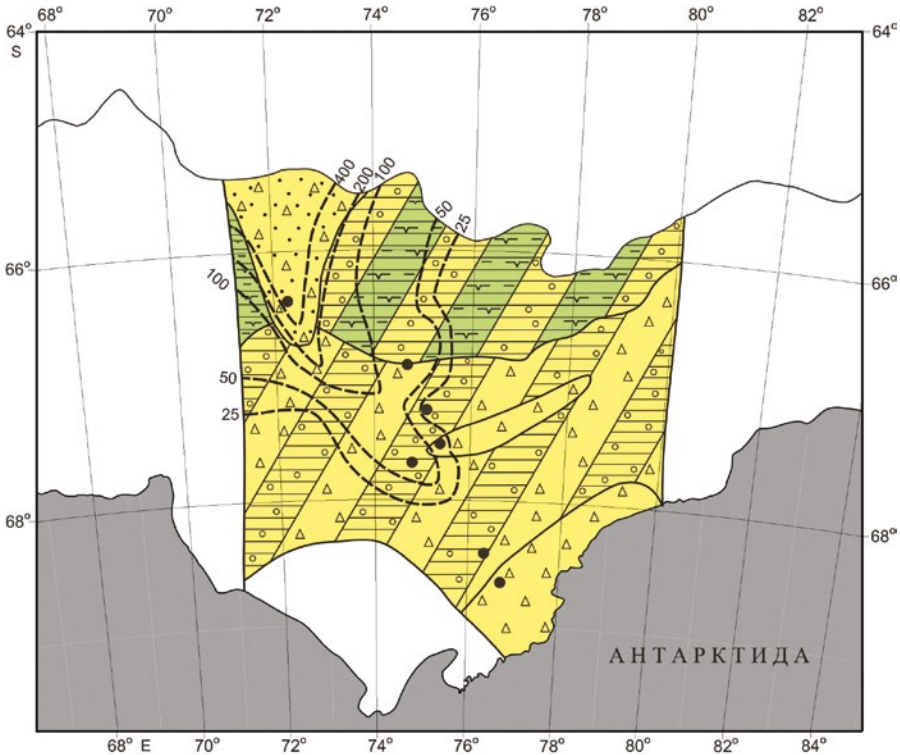


Рис. 68. Литолого-фациальная карта эоплейстоценовых отложений. Условные обозначения см. на рис. 67

Как уже было показано в предыдущих главах книги, наиболее корректные результаты приносит сравнительный анализ изменений масс сухого осадочного вещества в единицу времени. В неоплейстоцене по убыванию этого параметра (в  $10^{18}$  г/млн лет) выстраивается следующий ряд: диамиктиты – 1,78, гемипелагические глины с IRD – 1,31, дебриты – 0,44, диатомовые глины – 0,09. В эоплейстоцене ряд убывания выглядит следующим образом: дебриты – 7,29, гемипелагические глины с IRD – 2,02, диамиктиты – 1,53, диатомовые глины – 0,70. Таким образом, соотношение I неоплейстоцена к I эоплейстоцена равняется: для дебритов – 0,06, гемипелагических глин с IRD – 0,65, диамиктитов – 1,16, диатомовых глин – 0,13. Следовательно, итоговая скорость накопления в эоплейстоцене по сравнению с неоплейстоценом увеличилась в ряду: гемипелагические глины с IRD, диатомовые глины, дебриты. Для диамиктитов этот параметр остался практически без изменений.

Таблица 45

Площади (S, тыс. км<sup>2</sup>) и объемы (V, тыс. км<sup>3</sup>) плейстоценовых отложений залива Прюдс

Возраст	Дебриты		Гемипелагические глины (с IRD)		Диатомовые глины		Диамиктиты		ΣS всех осадков	ΣV всех осадков
	S	V	S	V	S	V	S	V		
Неоплейстоцен	13,6	0,2	91,6	1,3	32,0	0,1	71,3	0,8	116,9	2,4
Эоплейстоцен	10,7	3,9	94,1	2,4	32,0	0,9	74,9	0,8	117,6	8,0

Таблица 46

Массы сухого осадочного вещества (M, 10<sup>18</sup> г) и массы в единицу времени (I, 10<sup>18</sup> г/млн лет) плейстоценовых отложений залива Прюдс

Возраст	Дебриты		Гемипелагические глины (с IRD)		Диатомовые глины		Диамиктиты	
	M	I	M	I	M	I	M	I
Неоплейстоцен	0,34	0,44	0,07	0,09	1,04	1,31	1,41	1,78
Эоплейстоцен	7,29	7,29	0,70	0,70	2,02	2,02	1,53	1,53

### Обсуждение результатов и выводы

Прежде всего, стоит указать, что картина седиментации в плейстоцене разительно отличалась от голоценовой («межледниковой») ситуации: плейстоценовые ледники занимали почти весь шельф и формировали морские морены, сменявшиеся во время интергляциалов и межледниковий гемипелагическими глинами с IRD. Активно действовали ледовые потоки, транспортировавшие обломочный материал по каньону Прюдс на континентальный склон. За пределами каньонов на континентальном склоне во время оледенений аккумуляровались гемипелагические глины с материалом айсбергового разноса, а во время межледниковий – диатомовые глины.

Различия в петрографическом составе крупных обломков указывают на то, что в эоплейстоцене активно участвовала в транспортировке осадочного материала, скорее всего, та часть ледника Ламберта, которая располагалась относительно близко к современной береговой линии, а в неоплейстоцене в эту деятельность были вовлечены и более глубинные по отношению к устью выводного ледника его части. Это следует из данных по геологическому строению Восточной Антарктиды в районе исследования (O'Brien et al., 2001).

Весьма важные отличия нео- и эоплейстоценовых отложений по мощности, массам сухого осадочного вещества и массам осадков в единицу вре-



мени, показанные выше, логичнее всего объяснить гораздо более активной эрозией шельфа при продвижениях и отступаниях ледников в неоплейстоцене, чем в эоплейстоцене. Свою роль сыграли также большая площадь развития ледников на шельфе и, возможно, повышенная литогидродинамика нефелоидного слоя.

В то же время более интенсивная седиментация диатомовых глин в эоплейстоцене, скорее всего, обусловлена ранее описанными (Левитан, 2016) особенностями «ледового» океана в плейстоцене. Кстати, на юге пелагической области Индийского океана и на подводной окраине Земли Уилкса нами выявлена точно такая же закономерность в накоплении диатомовых осадков в плейстоцене (Левитан и др., 2014, 2018<sub>7</sub>).

Таким образом, логично предположить, что в неоплейстоцене оледенение прилегающего к заливу Прюдс участка Восточной Антарктиды было более суровым и динамичным, чем в эоплейстоцене. Оно затрагивало большие по площади участки ледникового щита Восточной Антарктиды. Менее суровый климат в эоплейстоцене привел не только к описанным изменениям в мощности терригенных отложений, но и к относительно высоким скоростям накопления кремнистых осадков.

## Глава 7. Атлантический океан

Среди континентальных окраин Атлантического океана преобладают окраины пассивного типа, а на западе океана присутствуют две активные окраины островодужного типа: Карибское море и море Скоша. Главу начнем с описания плейстоценовых отложений подводной части континентальной окраины Юго-Западной Африки, а далее будут рассмотрены другие ключевые районы окраин по направлению «против часовой стрелки».

### 7.1. Подводная окраина Юго-Западной Африки

#### *Современные условия седиментации*

В разделе представлены результаты изучения региона, простирающегося от экватора до 35° ю. ш. и от береговой линии Африки до глубины 3000 м. Относительно узкая зона подводной континентальной окраины с севера на юг пересекает пояса экваториального, тропического, умеренного гумидного и аридного климатов.

С севера на юг континентальная окраина Юго-Западной Африки граничит с такими крупными структурами как Ангольская глубоководная котловина, Китовый хребет, Капская глубоководная котловина (рис. 69).

В системе поверхностной циркуляции доминирует холодное Бенгельское течение, текущее на север (рис. 69) и являющееся восточной частью огромного круговорота вод Южной Атлантики. Благодаря дующим из пустыни Намиб юго-восточным пассатам формируется стоковое течение западного направления и поэтому в структуре вертикальной циркуляции основную роль играет Бенгельский (Намибийский) апвеллинг. В нем отклоняющаяся к северу от Антарктического циркумполярного течения струя поднимает с глубины 80–50 м к поверхности южной части изучаемого региона богатые питательными веществами подповерхностные воды, что приводит к формированию повышенной первичной продукции вдоль всей окраины с величинами свыше 180 г С/м<sup>2</sup>/год (и в несколько раз выше в зоне непосредственно Бенгельского апвеллинга).

В современную эпоху влияние отмеченной зоны высокой первичной продукции распространяется до глубины примерно 1000 м. Наиболее выражен Бенгельский апвеллинг южнее 21° ю. ш. Интенсивность апвеллинга в современную эпоху определяется силой ветра (Nelson, 1992). Примерно однажды в 10 лет здесь наблюдается явление Эль-Ниньо, когда теплые и соленые воды с севера активно поступают на юг. В это время апвеллинг прекращается и наблюдаются заморы рыбы (Батулин, 2004).

Севернее района сочленения Китового хребта и континентальной окраины Африки циркуляция выглядит совсем по-другому (рис. 69). Здесь нет апвеллинга, и находится другая крупная ячейка циркуляции (Berger et al., 1998).

Поставка терригенного материала с суши осуществляется реками (перечисление с севера на юг) Конго, Кунене, Оранжевая (рис. 69); а также эоловым путем, причем здесь превалирует поступление эолового материала из пустыни Намиб.

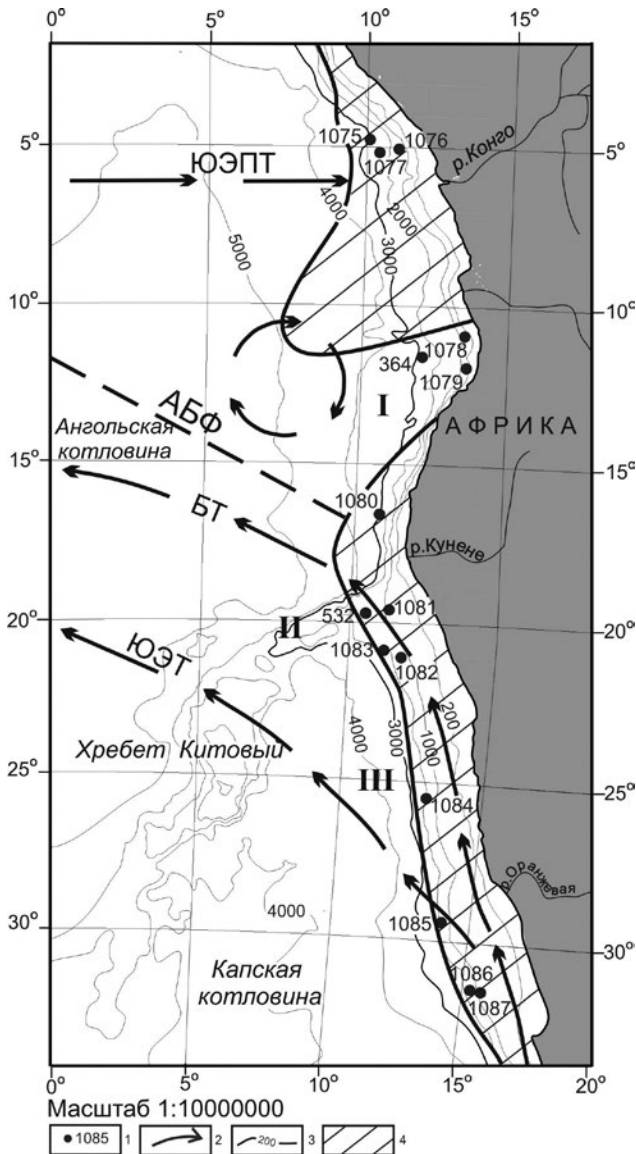


Рис. 69. Расположение скважин глубоководного бурения. Условные обозначения: 1 – скважины глубоководного бурения; 2 – течения (Berger et al., 1998, с изменениями); 3 – изобаты (в м); 4 – области повышенной первичной продукции (Berger et al., 1998, с изменениями), южная область – Бенгельский апвеллинг. Пунктирная линия – Анголо-Бенгельский гидрологический фронт (АБФ). БТ – Бенгельское течение; ЮЭТ – Южно-экваториальное течение; ЮЭПТ – Южно-экваториальное противотечение. I – Ангольская глубоководная котловина; II – Китовый хребет; III – Капская глубоководная котловина

Северная часть исследованной окраины (от 0° до примерно 15° ю. ш.) в современную эпоху является областью доминирования терригенной седиментации (с небольшим пятном диатомовых глин в зоне влияния выно-

сов р. Конго), а южнее преобладают планктоногенные карбонатные осадки, к которым на шельфе и континентальном склоне в районе воздействия Бенгельского апвеллинга добавляются фораминиферовые пески, глауконитовые пески (на шельфе), диатомовые илы и диатомовые глины с фосфоритовыми конкрециями (Емельянов и др., 1989–1990; Батурин, 2004).

#### *Фактический материал*

На подводной окраине Юго-Западной Африки пробурены скважины в ходе следующих рейсов глубоководного бурения: DSDP № 40 (Bolli et al., 1978), 75 (Hay et al., 1984), ODP № 175 (Wefer et al., 1998).

По данным, полученным в этих рейсах, для временных срезов неоглобальной эпохи составлены литолого-фациальные карты в масштабе 1:10000000.

#### *Полученные результаты*

**Неоплейстоцен.** На литолого-фациальной карте неоплейстоцена (рис. 70) хорошо видны продольная и поперечная фациальные зональности. С севера до примерно 14° ю. ш. доминируют терригенные гемипелагические глины, которые на траверзе р. Конго на нижнем континентальном склоне замещаются диатомовыми глинами. Далее на юг примерно до 22° ю. ш. расположена карбонатная зона с полями диатомовых наноглин (чуть севернее устья р. Кунене), фораминиферо-кокколитовых глин шельфа и континентального склона, а также фораминиферо-кокколитовых илов на северо-восточном окончании Китового хребта. Южнее (ориентировочно до траверза р. Оранжевой) расположена зона влияния Бенгельского апвеллинга с переслаивающимися фораминиферо-кокколитовыми глинами, гемипелагическими глинами, кокколитовыми илами и диатомово-кокколитовыми глинами. Здесь особенно высока примесь глауконита, обычны фосфоритовые конкреции. Наконец, самая южная часть изученной окраины в неоплейстоцене была покрыта переслаивающимися кокколитовыми илами и карбонатными турбидитами.

Следует отметить, что практически все изученные осадки содержат по несколько процентов Сорг, причем наибольшие значения отмечены в двух местах: на траверзе р. Конго и в зоне влияния Бенгельского апвеллинга.

Мощности осадков свыше 100 м приурочены к зоне смещения вод р. Конго и морских вод, а также к зоне Бенгельского апвеллинга. На большей части подводной окраины преобладают мощности от 100 до 50 м, а в двух районах (между 7 и 22° ю. ш. и к югу от устья р. Оранжевой) почти половину площади окраины в неоплейстоцене занимали осадки мощностью менее 50 м. Практически на всем протяжении исследованного региона наблюдается закономерное уменьшение мощностей от берега в пелагическом направлении.

Обсчет описанной карты с помощью объемного метода А.Б. Ронова (табл. 47) показал, что закартированная площадь равна 226,9 тыс. км<sup>2</sup>, а объем накопившихся осадков составляет 14,7 тыс. км<sup>3</sup>. В процентном отношении от всего объема содержание гемипелагических глин равно 37,4, наноглин – 18,4, карбонатных турбидитов – 9,5, наноглин – 8,8, кокколито-фораминиферо-глин – 8,2, диатомово-кокколитовых илов – 6,8, диатомовых глин – 4,8, диатомово-кокколитовых глин – 4,1. После пересчета

объемов в массы сухого осадочного вещества (табл. 48) выяснилось, что суммарная масса осадков неоплейстоценового возраста в изученном районе равна  $11,3 \cdot 10^{18}$  г. Из них сухая масса терригенных отложений составляет 5,4, карбонатных – 4,7, кремнистых –  $1,2 \cdot 10^{18}$  г.

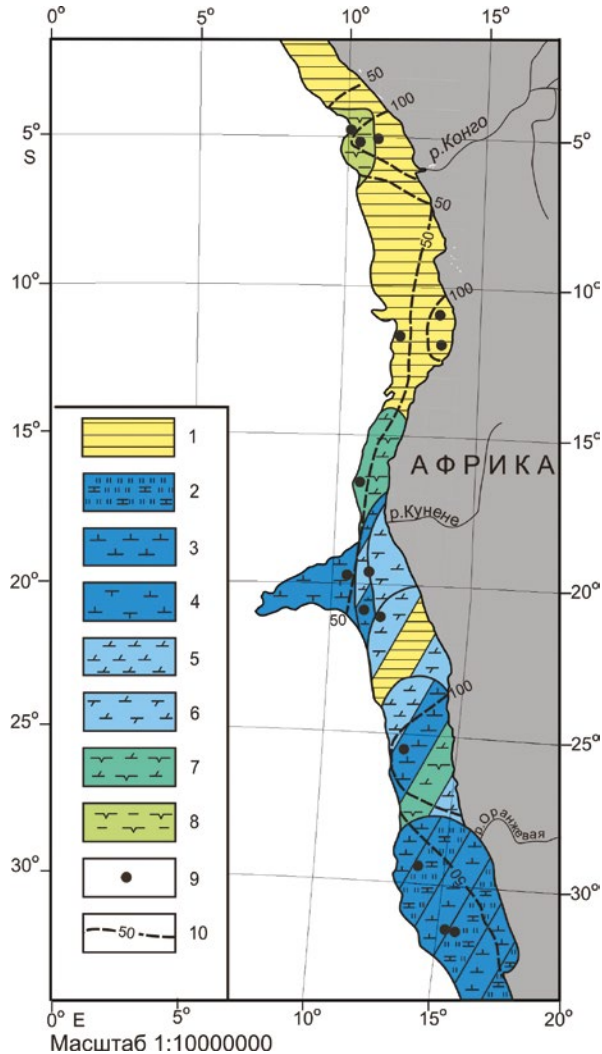


Рис. 70. Литолого-фациальная карта неоплейстоценовых отложений.

Условные обозначения: 1 – гемипелагические глины; 2 – карбонатные турбидиты; 3 – наилоны; 4 – фораминиферовые наилоны; 5 – наноглины; 6 – фораминиферовые наноглины; 7 – нано-диатомовые глины; 8 – диатомовые глины; 9 – скважины глубоководного бурения; 10 – изопахиты (в м)

**Эоплейстоцен.** Литолого-фациальная карта эоплейстоцена (рис. 71) весьма напоминает неоплейстоценовую карту общей фациальной структурой, однако обращает на себя внимание довольно сильное расширение площади, занятой слабокремнистыми и кремнистыми осадками (в том числе

и на поверхности северо-восточного окончания Китового хребта). Кроме того, уменьшаются мощности терригенных осадков и возрастают мощности кремнистых отложений.

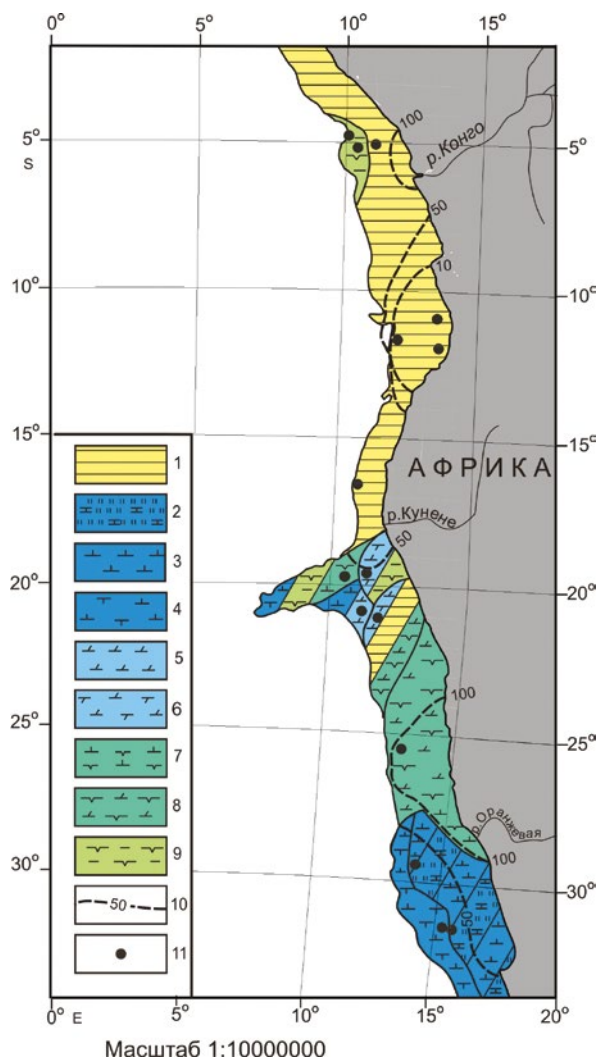


Рис. 71. Литолого-фациальная карта эоплейстоценовых отложений.

Условные обозначения: 1 – гемипелагические глины; 2 – карбонатные турбидиты; 3 – наноилы; 4 – фораминиферовые наноилы; 5 – наноглины; 6 – фораминиферовые наноглины; 7 – нано-диатомовые илы; 8 – нано-диатомовые глины; 9 – диатомовые глины; 10 – изопахиты (в м); 11 – скважины глубоководного бурения

Таблица 47. Площади (S, тыс. км<sup>2</sup>) и объемы (V, тыс. км<sup>3</sup>) плейстоценовых отложений на подводной окраине Юго-Западной Африки в Атлантическом океане

Возраст	Гемипелагические глины		Диатомовые глины		Диатомовые наноглины		Нано-фораминиферовые глины		Нано-фораминиферовые илы		Переслаивание наноиллов и наноглин				Переслаивание нано-фораминиферовых глин и гемипелагических глин					
	S	V	S	V	S	V	S	V	S	V	S	V	S	V	Σ	V	S	V	Σ	V
Q <sub>2-3</sub>	82,7	3,9	5,1	0,4	0	35,6	3,9	0	15,4	0,5	8,9	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0	0	0	0
Q <sub>1</sub>	74,5	4,6	7,7	0,7	8,2	10,0	0,6	12,8	0,2	14,5	0,3	0,3	0,3	0,2	20,5	0,6	0,9	1,5	0,9	1,5

Таблица 47 (продолжение 1)

Возраст	Переслаивание наноиллов и диатомовых наноиллов						Переслаивание наноиллов и карбонатных турбидитов						Переслаивание нано-фораминиферовых глин диатомовых глин									
	S	V	S	V	ΣV	ΣV	S	V	S	V	ΣV	ΣV	S	V	ΣV	S	V	ΣV	S	V	ΣV	
																						ΣV
Q <sub>2-3</sub>	0	0	0	0	0	45,1	1,4	1,4	1,4	2,8	2,8	0,26	0,26	0,26	0,26	0	0	0	0	0	0	0,52
Q <sub>1</sub>	31,0	1,0	1,0	1,0	3,0	54,0	1,4	1,4	1,4	2,8	2,8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Таблица 47 (продолжение 2)

Возраст	Переслаивание нано-фораминиферовых глин, гемипелагических глин и диатомовых наноглин						Переслаивание нано-фораминиферовых илов, диатомовых глин и диатомовых наноглин						Все осадки			
	S	V	S	V	ΣV	ΣV	S	V	S	V	ΣV	ΣV	S	V	ΣS	ΣV
Q <sub>2-3</sub>	17,9	0,4	0,4	0,4	0,8	1,6	12,6	0,21	0,21	0,22	0,32	0,75	226,9	14,6	226,9	14,6
Q <sub>1</sub>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	226,9	14,7

Таблица 48. Массы сухого осадочного вещества (М,  $10^{18}$  г) и массы сухого осадочного вещества в единицу времени (I,  $10^{18}$  г/млн лет) плейстоценовых отложений подводной окраины Юго -Западной Африки

Возраст	Гемипелагические глины		Диатомовые наноилы		Диатомовые глины		Диатомовые наноилы		Нано-фораминиферовые глины		Наноглины		Наноилы		Карбонатные турбидиты	
	М	I	М	I	М	I	М	I	М	I	М	I	М	I	М	I
Неоплейстоцен	5,4	6,8	0,5	0,7	0,3	0,3	0,3	0,4	0,8	1,0	0,9	1,1	2,0	2,6	1,2	1,6
Эоплейстоцен	4,2	4,2	0,2	0,2	0,2	0,2	2,7	2,7	0,3	0,3	0,1	0,1	0,4	0,4	1,3	1,3



В итоге объем эоплейстоценовых осадков равен 14,8 тыс. км<sup>3</sup> (см. табл. 47). В процентном отношении от всего объема содержание гемипелагических глин равно 29,1, наноилов – 10,8, карбонатных турбидитов – 9,5, наноглин – 1,4, кокколито-фораминиферовых глин – 4,7, диатомово-кокколитовых илов – 2,0, диатомовых глин – 4,8, диатомово-кокколитовых глин – 31,8. После пересчета объемов в массы сухого осадочного вещества (см. табл. 48) выяснилось, что суммарная масса осадков эоплейстоценового возраста в изученном районе равна  $11,9 * 10^{18}$  г. Из них сухая масса терригенных отложений составляет 4,2, карбонатных – 3,4, кремнистых –  $4,3 * 10^{18}$  г.

Расчет скоростей накопления основных групп осадков (см. табл. 48) показал, что в течение плейстоцена этот параметр вырос для терригенных отложений (в 1,6 раза) и для карбонатных осадков (в 1,7 раза), однако уменьшился для кремнистых осадков (в 2,7 раза).

### *Обсуждение результатов и выводы*

Увеличение поставки терригенного материала с территории Африки в течение плейстоцена, с точки зрения автора, скорее всего, связано с возрастанием неотектонического воздымания Восточно-Африканской рифтовой зоны, относящейся к числу весьма активных в неотектоническом отношении горных поясов (Трифонов, Соколов, 2015). Напомним, что верховья северо-восточных притоков р. Конго расположены в южной части этой рифтовой зоны. При этом нельзя исключить и определенную роль влияния гляциоэвстатических колебаний уровня Мирового океана.

Интересно, что рост карбонатакопления в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом противоречит ранее выявленной нами тенденции к падению скорости карбонатакопления в пелагической части Атлантического океана (Левитан, Гельви, 2016). Таким образом, на малых глубинах (на подводной части континентальной окраины Юго-Западной Африки) в неоплейстоцене накапливалось больше карбонатных осадков по сравнению с эоплейстоценом, чем на больших. Как и указывалось ранее, ситуация на больших глубинах объясняется влиянием увеличившегося в неоплейстоцене потока глубинных и придонных вод, растворяющих карбонаты (Левитан, Гельви, 2016). До верхней части промежуточных и до поверхностных вод это влияние практически не доходит, поэтому здесь сохраняется тот же тренд возрастания продуктивности карбонатконцентрирующих организмов в течение плейстоцена, который был зафиксирован для пелагиали Тихого и Индийского океанов (см. главы 1 и 2).

История кремненакопления на подводной континентальной окраине Юго-Западной Африки заметно отличается для двух основных районов: на траверзе р. Конго и в зоне воздействия Бенгельского апвеллинга. Данные глубоководного бурения убедительно свидетельствуют, что связанное с поставкой питательных веществ р. Конго накопление диатомовых глин усилилось в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом (аналогично аккумуляции гемипелагических глин) (Wefer et al., 1998). В то же время кремненакопление в зоне воздействия Бенгельского апвеллинга было гораздо более мощным и более распространенным по площади в эоплейстоцене, чем в неоплейстоцене.

В целом на площади изученной континентальной окраины в плейстоцене влияние Бенгельского апвеллинга на кремненакопление было гораздо большим, чем влияние поставки растворенных питательных веществ рекой Конго.

Представляет большой интерес вопрос: чем именно вызвана интенсификация кремненакопления в зоне Бенгельского апвеллинга в эоплейстоцене? Возможны два альтернативных подхода: 1) усиление эоловой активности над пустыней Намиб; 2) увеличение притока антарктических подповерхностных вод.

Надежных материалов по первому механизму довольно мало. Судя по литературным данным, скорее всего, в плейстоцене (особенно в позднем) были чередования влажных и аридных эпизодов с преобладанием последних. Например, в течение последних 420 тыс. лет отмечены эпизоды повышенной влажности 420–385, 230–207 и 120–117 тыс. лет назад, совпадающие с межледниковьями (Geyh, Heine, 2014). Аридные эпизоды, вероятно, соотносились с усилением юго-восточных пассатов и интенсификацией апвеллинга (Shi et al., 2001). Возможно, им соответствуют выявленные в кернах ледового бурения на Антарктиде эпизоды увеличения концентрации пыли в атмосфере во время оледенений (Brook et al., 2006). Если опираться на эти данные, то следовало бы ожидать интенсификации апвеллинга в неоплейстоцене, а не в эоплейстоцене.

Вторая точка зрения довольно детально разработана в работе (Berger et al., 1998). Основываясь на многочисленных палеоокеанологических индикаторах, ее авторы показали, что под относительно теплыми поверхностными водами с довольно низкими концентрациями растворенного кремния в эоплейстоцене уже существовал мощный поток подповерхностных антарктических вод с высокими содержаниями нутриентов, попадавших в зону апвеллинга. Его максимум пришелся на уровень 2 млн лет назад, и с той поры поток постепенно уменьшался.

Автор поддерживает эту точку зрения. Дополнительным ее доказательством служит практически полное совпадение наблюдаемой в Бенгельском апвеллинге картины изменения абсолютных масс биогенного кремнезема с аналогичной картиной в море Уэдделла (с тем же максимумом на 2 млн лет) (Cortese et al., 2004) и в дрифтах на атлантическом континентальном склоне Антарктического полуострова (Hillenbrand, Fütterer, 2001).

### ***7.2. Подводная окраина Северо-Западной Африки***

Район исследования охватывает главным образом континентальный склон Северо-Западной Африки от 20 до 35° с. ш. По глубине он ограничен 3000 м.

#### *Современные условия седиментации*

Изучаемый регион относится к тропическому поясу. На суше большую часть прилегающей территории занимает пустыня Сахара. Терригенный материал поставляется, в основном, эоловым путем. В современную эпоху рек нет, однако в плейстоцене происходила также и флювиальная поставка терригенного вещества, то усиливаясь, то ослабляясь (Chamley, Dister-Naas, 1979). С рядом расположенных Канарских островов в район исследования эпизодически попадают вулканические пеплы.

Циркуляция поверхностных вод определяется текущим на юго-запад широким и медленным Восточным Канарским течением, являющимся восточной частью гигантского Северо-Атлантического круговорота (рис. 72). Под действием Экмановского механизма поверхностные воды отклоняются в пелагическом направлении и на их место поднимаются более холодные воды, обогащенные питательными веществами. Так возникает Канарский апвеллинг, состоящий из трех частей: сезонного апвеллинга (с 13 по 20° с. ш.), круглогодичного сильного апвеллинга (с 20 по 26° с. ш.) и постоянного слабого апвеллинга (с 26 по 33° с. ш.) (Huntsman, Barber, 1977). Над шельфом в районе действия апвеллинга среднегодовые температуры воды составляют 19–20 °С, над континентальным склоном – 20–21 °С, еще западнее апвеллинг уже не действует, и обычная среднегодовая температура воды равна 21–22 °С и выше.

В зоне действия апвеллинга среднегодовая чистая первичная продукция (первичная продукция минус затраты на дыхание), определенная по концентрации хлорофилла-А в качестве показателя биомассы планктона в эвфотическом слое воды, составляет порядка 2000–3000 мг С/м<sup>2</sup>/сутки (Gómez-Letona et al., 2017).

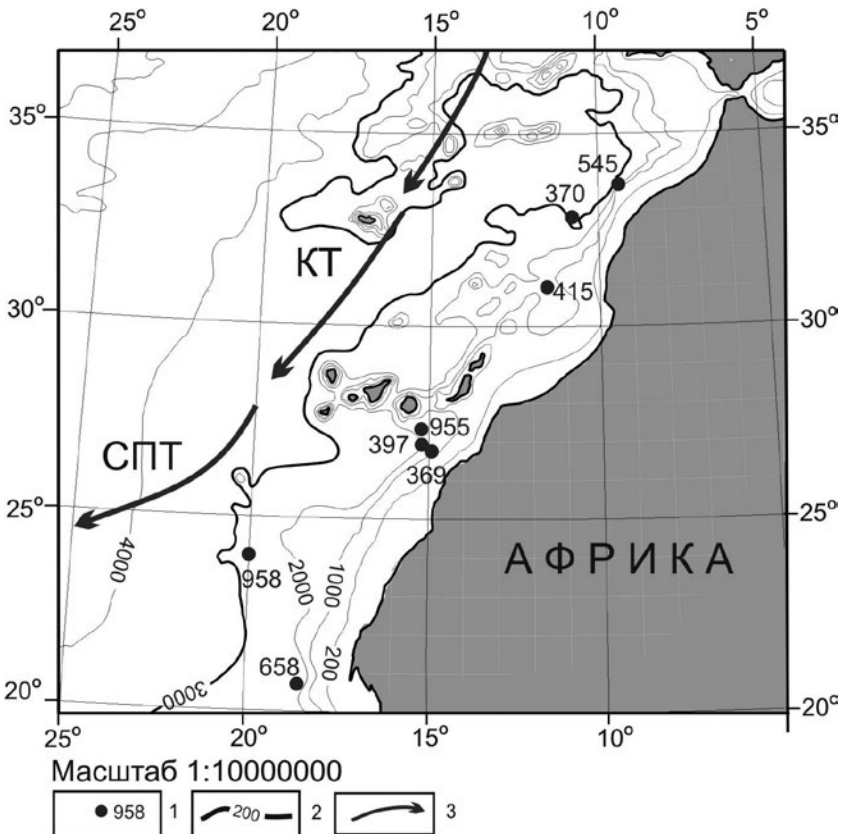


Рис. 72. Расположение скважин глубоководного бурения. Условные обозначения: 1 – скважины глубоководного бурения; 2 – изобаты (в м); 3 – поверхностные течения (КТ – Канарское течение; СПТ – Северное пассатное течение)

В поверхностных осадках действие апвеллинга сказывается на повышении концентраций Сорг, присутствии глауконита и специфических комплексов фораминифер. Общий характер мергельного типа седиментации вдоль простирания континентального склона не меняется (Емельянов и др., 1989–1990). На шельфе накапливается ракуша с бентосными секреторными фораминиферами, примесью песчаных зерен кварца и глинистых минералов.

В изучаемом районе шельф и континентальный склон узкие, при этом крутой континентальный склон рассечен хорошо выраженными каньонами ([www.gebco.org](http://www.gebco.org)).

### Фактический материал

При составлении настоящего раздела использован фактический материал, изложенный в отчетах по следующим рейсам глубоководного бурения: DSDP №41 (Lancelot, Seibold et al., 1977), 47 (von Rad, Ryan et al., 1979), 50 (Lancelot, Winterer et al., 1980), 79 (Hinz, Winterer et al., 1984); ODP №108 (Ruddiman, Sarnthein, Baldauf et al., 1988), 157 (Schmincke, Weaver, Firth et al., 1995), №159Т (Firth et al., 1996). Опорными явились скважины №369, 397, 415, 658 и 955. Положение скважин показано на рис. 72. На шельфе в этих рейсах ни одной скважины не было пробурено.

По этим данным автором построены литолого-фациальные схемы в масштабе 1:10000000 для нео- и эоплейстоцена (рис. 73). В результате их обобщения получены табл. 49 и 50, характеризующие количественные параметры седиментации.

### *Полученные результаты*

**Неоплейстоцен.** Из рассмотрения литолого-фациальной карты неоплейстоцена (рис. 73, а) очевидно существование двух основных литолого-фациальных зон на континентальном склоне исследованного региона: северной и южной. Они совпадают с современными зонами, соответственно, слабого и сильного постоянного Канарского апвеллинга. В северной зоне развиты довольно однородные наноглины с типичными концентрациями  $\text{CaCO}_3$  45–60%. Содержание планктонных фораминифер в них варьирует от нескольких процентов до 20% и в этом случае осадки называются фораминиферовыми наноглинами. В терригенной части доминируют глинистые минералы и кварц. Типичны концентрации Сорг от 0,5 до 1,0%.

Для южной зоны характерно переслаивание карбонатных или мергелистых осадков с диатомово-кокколитовыми илами. В последних содержание панцирей диатомей может достигать 20%, типичны слабо повышенные концентрации раковинок радиолярий и спикул кремневых губок, увеличено содержание диагенетических форм пирита и глауконита. В низах неоплейстоценовых разрезов содержание Сорг может возрастать до 3,0%. Типичен разрез неоплейстоцена в скв. 658: верхние 34 м (0,23–0 млн лет) сложены наноглиной с примесью кварца, фораминифер, диатомей, радиолярий, спикул кремневых губок. Пачка 34–91 м состоит из переслаивания наноглин, нано-диатомовых илов, диатомовых илов и диатомовых наноилов. Возраст подошвы неоплейстоценового разреза составляет 0,6 млн лет. Ниже следует перерыв в седиментации (1,5–0,6 млн лет). В скв. 958, расположенной уже за пределами рас-

смаатриваемой зоны седиментации (на континентальном подножье), в разрез вклиниваются прослой кварцевых турбидитов мощностью до 50 см. Можно предположить, что на более пологом континентальном подножье смогли разгрузиться те мутьевые потоки, которые транзитом проследовали по крутому континентальному склону. Поэтому на карте автор не показал присутствие терригенных турбидитов на склоне по пути к скв. 958.

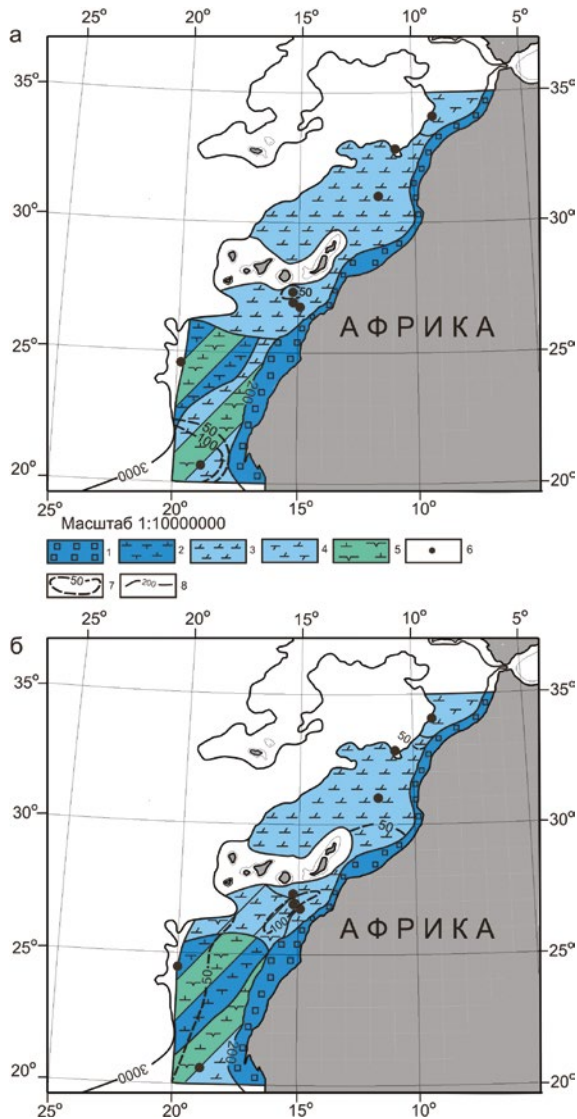


Рис. 73. Литолого-фациальные карты подводной окраины Северо-Западной Африки: а) неоплейстоценовых отложений и б) эоплейстоценовых отложений.

Условные обозначения: 1 – карбонатно-обломочные осадки; 2 – фораминиферо-кокколито-вые илы; 3 – кокколитовые глины; 4 – фораминиферо-кокколитовые глины; 5 – кокколито-во-диатомовые илы; 6 – скважины глубоководного бурения; 7 – изопакиты (в м); 8 – изобаты (в м)

Таблица 49. Площади (S, тыс. км<sup>2</sup>) и объемы (V, тыс. км<sup>3</sup>) плейстоценовых отложений подводной окраины СЗ Африки

Возраст	Карбонатно-облом. осадки		Фораминиферовые наноглины		Наноглины		Диатомовые наноилы		Фораминиферовые наноилы		Диатомовые наноглины		Все осадки	
	S	V	S	V	S	V	S	V	S	V	S	V	S	V
Неоплейстоцен	124,2	4,0	105,6	1,9	423,2	12,8	185,4	2,1	0	0	0	0	653,0	20,8
Эоплейстоцен	121,7	8,4	98,4	4,1	312,8	12,8	181,8	4,9	119,9	4,7	69,0	3,4	652,8	38,3

Таблица 50. Массы сухого осадочного вещества (M, 10<sup>18</sup> г) и скорости накопления (I, 10<sup>18</sup> г/млн лет) плейстоценовых отложений подводной окраины СЗ Африки

Возраст	Карбонатно-облом. осадки		Фораминиферовые наноглины		Наноглины		Диатомовые наноилы		Фораминиферовые наноилы		Диатомовые наноглины		Все осадки	
	M	I	M	I	M	I	M	I	M	I	M	I	M	I
Неоплейстоцен	4,08	5,16	1,76	2,23	11,09	14,04	1,18	1,49	0	0	0	0	18,11	22,92
Эоплейстоцен	9,56	9,56	4,06	4,06	11,83	11,83	2,98	2,98	3,71	3,71	3,54	3,54	35,68	35,68

По данным минералогического анализа, индикаторами эолового привноса являются: в субколлоидной фракции – повышенное отношение суммы хлорита и иллита к сумме смектита и каолинита, а в алевритово-песчаных фракциях – повышенное содержание зерен кварца с характерной «эоловой» поверхностью и биотита (Chamley, Dister-Haas, 1979). В разрезах неоплейстоценовых отложений чередуются интервалы осадков, накапливавшихся в условиях повышенной аридности (например, в верхней части разреза) и в условиях плювиалов (Arthur et al., 1979).

В неоплейстоцене на большей части изученного региона мощность осадков составляла менее 50 м (см. рис. 73, а), и лишь в скв. 658 на юге она достигла 102 м.

**Эоплейстоцен.** Литолого-фациальная карта эоплейстоценовых отложений (рис. 73, б) сильно напоминает карту для неоплейстоцена и отличается от нее, прежде всего, большим распространением зоны сильного постоянного апвеллинга на север, вплоть до почти  $27^{\circ}$  с. ш. Вторым важным отличием является общее возрастание относительной роли кремнисто-карбонатных осадков по отношению к карбонатным и мергельным. Третье отличие сводится к явному тренду возрастания мощностей, причем как в северной литолого-фациальной зоне, так и в южной. Доказательства отмеченных отличий на количественном уровне представлены в табл. 49, где приведены данные по площадям распространения и объемам закартированных осадков. В целом эоплейстоценовые осадки отличаются от неоплейстоценовых еще и более высокими средними содержаниями  $\text{CaCO}_3$ , биогенного опада и *Sarg.* Интересно, что в опорной для района сильного апвеллинга скв. 658 скорость седиментации для неоплейстоцена равна 147 м/млн лет, а для эоплейстоцена – порядка 72 м/млн лет (Ruddiman et al., 1988). В эоплейстоцене также наблюдалось чередование фаз аридности и плювиалов (Arthur et al., 1979).

**Количественные параметры седиментации.** Неоплейстоценовые осадки распространены на площади 653,0 тыс. км<sup>2</sup>, а их объем составляет 20,8 тыс. км<sup>3</sup> (табл. 49). По уменьшению площади развития выстроен следующий ряд: наноглины (312,6 тыс. км<sup>2</sup>), карбонатно-обломочные осадки (124,2 тыс. км<sup>2</sup>), переслаивание наноглин и диатомовых наноиллов (110,6 тыс. км<sup>2</sup>), переслаивание фораминиферовых наноиллов и диатомовых наноиллов (74,8 тыс. км<sup>2</sup>), фораминиферовые наноглины (30,8 тыс. км<sup>2</sup>).

По уменьшению объемов осадков в процентах от общего объема получаем такой ряд: наноглины (61,5), карбонатно-обломочные осадки (19,2), диатомовые наноиллы (10,1), фораминиферовые наноглины (9,1).

Эоплейстоценовые осадки распространены на площади 652,8 тыс. км<sup>2</sup>, а их объем составляет 38,3 тыс. км<sup>3</sup> (см. табл. 49). По уменьшению площади развития выстроен следующий ряд: наноглины (250,9 тыс. км<sup>2</sup>), карбонатно-обломочные осадки (121,7 тыс. км<sup>2</sup>), переслаивание фораминиферовых наноиллов и диатомовых наноиллов (119,9 тыс. км<sup>2</sup>), переслаивание фораминиферовых наноглин и диатомовых наноглин (69,0 тыс. км<sup>2</sup>), переслаивание наноглин и диатомовых наноиллов (61,9 тыс. км<sup>2</sup>), фораминиферовые наноглины (29,4 тыс. км<sup>2</sup>).

По уменьшению объемов осадков в процентах от общего объема получаем такой ряд: наноглины (33,4), карбонатно-обломочные осадки (21,9),

диатомовые наноилы (12,8), фораминиферовые наноилы (12,3), фораминиферовые наноглины (10,7), диатомовые наноглины (8,9).

Пересчет объемов натуральных осадков в массы сухого осадочного вещества ( $M$ ,  $10^{18}$  г) и затем пересчет масс в скорости накопления осадков ( $I$ ,  $10^{18}$  г/млн лет) позволили построить табл. 50. В неоплейстоцене по убыванию масс располагаются: наноглины (11,09), карбонатно-обломочные осадки (4,08), фораминиферовые наноглины (1,76), диатомовые наноглины (1,18). В эоплейстоцене ряд убывания масс выглядит так: наноглины (11,83), карбонатно-обломочные осадки (9,56), фораминиферовые наноглины (4,06), фораминиферовые наноилы (3,71), диатомовые наноглины (3,54), диатомовые наноилы (2,98).

Если разделим скорости накопления различных типов осадков в неоплейстоцене на величины этих же параметров в эоплейстоцене, то получим следующий ряд: наноглины (1,2), карбонатно-обломочные осадки (0,5), фораминиферовые наноглины (0,5), фораминиферовые наноилы (0), диатомовые наноглины (0), диатомовые наноилы (0,5). Таким образом, кроме наноглин, все осадки в эоплейстоцене накапливались вдвое быстрее, чем в неоплейстоцене, а фораминиферовые наноилы и диатомовые наноглины вообще известны только в эоплейстоцене.

С точки зрения генетического состава осадков и приближения к познанию их химического состава более корректным является оперирование не массами основных групп осадков, а массами основных осадкообразующих компонентов: литогенного вещества,  $\text{CaCO}_3$  и биогенного опала. Для расчетов принято среднее содержание  $\text{CaCO}_3$  в карбонатных осадках 85% (соответственно, содержание литогенного вещества 15%), опала в кремнистых илах – 60% (т.е. содержание литогенного вещества равно 40%). В слабокарбонатных осадках находится в среднем 50%  $\text{CaCO}_3$  и 50% литогенного вещества, а в слабокремнистых осадках – 40% опала и 60% литогенного вещества.

Если суммируем данные для литогенного, карбонатного и кремнистого вещества, то отношения скоростей накопления в неоплейстоцене к эоплейстоцену будут выглядеть, соответственно, так: 0,71, 0,54 и 0,39. Следовательно, все основные осадкообразующие компоненты накапливались интенсивнее в эоплейстоцене, чем в неоплейстоцене. Наиболее выразительно это проявилось для биогенного опала, затем – для  $\text{CaCO}_3$  и в наименьшей степени – для литогенного вещества.

### *Обсуждение результатов и выводы*

Основная черта рассматриваемого региона – воздействие Канарского апвеллинга. Данные глубоководного бурения позволяют утверждать, что в осадках по различным индикаторам апвеллинг фиксируется начиная примерно с 3 млн лет (ориентировочно с границы между ранним и поздним плиоценом) (Arthur et al., 1979). В эоплейстоцене примерно до начала Среднеплейстоценового перехода (т.е. примерно до 1,2 млн лет) апвеллинг был более интенсивным, чем в позднем плиоцене, а во время указанного перехода (ориентировочно с 1,2 до 0,8 млн лет) достиг своего максимума. В неоплейстоцене интенсивность апвеллинга постепенно уменьшалась (Arthur et al., 1979), и его современные параметры соответствуют минимальным показателям.



Все материалы раздела 7.2 подтверждают приведенные в предыдущем параграфе заключения. Представляется возможным сделать следующие выводы: 1) в изученном регионе доминирует гемипелагическое накопление карбонатных планктоногенных глин (мергельного типа); 2) аккумуляция плейстоценовых отложений континентального склона (в том числе литогенного вещества и биогенного опада) происходила, прежде всего, за счет апвеллинга и связанных с ним природных процессов; 3) не подлежит сомнению более интенсивное проявление этих процессов в эоплейстоцене, чем в неоплейстоцене.

С точки зрения автора, есть смысл связать начало Канарского апвеллинга с наступлением континентального оледенения Северного полушария и, соответственно, с проникновением холодных подповерхностных вод из Норвежско-Гренландского бассейна в северо-восточную Атлантику. В этом смысле доминирование активных условий апвеллинга в эоплейстоцене соответствует концепции автора о «двух океанах» (Левитан, 2016). Связь апвеллинга с периодами аридизации Сахары (Senut et al., 2009) пока неочевидна. Вероятно, изменения полей давления, температуры и влажности в атмосфере над Сахарой имели меньшее значение, чем связь океанических районов Северной и Полярной Атлантики.

### ***7.3. Подводная окраина Европы, Исландии и южной Гренландии***

Рассматриваемая подводная окраина расположена в Северной Атлантике. Ее северное ограничение проходит через побережье Юго-Западной Европы, Исландско-Фарерский порог, побережье Южной Исландии, Гренландско-Исландский порог, побережье Южной Гренландии. Южное ограничение представлено изобатой 3000 м, при этом окраина включает в себя такие разнородные элементы, как, например, краевое плато (микроконтинент) Рокколл, северное окончание срединного хребта Рейкьянес и целый ряд близко расположенных дрифтов (осадочных хребтов, сложенных контурирами) (рис. 74). Более подробно положение дрифтов на севере Атлантики показано в обзоре (Rebesco et al., 2014).

#### ***Современные условия седиментации***

С климатической точки зрения воды Северной Атлантики, омывающие побережье Португалии и Западной Испании, относятся к средиземноморскому поясу; побережье Великобритании, Ирландии и Юго-Восточной Исландии – к умеренному поясу; а остальной части Исландии и Южной Гренландии – к субарктическому поясу (Орлов, 1984). В средиземноморском поясе температуры поверхности моря в течение года превышают +20 °С, в субарктическом колеблются от +7 до +9 °С, а в умеренном – находятся между приведенными значениями (weatherarchive.com). В зимнее время в водах субарктического пояса развиты морские льды и айсберги.

Примерно вдоль границы умеренного и субарктического поясов в поверхностной водной массе проходит направленное к северо-востоку Северо-Атлантическое теплое течение, переходящее еще северо-восточнее в Норвежское течение (рис. 74). На границе обоих поясов расположен Полярный гидрологический фронт. Между Исландией и Гренландией нахо-

дится направленное на юго-запад холодное Восточно-Гренландское течение. Южнее Исландии в рамках субполярного циклонического круговорота проходит направленное на запад теплое течение Ирмингера (Sarnthein et al., 2001).

В вертикальном разрезе можно выделить поверхностную водную массу, достигающую в Полярном фронте глубины 500 м; водную массу главного пикноклина и под ним субполярные промежуточные воды (до глубины примерно 2000 м); североатлантическую глубинную водную массу (Бурков, 1984). Циркуляция в промежуточных и особенно в глубинных водах заметно отличается от поверхностной циркуляции. В частности, здесь определяющую роль играют мощные водные потоки, идущие на юг из Норвежско-Гренландского бассейна через проливы между Исландией и Гренландией с запада, и Исландией и Фарерами с востока (Sarnthein et al., 2001). В Северной Атлантике они превращаются в контурные течения. Контурное течение иной природы найдено вдоль континентального склона в заливе Кадис: оно сформировано промежуточными средиземноморскими водами, втекающими в Атлантику через Гибралтарский пролив (Rebesco et al., 2014).

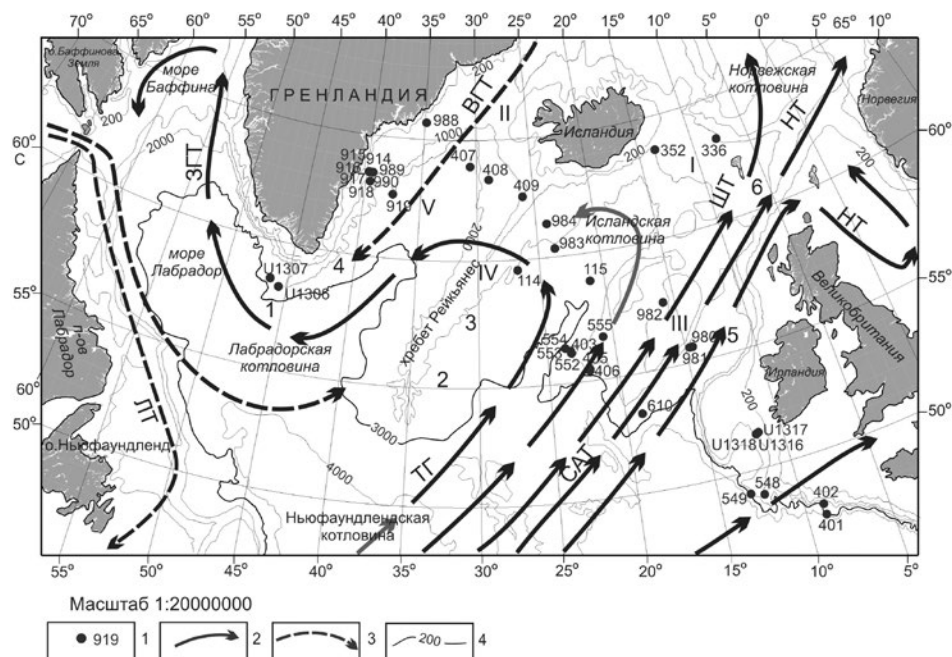


Рис. 74. Расположение скважин глубоководного бурения и схема поверхностной циркуляции (Sarnthein et al., 2001).

Условные обозначения: 1 – скважины глубоководного бурения; 2 – поверхностные теплые течения; 3 – поверхностные холодные течения; 4 – изобаты (в м). САТ – Северо-Атлантическое течение; ТГ – течение Гольфстрим; ШТ – Шпицбергенское течение; НТ – Норвежское течение; ВГТ – Восточно-Гренландское течение; ЗГТ – Западно-Гренландское течение; ЛТ – Лабрадорское течение. Формы рельефа: I – Исландско-Фарерский порог; II – Гренландско-Исландский порог; III – плато Роколл; IV – хребет Рейкьянес; V – котловина Ирмингер. Дрифты: 1 – Эйрик; 2 – Гардар; 3 – Хаттон; 4 – Фени; 5 – трога Роколл; 6 – Фарерско-Шетландский

В рассматриваемом регионе среднегодовая первичная продукция находится в интервале 250–500 мг С/м<sup>2</sup>/сутки, с локальными максимумами (> 500 мг С/м<sup>2</sup>/сутки) вокруг Исландии и к югу от Гренландии (Кобленц-Мишке, 1977).

Донные осадки поверхностного слоя показаны на карте Е. М. Емельянова с соавторами (1989–1990). На шельфах Юго-Западной Европы они представлены, главным образом, обломочными и глинистыми терригенными осадками. Шельф Исландии и дно северной части хребта Рейкьянес сложены вулканогенными и вулкано-терригенными обломочными осадками, а шельф Юго-Восточной и Южной Гренландии – ледниково-морскими отложениями. В пределах умеренного пояса континентальные склоны в основном покрыты слоем голоценовых карбонатных глин, содержащих от 30 до 50% CaCO<sub>3</sub>. В субарктическом поясе на поверхности континентальных склонов доминируют современные обломочные и обломочно-глинистые осадки с материалом ледового разноса (IRD).

#### *Фактический материал*

Рассматриваемый регион хорошо изучен в ходе многочисленных рейсов Международной программы глубоководного бурения: DSDP № 12 (Laughton, Berggren et al., 1972), 38 (Talwani, Udintsev et al., 1976), 48 (Montadert, Roberts et al., 1979), 49 (Luyendyk, Cann et al., 1978), 80, Pt. I (Graciansky de, Poag et al., 1985), 81 (Roberts, Schnitker et al., 1986); ODP № 152 (Larsen, Saunders, Clift et al., 1994), 162 (Jansen, Raymo, Blum et al., 1996), 163 (Duncan, Larsen, Allan et al., 1996); IODP № 303/306 (Channell, Kanamatsu et al., 2006), 307 (Felderman, Kano, Williams, Henriet et al., 2006). Скважины, пробуренные в ходе этих рейсов в изучаемом регионе, показаны на рис. 74.

#### *Полученные результаты*

**Неоплейстоцен.** Литолого-фациальная карта неоплейстоценовых отложений масштаба 1:10000000 показана на рис. 75. Значительная часть Гренландско-Исландского и Исландско-Фарерского порогов в неоплейстоцене была сложена гемипелагическими глинами с IRD. Такого же типа осадки развиты на севере хребта Рейкьянес; они окаймляют побережье Гренландии в изученном регионе и восточную периферию района, в частности, континентальную окраину Ирландии. На юге и юго-востоке окраины Гренландии гемипелагические глины с IRD переслаиваются с диамикритами (точнее, с диамиктоном, представляющим собой континентальную базальную морену), а на континентальном склоне Юго-Восточной Гренландии развито поле переслаивания пачек этих глин и терригенных турбидитов. Такой же тип переслаивания описан к юго-востоку от Ирландии на нижнем континентальном склоне. Крупное поле терригенных турбидитов с IRD находится к юго-западу от Исландии, а к юго-востоку располагается не меньшее по размеру поле вулканогенных турбидитов.

Среди карбонатных осадков представляют интерес относительно редко встречающиеся карбонатно-обломочные отложения. Они расположены к юго-западу от Ирландии в верхней части континентального склона и сложены смесью единичных глубоководных кораллов и их обломков.

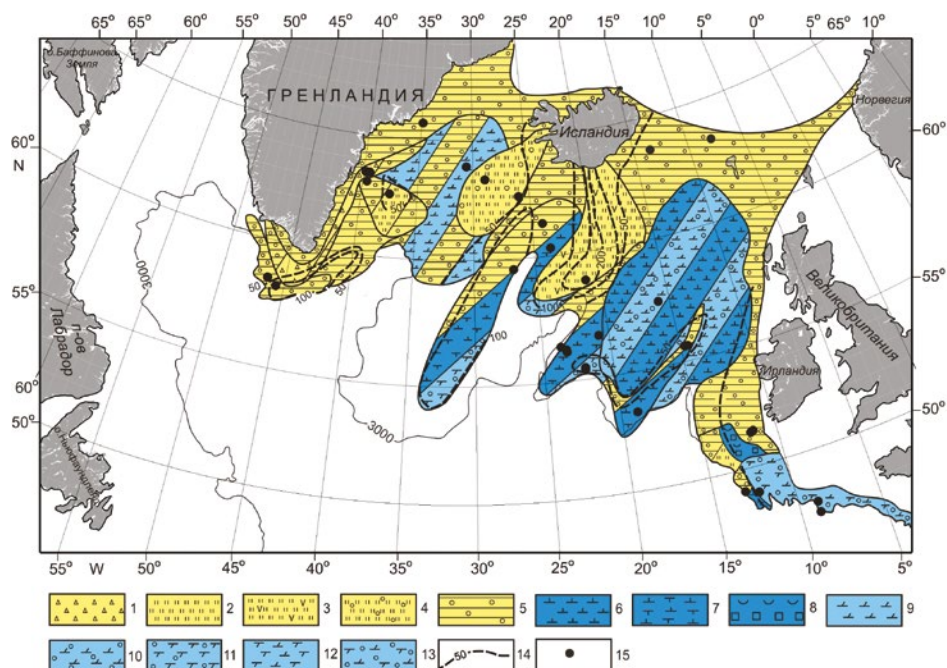


Рис. 75. Литолого-фациальная карта неоплейстоценовых отложений.

Условные обозначения: 1 – диамиктиты; 2 – терригенные турбидиты; 3 – вулканогенные турбидиты; 4 – терригенные турбидиты с IRD; 5 – гемипелагические глины с IRD; 6 – наноилы; 7 – нано-фораминиферовые илы; 8 – карбонатно-обломочные отложения; 9 – наноглины; 10 – наноглины с IRD; 11 – фораминиферовые глины с IRD; 12 – нано-фораминиферовые глины; 13 – нано-фораминиферовые глины с IRD; 14 – изопахиты (в м); 15 – скважины глубоководного бурения

Остальные типы карбонатных осадков (наноилы, наноглины, нано-фораминиферовые илы, наноглины с IRD и т.п.), как правило, переслаиваются в разрезах с гемипелагическими глинами с IRD. Наконец, следует отметить развитое на крайнем востоке изученного района небольшое поле нано-фораминиферовых глин с IRD.

Указанные разрезы переслаивания карбонатных (или мергельных) осадков (приуроченных к межледниковьям) с терригенными гемипелагическими глинами (приуроченными к эпохам оледенений) в основном слагают верхние части дрифтов (осадочных хребтов) и относятся к контуритам. В то же время часть контуритов (на крайнем юге континентальной окраины Южной Гренландии) сложена исключительно слоистыми гемипелагическими глинами с IRD, в которых содержание IRD увеличено в осадках эпох оледенений.

В неоплейстоцене наибольшими мощностями (вплоть до 230 м) обладали отмеченные выше вулканогенные турбидиты (рис. 75). Мощности свыше 100 м зафиксированы местами в дрифтах. Неоплейстоценовые отложения мощностью более 50 м приурочены, главным образом, к континентальным окраинам Великобритании и Ирландии. Представляет интерес очень широкое распространение весьма маломощных осадков неоплейстоцена (менее 50 м), в частности, на указанных выше порогах и на значительной части

континентальной окраины Гренландии. Возможно, это связано с эродирующей деятельностью донных течений на порогах и ледниковой эрозией на шельфе Гренландии.

**Эоплейстоцен.** Литолого-фациальная карта эоплейстоценовых отложений масштаба 1:10000000 (рис. 76) очень похожа на карту неоплейстоцена. Основные различия обусловлены историей тектонической и вулканотектонической активности Исландии: в эоплейстоцене еще не было поля развития вулканогенных турбидитов, а терригенные турбидиты отлагались, вероятно, с меньшей скоростью и поэтому в их составе зафиксирован материал ледового разноса.

Мощности эоплейстоценовых отложений, превышающие 100 м, отмечены только в контуритах, расположенных на восточном склоне хребта Рейкьянес и на южном континентальном склоне Гренландии (рис. 76). В целом на карте заметно преобладают районы с мощностями эоплейстоцена менее 50 м.

**Количественные параметры седиментации.** Обсчет полученных карт объемным методом А. Б. Ронова позволил получить характеристики площадей и объемов, характерных для неоплейстоценовых и эоплейстоценовых отложений различного состава (табл. 51).

Общая площадь развития неоплейстоцена равна 1696,7 тыс. км<sup>2</sup>, а объем – 87,4 тыс. км<sup>3</sup>. По площади распространения и объемам натуральных осадков доминируют гемипелагические глины с IRD ( $S=793,3$  тыс. км<sup>2</sup>,  $V=37,4$  тыс. км<sup>3</sup>). Второе место занимают вулканогенные турбидиты ( $S=168,0$  тыс. км<sup>2</sup>,  $V=21,6$  тыс. км<sup>3</sup>). На третьем месте располагаются терригенные турбидиты ( $S=92,3$  тыс. км<sup>2</sup>,  $V=3,2$  тыс. км<sup>3</sup>). Остальная площадь занята отмеченными на карте полями переслаивания. Часть из них сложена контуритами ( $S=311,4$  тыс. км<sup>2</sup>,  $V=13,3$  тыс. км<sup>3</sup>).

Общая площадь развития эоплейстоцена равна 1928,1 тыс. км<sup>2</sup>, а объем – 61,2 тыс. км<sup>3</sup>. По площади распространения и объемам натуральных осадков доминируют гемипелагические глины с IRD ( $S=821,2$  тыс. км<sup>2</sup>,  $V=28,6$  км<sup>3</sup>). Второе место занимают терригенные турбидиты ( $S=147,5$  тыс. км<sup>2</sup>,  $V=4,7$  тыс. км<sup>3</sup>). На третьем месте располагаются карбонатно-обломочные осадки ( $S=30,7$  тыс. км<sup>2</sup>,  $V=0,8$  км<sup>3</sup>). Остальная площадь занята отмеченными на карте полями переслаивания. Часть из них сложена контуритами ( $S=432,2$  тыс. км<sup>2</sup>,  $V=16,3$  тыс. км<sup>3</sup>).

Теперь с помощью данных о влажности и плотности натуральных осадков пересчитаем объемы в массы сухих осадков ( $M, 10^{18}$  г), а затем найдем скорости накопления (массы сухих осадков в единицу времени –  $I, 10^{18}$  г/млн лет). Полученные результаты показаны в табл. 52.

В целом очевидно, что суммарные скорости накопления и литогенных отложений различных типов, и карбонатных осадков выросли в течение плейстоцена. При этом необходимо еще и учитывать площадь их распространения в пределах составленных карт. С осадками контуритов дело обстоит сложнее. Если теперь разделить скорости накопления контуритов на соответствующие площади их развития, то для неоплейстоцена получим величину 0,0366, а для эоплейстоцена –  $0,0291 * 10^{18}$  г/млн лет/тыс. км<sup>2</sup>, т. е., как и основные литологические типы, в неоплейстоцене контуристы аккумулировались интенсивнее, чем в эоплейстоцене. Точно такие же выводы

по контурам залива Кадис (континентальная окраина Португалии и Испании) сделали участники IODP рейса № 339 (Stow et al., 2013).

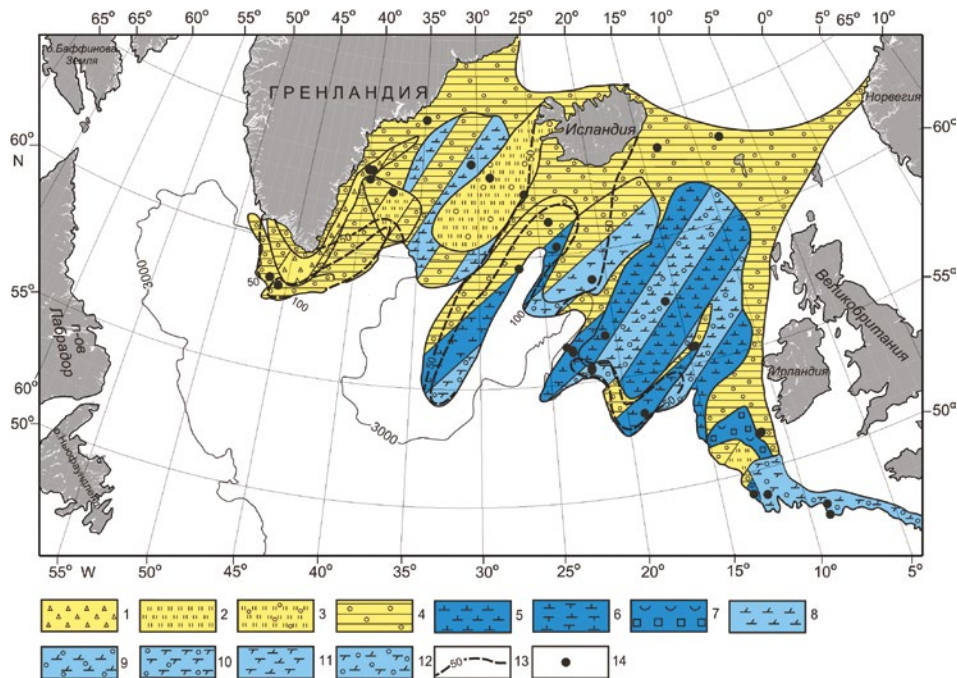


Рис. 76. Литолого-фациальная карта эоплейстоценовых отложений.

Условные обозначения: 1 – диамиктиты; 2 – терригенные турбидиты; 3 – терригенные турбидиты с IRD; 4 – гемипелагические глины с IRD; 5 – наноилы; 6 – нано-фораминиферовые илы; 7 – карбонатно-обломочные отложения; 8 – наноглины; 9 – наноглины с IRD; 10 – фораминиферовые глины с IRD; 11 – нано-фораминиферовые глины; 12 – нано-фораминиферовые глины с IRD; 13 – изопахиты (в м); 14 – скважины глубоководного бурения

Таблица 51. Площади (S, тыс. км<sup>2</sup>) и объемы (V, тыс. км<sup>3</sup>) нео- и эоплейстоценовых осадков континентальной окраины Северной Атлантики

Возраст	Гемипелагические глины с IRD		Терригенные турбидиты с IRD		Вулкано-генные турбидиты		Единичные кораллы и их обломки		Переслаивание гемипелагических глин с IRD и наноглин			Переслаивание наноглин с IRD и наноиллов				
	S	V	S	V	S	V	S	V	S	Гемипелаг. глины с IRD	Нано-глины	ΣV	S	Нано-глины с IRD	Нано-иллы	ΣV
Неоплейстоцен	793,3	37,4	92,3	3,2	168,0	21,6	20,4	1,2	486,4	9,0	9,0	18,0	486,4	9,0	9,0	18,0
Эоплейстоцен	821,2	28,6	147,5	4,7	0	0	30,7	0,8	190,4	2,7	2,7	5,4	478,3	6,3	5,8	12,1

Таблица 51 (продолжение)

S	Переслаивание нано-фораминиферовых илов и гемипелагических глин с IRD				Переслаивание диамиктитов и гемипелагических глин с IRD				Переслаивание терригенных турбидитов и гемипелагич. глин с IRD				Сумма площадей всех осадков	Сумма объемов всех осадков		
	Σ	V	S	V	Σ	V	S	V	S	Гемипелаг. глины с IRD	ΣV	S			Гемипелаг. глины с IRD	ΣV
12,4	0,2	0,2	0,4	55,3	1,2	1,2	1,2	1,2	81,0	1,8	1,8	3,6	1696,7	87,4		
159,7	4,0	4,0	8,0	56,3	1,4	1,5	2,9	44,0	44,0	0,8	0,8	1,6	1928,1	61,2		

Таблица 52. Массы сухого осадочного вещества (М, 10<sup>18</sup> г) и скорости его накопления (I, 10<sup>18</sup> г/млн лет) на континентальной окраине Северной Атлантики

Возраст	Гемипелаг. глины с IRD		Терригенные турбидиты с IRD		Вулкано-генные турбидиты		Карбонатно-облом. отложения		Наноглины		Нанолы		Нанофораминиф. илы		Диамиктиты	
	М	I	М	I	М	I	М	I	М	I	М	I	М	I	М	I
Неоплейстоцен	32,5	41,2	5,9	7,4	28,7	36,3	1,4	1,8	8,9	11,2	6,8	8,5	0,2	0,2	1,7	2,2
Эоплейстоцен	31,0	31,0	7,1	7,1	0	0	1,1	1,1	6,8	6,8	4,0	4,0	3,4	3,4	2,2	2,2



### *Обсуждение результатов*

Полученные результаты весьма интересны. Они однозначно свидетельствуют о гораздо большем потоке литогенного материала в бассейн седиментации в неоплейстоцене, чем в эоплейстоцене. Вполне очевидна в этом плане роль неотектонического и вулканического развития Исландии. Великобритания внесла свой вклад за счет размыва перигляциальных отложений, наиболее широко развитых в неоплейстоцене, и гляциоизостатических движений, особенно активных в Шотландии (Трифонов, 1999). Роль Гренландии в этом плане была относительно невелика. Важно отметить значение привноса литогенного материала контурными течениями из Норвежско-Гренландского бассейна. Продуцирование глубинных вод, вовлеченных в контурные течения, явно усилилось в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом. Разумеется, определенную роль сыграли и гляциоэвстатические колебания уровня Мирового океана, которые, в частности, способствовали усиленной поставке терригенного вещества в периоды оледенений за счет падения базиса эрозии и размыва рыхлых отложений осушенных шельфов.

В изученном регионе определено в течение плейстоцена увеличились продуцирование и аккумуляция биогенного карбонатного материала, что можно связать как с возросшей поставкой нутриентов с окружающих континентов, так и с возрастанием интенсивности вертикальной циркуляции в средних широтах. Нельзя не отметить, что в диапазоне изученных глубин (до 3000 м) не проявилось ранее зафиксированное нами для больших глубин Атлантического океана растворение пелагических карбонатов за счет воздействия глубинных и придонных вод антарктического происхождения (Левитан, Гельви, 2016). Это связано либо со спецификой химического состава Антарктической придонной водной массы по сравнению с водами североатлантического происхождения, либо просто с батиметрией. Возможны оба варианта.

Наконец, для изученного региона характерны весьма интересные геологические и палеоокеанологические события, происходившие в плейстоцене в относительно короткие периоды времени. Прежде всего, следует отметить колебания положения Полярного фронта, который смещался на юг во время оледенений и на север – во время межледниковий (Бараш, 1988). В суборбитальном масштабе повторялись события Хайнриха, т.е. формирования армад айсбергов, поставлявших многочисленные IRD в осадки; и потепления циклов Дансгора-Ошгера (Sarnthein et al., 2001). В данном разделе они не описывались, т.к. в соответствии с принятым подходом автор сосредоточен на более длительных трендах в истории седиментации.

### **7.4. Подводная окраина США**

В настоящей главе будут рассмотрены плейстоценовые отложения подводной части пассивной континентальной окраины США в Атлантическом океане, начиная с 42° с. ш. на севере и заканчивая широтой северного побережья Кубы на юге. По глубине изучаемый регион ограничен изобатой 3000 м.

*Современные условия седиментации*

Описываемая область располагается к югу от зоны распространения морских льдов и айсбергов. В климатическом отношении она относится к субтропическому и тропическому поясам, граница между которыми в среднем проходит на траверзе Северной Флориды (Орлов, 1984). Среднегодовая температура поверхности воды в субтропическом поясе региона колеблется от 15 до 20 °С, а в тропическом составляет свыше 20° (weatherarchive.ru).

Главными течениями в поверхностной водной массе является теплое течение Гольфстрим, направленное на северо-восток и переходящее далее в Северо-Атлантическое течение, и холодное Лабрадорское течение, направленное на юго-запад (рис. 77).

В вертикальном разрезе можно выделить 1) поверхностную водную массу, достигающую на севере глубины 400 м, а к югу – всего 100 м; 2) водную массу главного пикноклина и под ним на севере 3) промежуточные воды субполярной водной массы, а на юге (южнее 18–19° с. ш.) 4) промежуточную антарктическую водную массу (до глубины примерно 1500 м); 5) североатлантическую глубинную водную массу (Бурков, 1984). Циркуляция в промежуточных и особенно в глубинных водах заметно отличается от поверхностной циркуляции. В частности, здесь определяющую роль играют водные потоки, идущие на юг из Лабрадорского моря (Sarnthein et al., 2001). С другой стороны, большое значение имеют и потоки вод антарктического происхождения, направленные на север. В Северной Атлантике все эти потоки превращаются в контурные течения.

В рассматриваемом регионе среднегодовая первичная продукция находится над шельфами (вплоть до южной оконечности Флориды) в интервале 250–500 мг С/м<sup>2</sup>/сутки, на большей части субтропиков и над континентальными склонами она составляет 150–250 мг С/м<sup>2</sup>/сутки, а над континентальным подножием США – порядка 100–150 мг С/м<sup>2</sup>/сутки и даже меньше (Кобленц-Мишке, 1977).

Шельф Северной Америки довольно широкий и плоский (рис. 77). В зоне развития узкого и прорезанного каньонами континентального склона обращает на себя внимание огромное краевое плато Блейк с глубинами от 400 до 1450 м, обрезаемое на востоке эскарпом, к которому на большой глубине примыкает уже континентальное подножие. На юго-востоке изучаемого региона на вершине Багамской карбонатной коралловой платформы расположена серия весьма мелководных Багамских банок, кое-где венчающихся Багамскими островами. Наконец, следует упомянуть осадочные хребты, сложенные осадками из упоминавшихся контурных течений: Хаттерас и внешнее поднятие Блейк. Они располагаются на континентальном склоне и континентальном подножье (Rebesco et al., 2014).

Донные осадки поверхностного слоя показаны на карте Е. М. Емельянова с соавторами (1989–1990). На шельфах северной части региона, т. е. примерно до траверза Центральной Флориды, они представлены терригенными песками, а южнее – узкой полоской ракушняка. В целом континентальный склон и подножье изучаемого региона представлены двумя зонами современной седиментации: терригенной на севере и карбонатной на юге.

Граница между ними проходит примерно на уровне 31–32° с. ш. В северной зоне преобладают гемипелагические глины. В южной доминируют планктоногенные карбонатные илы (в частности, на плато Блейк), а на мелководье Багамских банок аккумулируются хемогенные оолиты и биогенно-хемогенные арагонитовые иглы, к которым добавляются обломки кораллов, микрит и т. д.

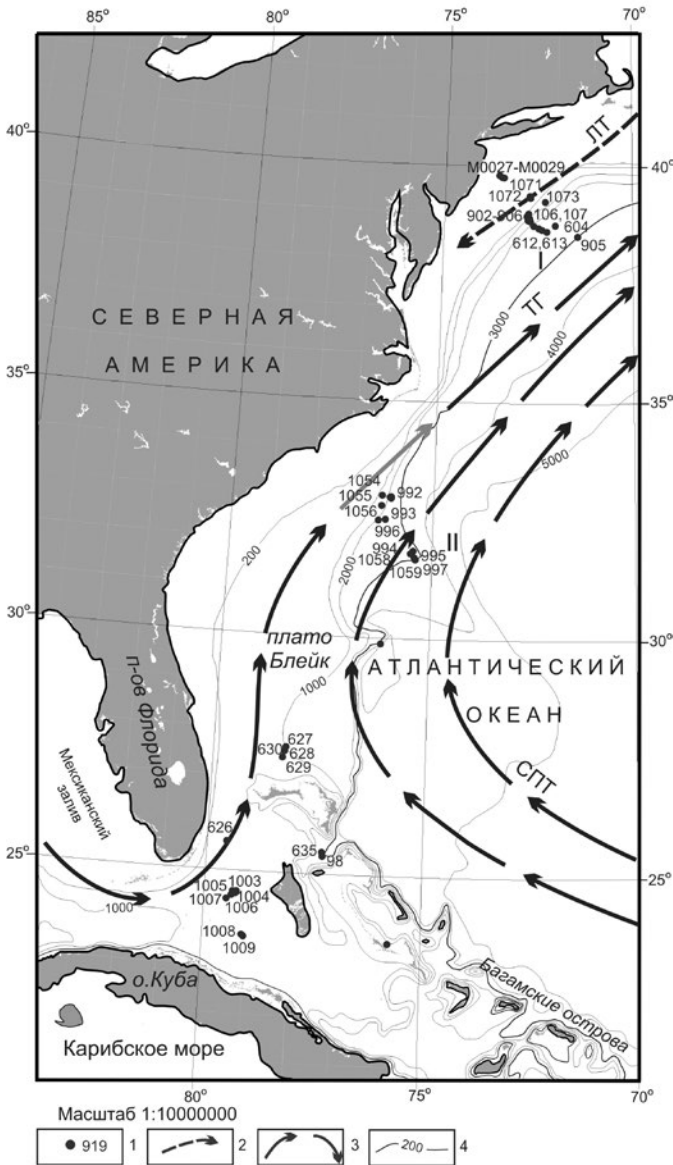


Рис. 77. Расположение скважин глубоководного бурения; 2 – холодные течения; 3 – теплые течения; 4 – изобаты (в м). ТГ – течение Гольфстрим; ЛТ – Лабрадорское течение; СПТ – Северное пассатное течение. Дрифты: I – Хаттерас; II – внешнее поднятие Блейк

### *Фактический материал*

Описываемый регион изучался в ходе многочисленных рейсов глубоководного бурения: DSDP № 11 (Hollister, Ewing et al., 1972), 93 (van Hinte, Wise et al., 1987), 95 (Poag, Watts et al., 1987); ODP № 101 (Austin, Schlager, Palmer et al., 1986), 150 (Mountain, Miller, Blum et al., 1994), 164 (Paull, Matsumoto, Wallace et al., 1996), 166 (Eberli, Swart, Malone et al., 1997), 172 (Keigwin, Rio, Acton et al.; 1998), 174 (Austin, Christie-Blick, Malone et al., 1998); IODP № 313 (Mountain, Proust, McInroy, Cotterill et al., 2010).

Пробуренные скважины расположены неравномерно. В северной части региона они образуют так называемый разрез Нью-Джерси, который начинается от скважин, пробуренных на суше (не показанных на рис. 77), и продолжается через всю континентальную окраину от шельфа до глубоководного ложа (включая дрейф Хаттерас). Основная цель разреза: на основе стратиграфии высокого разрешения построить детальный график колебаний уровня Мирового океана. В средней части региона цепочка скважин образует следующий трансект через континентальную окраину, захватывающий на крайнем востоке дрейф внешнего поднятия Блейк. Серия скважин на юге охватывает почти со всех сторон периферию Багамской карбонатной платформы (рис. 77).

### *Полученные результаты*

**Неоплейстоцен.** Литолого-фациальная карта неоплейстоценовых отложений масштаба 1:10000000 показана на рис. 78. Как и в современную эпоху, в неоплейстоценовое время четко выделялись две области седиментации: на севере терригенная и на юге карбонатная. На севере внутренний шельф был занят покровом терригенных грубозернистых песков с примесью ракуши. На среднем и внешнем шельфе они фациально замещались терригенными мелко- и тонкозернистыми песками без ракуши. За бровкой шельфа располагалась узкая полоска развития гемипелагических глин. Практически весь остальной континентальный склон и верхи континентального подножья были заняты весьма сложным переслаиванием двух основных литотипов: песков и гемипелагических глин. Генетически пески были достаточно разнородны: здесь описаны и плохо сортированные дебриты (в том числе снеженные с шельфа глауконитовые пески), и оползневые пачки, и (на крайнем востоке) более крупнозернистые части контуритов в дрейфе Хаттерас. Гемипелагические глины накапливались как фоновые гемипелагические осадки, как части пачек подводных оползней и как составные части контуритов.

В карбонатной области, начиная примерно с 32° с. ш. на юг, в неоплейстоцене бровка шельфа была занята скоплениями ракуши (вероятно, реликтовыми). Обширное плато Блейк служило ареной аккумуляции достаточно однообразных нано-фораминиферовых глин. На северо-востоке более глубоководная часть плато и дрейф внешнего поднятия Блейк сложены наноглинами, местами переслаивающимися с гемипелагическими глинами. Следует отметить, что дрейф внешнего поднятия Блейк в пределах рассматриваемого региона представлен только своим западным окончанием. Он продолжается и на востоке, в более глубоководной обстановке.

Южнее, в области развития Багамских банок, накапливались такие же, как и в современную эпоху, карбонатно-обломочные отложения. Донная эрозия эпизодически переносила («сбрасывала») этот осадочный материал на большие глубины, окружающие Багамскую платформу, и там он смешивался в качестве примеси с переслаивавшимися фоновыми планктоногенными карбонатными илами и карбонатными глинами. Как правило, более карбонатные осадки соответствуют межледниковьям, а менее карбонатные – эпохам оледенений. В узком Флоридском проливе с его сильными придонными течениями описаны крупнозернистые карбонатные осадки, не отраженные на карте.

Представляет определенный интерес распределение мощностей неоплейстоценовых отложений (рис. 79). Грубозернистые пески внутреннего шельфа обладают минимальной мощностью, равной 5 м. На внешнем шельфе развиты пески мощностью 55–60 м. Подводные оползни, вскрытые в скв. 1073 и U1402 в районе изобаты 1000 м, в неоплейстоцене достигли мощности свыше 500 м. В других участках континентального склона, в частности и в дрифте Хаттерас, полная мощность неоплейстоценовых отложений колеблется от 84 до 274 м.

В области карбонатной седиментации на плато Блейк вскрытая полная мощность неоплейстоцена составила всего 32 м, а на дрифте внешнего поднятия Блейк – менее 100 м. По периферии Багамской платформы мощность подводно-оползневых отложений на большой глубине составляет от 80 до 130 м. Во Флоридском проливе в неоплейстоцене в условиях сильных придонных течений смогло накопиться лишь менее 50 м осадков.

**Эоплейстоцен.** Литолого-фациальная карта эоплейстоценовых отложений масштаба 1:10000000 показана на рис. 80. В плане литологии карты нео- и эоплейстоцена практически неотличимы друг от друга.

Принципиальное различие заключается в распределении мощностей. В целом они в эоплейстоцене гораздо меньше (рис. 81). На внешнем шельфе в разрезе Нью-Джерси полная мощность эоплейстоцена составила 20–50 м. Огромных мощностей на северо-востоке верхнего континентального склона, указанных для неоплейстоцена, еще не было: видимая мощность эоплейстоценовых отложений составила всего 9 м. Полная мощность эоплейстоцена на нижнем континентальном склоне (скв. 613) достигла 76 м. Много скважин, в которых эоплейстоцен размыт. Только на юго-восточном окончании этого разреза обнаружена пачка подводно-оползневых отложений видимой мощностью 210 м.

В карбонатной области распределение мощностей почти не отличается от неоплейстоцена. Только к северу от Багамской платформы и во Флоридском проливе мощности меньше, чем в неоплейстоцене (рис. 81).

**Количественные параметры седиментации.** В табл. 53 отражены результаты обсчета описанных выше карт объемным методом. Площадь развития неоплейстоценовых отложений равна 691,0 тыс. км<sup>2</sup>, объем составляет 67,6 тыс. км<sup>3</sup>. Общая площадь, занятая эоплейстоценовыми осадками, составила 679 тыс. км<sup>2</sup>, а их объем равен 44,3 тыс. км<sup>3</sup>. Таким образом, на фоне примерно одинаковой площади седиментации объем накопившихся осадков в эоплейстоцене был в 1,5 раза меньше, чем в неоплейстоцене.

Рассмотрим немного подробнее данные по отдельным типам осадков. Наибольшую площадь в неоплейстоцене занимали различные пески – 306,1 тыс. км<sup>2</sup>. По мере уменьшения площади за ними следуют: фораминиферовые наноглины – 180,1 тыс. км<sup>2</sup>, карбонатно-обломочные отложения – 124,4 тыс. км<sup>2</sup>, гемипелагические глины – 102,8 тыс. км<sup>2</sup>, наноглины – 61,2 тыс. км<sup>2</sup>, наноилы – 39,4 тыс. км<sup>2</sup>. В эоплейстоцене точно такой же ряд выглядит следующим образом (в тыс. км<sup>2</sup>): 300,3, 199,9, 109,1, 100,4, 43,6, 19,7.

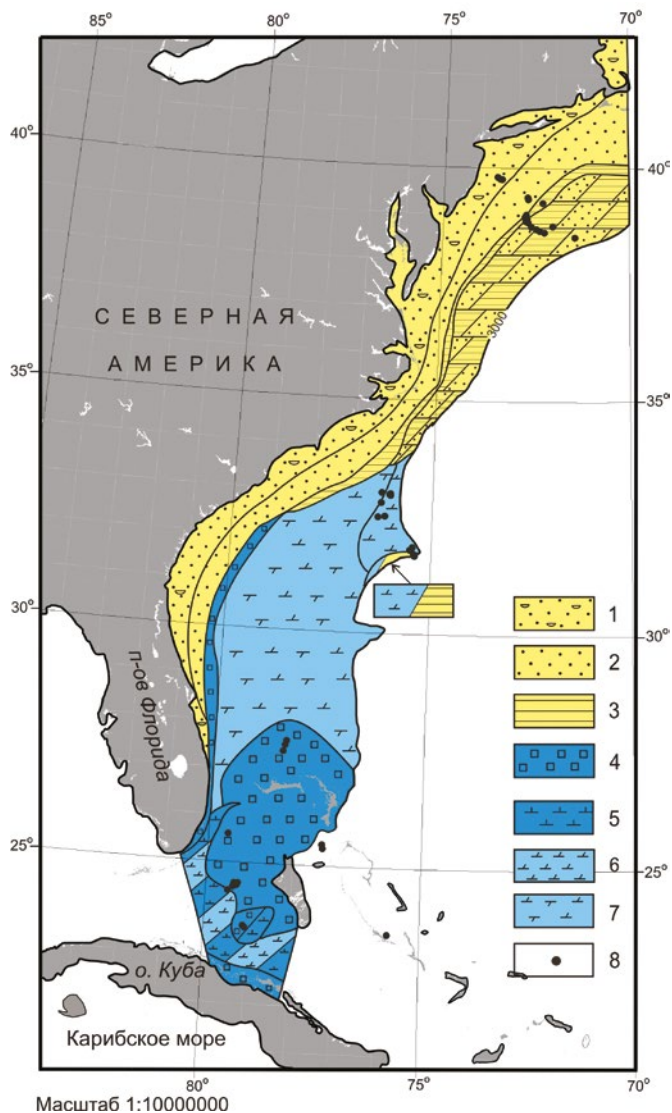


Рис. 78. Литолого-фациальная карта неоплейстоценовых отложений.

Условные обозначения: 1 – грубозернистые пески с ракушей; 2 – тонко-мелкозернистые пески; 3 – гемипелагические глины; 4 – карбонатно-обломочные отложения; 5 – наноилы; 6 – наноглины; 7 – фораминиферовые наноглины; 8 – скважины глубоководного бурения

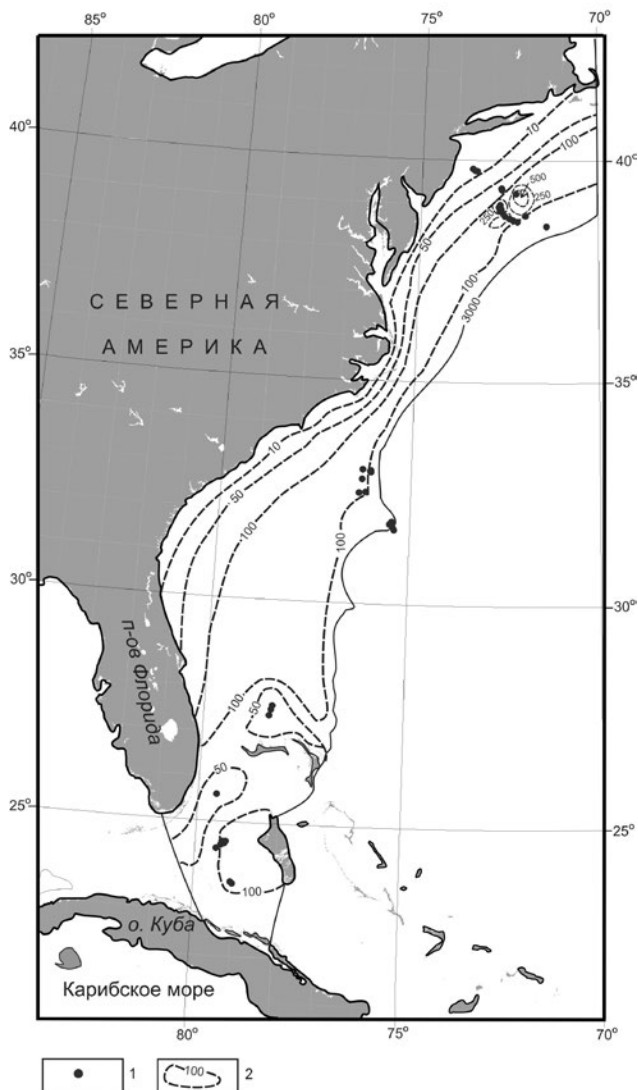


Рис. 79. Схема изопахит неоплейстоценовых отложений.  
 Условные обозначения: 1 – скважины глубоководного бурения; 2 – изопахиты (в м)

Если обратиться к данным по объемам натуральных осадков (в тыс. км<sup>3</sup>), то получим такой ряд для неоплейстоцена: фораминиферовые наноглины – 24,6, пески – 17,3, гемипелагические глины – 10,4, карбонатно-обломочные отложения – 9,7, наноглины – 3,7, наноилы – 2,0. Для эоплейстоцена ряд уменьшающихся объемов выглядит следующим образом (в тыс. км<sup>3</sup>): фораминиферовые наноглины – 17,7, пески – 12,6, карбонатно-обломочные отложения – 5,7, гемипелагические глины – 5,6, наноглины – 2,6, наноилы – 0,8. Таким образом, объемы всех литотипов в течение плейстоцена выросли.

В табл. 54 представлены данные по массам сухого осадочного вещества (М, 10<sup>18</sup> г) и скоростям накопления (I, 10<sup>18</sup> г/млн лет) плейстоценовых осад-

ков. По мере уменьшения массы сухого осадочного вещества ( $10^{18}$  г) для неоплейстоцена убывают в следующей последовательности: пески – 21,2, фораминиферовые наноглины – 16,1, карбонатно-обломочные отложения – 11,5, гемипелагические глины – 7,5, наноглины – 2,4, наноилы – 1,5. Для точно такого же по последовательности ряда эоплейстоценовых отложений характерны следующие величины: 17,0, 13,3, 7,5, 4,6, 2,0, 0,7.

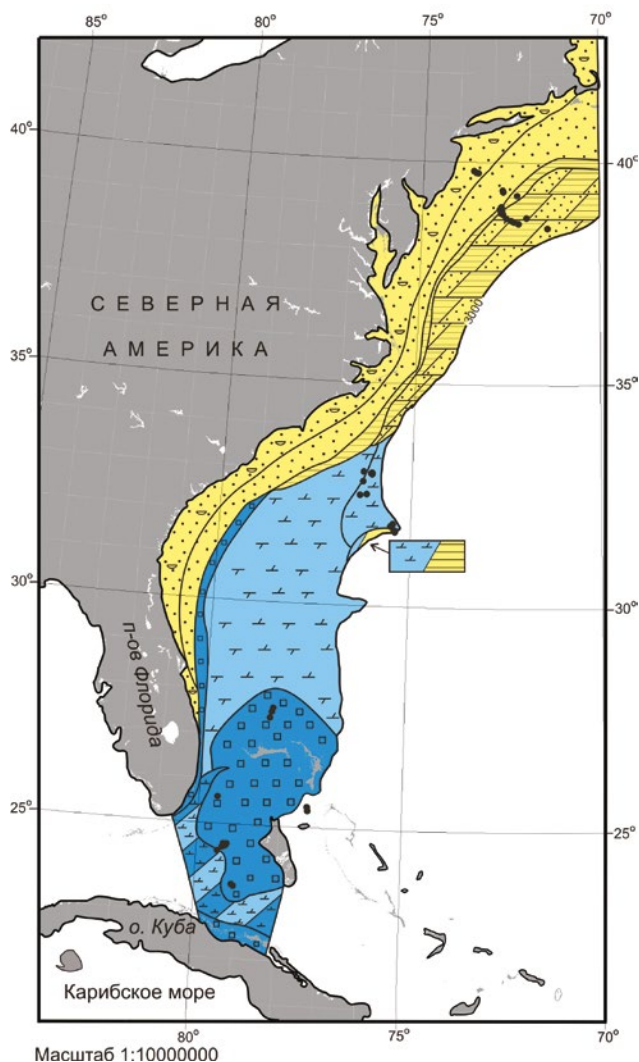


Рис. 80. Литолого-фациальная карта эоплейстоценовых отложений. Условные обозначения см. на рис. 78

Как уже неоднократно отмечалось в предыдущих главах монографии, наиболее корректные сопоставления следует проводить, используя скорости накопления, т.к. в этом случае сравниваются величины, нормированные по времени. Однако и при таком подходе получаются точно такие же



последовательности осадков, как и для масс сухого осадочного вещества. В единицах скорости накопления ( $10^{18}$  г/млн лет) соответствующие ряды для неоплейстоцена и эоплейстоцена выглядят так: 26,8, 20,3, 14,6, 9,5, 3,1, 1,9; 17,0, 13,3, 7,5, 4,6, 2,0, 0,7. Таким образом, в течение плейстоцена сохранялась одинаковая структура скоростей накопления, но все литотипы в неоплейстоцене накапливались с большей скоростью, чем в эоплейстоцене. Это касается и терригенных, и карбонатных, и смешанных осадков. К чисто терригенным осадкам отнесены терригенные пески и гемипелагические глины, к карбонатным – карбонатно-обломочные отложения и наноиллы, к смешанным – наноглины и фораминиферовые наноглины.

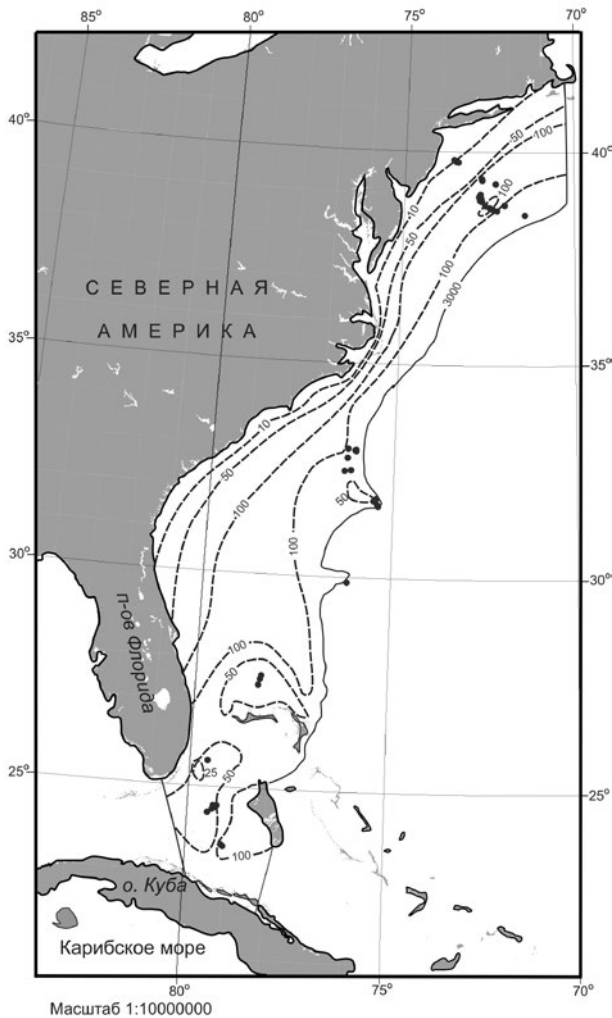


Рис. 81. Схема изопачит эоплейстоценовых отложений. Условные обозначения см. на рис. 79

Таблица 53. Площади (S, тыс. км<sup>2</sup>) и объемы (V, тыс. км<sup>3</sup>) неоплейстоценовых и эоплейстоценовых отложений атлантической окраины США

Возраст	Грубозернистый песок с ракушей		Песок тонкозернистый мелкозернистый		Гемипелагические глины		Карбонатно-обломочные осадки		Фораминиферо-вые наноглины		Наноглины	
	S	V	S	V	S	V	S	V	S	V	S	V
Неоплейстоцен	116,2	3,4	110,3	7,7	19,2	4,0	118,2	9,1	180,1	24,6	24,0	2,7
Эоплейстоцен	114,7	2,4	110,6	6,9	21,0	2,1	109,1	5,7	199,9	17,7	19,5	1,6

Таблица 53 (продолжение)

S	Переслаивание гемипелагических глин и песка				Переслаивание гемипелагических глин и наноглин				Переслаивание карбонатно-обломочных осадков и нанолов				Сумма площадей всех осадков	Сумма объемов всех осадков			
	гемипелагич. глин	песков	Σ V	V	гемипелагич. глин	нано-глин	Σ V	V	Σ S	S	нано-обломочных осадков	V			Σ V		
																гемипелагич. глин	нано-глин
79,6	6,2	6,2	12,4	4,0	0,15	0,15	0,3	33,2	1,7	0,8	2,5	6,2	0,6	0,3	0,9	691,0	67,6
75,0	3,3	3,3	6,6	4,4	0,15	0,15	0,3	19,7	0,2	0,8	1,0	0	0	0	0	679,0	44,3

Таблица 54. Массы сухого осадочного вещества (M, 10<sup>18</sup> г) и скорости накопления (I, 10<sup>18</sup> г/млн лет) плейстоценовых отложений на подводной атлантической окраине США

Возраст	Гемипелагические глины			Карбонатно-обломочные отложения			Наноглины			Пески			Фораминиферо-вые наноглины			Наноглины		
	M	I	Σ V	M	I	Σ V	M	I	Σ V	M	I	Σ V	M	I	Σ V	M	I	Σ V
Неоплейстоцен	7,5	9,5	11,5	14,6	14,6	14,6	2,4	3,1	21,2	26,8	16,1	20,3	1,5	1,9	1,9	1,5	1,9	1,9
Эоплейстоцен	4,6	4,6	7,5	7,5	7,5	7,5	2,0	2,0	17,0	17,0	13,3	13,3	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7

### *Обсуждение результатов*

Итак, составленные литолого-фациальные карты, схемы изопакит и результаты их обсчета с помощью объемного метода А. Б. Ронова убедительно свидетельствуют о том, что в подводной части пассивной континентальной окраины США в Атлантическом океане в течение плейстоцена, во-первых, сохранялась общая фациальная структура, а во-вторых, происходило увеличение потоков и терригенного, и карбонатного материала. При этом северная половина региона была ареной терригенной седиментации, а южная – преимущественно карбонатной.

Расчеты показывают преобладание масс терригенного осадочного материала над карбонатным и в нео-, и в эоплейстоцене. Если считать, что в смешанных осадках содержатся по 50% терригенного вещества и  $\text{CaCO}_3$ , то частное от деления суммарной массы терригенного вещества на суммарную массу  $\text{CaCO}_3$  составит для неоплейстоцена 1,7, а для эоплейстоцена – 1,8. Таким образом, соотношение основных компонентов осадков в течение плейстоцена практически не менялось.

Основной вопрос: в чем заключаются причины роста потоков терригенного и карбонатного вещества в плейстоцене? Для терригенного материала, вероятно, следует исключить ведущую роль неотектонических движений в Аппалачах. Доказаны, с одной стороны, их существование, а с другой, небольшая интенсивность горообразования (Poag, Sevon, 1989). Значение плейстоценовых оледенений в качестве генератора и агента транспортировки больших объемов терригенного материала в данном случае также незначительно (Andrews, 1991).

Автору представляется возможной ведущая роль глобальных гляциозвстатических колебаний уровня Мирового океана, вызванная историей четвертичного оледенения Земли. Частично об этом уже было сказано в предыдущих главах. При понижении базиса эрозии (уровня океана), обусловленного увеличением объемов ледников в эпохи оледенений, возрастает потенциальная энергия флювиальных потоков, выпадающих в бассейн седиментации. Она, естественно, трансформируется в кинетическую энергию, приводящую к усилению эрозии и, соответственно, к возрастанию твердого стока. При этом увеличивается и ионный сток, в котором содержатся необходимые для развития биоты питательные вещества. При повышении базиса эрозии (во время межледниковий и интергляциалов) потенциальная энергия флювиальных потоков уменьшается, с соответствующими последствиями для эрозии на суше и осадконакопления в бассейне седиментации. Общий тренд к понижению уровня океана в плейстоцене, модулированный его изменениями в течение ледниково-межледниковых циклов, хорошо известен.

Определенную (относительно небольшую) роль в возрастании потока терригенного материала могло сыграть увеличение объема поступивших в изученный район контурных течений, как например, произошло в Северной Атлантике (см. раздел 7.3 настоящей монографии).

Для биогенного карбонатного вещества в качестве дополнительного фактора поставки питательных веществ в зону фотосинтеза можно считать возрастание интенсивности вертикальной циркуляции бассейна, обусловленное ростом температурных градиентов в меридиональном направлении.

### 7.5. Мексиканский залив

Мексиканский залив относится к типичным пассивным континентальным окраинам Атлантического океана с хорошо выраженными широкими шельфами, разнообразными по рельефу континентальными склонами и подножьями, глубоководной котловиной. Этот геологический объект отличается хорошей изученностью, однако огромные скорости седиментации в неоплейстоцене существенно затрудняют построение литолого-фациальных карт и схем мощностей. Вероятно, поэтому в научной литературе их нет, а предлагаемые нами в данном разделе картографические построения в значительной степени носят гипотетический характер, особенно для эоплейстоценовых отложений.

#### *Современные условия седиментации*

Как уже отмечалось, в Мексиканском заливе хорошо развиты континентальные шельфы, отличающиеся особенно большой шириной к западу от Флориды (Флоридская банка), к западу от дельты Миссисипи и к северу от полуострова Юкатан (банка Кампече) (рис. 82). В глубоководных ограничениях континентальных склонов обращают на себя внимание три эскарпа, возможно, эрозионного происхождения: эскарпы Флориды, Сигсби и Кампече [рис. 82 (Bouna et al., 1986)]. Глубже 3000 м расположена котловина Сигсби, максимальная глубина которой достигает 3800 м. В настоящее время ее поверхностный рельеф представлен фэном Миссисипи в восточной части и абиссальной равниной Сигсби – в западной. Современный фэн Миссисипи состоит из трех частей: верхнего, среднего и нижнего фэнов (рис. 82). В каждом из них существует сложная система каналов и намывных валов (channel-levee complexes), а также пространств между этими комплексами (overbanks). В более древние отрезки четвертичного периода внешние границы фэна располагались южнее и гораздо дальше на запад [рис. 82 (Bouna et al., 1986)]. В западной половине северной континентальной окраины Мексиканского залива и в юго-западной части бассейна находятся поля развития диапиров, сложенных каменной солью позднеюрского возраста [рис. 82 (Ewing et al., 1969)]. Они росли даже в плейстоценовое время, создавая сложный рельеф сочетания куполов и межкупольных впадин и депрессий.

С некоторой долей условности можно утверждать, что северная половина Мексиканского залива относится к субтропическому климатическому поясу, а южная – к тропическому. Рассматриваемый бассейн – один из наиболее тепловодных в Мировом океане: среднемесячная температура его поверхностных вод колеблется от +17,6 °С в феврале до +30,1 °С в августе (weatherarchive.com). Нельзя не отметить, что в Мексиканском заливе часто зарождаются тропические ураганы, обрушивающиеся на южное побережье США.

В заливе выделяются две основные водные массы, горизонтальная циркуляция в которых совершенно различна. В поверхностной водной массе, занимающей объем водной толщи от поверхности моря до 1200 м, господствует антициклонический круговорот, иногда называемый в публикациях на русском языке Петлевидным течением (GulfLoop) (рис. 82). Оно продол-

жает Юкатанское течение Карибского моря, огибает банку Кампече и поворачивает на запад. Далее, следуя общей морфологии рельефа, поворачивает к северу и затем на восток и на юг, где, пройдя по проходу между Кампече и Флоридой, впадает во Флоридское течение (DeHaan, Sturges, 2005).

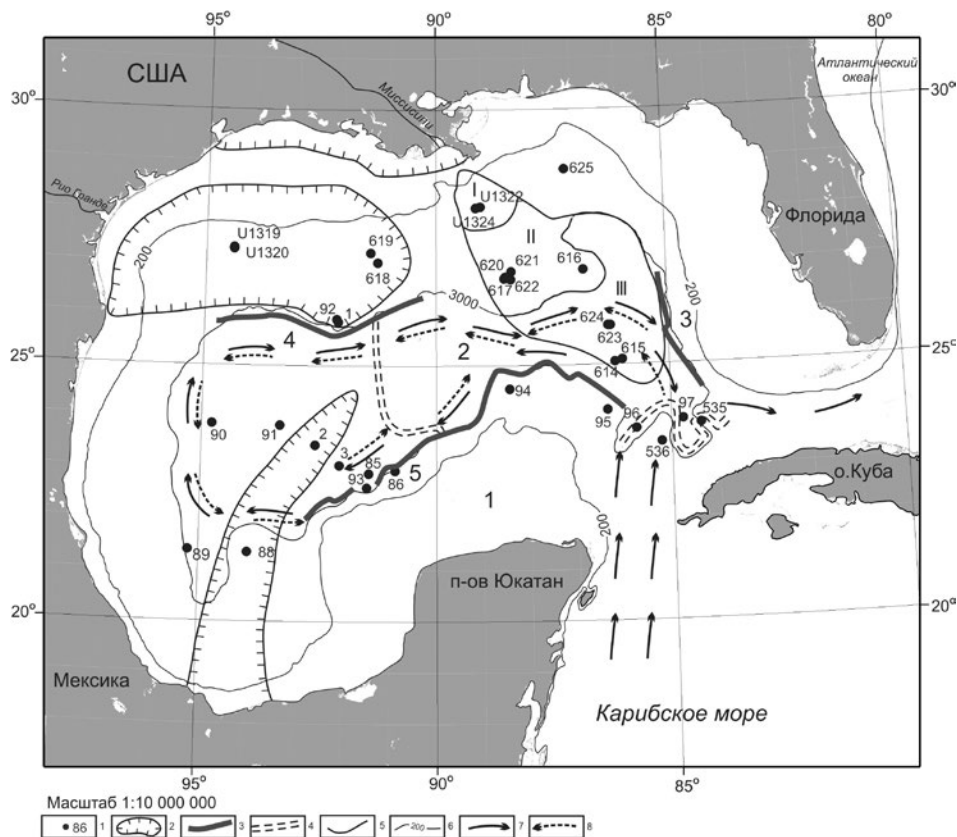


Рис. 82. Расположение скважин глубоководного бурения в Мексиканском заливе. Условные обозначения: 1 – скважины глубоководного бурения; 2 – области развития соляных диапиров; 3 – эскарпы; 4 – древние границы фэна Миссисипи; 5 – границы современных частей фэна Миссисипи; 6 – изобаты (в м); 7 – поверхностные течения; 8 – придонные течения. I – верхний фэн; II – средний фэн; III – нижний фэн. 1 – банка Кампече; 2 – котловина Сигсби; 3 – эскарп Флориды; 4 – эскарп Сигсби; 5 – эскарп Кампече. Дополнительные объяснения даны в тексте

В глубоководной водной массе (от 1200 м до дна), напротив, развит циклонический круговорот. Здесь поток воды, выходящий на глубине из Юкатанского пролива, следует на север вдоль континентальной окраины Флориды, затем вдоль континентальных окраин, соответственно, севера, запада и юга Мексиканского залива устремляется на юг и далее выходит во Флоридский пролив (DeHaan, Sturges, 2005).

Мексиканский залив относится к бассейнам с пониженной первичной продукцией: почти на всей его площади (за исключением прибрежных районов) первичная продукция составляет порядка 3,0–3,5 г С/м<sup>2</sup>/год, а вблизи

береговой линии (особенно рядом с дельтой Миссисипи) возрастает до 4,5–5,0 г С/м<sup>2</sup>/год. Интересно, что для района подводной дельты Миссисипи отмечена четкая положительная корреляция между первичной продукцией и суммой нитратов и нитритов в морской воде (Lorenz et al., 1997).

Основными источниками снабжения Мексиканского залива терригенным материалом являются реки. Главную роль при этом играет объединенная гидрологическая система рек Миссури и Миссисипи, занимающая третье место в мире по суммарной длине (Coleman et al., 1988). Площадь водосборного бассейна составляет более половины площади равнинной части США южнее Канады. До 1960 г. твердый сток был равен около 400 млн т/год. Позже река была сильно зарегулирована и твердый сток сократился примерно на 10%. Здесь важно отметить, что истоки обеих рек находятся вне гористой зоны, расположенной на западе США. Среди водотоков – поставщиков терригенного осадочного вещества – следует указать также на многочисленные небольшие реки полуострова Флорида, штата Техас, а также на р. Рио Гранде, в своем нижнем течении разделяющую США и Мексику.

Распределение осадков поверхностного слоя на дне Мексиканского залива выглядит следующим образом (Емельянов и др., 1989–1990): континентальные окраины северной части бассейна и северная половина дна котловины Сигсби сложены терригенными осадками, причем пески прибрежной зоны на шельфах сменяются алевритами, которые на внешнем шельфе быстро уступают место алевритово-пелитовым и пелитовым илам, доминирующим на склонах и в абиссали. Содержание СаСО<sub>3</sub> в них, как правило, не превышает 10–15%. Южнее роль карбонатов возрастает, и в южной части котловины, и на шельфах Южной Флориды и запада Мексиканского залива отлагаются, в основном, слабокарбонатные тонкие илы с содержанием СаСО<sub>3</sub> порядка 20–40%. Наконец, дно банки Кампече занято биогенно-обломочными карбонатами, а ее склон – фораминиферово-кокколитовыми илами.

#### *Фактический материал*

Настоящий раздел основан на результатах глубоководного бурения, проведенного в Мексиканском заливе в следующих рейсах: DSDP Leg 1 (скважины № 1–3) (Ewing et al., 1969), Leg 10 (скважины № 85–97) (Worzel et al., 1973), Leg 77 (скважины № 535–540) (Buffler et al., 1984), Leg 96 (скважины № 614–624) (Bouma et al., 1986); ODP Leg 100 (скв. 625) (Rabinowitz et al., 1985); IODP Leg 308 (скважины № U 1319 – U 1324) (Flemings et al., 2005). На рис. 82 показаны: расположение скважин глубоководного бурения, контуры современного фэна Миссисипи, границы древнего фэна, контуры полей развития соляных диапиров в пределах бассейна, эскарпы, течения в поверхностной и глубинной водных массах.

Были построены литолого-фациальные карты и схемы изопахит для нео- и эоплейстоцена масштаба 1:10000000. Необходимо отметить, что построение литолого-фациальных карт, особенно для эоплейстоцена, осуществлялось не только по фактическим данным, но и, в большой степени, по нашим гипотетическим (модельным) соображениям. Дело в том, что скорости седиментации в Мексиканском заливе чрезвычайно высоки. На-

пример, для осадков, накопившихся в течение МИС (морских изотопных стадий) 2–4 в фэне Миссисипи, они нередко превышают 1000 см/тыс. лет без учета уплотнения (Booma et al., 1986), и, как правило, возраст осадков в забое не выходит за пределы позднего неоплейстоцена. В районе скв. 615 мощность плейстоценовых отложений, судя по геофизическим данным, достигает 1,5 км (Booma et al., 1986). В некоторых скважинах, вскрывших турбидитовый комплекс, удалось определить соотношение мощностей между неоплейстоценом и эоплейстоценом. Например, в скв. 91 мощность неоплейстоценовых осадков равна 415 м, а эоплейстоценовых – 95 м. В скв. 96 неоплейстоценовые отложения слагают 650 м, а видимая мощность эоплейстоцена составляет 85 м (ниже – перерыв до олигоцена) (Worzel et al., 1973). Следовательно, достоверных данных очень мало, и автор принял гипотезу о том, что в мощных терригенных комплексах соотношение мощностей неоплейстоцена и эоплейстоцена составляет, видимо, 4:1.

### *Полученные результаты*

В истории четвертичного осадконакопления в Мексиканском заливе большую роль играли колебания положения уровня моря. Современная береговая линия – результат, в основном, послеледникового глобального подъема этого уровня, прекратившегося после среднеголоценового оптимума. В соответствии с ледниково-межледниковыми циклами уровень моря поднимался во время межледниковий и, в меньшей степени, интергляциалов и падал во время оледенений. В неоплейстоценовое время максимальные амплитуды положения уровня Мексиканского залива составляли от –120 до +20 м (Davis, 1991), при этом его средний уровень, по нашим оценкам, был равен примерно –70 м. В эоплейстоцене гляциоэвстатические колебания уровня моря были существенно меньше, чем в неоплейстоцене, а его среднее положение составляло примерно –40 м.

**Неоплейстоцен.** На составленной литолого-фациальной карте неоплейстоценовых отложений Мексиканского залива (рис. 83) береговая линия условно помещена на современную глубину 70 м и довольно сильно смещена в сторону моря по сравнению с современной ситуацией. На северо-западном, северном и восточном средних шельфах развиты пески, сменявшиеся на внешних шельфах крупными алевритами и, в основном, мелкоалевритовыми, алевритово-пелитовыми и пелитовыми илами. На банке Кампече накапливались органогенно-обломочные карбонатные осадки практически без литогенной примеси.

Верхняя часть континентального склона Западной Флориды была ареной накопления глинистых фораминиферо-кокколитовых илов, а нижний склон был занят переслаиванием глинистых наноилов и гемипелагических глин, причем считается, что эти глины получали вещество для своего формирования из мощного нефелоидного слоя, существовавшего над фэном Миссисипи, главным образом, в периоды оледенений (Rabinowitz et al., 1985).

Континентальные склоны Луизианы, Техаса и Северной Мексики в неоплейстоцене были покрыты чехлом гемипелагических глин, вещество для которых поставлялось с твердым стоком рек, а далее подхватывалось

на границах шельфов и континентальных склонов илистыми потоками (mud flows) и перемещалось на нижние батиметрические горизонты. Мористее пояс глин сменялся тонкими терригенными турбидитами, источниками вещества для которых, помимо определяющей роли речной системы Миссури – Миссисипи, служили реки Техаса и Северной Мексики, особенно Рио Гранде. Континентальные склоны юго-западной и южной частей залива были устланы фораминиферо-кокколитовыми илами.

Огромное поле тонкозернистых терригенных турбидитов, занимающее центральную часть залива, состоит из нескольких частей. На северном континентальном склоне (вероятно, до 90° з. д.) и в котловине Сигсби господствует фэн Миссисипи. Для осадков, слагающих его верхнюю, среднюю и нижнюю лопасти, типично преобладание алевритово-пелитовых и пелитовых разностей с прослоями силта. Песков относительно мало. Гравийно-песчаный материал встречается преимущественно в основании разрезов каналов, характеризуя стадии их врезания. Достаточно характерно сочетание литологических разностей, вскрытых в скв. 622 и 623: 5% песка, 60–65% полосчатых силтов, 20–25% пелитовых и алевритово-пелитовых илов (Boima et al., 1986). Содержание CaCO<sub>3</sub>, представленных остатками раковинок фораминифер и кокколитами, не превышает обычно 15%. Развиты биотурбационные, горизонтально-слоистые и градационные текстуры. Иногда наблюдаются деформации, связанные с подводными оползнями.

Как правило, осадки фэна Миссисипи обогащены кварцем (Mazzullo, 1986), и в них наблюдается повышенное отношение плагиоклазов к калиевым полевым шпатам (Zemmels, Cook, 1973). Судя по минералогическим данным, часть обломочных минералов в фэн Миссисипи поставляется не только из питающей провинции р. Миссисипи, но и реками Западной Флориды (Mazzullo, 1986).

Тонкозернистые турбидиты нижнего континентального склона Техаса сосредоточены, в основном, в межкупольных впадинах и отличаются, естественно, крайне неравномерным распределением мощностей. Для них характерно несколько повышенное содержание калиевых полевых шпатов (Zemmels, Cook, 1973).

Наконец, на траверзе р. Рио Гранде нижний склон и крайняя западная часть котловины Сигсби заняты тонкозернистыми терригенными турбидитами, для которых типичны слегка повышенные содержания обломочных карбонатов (Zemmels, Cook, 1973).

На юго-западе бассейна вышеуказанные поля развития фораминиферо-кокколитовых илов и терригенных турбидитов разделяются меридионально вытянутой полосой переслаивающихся фораминиферо-кокколитовых илов и гемипелагических глин. На северо-западном континентальном подножье банки Кампече найдены терригенно-карбонатные турбидиты, вмещающие обломки доломитизированных известняков средней части мела из Юкатанской карбонатной платформы (Worzel et al., 1973).

В неоплейстоценовых осадках западной части бассейна практически постоянно в качестве аксессуарной примеси встречаются вулканические стекла, чье происхождение связано с извержениями вулканов Центральной Америки.



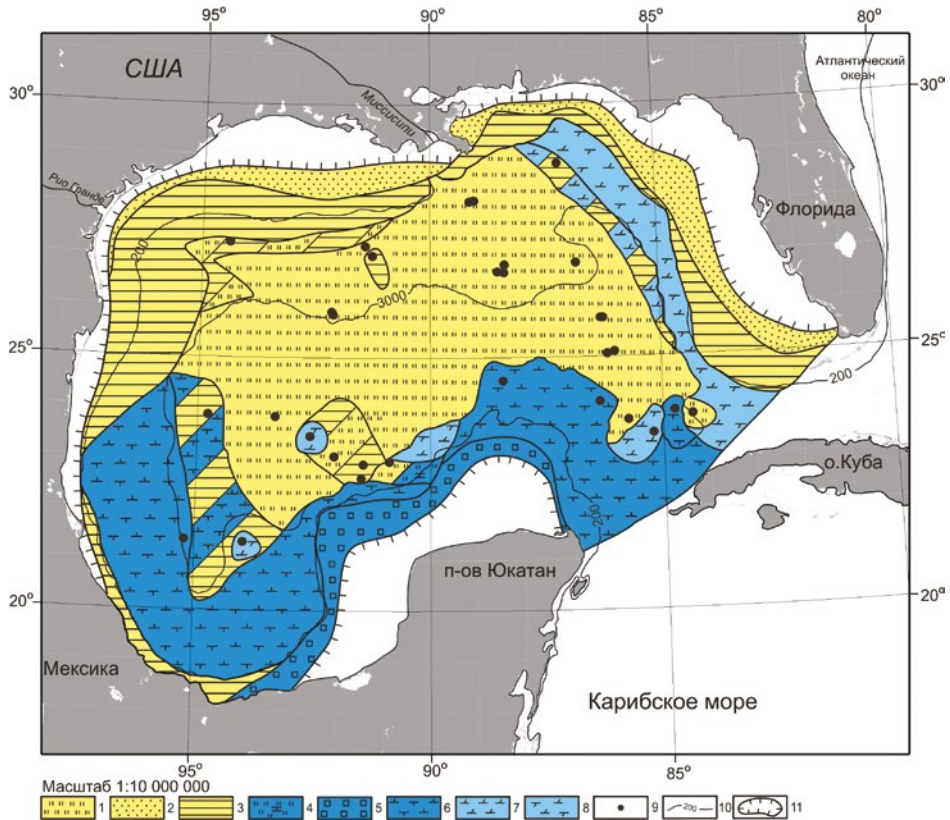


Рис. 83. Литолого-фациальная карта неоплейстоценовых отложений Мексиканского залива. Условные обозначения: 1 – терригенные турбидиты; 2 – пески; 3 – гемипелагические глины; 4 – карбонатные турбидиты; 5 – карбонатно-обломочные осадки; 6 – фораминиферо-кокколитовые илы; 7 – кокколитовые глины; 8 – фораминиферо-кокколитовые глины; 9 – скважины глубоководного бурения; 10 – изобаты (в м); 11 – древняя береговая линия

Перед описанием распределения мощностей неоплейстоценовых отложений Мексиканского залива следует остановиться на их специфике. Полная мощность осадков неоплейстоцена вскрыта бурением, главным образом, в западной части бассейна и на континентальном склоне Северной Флориды.

Выше уже отмечалось, что для турбидитового комплекса полная мощность установлена лишь в нескольких скважинах. В верхнем фэне Миссисипи вскрыта видимая мощность неоплейстоценовых отложений, равная 607 м (скв. U 1324), при этом возраст слоев осадков в забое составляет всего лишь 65 тыс. лет (Flemings et al., 2005). Во всех остальных скважинах известны лишь верхние части неоплейстоценового разреза, составляющие, как правило, несколько сот метров. Рассчитанные по стратиграфическим данным скорости седиментации (без учета уплотнения) колеблются от 50 см/тыс. лет (скв. 91) до более 1000 см/тыс. лет (скв. 616, 621, 622). По геофизическим данным предполагается, что в северной части нижнего фэна Миссисипи (в районе скв. 615) мощность неоплейстоценовых отложений может достигать 1200 м. В межсолянокупольных впадинах на кон-

тинентальном склоне Техаса мощность неоплейстоцена (с учетом явлений подводного оползания), вероятно, составляет от 300 до 400 м.

Чрезвычайно интересны материалы по колебаниям скоростей седиментации во впадинах на континентальном склоне Техаса. Так, в скв. 619 скорости седиментации без учета уплотнения (в см/тыс. лет) в голоцене (МИС 1) были равны 41,7, в МИС 2–194,5, в МИС 3–23,8, в МИС 4–76,0. Соответствующие значения по скв. U 1322 составляют: 89–180, 1220, 320 и более 1600 см/тыс. лет. Таким образом, весьма четко выявлена связь между климатическими колебаниями, на основе которых выделены морские изотопные стадии, и скоростями седиментации: для нечетных стадий, характеризующихся относительными потеплениями и подъемом уровня моря, типичны пониженные скорости седиментации, а для четных (с противоположными характеристиками) – повышенные.

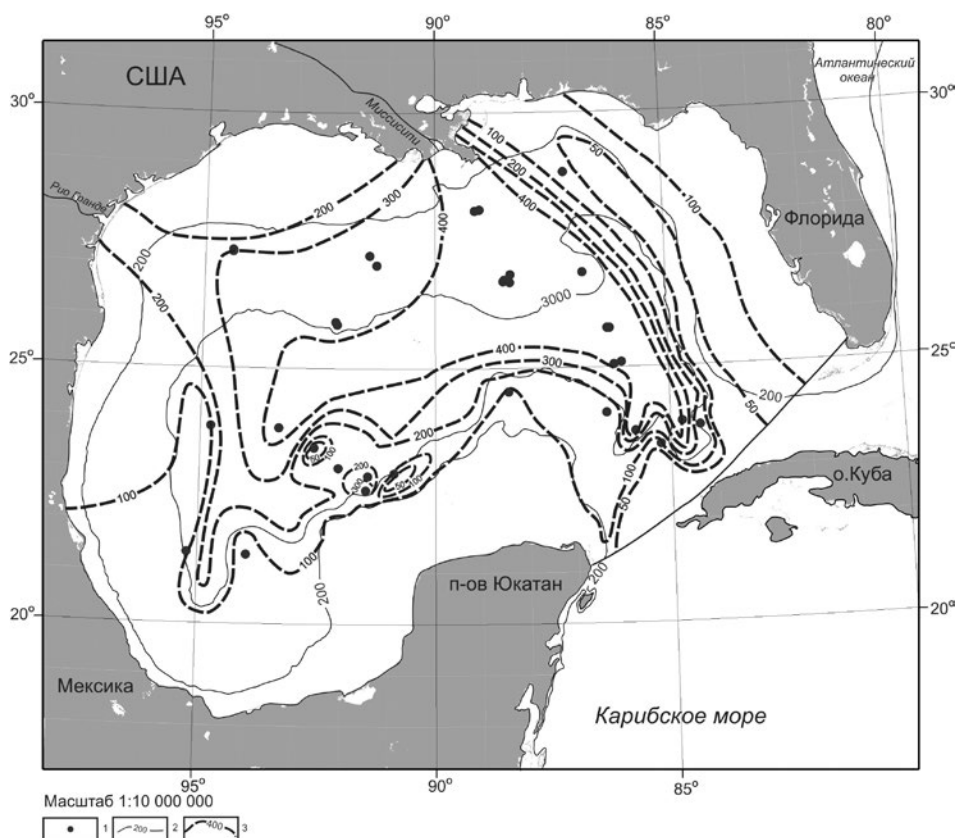


Рис. 84. Схема изопакит неоплейстоценовых осадков.

Условные обозначения: 1 – скважины глубоководного бурения; 2 – изобаты (в м); 3 – изопакиты (в м)

С учетом вышеизложенных материалов рассмотрим составленную нами схему расположения изопакит неоплейстоценовых отложений (рис. 84). Необходимо отметить, что в областях развития солянокупольной тектоники

развит очень расчлененный рельеф и требуются весьма детальные геолого-геофизические данные для построения карт изопакит. Поскольку такими данными автор не располагает, то для этих областей при схематическом картировании мощностей принят принцип интер- и экстраполяции максимальных мощностей неоплейстоценовых отложений, аккумулярованных в междупольных впадинах.

Итак, на шельфах Флориды и Луизианы, а также на банке Кампече мощности составляют от 50 до 100 м. Шельфы Техаса и Северной Мексики обладают более мощным чехлом неоплейстоценовых отложений – от 100 до 200 м. В верхней части континентального склона Флориды и участками на континентальном склоне банки Кампече встречаются участки развития маломощного покрова неоплейстоцена – 50 м и менее. В основном, однако, на континентальных склонах мощности возрастают по направлению к депозентру, находящемуся в глубоководной котловине Сигсби, и составляют 200–400 м и более. Наибольшие мощности на рис. 84 оконтурены изопакитом 400 м, но при анализе необходимо иметь в виду приведенные выше материалы о полной мощности неоплейстоценовых отложений и понимать, что местами в фэне Миссисипи эта величина может превышать 1000 м и даже больше.

**Эоплейстоцен.** Выше уже отмечалось, что в большом числе скважин, пробуренных в Мексиканском заливе, не удалось вскрыть эоплейстоценовые отложения из-за огромной мощности неоплейстоцена. Однако в юго-восточной части бассейна в основании континентального склона банки Кампече осадки эоплейстоцена отсутствуют по другой причине: здесь как минимум в 4–5 скважинах обнаружен перерыв в седиментации между отложениями верхнего неоплейстоцена и неогеновыми или даже олигоценowymi осадками (рис. 85). Поэтому надежных данных об эоплейстоцене очень мало и составленная нами литолого-фациальная карта (см. рис. 85) скорее является гипотетической схемой или моделью на качественном уровне.

В эоплейстоцене береговая линия располагалась, видимо, на глубине, не превышающей 40 м. В общих чертах литолого-фациальные карты неоплейстоцена очень похожи (см. рис. 83 и 85). Проще не описывать карту эоплейстоцена в деталях, а указать на основные отличия от неоплейстоценовой карты. Они заключаются, во-первых, в существовании области отсутствия осадков данного возраста на юго-востоке бассейна (рис. 85); во-вторых, в том, что на континентальном склоне Флориды накапливались более карбонатные осадки (переслаивающиеся глинистые наноилы и наноилы); в-третьих, в смещении северо-западной границы поля развития турбидитов в юго-восточном направлении. Остальные отличия не носят существенный характер.

Вероятно, более важными являются различия в мощностях. Сравнение рис. 84 и 86 показывает, что в эоплейстоцене (несмотря на его большую продолжительность, чем неоплейстоцена) изопакита 200 м оконтуривает совсем небольшую площадь в районе эскарпа Сигсби. Изопакиты 300 и 400 м отсутствуют. Наконец, как отмечалось выше, на юго-востоке залива в нижней части континентального склона и на континентальном подножье закартирована площадь с «нулевыми» мощностями.

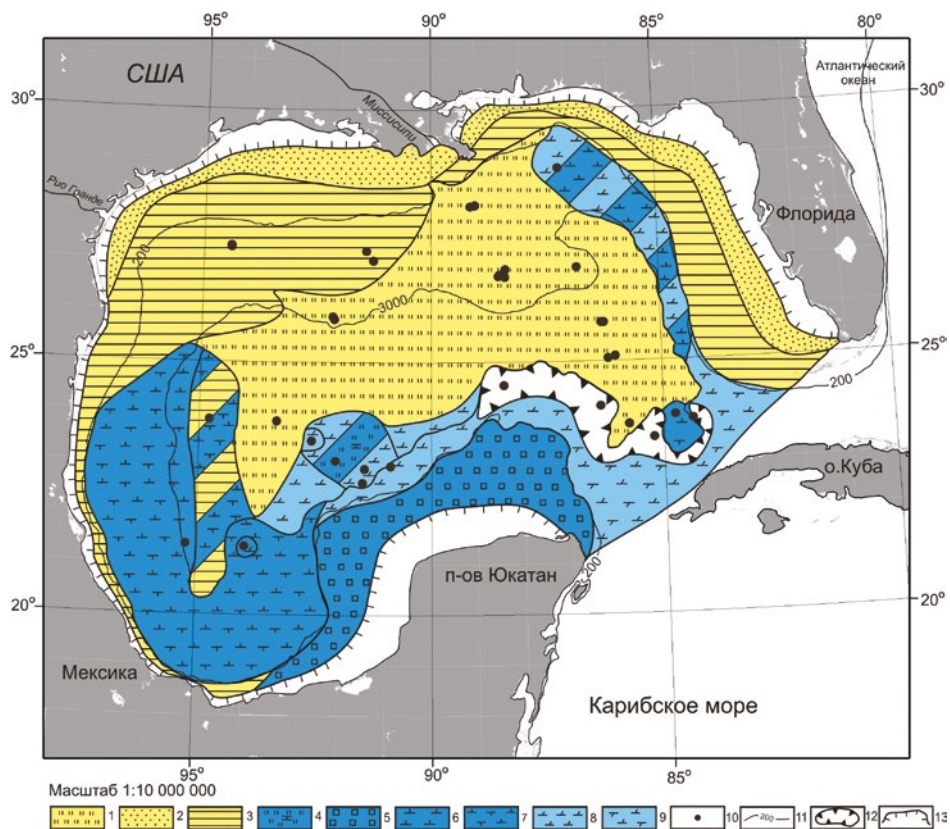


Рис. 85. Литолого-фациальная карта эоплейстоценовых отложений Мексиканского залива. Условные обозначения: 1 – терригенные турбидиты; 2 – пески; 3 – гемипелагические глины; 4 – карбонатные турбидиты; 5 – карбонатно-обломочные осадки; 6 – кокколитовые илы; 7 – фораминиферо-кокколитовые илы; 8 – кокколитовые глины; 9 – фораминиферо-кокколитовые глины; 10 – скважины глубоководного бурения; 11 – изобаты (в м); 12 – область отсутствия осадков; 13 – древняя береговая линия

**Количественные параметры седиментации.** В табл. 55 приведены данные по площадям и объемам закартированных осадков. В неоплейстоцене площадь распространения осадков составила 1179,1 тыс. км<sup>2</sup>, а их объем – 239,6 тыс. км<sup>3</sup>. По убыванию площадей получился такой ряд: терригенные турбидиты (462,3 тыс. км<sup>2</sup>), фораминиферо-кокколитовые илы (262,0 тыс. км<sup>2</sup>), гемипелагические глины (173,2 тыс. км<sup>2</sup>), фораминиферо-кокколитовые глины (66,8 тыс. км<sup>2</sup>). Другие типы осадков, включая их переслаивания, занимают меньшую площадь. По уменьшению объемов (в процентах от общего объема неоплейстоценовых осадков) ряд выглядит следующим образом: терригенные турбидиты (62,1), гемипелагические глины (16,0), фораминиферо-кокколитовые илы (12,0), все остальные осадки – менее 3,5% каждый (табл. 55).

В эоплейстоцене площадь распространения осадков составила 1193,8 тыс. км<sup>2</sup>, а их объем – 114,2 тыс. км<sup>3</sup>. Область отсутствия осадков равна 32,4 тыс. км<sup>2</sup>. По убыванию площадей получился такой ряд: гемипе-

лагические глины (318,8 тыс. км<sup>2</sup>), терригенные турбидиты (307,6 тыс. км<sup>2</sup>), фораминиферо-кокколитовые илы (243,6 тыс. км<sup>2</sup>), карбонатно-обломочные отложения (97,6 тыс. км<sup>2</sup>), фораминиферо-кокколитовые глины (94,0 тыс. км<sup>2</sup>). Другие типы осадков, включая их переслаивания, занимают меньшую площадь. По уменьшению объемов (в процентах от общего объема эоплейстоценовых осадков) ряд выглядит следующим образом: терригенные турбидиты (37,2), гемипелагические глины (22,0), карбонатно-обломочные отложения (12,3), все остальные осадки – менее 10,0% каждый (табл. 55).

Результаты пересчета объемов натуральных осадков в массы сухого осадочного вещества ( $M$ ,  $10^{18}$  г) и затем результаты по скоростям накопления ( $I$ ,  $10^{18}$  г/млн лет) показаны в табл. 56.

По массам осадки неоплейстоцена убывают в следующем ряду: терригенные турбидиты ( $188,6 * 10^{18}$  г), гемипелагические глины ( $27,6 * 10^{18}$  г), фораминиферо-кокколитовые илы ( $21,6 * 10^{18}$  г). Массы сухого осадочного вещества в других типах осадков составляют менее  $10 * 10^{18}$  г. Естественно, что именно в этом ряду убывают и скорости накопления (табл. 56).

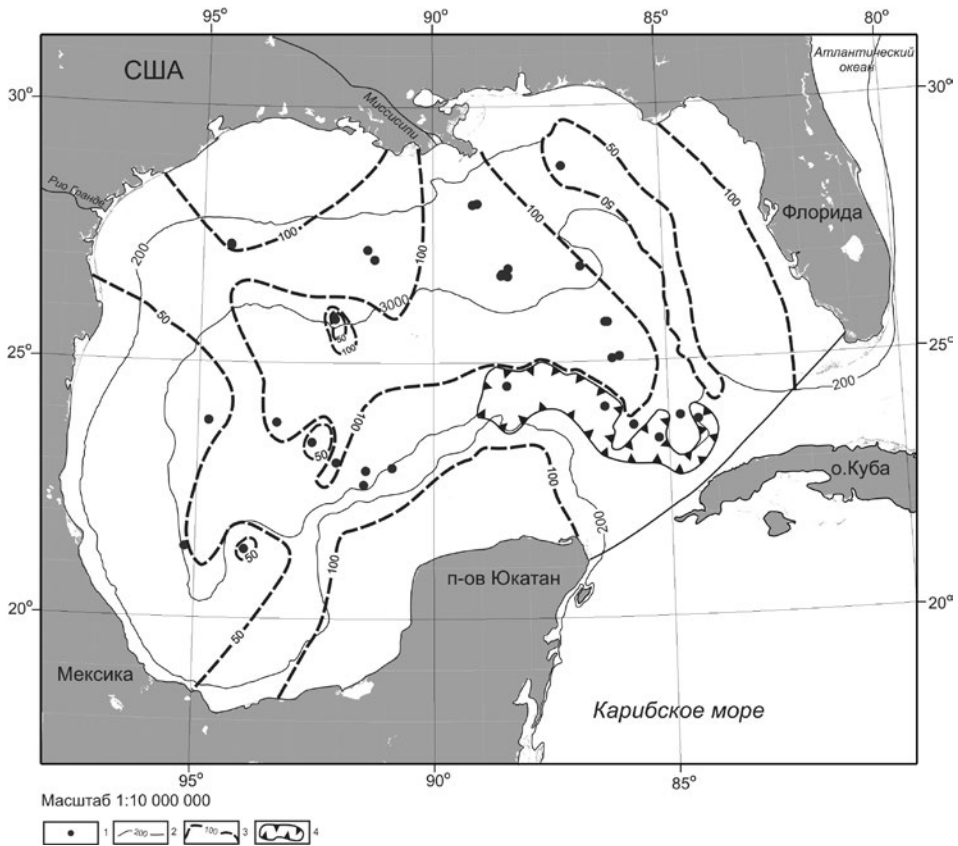


Рис. 86. Схема изопачит эоплейстоценовых осадков.

Условные обозначения: 1 – скважины глубоководного бурения; 2 – изобаты (в м); 3 – изопачиты (в м); 4 – область отсутствия осадков

Таблица 55. Площади (S, тыс. км<sup>2</sup>) и объемы (V, тыс. км<sup>3</sup>) плейстоценовых отложений Мексиканского залива

Возраст	Пески		Гемипелаг. глины		Терриг. турбидиты		Форам.- наноилы		Форам.- наноглины		Наноглины		Карбонатно-обломочные отложения		Карбонатные турбидиты		Нано-илы		Все осадки	
	S	V	S	V	S	V	S	V	S	V	S	V	S	V	S	V	S	V	S	V
Неоплейстоцен	54,4	7,7	280,0	38,3	506,8	148,8	307,5	28,8	66,8	4,5	23,2	4,5	47,2	3,5	6,4	0,1	0	0	1179,1	239,6
	S	V	S	V	S	V	S	V	S	V	S	V	S	V	S	V	S	V	S	V
Эоплейстоцен	89,8	8,9	318,8	25,1	307,6	42,5	243,6	10,8	94,0	7,7	79,2	3,7	97,6	14,0	20,0	0,6	47,2	0,9	1193,8	114,2
	S	V	S	V	S	V	S	V	S	V	S	V	S	V	S	V	S	V	S	V

Таблица 56. Массы сухого осадочного вещества (M, 10<sup>18</sup> г) и скорости накопления (I, 10<sup>18</sup> г/млн лет) плейстоценовых отложений Мексиканского залива

Возраст	Пески		Гемипелаг. глины		Терриг. турбидиты		Форам.- наноилы		Форам.- наноглины		Наноглины		Карбонатно-обломочные отложения		Карбонатные турбидиты		Нано-илы			
	M	I	M	I	M	I	M	I	M	I	M	I	M	I	M	I	M	I		
Неоплейстоцен	8,3	10,5	27,6	34,9	188,6	238,7	21,6	27,3	3,2	4,0	3,1	3,9	3,5	4,4	0,1	0,1	0	0	0	0
	M	I	M	I	M	I	M	I	M	I	M	I	M	I	M	I	M	I	M	I
Эоплейстоцен	10,7	10,7	20,7	20,7	59,5	59,5	9,2	9,2	5,8	5,8	2,8	2,8	15,5	15,5	0,8	0,8	0,7	0,7	0,7	0,7
	M	I	M	I	M	I	M	I	M	I	M	I	M	I	M	I	M	I	M	I

В эоплейстоцене массы сухого осадочного вещества по убывающей образовали такой ряд: терригенные турбидиты ( $59,5 * 10^{18}$  г), гемипелагические глины ( $20,7 * 10^{18}$  г), карбонатно-обломочные отложения ( $15,5 * 10^{18}$  г), пески ( $10,7 * 10^{18}$  г). Массы сухого осадочного вещества в других типах осадков составляют менее  $10 * 10^{18}$  г. В таком же ряду убывают и скорости накопления (табл. 56).

### *Обсуждение результатов*

Представляется логичным обсудить полученные результаты отдельно для аккумуляции терригенных и карбонатных осадков.

**Терригенная седиментация.** Как следует из всего вышеизложенного и особенно из табл. 56, в изученном регионе (особенно в его северной части), безусловно, в плейстоцене доминировала терригенная седиментация. Скорость накопления терригенного вещества в неоплейстоцене превышала скорость накопления карбонатного материала в 8 раз, а в эоплейстоцене – в 3 раза.

При этом ведущую роль играла поставка терригенного материала флювиальными потоками, среди которых, без сомнения, преобладала объединенная речная система Миссисипи – Миссури. Именно эта система поставила абсолютно большую часть терригенного вещества, образовавшего из турбидных течений грандиозный плейстоценовый фэн Миссисипи. Нельзя не отметить, что его площадь в плейстоцене была гораздо больше, чем в голоцене и в современную эпоху (Voima et al., 1986). Помимо этого фэна, необходимо отметить обширные поля развития гемипелагических глин, которые, судя по детальным литологическим описаниям в отчетах по глубоководному бурению, накапливались в основном из нефелоидного слоя над внешними шельфами и континентальными склонами севера Мексиканского залива. Оставшаяся часть пелитового материала распространялась в верхних горизонтах водной толщи и разносилась предшественниками тех течений, которые существуют и сейчас (см. раздел «Современные условия седиментации»).

Обсчет данных табл. 56 показал, что отношение скорости накопления терригенного вещества в неоплейстоцене к этому же параметру в эоплейстоцене равно 3,0. При этом изменилась и структура терригенной седиментации: если в неоплейстоцене отношение масс сухого осадочного материала терригенных турбидитов к массе гемипелагических глин составляло 6,8, то в эоплейстоцене – только 5,6. Таким образом, в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом не только резко выросла скорость накопления терригенного вещества, но и изменилось соотношение между основными агентами его аккумуляции. Нельзя не отметить, что точно такие же выводы принесло изучение плейстоценовой пелагической седиментации в Тихом океане (Левитан и др., 2013<sub>1</sub>) и плейстоценового осадконакопления в Бенгальском заливе Индийского океана (см. раздел 6.2 настоящей книги).

Что же явилось причиной, вызвавшей столь резкое возрастание потоков терригенного материала и смену структуры агентов аккумуляции в бассейне Мексиканского залива в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом? Следует еще раз подчеркнуть, что даже самые верхние притоки системы

Миссисипи – Миссури не дренируют очень активный в неотектоническом отношении горный пояс Кордильер. Относительно слабая неотектоническая активность Аппалачей (Poag, Sevon, 1989), скорее всего, не в состоянии объяснить наблюдаемый феномен. Гляциоизостатическое поднятие после определенных периодов оледенений было наиболее мощным после позднего висконсина (МИС 2) (Andrews, 1991) и, соответственно, также не может служить важной причиной описанного явления. Тем не менее ранняя дегляциация со скоростями воздымания до 10 м/100 лет внесла свой вклад.

Выше на основе материалов отчетов по рейсам глубоководного бурения в Мексиканском заливе было доказано, что скорости седиментации в фэне Миссисипи и во впадинах на северном континентальном шельфе заметно возрастали в периоды оледенений и падали – в периоды межледниковий. В неоплейстоцене наиболее сильное оледенение на территории США произошло в позднем висконсине и по масштабам оно намного превосходит все предшествовавшие оледенения плейстоцена (Ehlers, Gibbard, 2012). На юге граница распространения Лаврентийского ледникового щита доходила до 36° с. ш. Сопровождавшие это оледенение поля развития мощных перигляциальных отложений размывались верхними притоками Миссисипи – Миссури и осадочный материал в значительной степени доходил до Мексиканского залива. Представляется, что, возможно, именно это обстоятельство во многом объясняет описываемый феномен.

Дополнительным объяснением может явиться история колебаний уровня Мирового океана в заливе, с его повышениями во время межледниковий, падениями в периоды оледенений и общим трендом падения от эоплейстоцена к неоплейстоцену (Davis, 1991). Такие изменения базиса эрозии для гидрологической системы США, действительно, могли сыграть свою роль в изменении потока поступающего в бассейн терригенного вещества.

Повышение относительной роли турбидных потоков в неоплейстоцене, безусловно, было связано с резким возрастанием самого потока осадочного вещества с водосборного бассейна в бассейн седиментации.

**Карбонатная седиментация.** В Мексиканском заливе карбонатные осадки в плейстоцене, как и в современную эпоху, были распространены в южной части бассейна (см. рис. 83 и 85). Среди карбонатных литотипов явно доминировали планктоногенные отложения, состоящие, главным образом, из раковинок планктонных фораминифер и кокколитов (см. табл. 55 и 56). Отмечены редкие птероподы. Река Рио Гранде поставляла небольшое количество обломочных карбонатов. На банке Кампече в четвертичное время накапливались карбонатно-обломочные бентогенные отложения, сложенные в основном раковинами двустворчатых моллюсков и гастропод. По каньонам континентального склона этой банки временами сходили турбидные потоки карбонатного вещества, представленного не только плейстоценовыми раковинами шельфовых моллюсков, но и среднемеловыми скелетными формами карбонатной платформы Кампече.

В среднем карбонатность эоплейстоценовых отложений выше, чем неоплейстоценовых. Интересно, что в неоплейстоценовых терригенных осадках в периоды межледниковий на фоне уменьшавшихся потоков терригенного вещества возрастала относительная роль карбонатных раковинок



планктонных организмов, т.е. имело место главным образом пассивное обогащение карбонатами за счет сокращения разубоживания литогенным веществом. Увеличение продуктивности карбонатов в эвфотическом слое играло второстепенную роль.

Отношение суммарной скорости накопления карбонатов в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом равно 1,2 (табл. 56). Таким образом, в Мексиканском заливе, как и в Карибском море (см. раздел 7.6 настоящей книги), продукция карбонатных организмов в неоплейстоцене была несколько выше, чем в эоплейстоцене. Вероятно, это явление здесь следует связать с ростом поступления питательных веществ с речным стоком (см. раздел «Современные условия седиментации»).

Наблюдаются определенные изменения в структуре карбонатного осадконакопления в течение плейстоцена: заметно возросла роль планктоногенной седиментации по сравнению с бентогенной и формированием карбонатных турбидитов (табл. 56). Необходимо признать, что данных по бентогенным карбонатам совершенно недостаточно, т.к. материалов по бурению на шельфе банки Кампече у автора нет (рис. 82). Однако суммарная скорость накопления планктоногенных карбонатов действительно выросла (табл. 56): отношение скоростей их аккумуляции в неоплейстоцене к величине этого же параметра в эоплейстоцене равно 2,2. Причина этого явления указана выше.

Более заметная роль карбонатных турбидитов на северо-западном континентальном склоне банки Кампече в эоплейстоцене по сравнению с неоплейстоценом может быть объяснена большей активностью тектонических движений в это время, что совпадает и с формированием области отсутствия эоплейстоценовых отложений на северо-восточном континентальном склоне (рис. 86).

### *Заключение*

Мексиканский залив является частью системы подводных пассивных континентальных окраин Атлантического океана. Он хорошо изучен в геолого-геофизическом отношении, в частности, в ходе шести рейсов глубоководного бурения. С некоторой долей условности можно считать, что северная часть исследуемого бассейна находится в субтропическом, а южная – в тропическом климатическом поясе. Соответственно, шельфы и континентальные склоны северной части являются сейчас и являлись в плейстоцене ареной, в основном, терригенной седиментации, а южной части – карбонатной.

В глубоководной части залива – котловине Сигсби – доминирует огромный фэн Миссисипи, сложенный главным образом тонкими терригенными турбидитами. Скорости осадконакопления в нем огромны и, особенно в ледниковые эпохи неоплейстоцена, достигали значений более 1 000 м/тыс. лет. В эпохи межледниковий скорости седиментации заметно снижались.

Из-за этого многие скважины не только не достигли эоплейстоценовых отложений, но и остановились в осадках не старше позднего неоплейстоцена. Поэтому принятые автором соотношения мощностей нео- и эоплейстоцена основаны только на незначительном числе скважин и во многом являются гипотетическими, что сказалось и на убедительности ряда выводов.

Тем не менее предполагается, что вывод о резком возрастании притока терригенного вещества в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом достаточно обоснован. Этот феномен, по нашему мнению, связан, прежде всего, с вовлечением в речную эрозию гидрологической системой Миссисипи – Миссури и другими реками огромных объемов верхнеэоплейстоценовых перигляциальных рыхлых отложений. Меньшую роль при этом сыграли такие геологические процессы, как ранняя дегляциация в конце МИС 2, неотектонические воздымания Аппалачей, колебания уровня Мирового океана на фоне его общего понижения в плейстоцене.

Увеличение скорости накопления карбонатных планктоногенных осадков в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом связано с увеличением поставки питательных веществ с речным стоком. Таким образом, возрастание карбонатности отложений межледниковий в неоплейстоценовое время и в современных осадках связано прежде всего с уменьшением поставки разубоживающего терригенного материала, а во вторую очередь – с увеличением продуктивности карбонатных организмов планктона. Более карбонатный состав планктоногенных отложений эоплейстоцена обусловлен исключительно резким падением поставки терригенного осадочного вещества по сравнению с неоплейстоценом.

### *7.6. Карибское море*

Карибское море относится к активным островодужным окраинам Атлантического океана наряду с морем Скоша. В нем располагается задуговой осадочный бассейн.

#### *Современные условия седиментации*

Карибское море, расположенное ориентировочно между 9 и 22° с. ш., 89 и 60° з. д., с севера 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. 87). На северо-западе через Юкатанский пролив Карибское море соединяется с Мексиканским заливом. Площадь изучаемого бассейна составляет 2753 тыс. км<sup>2</sup>, средняя глубина равна 2500 м (Суховой и др., 1980).

Располагаясь в тропиках северного полушария, Карибское море, естественно, имеет высокие сезонные температуры поверхности моря (зимой от +23 °С на севере до +27 °С на юге, и +28 °С 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) (см. рис. 87) (Суховой и др., 1980).

В целом Карибское море отличается относительно низкой первичной продукцией: ее величины, как правило, составляют менее 135 г С/м<sup>2</sup>/год. Богатые питательными веществами, необходимыми для развития планкто-

на, 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/м<sup>2</sup> (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: котловина Гренада, хребт Авес, Венесуэльская котловина, хребт Беата, Колумбийская котловина, Никарагуанское поднятие, тектонопара глубоководный желоб Кайман (с максимальной глубиной 7686 м) – хребт Кайман, Юкатанская котловина (рис. 87). 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.

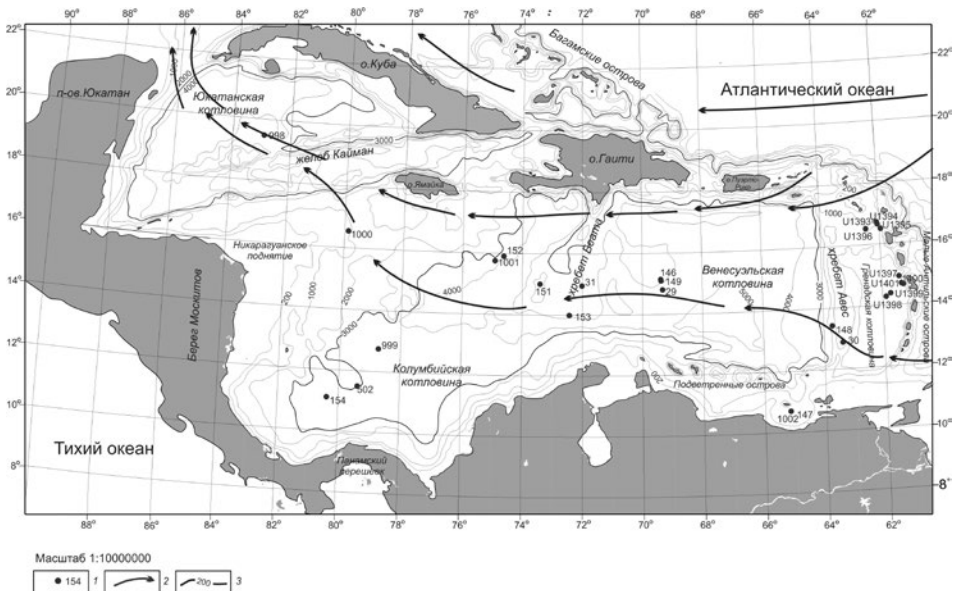


Рис. 87. Расположение скважин глубоководного бурения в Карибском море. Условные обозначения: 1 – скважины глубоководного бурения; 2 – поверхностные течения (ГТ – Гвианское течение; КТ – Карибское течение; ЮТ – Юкатанское течение) (Суховой и др., 1980); 3 – изобаты (м)

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%  $\text{CaCO}_3$ ) 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%  $\text{CaCO}_3$ ) 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%  $\text{CaCO}_3$ ) осадками, которые также дифференцированы по гранулометрическому составу, как и карбонатные отложения. Следует также отметить постоянное присутствие вулканических пеллов, 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, Leckie, Acton et al., 1997), IODP рейс № 340 (Le Friant, Ishizuka, Stronck et al., 2013). Расположение пробуренных скважин показано на рис. 87.

### *Полученные результаты*

Автором составлены в масштабе 1:10000000 карты фактического материала (см. рис. 87) и литолого-фациальные карты для двух возрастных срезов: нео- и эоплейстоцена (рис. 88 и 89).

**Неоплейстоцен.** На литолого-фациальной карте неоплейстоцена (рис. 88) 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 котловине Гренада окаймлены толщей переслаивания гемипелагических глин, карбонатно-вулканогенных (в некоторых скважинах – вулканогенных) турбидитов и вулканических пеллов. В этой 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.

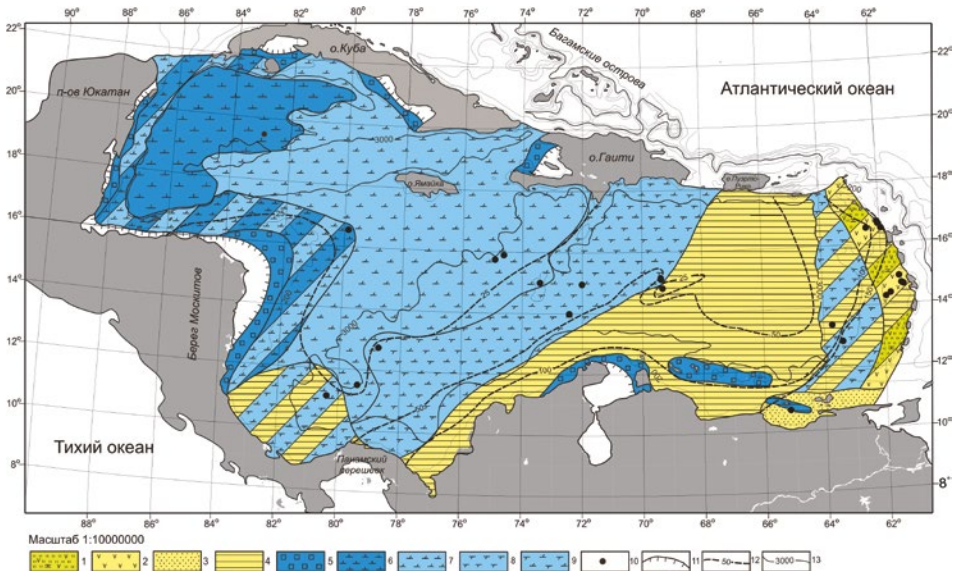


Рис. 88. Литолого-фациальная карта неоплейстоценовых отложений.

Условные обозначения: 1 – карбонатно-вулканогенные турбидиты; 2 – вулканические пеплы; 3 – терригенные пески; 4 – гемипелагические глины; 5 – биогенно-обломочные карбонатные осадки; 6 – наноиллы; 7 – наноглины; 8 – фораминиферовые глины; 9 – нано-фораминиферовые глины; 10 – скважины глубоководного бурения; 11 – береговая линия; 12 – изопакхиты (м); 13 – изобаты (м)

Далее на запад на глубоководном ложе располагается очень большое поле карбонатных (30–70%  $\text{CaCO}_3$ ) осадков, представленных на западе Венесуэльской котловины и частично на хребте Беата фораминиферо-кокколито-выми глинами, а западнее – наноглинами. Наконец, западная половина дна Юкатанской котловины в неоплейстоцене была ареной аккумуляции кокколитовых илов (наноиллов) с содержаниями  $\text{CaCO}_3$  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 (рис. 88) 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 изопакхите 100 м и близко к ней далее на запад располагаются изопакхиты 50

и 25 м, а на большей части исследуемого бассейна мощности неоплейстоценовых осадков не превышают 25 м.

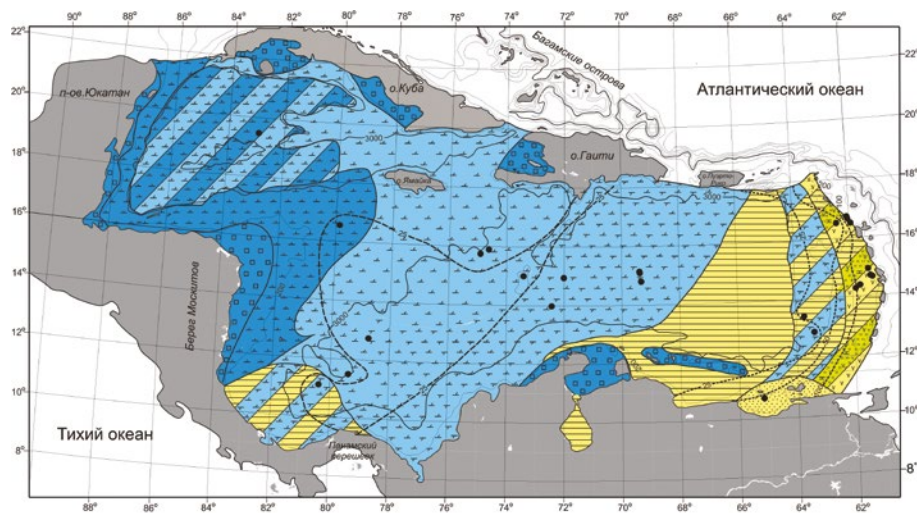


Рис. 89. Литолого-фациальная карта эоплейстоцена. Условные обозначения см. на рис. 88

Результаты обчета рассмотренной карты (рис. 88) с помощью объемно-го метода А. Б. Ронова показаны в табл. 57. Неоплейстоценовые осадки распространены на площади 2471,6 тыс. км<sup>2</sup>, и их суммарный объем составляет 111,8 тыс. км<sup>3</sup>. По площади развития на первом месте находятся наноглины (728,8 тыс. км<sup>2</sup>). Затем следуют: гемипелагические глины (467,0 тыс. км<sup>2</sup>), нано-фораминиферовые глины (405,4 тыс. км<sup>2</sup>), переслаивание наноиллов и наноглин (211,5 тыс. км<sup>2</sup>), наноиллы (202,0 тыс. км<sup>2</sup>), переслаивание гемипелагических глин и фораминиферовых глин (123,6 тыс. км<sup>2</sup>), биогенно-обломочные карбонатные осадки (112,7 тыс. км<sup>2</sup>), переслаивание гемипелагических глин и нано-фораминиферовых глин (112,0 тыс. км<sup>2</sup>) и другие типы осадков и их переслаиваний, для каждого из которых площадь распространения занимает не больше нескольких десятков тыс. км<sup>2</sup>.

В процентах от суммарного объема (табл. 57) осадки неоплейстоцена образуют следующий ряд (также по убывающей): гемипелагические глины – 45,05, нано-фораминиферовые глины – 19,36, наноглины – 16,32, наноиллы – 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<sub>1</sub>), объемы натуральных осадков были пересчитаны в массы сухого осадочного вещества, выраженные в 10<sup>18</sup> г. Полученный ряд масс сухого осадочного вещества (по убывающей) выглядит следующим образом (табл. 60): гемипелагические глины (43,94), нано-фораминиферовые глины (17,36), наноглины (15,52), наноиллы (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).

Таблица 57. Площади (S, тыс. км<sup>2</sup>) и объемы (V, тыс. км<sup>3</sup>) неоплейстоценовых отложений в Карибском море

Биогенно-обломочные карбонатные осадки	Наноиллы		Наноглины		Гемипелагические глины		Нано-фораминиферовые глины		Терригенные пески		
	S	V	S	V	S	V	S	V	S	V	
112,7	2,2	202,0	3,0	728,8	16,8	467,0	30,8	405,4	18,03	30,5	5,1

Таблица 57 (продолжение 1)

S	Переслаивание		Переслаивание				Переслаивание				
	Наноиллы	Наноглины	Гемипелагические глины	Нано-фораминиферовые глины	Гемипелагические глины	Гемипелагические глины	Фораминиферовые глины	Гемипелагические глины	Фораминиферовые глины		
211,5	4,3	1,5	5,8	112,0	0,8	3,4	4,2	123,6	10,4	2,6	13,0
			$\Sigma V$	S	V	V	$\Sigma V$	S	V	V	$\Sigma V$

Таблица 57 (продолжение2)

S	Переслаивание		Переслаивание		Сумма площадей всех осадков		Сумма объемов всех осадков	
	Пеплы	Гемипелагические глины	Карбонатно-вулканогенные турбидиты	Кремнистые глины	$\Sigma S$	$\Sigma V$	$\Sigma S$	$\Sigma V$
78,1	0,6	8,5	3,8	12,9	2471,6	111,83		
	V	V	V	V				

Таблица 58. Площади (S, тыс. км<sup>2</sup>) и объемы (V, тыс. км<sup>3</sup>) эоплейстоценовых отложений в Карибском море

Терригенные пески	Биогенно- обломочные карбонатные осадки		Гемипелаги- ческие глины		Нано- фораминфе- ровые глины		Наноглины		Наноил		Переслаивание				
	S	V	S	V	S	V	S	V	S	S	V	S	V	ΣV	
28,0	1,9	178,3	2,2	305,1	8,5	611,3	10,4	620,3	12,0	300,3	4,3	288,0	2,7	0,9	3,6

Таблица 58 (продолжение 1)

Переслаивание				Переслаивание				Сумма площадей всех осадков	Сумма объемов всех осадков
S	V	ΣS	ΣV	S	V	ΣS	ΣV	ΣS	ΣV
0,4	0,4	1,4	1,8	142	0,4	142	7,9	2574,6	52,6
0,4	0,4	1,4	1,8	142	0,4	142	7,9	2574,6	52,6



Массы сухого осадочного вещества в единицу времени в неоплейстоцене, выраженные в  $10^{18}$  г/млн лет (табл. 60), 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 котловине Гренада и на хребте Авес) в эоплейстоцене фациальная организация практически не отличалась от неоплейстоценовой (рис. 89). 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 биогенно-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 карбонатакопления была явно больше, а распространение литогенных осадков – существенно меньше.

Распределение мощностей эоплейстоценовых отложений (рис. 89) 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 обчета рассмотренной карты (рис. 89) с помощью объемного метода А. Б. Ронова показаны в табл. 58 и 59. Площадь развития эоплейстоценовых осадков составляет 2574,6 тыс. км<sup>2</sup>, а их суммарный объем – 52,6 тыс. км<sup>3</sup>. По площади развития на первом месте находятся наноглины (620,3 тыс. км<sup>2</sup>). Затем следуют: нано-фораминиферовые глины (611,3 тыс. км<sup>2</sup>), гемипелагические глины (305,1 тыс. км<sup>2</sup>), наноилов (300,3 тыс. км<sup>2</sup>), переслаивание наноилов и наноглин (288,0 тыс. км<sup>2</sup>), биогенно-обломочные карбонатные осадки (178,3 тыс. км<sup>2</sup>), переслаивание вулканических пеплов, гемипелагических глин и карбонатно-вулканогенных турбидитов (142,0 тыс. км<sup>2</sup>), переслаивание гемипелагических глин и нано-фораминиферовых глин (101,3 тыс. км<sup>2</sup>), терригенные пески (28,0 тыс. км<sup>2</sup>).

В процентах от суммарного объема (табл. 58) осадки эоплейстоцена образуют следующий ряд (также по убывающей): наноглины – 24,51, нано-фораминиферовые глины – 22,42, гемипелагические глины – 21,47, наноилов – 13,3, карбонатно-вулканогенные турбидиты – 9,69. Объемы других типов осадков составляют менее 5% от общего объема эоплейстоценовых отложений.

Расчитанный ряд масс сухого осадочного вещества, выраженных в  $10^{18}$  г, выглядит следующим образом (табл. 60): наноглины – 11,39, гемипелагические глины – 10,85, нано-фораминиферовые глины – 10,71, карбонатно-вулканогенные турбидиты – 6,96, наноилов – 6,58. Массы остальных осадков составляют менее  $3,00 \times 10^{18}$  г. Поскольку продолжительность эоплейсто-

цена, 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. 60), 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 ( $IQ_{2+3}/I_1$ ), 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*

Сравнительный анализ литолого-фациальных карт эоплейстоцена (рис. 89), неоплейстоцена (рис. 88) и карты осадков поверхностного слоя Карибского моря (Мельник, 1989–1990) приводит к выводу о большом сходстве фациальной организации, сохранявшейся 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 прослой и даже пачки вулканических пеплов обильны в осадочном чехле котловины Гренада. 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 Наветренными 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 карбоната накопления в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом было объяснено резко возросшим во время Среднеплейстоценового перехода продуцированием придонных и глубинных антарктических вод, агрессивных по отношению к карбонатам. Ранее в данном разделе было 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 Антиль.

### *7.7. Море Скоша*

Море Скоша – задуговой южный осадочный бассейн Атлантического океана – отличается от других рассматриваемых в книге подводных континентальных окраин тем, что в его пределах не было осуществлено ни одного рейса глубоководного бурения. Поэтому автор был вынужден построить свое исследование плейстоценовой седиментации целиком на материалах статьи (Goodell, Watkins, 1968), основанной на данных по литологии и магнитной страиграфии длинных (до 18 м) кернов трубок, поднятых в многочисленных рейсах НИС «Элтанин» (США) в 50–60-х гг. прошлого века.

#### *Современные условия седиментации*

Море Скоша с севера ограничено подводным хребтом Северный Скоша, с юга – подводным хребтом Южный Скоша с Южно-Оркнейскими островами, с востока – островной дугой, венчающей Южно-Сандвичевыми островами (Удинцев, Шенке, 2004). С севера хребет Южный Скоша соседствует с субширотным рифтом пролива Брансфилда с глубинами свыше 4000 м.

Площадь моря составляет порядка 1,3 млн км<sup>2</sup>, его средняя глубина равна несколько более 3000 м, а наибольшая глубина достигает 6022 м (Поспелов, 2002). С определенной долей условности можно считать, что море Скоша состоит из двух главных частей: западной и восточной. Дно западной части сложено океанической корой спредингового типа. Соответствующий срединный хребет рассечен несколькими крупными трансформными разломами северо-западного простирания и в целом северная половина описываемого региона отличается большей глубоководностью, вплоть до 5000 м. Восточная часть состоит главным образом из подводных возвышенностей и банок микроконтинентов и характеризуется в основном глубинами от 1500 до 3500 м (General..., 2014).

Средняя температура воды на поверхности составляет от 6 °С до –1 °С, а соленость примерно равна 34‰. Воды умеренных широт располагаются

лишь в северо-западной части моря Скоша, в средней – доминируют южные полярные воды направленного на восток Циркумантарктического течения, а с юга в юго-восточную часть проникает ещё более холодная вода из моря Уэдделла. Море является одним из главных районов зарождения антарктических айсбергов. Первичная продукция в прибрежных водах около островов Южно-Оркнейских и Южно-Сандвичевых составляет от 13 до 45 мг С/м<sup>2</sup>/день, а в центральной части моря – от 1,8 до 3,0 мг С/м<sup>2</sup>/день (Волковинский, 1966).

В современную эпоху на большей части дна в восточной и центральной части бассейна залегают диатомовые илы и глины (Емельянов и др., 1975). В районе хребта Южный Скоша и на севере западной части моря развиты слабокарбонатные и карбонатные планктоногенные илы. Еще одно пятно таких же осадков находится на юго-западе района.

### *Фактический материал и методы исследования*

На рис. 90 показано расположение длинных колонок НИС «Элтанин» в море Скоша. По ним составлены литолого-фациальные карты неоглобальной эпохи масштаба 1:10000000 (рис. 91 и 92). Для моря Скоша карты мощностей в работе (Goodell, Watkins, 1968) не приводились, поэтому для целей настоящего раздела автором составлены схемы изопакит для отложений неоглобальной эпохи в масштабе 1:10000000, при этом изопакиты нанесены на соответствующие литолого-фациальные карты (рис. 91 и 92).

### *Полученные результаты*

**Неоплейстоцен.** В неоплейстоценовое время на дне западной части рассматриваемого бассейна аккумуляровались главным образом гемипелагические глины с материалом ледового разноса (IRD) (рис. 91). Между 53 и 64° з. д. поле их развития сменилось субмеридиональной полосой переслаивания таких же глин с проксимальными терригенными турбидитами. Еще одна полоса осадков такого состава протягивается в северо-западном направлении от 60 до 70° з. д. Подчиненную роль играет расположенное в центре западной части поле переслаивания диатомовых илов и глин с кокколитовыми илами, находящееся на северном склоне спредингового хребта. Наконец, к мелководью в юго-западном углу района приурочено небольшое пятно переслаивающихся гемипелагических глин с IRD и фораминиферовых глин.

В восточной части бассейна основную часть площади дна занимает область развития переслаивающихся диатомовых илов и глин с гемипелагическими глинами, содержащими IRD. Она окаймлена монофациальными гемипелагическими глинами с IRD. Лишь на хребте Северный Скоша развито небольшое пятно переслаивания кокколитовых илов и гемипелагических глин с IRD, а на крайнем юго-востоке бассейна отмечено переслаивание терригенных турбидитов и гемипелагических глин с IRD.

Наибольшие мощности неоплейстоценовых отложений (от 8 до 12 м и более) приурочены к источникам терригенного материала по периферии бассейна, а минимальные – к центральной части моря Скоша (рис. 91).

Неоплейстоценовые осадки распространены на площади 1833,7 тыс. км<sup>2</sup> и их суммарный объем составляет 13,0 км<sup>3</sup> (табл. 61). По площади развития

на первом месте находятся гемипелагические глины с IRD – 927,3 тыс. км<sup>2</sup>, затем следует поле переслаивания диатомовых илов и глин с гемипелагическими глинами, включающими IRD – 571,0 тыс. км<sup>2</sup>; переслаивание терригенных турбидитов и гемипелагических глин с IRD – 213,4 тыс. км<sup>2</sup>; переслаивание фораминиферовых глин и гемипелагических глин с IRD – 38,8 тыс. км<sup>2</sup>; переслаивание диатомовых глин и илов с кокколитовыми илами – 37,3 тыс. км<sup>2</sup>; переслаивание кокколитовых илов и глин с IRD – 29,5 тыс. км<sup>2</sup>; диатомовые илы и глины – 8,6 тыс. км<sup>2</sup> и их переслаивание с терригенными турбидитами – 7,6 тыс. км<sup>2</sup>.

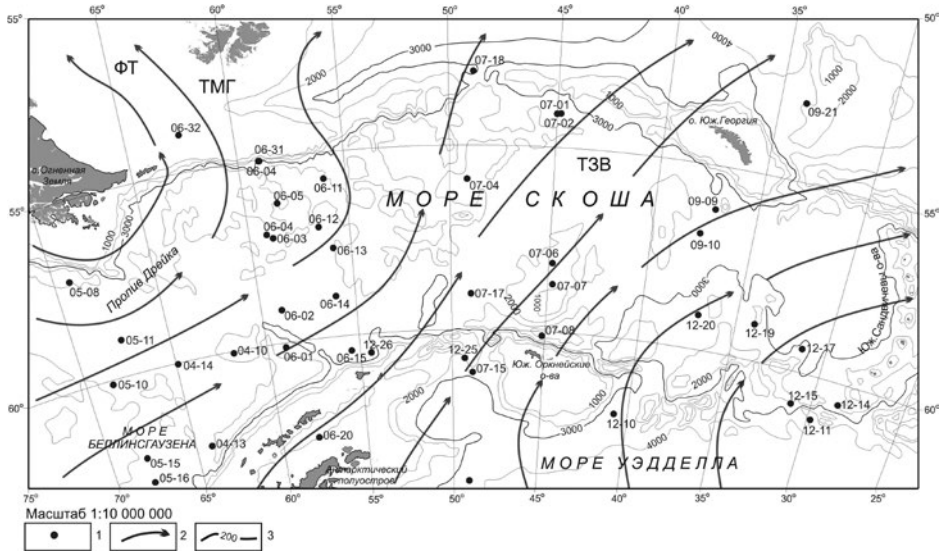


Рис. 90. Расположение длинных колонок НИС «Элтанин» (США) (Goodell, Watkins, 1968) и поверхностных течений (Koshlyakov, Tarakanov, 1999) в море Скоша. Условные обозначения: 1 – колонки НИС «Элтанин»; 2 – поверхностные течения; 3 – изобаты (в м). ТЗВ – Течение Западных ветров; ФТ – Фолклендское течение; ТМГ – течение мыса Горн

В процентах от суммарного объема (табл. 61) осадки неоплейстоцена образуют следующий ряд (по убывающей): гемипелагические глины с IRD – 87,1, диатомовые илы и глины – 6,8, терригенные турбидиты – 4,2, фораминиферовые глины – 1,5, кокколитовые илы – 0,4.

Ряд масс сухого осадочного вещества (по убывающей) выглядит следующим образом (в  $10^{18}$  г): гемипелагические глины с IRD – 7,238, терригенные турбидиты – 0,389, диатомовые илы и глины – 0,372, фораминиферовые глины – 0,176, кокколитовые илы – 0,038 (табл. 62).

В такой же точно последовательности составлен и ряд изменения масс сухого осадочного вещества в единицу времени для неоплейстоцена (по убывающей): от  $9,16 \cdot 10^{18}$  г/млн лет для гемипелагических глин с IRD до  $0,05 \cdot 10^{18}$  г/млн лет для кокколитовых илов (табл. 62).

**Эоплейстоцен.** В эоплейстоценовое время дно моря Скоша почти полностью занимали гемипелагические глины с IRD (рис. 92). На крайнем юго-востоке и в северо-западной части бассейна располагались небольшие

поля переслаивания этих глин с терригенными турбидитами. В центре западной половины моря такие же глины переслаивались с кокколитовыми илами или диатомовыми илами и глинами, а на юго-западе – с фораминиферовыми глинами. Наконец, довольно большую площадь в центре восточной половины дна моря Скоша занимало поле развития диатомовых илов и глин.

Мощности эоплейстоценовых отложений явно уступают мощностям неоплейстоценовых донных осадков: почти вся площадь дна в это время была занята чехлом маломощных (менее 2 м) осадков. Лишь в центре бассейна, на юго-западе и на севере западной части моря отмечены мощности, едва превышающие 4 м (рис. 92).

Эоплейстоценовые осадки распространены на площади 1831,4 тыс. км<sup>2</sup>, и их суммарный объем составляет 2,65 тыс. км<sup>3</sup> (табл. 61). По площади развития на первом месте находятся гемипелагические глины с IRD – 1670,0 тыс. км<sup>2</sup>, затем следуют диатомовые илы и глина – 102,8 тыс. км<sup>2</sup>; переслаивание терригенных турбидитов и гемипелагических глин с IRD – 28,7 тыс. км<sup>2</sup>; поле переслаивания диатомовых илов и глин с гемипелагическими глинами, включающими IRD, – 12,1 тыс. км<sup>2</sup>; переслаивание фораминиферовых глин и гемипелагических глин с IRD – 11,8 тыс. км<sup>2</sup>; переслаивание кокколитовых илов и гемипелагических глин с IRD – 6,0 тыс. км<sup>2</sup>.

В процентах от суммарного объема (табл. 61) осадки эоплейстоцена образуют следующий ряд (по убывающей): гемипелагические глины с IRD – 93,8, диатомовые илы и глина – 3,9, терригенные турбидиты – 1,1, фораминиферовые глины – 1,1, кокколитовые илы – 0,04.

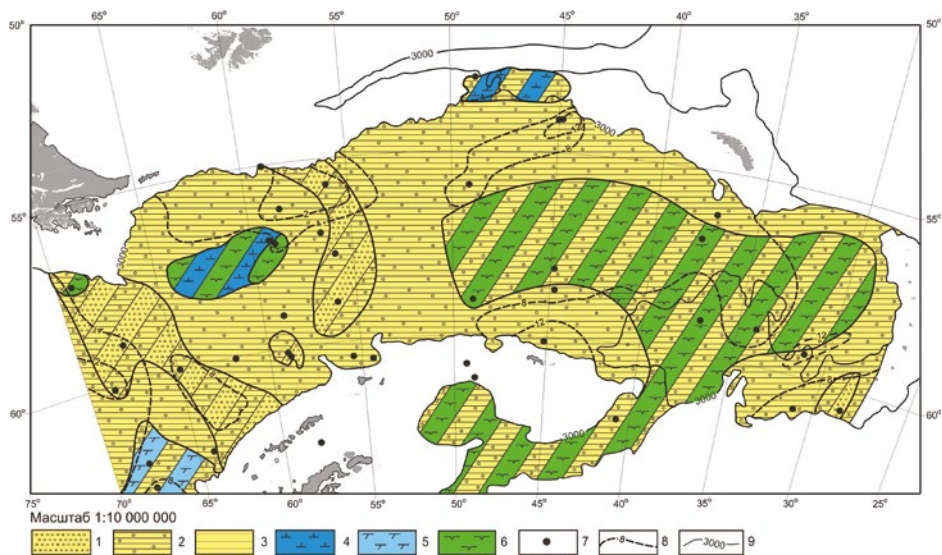


Рис. 91. Литолого-фациальная карта неоплейстоценовых отложений моря Скоша. Условные обозначения: 1 – терригенные турбидиты; 2 – гемипелагические глины с IRD; 3 – гемипелагические глины; 4 – кокколитовые илы; 5 – фораминиферовые глины; 6 – диатомовые илы и глина; 7 – колонки НИС «Элтанин»; 8 – изопакиты (м); 9 – изобаты (в м)

Таблица 59. Площади (S, тыс. км<sup>2</sup>) и объемы (V, тыс. км<sup>3</sup>) плейстоценовых отложений Карибского моря

Возраст	Терригенный песок		Биогенно-обломочные карбонатные осадки		Гемипелагические глины		Нанофораминиферовые 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

Таблица 59 (продолжение)

Возраст	Вулканические пеплы		Карбонатно-вулканогенные 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 60. Массы сухого осадочного вещества (М, 10<sup>18</sup> г) и массы вещества в единицу времени (I, 10<sup>18</sup>г/млн лет) плейстоценовых отложений Карибского моря

Возраст	Терригенные пески		Биогенно-обломочные карбонатные осадки		Гемипелагические глины		Нано-фораминиферовые глины		Наноглины		Наноиллы	
	М	I	М	I	М	I	М	I	М	I	М	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

Таблица 60 (продолжение 1)

Возраст	Вулканические пеплы		Карбонатно-вулканогенные турбидиты		Фораминиферовые глины	
	М	I	М	I	М	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



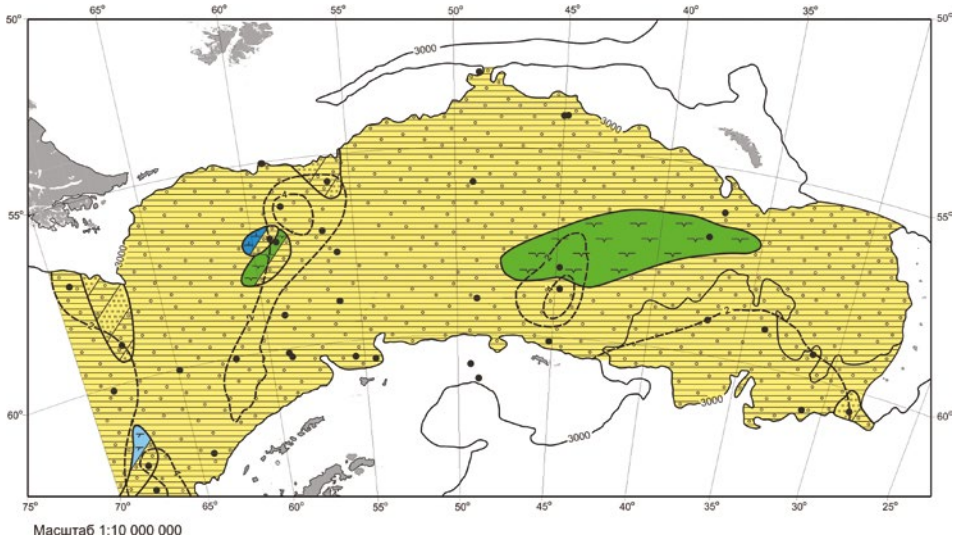


Рис. 92. Литолого-фациальная карта эоплейстоценовых отложений моря Скоша. Условные обозначения см. на рис. 91

Ряд масс сухого осадочного вещества (по убывающей) выглядит следующим образом (в  $10^{18}$  г): гемипелагические глины с IRD – 1,587, диатомовые илы и глины – 0,044, фораминиферовые глины – 0,026, терригенные турбидиты – 0,022, кокколитовые илы – 0,001 (табл. 62).

Так же выглядит и ряд изменения масс сухого осадочного вещества в единицу времени для эоплейстоцена (по убывающей): от  $1,59 \cdot 10^{18}$  г/млн лет для гемипелагических глин с IRD до  $0,001 \cdot 10^{18}$  г/млн лет для кокколитовых илов (табл. 62).

При делении величин масс сухого осадочного вещества в единицу времени в неоплейстоцене на те же величины в эоплейстоцене получается следующий ряд: гемипелагические глины с материалом ледового разноса – 5,77, диатомовые илы и глины – 10,68, терригенные турбидиты – 22,27, фораминиферовые глины – 8,46, и кокколитовые илы – 50,00.

#### *Обсуждение результатов и выводы*

В плейстоценовое время проявились следующие особенности седиментации: доминирование терригенного осадконакопления, присутствие диатомовых осадков, подавленная роль карбонатной планктоногенной седиментации. В неоплейстоцене скорость накопления всех групп осадков была выше, чем в эоплейстоцене (для терригенной группы – в 6,00 раза, для кремнистой – в 8,46 раза, для карбонатной – в 10,04 раза).

Представляется, что отмеченная закономерность обусловлена, прежде всего, неотектонической активностью Антарктанд и Южно-Сандвичевой островной дуги. При этом в течение плейстоцена рос поток не только терригенного материала, но и питательных веществ, поставлявшихся талыми водами с ледникового щита Западной Антарктиды, что и вызвало повышение продуктивности кремневого и карбонатного планктона.

Таблица 61. Площади (S, тыс. км<sup>2</sup>) и объемы (V, тыс. км<sup>3</sup>) плейстоценовых осадков моря Скоша

Возраст	Гемипелагические глины с материалом ледового разноса		Диатомовые илы и глины		Терригенные турбидиты		Фораминиферовые глины		Кокколитовые илы		ΣS всех осадко в	ΣV всех осадков
	S	V	S	V	S	V	S	V	S	V		
Неоплейстоцен	1780	11,31	624,7	0,886	221,2	0,54	38,8	0,2	66,8	0,05	1833,7	13,0
Эоплейстоцен	1728,6	2,48	114,9	0,104	28,7	0,03	11,8	0,03	6,0	0,001	1831,4	2,65

Таблица 62. Массы сухого осадка (M, 10<sup>18</sup> г) и массы осадка в единицу времени (I, 10<sup>18</sup> г/млн лет) для плейстоценовых отложений моря Скоша

Возраст	Гемипелагические глины с материалом ледового разноса		Диатомовые илы и глины		Терригенные турбидиты		Фораминиферовые глины		Кокколитовые илы	
	M	I	M	I	M	I	M	I	M	I
Неоплейстоцен	7,238	9,16	0,372	0,47	0,389	0,49	0,176	0,22	0,038	0,05
Эоплейстоцен	1,587	1,587	0,044	0,044	0,022	0,022	0,026	0,026	0,001	0,001

## Часть III. Сравнительный анализ

### Глава 8. Плейстоцен Тихого океана

Сравнительный анализ полученных данных для пелагической области Тихого океана, с одной стороны, и его континентальных окраин – с другой, позволяет получить материалы о соотношении осадочных масс различного состава в слое плейстоценовых отложений всего Тихого океана. Кроме того, такой анализ дает возможность сопоставления фациальной структуры и масс осадочного вещества в рассматриваемых принципиально различных фациальных мегаобластях, а также изучения долгопериодных трендов седиментации в течение плейстоцена. Этим проблемам и посвящена данная глава, которая в плане фактического материала построена на ранее составленных литолого-фациальных картах и таблицах – результатах их обсчета объемным методом А. Б. Ронова (см. главы 1 и 5).

#### *Полученные результаты*

#### **Фациальная структура**

В плане фациальной структуры плейстоценовых отложений Тихий океан состоит из двух фациальных мегаобластей: пелагической области и подводных континентальных окраин. На рис. 93 отмечены границы изученных ключевых районов континентальных окраин. Подробные описания фациальной структуры в каждом из них даны в соответствующих разделах. В данном разделе будут приведены только необходимые данные в кратком виде.

Пелагическая фациальная мегаобласть состоит из гемипелагической, миопелагической и эпипелагической литолого-фациальных зон, в каждой из которых присутствуют еще и аazonальные подводные поднятия (хребты, возвышенности, плато) различного генезиса (см. главу 1). Как и в современную эпоху (Лисицын, 1978), распределение плейстоценовых осадков подчинялось сочетанию основных видов зональности: циркумконтинентальной, широтной (климатической), вертикальной и тектонической.

В состав фациальной мегаобласти подводных континентальных окраин входят, как известно с геодинамической точки зрения, окраины трех основных типов: пассивные, активные островодужные и активные окраины андийского типа. Среди изученных ключевых районов к пассивным окраинам принадлежит подводная окраина Земли Уилкса и море Росса. К ним же, по сути дела, можно отнести крупные районы с обширными шельфами на севере Берингова моря и в китайских морях. Незученная часть подводной тихоокеанской окраины Антарктиды также является окраиной пассивного типа.

Островодужные окраины сосредоточены на севере и западе Тихого океана, а активные окраины андийского типа находятся в восточной части океана и включают подводные окраины Анд и Кордильер. Очевидно, что в бассейне Тихого океана преобладают активные континентальные окраины, в плейстоценовых отложениях которых почти везде присутствуют (хотя и в незначительном количестве) прослой вулканических пеплов, генерируемых извержениями вулканов островных и вулканических дуг.

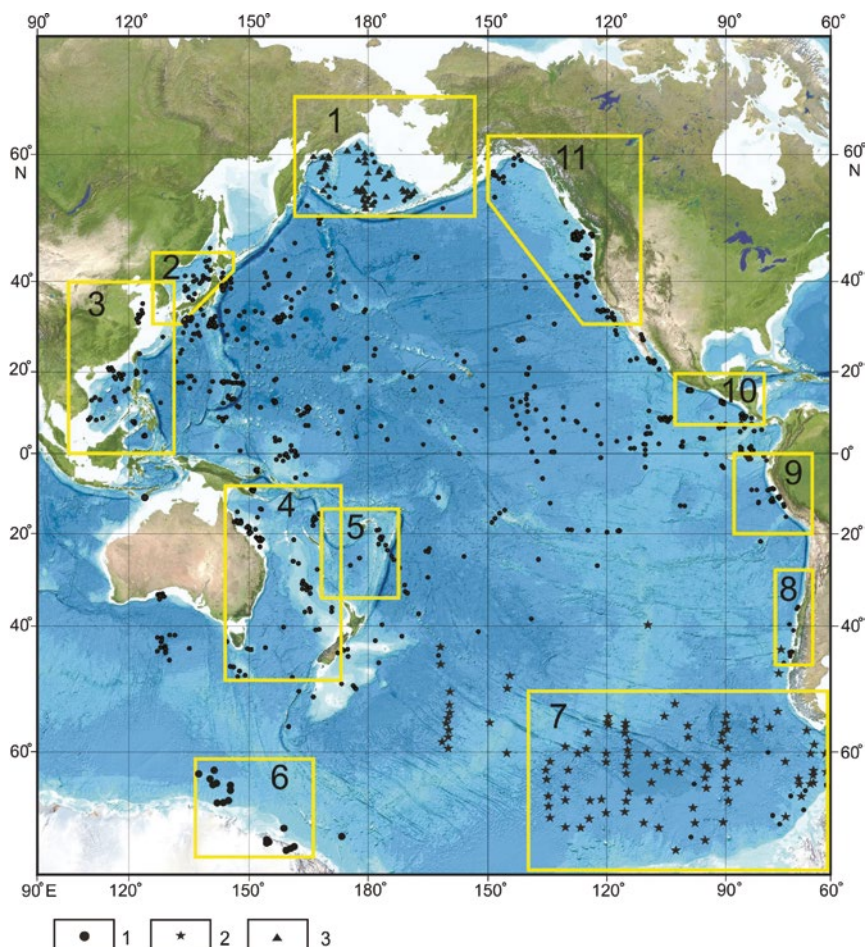


Рис. 93. Распределение скважин глубоководного бурения (залитые кружки) и длинных колонок (звездочки) в Тихом океане. Числами обозначены районы исследования подводных континентальных окраин (1–11) и на юге глубоководного ложа Тихого океана. Треугольники – длинные колонки, поднятые в Беринговом море (Левитан и др., 20182)

На фаціальную структуру плейстоценовых осадков континентальных окраин, помимо геодинамических факторов, большое влияние оказывают климатические особенности, а также, разумеется, рельеф дна, структура циркуляции, первичная продукция и т. д. Особенно заметна роль климата. Так, на севере и юге Тихого океана значительную роль в составе плейстоценового осадочного чехла играют марино-гляциальные отложения и кремнистые (существенно диатомовые) осадки, а карбонатные отложения практически отсутствуют. Планктоногенные карбонатные илы и бентогенные постройки, напротив, развиты в экваториально-тропическом поясе на востоке и западе океана.

Далее основная часть главы будет посвящена сравнительному анализу количественных параметров седиментации в обеих фациальных мегаобластях, с одной стороны, и выявлению в них трендов плейстоценовой седиментации – с другой.

Площади, мощности и объемы плейстоценовых осадков

В табл. 63 показаны сводные результаты как по пелагической области Тихого океана, так и по его континентальным окраинам. Содержание табл. 63 свидетельствует о том, что далеко не все области континентальных окраин Тихого океана охвачены нашими исследованиями. В одних случаях, например в Охотском море, нет ни одной скважины глубоководного бурения, в других, например в преддуговом осадочном бассейне Алеутской дуги, число таких скважин слишком мало для построения литолого-фациальных карт и проведения необходимых измерений. Поэтому была проведена оценка площадей, занятых плейстоценовыми осадками в таких районах. В результате получены следующие данные: Охотское море – 1603 тыс. км<sup>2</sup>; море Банда – 714 тыс. км<sup>2</sup>; море Сулавеси – 453 тыс. км<sup>2</sup>; Яванское море – 552 тыс. км<sup>2</sup>; Сиамский залив – 320 тыс. км<sup>2</sup>; Татарский пролив – 91,9 тыс. км<sup>2</sup>; преддуговой бассейн Японии – 272,5 тыс. км<sup>2</sup>; Алеутский преддуговой бассейн – 287,8 тыс. км<sup>2</sup>; континентальная окраина Антарктиды – 1246,2 тыс. км<sup>2</sup>. Суммарная площадь составляет 5540,4 тыс. км<sup>2</sup>. С учетом приведенных в табл. 63 данных по континентальным окраинам, для которых были рассчитаны площади, занятые неоплейстоценовыми осадками, получаем общую площадь развития неоплейстоценовых осадков на континентальных окраинах Тихого океана 27509 тыс. км<sup>2</sup>. С нашей точки зрения, скорее всего, в этих расчетах учтено свыше 90% всей площади подводных континентальных тихоокеанских окраин. Отношение площадей пелагических и окраинно-континентальных осадков в неоплейстоцене составило 4,90. Такое же соотношение для эоплейстоцена равно 4,89, и для плейстоцена в целом – 4,89.

Суммарные объемы неоплейстоценовых отложений на континентальных окраинах (см. табл. 63) равны 1671 тыс. км<sup>3</sup>, эоплейстоценовых – 1203 тыс. км<sup>3</sup>, а плейстоценовых в сумме – 2874 тыс. км<sup>3</sup>. Отношения зафиксированных в табл. 63 объемов в пелагической области и на континентальных окраинах, соответственно, равны 1,16, 1,05 и 1,11. В пелагической области объемы неоплейстоценовых отложений превышают объемы эоплейстоценовых осадков в 1,53 раза, а на континентальных окраинах величина такого отношения равна 1,39.

Показанные в табл. 63 средние мощности (частные от деления объемов на площади) свидетельствуют о том, что рассматриваемая величина в пелагической области равна для неоплейстоцена 14 м, а для эоплейстоцена – 10 м. Соответственно, суммарная мощность для плейстоцена равна 24 м. В ключевых районах исследованных континентальных окраин средние мощности равны, соответственно, 76, 56 и 132 м, а их колебания составляют, соответственно, от 35 до 352 м, от 13 до 151 м, от 24 до 404 м.

Таким образом, в среднем площади развития плейстоценовых осадков в пелагиали Тихого океана превышают такие же площади на континентальных окраинах в 4,89 раза. Соотношение объемов для плейстоцена равно 1,11 (т.е. примерно равно), а соотношение средних мощностей составляет 0,18. Следовательно, если исходить из округленных значений, то в среднем мощность осадков плейстоцена на континентальных окраинах в 5 раз выше, чем в пелагиальной части ложа Тихого океана, что и обеспечивает примерное равенство объемов.

Таблица 63. Площади (S, тыс. км<sup>2</sup>), средние мощности (Н, м) и объемы (V, тыс. км<sup>3</sup>) осадков плейстоцена в Тихом океане

Стратиграфические подразделения	Параметры	Пелагическая область	Берингово море	Японское море	Китайские моря	Австралийские моря	Море Фиджи		Море Росса		Подводная окраина Анд		Подводная окраина Кордильер		Все континентальные окраины
							Юг	Север	Юг	Север	Юг	Север	Юг	Север	
Неоплейстоцен	S	134867	2176	867	3693	8992	2865	1103	213	344	347	1369	21969		
	H	14	114	101	172	35	11	25	352	90	150	124	74		
	V	1932	249	88	635	311	32	28	75	31	52	170	1617		
Эоплейстоцен	S	131854	2180	858	3702	8606	2699	1115	222	350	354	1365	21451		
	H	10	117	75	96	28	13	24	59	151	73	105	56		
	V	1262	255	64	365	222	35	27	13	53	26	143	1203		
Плейстоцен	S	133361	2178	863	3698	8799	2782	1109	218	347	351	1367	21710		
	H	24	231	176	270	61	24	50	404	242	222	229	130		
	V	3194	504	152	1000	533	67	55	88	84	78	313	2820		

Таблица 64. Массы сухого осадочного вещества (М, 10<sup>18</sup> г) и массы вещества в единицу времени (I, 10<sup>18</sup> г/млн лет) осадков плейстоцена в Тихом океане

Стратиграфические подразделения	Параметры	Пелагическая область	Берингово море	Японское море	Китайские моря	Австралийские моря	Море Фиджи	Море Росса	Подводная окраина Анд		Подводная окраина Кордильер		Все континентальные окраины
									Юг	Север	Юг	Север	
Неоплейстоцен	M	969	272	46	371	231	13	17	76	20	35	131	1212
	I	1181	344	58	470	299	17	21	96	25	44	166	1534
Эоплейстоцен	M	722	261	43	233	185	15	22	17	45	21	127	969
	I	722	261	43	233	185	15	22	17	45	21	127	969
Плейстоцен	M	1691	533	89	604	416	28	39	93	65	56	258	2181
	I	945	298	50	337	232	16	22	52	36	31	144	1218

Кроме того, в табл. 63 обращает на себя внимание, что в большинстве изученных районов Тихого океана (за исключением морей Берингова и Фиджи, северной подводной окраины Анд и южной подводной окраины Кордильер) объемы и мощности неоплейстоценовых отложений выше, чем в эоплейстоцене. Как отмечалось, такой же тренд получается и для пелагической области Тихого океана в целом. Учитывая, что объемы и мощности приводятся для натуральных осадков, а для будущих расчетов средневзвешенного литологического состава требуются данные по массам сухого осадочного вещества, то более значимыми в этом плане являются именно такие результаты, которые представлены в следующем параграфе.

#### Массы сухого осадочного вещества и массы вещества в единицу времени

Приведенные в табл. 63 данные об объемах натуральных осадков невозможно пересчитать в массы сухих осадков, т. к. физические свойства отложений различного состава заметно отличаются друг от друга. Поэтому для получения представленных в табл. 64 результатов использованы ранее полученные результаты по массам конкретных литологических разновидностей (литотипов) для изученных районов Тихого океана. При этом из общих масс были вычтены массы континентальных диамиктитов моря Росса и северного района подводной окраины Кордильер.

Итак, основные данные табл. 64 выглядят следующим образом: массы сухих осадков для пелагической области Тихого океана для неоплейстоцена, эоплейстоцена и всего плейстоцена, соответственно, равны 969, 722 и  $1691 \times 10^{18}$  г. Суммарные величины для всех изученных континентальных окраин, соответственно, равны 1251, 1146 и  $2397 \times 10^{18}$  г. Таким образом, даже без учета вышеуказанных областей континентальных окраин, для которых нет данных по объемам и массам осадочного материала, получается, что суммарно на подводных континентальных окраинах Тихого океана и в неоплейстоцене, и в эоплейстоцене, и в плейстоцене в целом накапливалось заметно больше сухого осадочного вещества, чем в пелагической области. Соответствующие отношения масс равны 1,29, 1,59 и 1,42. Следовательно, в среднем в плейстоцене на континентальных окраинах Тихого океана накапливалось в 1,5 раза больше сухого осадочного вещества, чем в пелагической области, и это – без учета неисследованных континентальных окраин.

Если изучить соотношения масс осадков между нео- и эоплейстоценом, то выяснится, что в пелагической области Тихого океана и во всех ключевых районах исследованных подводных континентальных окраин (за исключением северной окраины Анд) массы сухого осадочного вещества в неоплейстоцене были выше, чем в эоплейстоцене. В море Фиджи они остались практически без изменения.

Для каждого рассматриваемого региона величины масс сухих осадков в единицу времени (скорости аккумуляции) имеют еще большее значение, чем просто массы. Их соотношения между пелагической областью и континентальными окраинами, а также между нео- и эоплейстоценом, естественно, такие же, как и между массами осадков. Единственным (и вполне понят-

ным) исключением является море Фиджи (см. табл. 64), поскольку массы нео- и эоплейстоценовых отложений очень близки, а продолжительность эоплейстоцена заметно выше, чем неоплейстоцена.

Имеющиеся в нашем распоряжении данные позволяют рассчитать так называемые абсолютные массы осадочного материала (раздельно для пелагической области и подводных континентальных окраин). Результаты расчета выглядят следующим образом (для неоплейстоцена, эоплейстоцена и всего плейстоцена, соответственно): для пелагической области – 0,909, 0,548 и 0,708 г/см<sup>2</sup> \* тыс. лет; для континентальных окраин – 7,678, 5,680 и 6,564 г/см<sup>2</sup> \* тыс. лет. Таким образом, на подводных окраинах средняя величина плейстоценового потока аккумулирующегося осадочного материала превышает среднее его значение для пелагической области менее чем в 7 раз. Отношения абсолютных масс осадков между нео- и эоплейстоценовыми величинами для континентальных окраин равно 1,352, а для пелагической области – 1,659.

Морским геологам хорошо известно, что литологический состав плейстоценовых отложений подводных континентальных окраин в Тихом океане отличается от литологического состава в пелагической области. Поэтому для интерпретации вышеприведенных данных необходима информация о литологии изученных отложений. В следующем разделе представлены соответствующие материалы по основным группам осадков: литогенным, карбонатным и кремнистым.

### Массы сухого осадочного вещества основных групп осадков и осадкообразующих компонентов

В литогенную группу осадков включены доминирующие терригенные отложения, вулкано-терригенные осадки, мио- и эвпелагические глины, редкие вулканические пеплы. К карбонатным осадкам отнесены не только собственно карбонатные планктоногенные илы и кораллово-водорослевые образования, но также глинисто-карбонатные илы и карбонатные турбидиты. В группу кремнистых осадков попали диатомовые и диатомово-радиоляриевые илы, а также диатомовые глины.

Результаты расчетов масс сухого осадочного вещества основных групп осадков приведены в табл. 65. Ее изучение показывает, что литологический состав в пелагической области и суммарно на континентальных окраинах несколько отличался. Если обобщить полученные результаты, то получится, что в пелагической области в неоплейстоцене, эоплейстоцене и плейстоцене в целом соотношение литогенных, карбонатных и кремнистых осадков составляло 67:29:4, 74:21:5 и 70:25:5 соответственно. Для всей изученной области подводных континентальных окраин рассматриваемое соотношение составляло 77:18:5, 74:20:6 и 76:18:6, соответственно. Таким образом, в целом в обеих мегафациальных областях преобладают литогенные осадки, на втором месте находятся карбонаты и на третьем – кремнистые отложения. При этом относительная роль карбонатов выше в пелагиали, а литогенных осадков – на континентальных окраинах.

Относительная роль кремнистых осадков, вероятно, не изменялась. Вышеприведенные соотношения основных групп донных осадков свидетель-



ствуют о том, что в пелагической области в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом выросло относительное значение карбонатов и поэтому (?) уменьшилось значение литогенных осадков. В области континентальных окраин слегка увеличилось относительное содержание литогенных отложений и уменьшилось – карбонатных.

В то же время внимательное изучение табл. 65 свидетельствует о серьезных различиях между ключевыми районами континентальных окраин. Например, в австралийских морях и море Фиджи явно доминируют медленно накапливавшиеся карбонатные отложения; в Беринговом море, на окраине Антарктиды и на окраине Северной Америки повышена роль кремнистых отложений; на окраине южных Анд полностью преобладают литогенные осадки.

Учет перечисленных выше неисследованных нами районов континентальных окраин может слегка изменить приведенные соотношения основных групп осадков. Так, в Охотском море вероятно та же, в принципе, ситуация, что и в Беринговом (Левитан и др., 2007); на тихоокеанской окраине Антарктиды, возможно, соотношения терригенных и кремнистых осадков те же, что и в море Росса; в Сиамском заливе доминируют литогенные осадки; в индонезийских морях увеличена относительная роль карбонатов. Тем не менее представляется, что основные литологические соотношения нами обозначены правильно.

С точки зрения генетического состава осадков и приближения к познанию их химического состава более корректным является оперирование не массами основных групп осадков, а массами основных осадкообразующих компонентов: литогенного вещества,  $\text{CaCO}_3$  и биогенного опала. Для расчетов принято среднее содержание  $\text{CaCO}_3$  в карбонатных осадках 85% (соответственно, содержание литогенного вещества 15%), опала в кремнистых илах – 60% (т.е. содержание литогенного вещества равно 40%). В слабокарбонатных осадках находится в среднем 50%  $\text{CaCO}_3$  и 50% литогенного вещества, а в слабокремнистых осадках – 40% опала и 60% литогенного вещества.

Полученные результаты показаны в табл. 66. Из анализа таблицы следует, что для неоплейстоцена, эоплейстоцена и плейстоцена в целом отношения масс на континентальных окраинах к массам в пелагической области равны, для литогенного вещества,  $\text{CaCO}_3$  и биогенного опала, соответственно: 1,409, 0,612, 0,409; 1,422, 0,942, 1,348; 1,415, 0,728 и 0,776. Таким образом, в неоплейстоцене массы литогенного вещества были выше на континентальных окраинах, чем в пелагиали, а биогенных компонентов – ниже. В эоплейстоцене картина была иной: преобладание масс литогенного вещества и биогенного опала на континентальных окраинах над этими же массами в пелагиали, и примерное равенство масс  $\text{CaCO}_3$  в обеих мегафациальных областях. При этом в течение плейстоцена и в пелагиали, и на континентальных окраинах произошло увеличение масс литогенного вещества и  $\text{CaCO}_3$ . Масса биогенного опала, напротив, в эоплейстоцене была несколько выше на континентальных окраинах, чем в неоплейстоцене, а в пелагиали происходил рост масс этого компонента в течение всего плейстоцена.

Таблица 65. Массы сухого осадочного вещества ( $M, 10^{18}$  г) основных групп плейстоценовых осадков в Тихом океане

Стратиграфические подразделения	Осадки	Пелагическая область	Берингово море	Японское море	Китайские моря	Австралийские моря	Море Фиджи	Море Росса	Подводная окраина Анд		Подводная окраина на Кордильер		Все континент. окраины
									Юг	Север	Юг	Север	
Неоплейстоцен	лит.	721	219	43	429	59	1	26	76	12	24	143	995
	карб.	300	0	0,7	14	172	12	0	0	0,8	6	8	214
	кр.	58	38	1,6	10	0	0	2	0	7	5	7	71
Эоплейстоцен	лит.	585	200	40	293	29	2	23	17	33	12	119	764
	карб.	162	0	0,4	7	156	13	0	0	0,2	9	7	193
	кр.	39	43	2,4	6	0	0	3	0	12	1	1	68
Плейстоцен	лит.	1306	419	83	722	88	3	49	93	45	36	262	1759
	карб.	462	0	1,1	21	328	25	0	0	1	15	15	407
	кр.	97	81	4	16	0	0	5	0	19	6	8	139

Примечание: осадки лит. – литогенные; карб. – карбонатные; кр. – кремнистые.

Таблица 66. Массы ( $M, 10^{18}$  г) основных осадкообразующих компонентов плейстоценовых отложений в мегафациальных областях Тихого океана

Стратиграфические подразделения	Компоненты	Пелагическая область	Все континентальные окраины	М конт. окр.	
				М пелаг. обл.	М конт. окр.
Неоплейстоцен	литогенное вещество	788	1071	1,359	
	$\text{CaCO}_3$	255	156	0,612	
	биогенный опал	35	14	0,4	
Эоплейстоцен	литогенное вещество	625	888	1,421	
	$\text{CaCO}_3$	138	130	0,942	
	биогенный опал	23	31	1,348	
Плейстоцен	литогенное вещество	1413	1959	1,386	
	$\text{CaCO}_3$	393	286	0,728	
	биогенный опал	58	45	0,776	

### Абсолютные массы (MAR) групп осадков и осадкообразующих компонентов

Результаты расчета абсолютных масс основных групп осадков (раздельно для пелагической области и подводных континентальных окраин) для неоплейстоцена, эоплейстоцена и всего плейстоцена показаны в табл. 67. Результаты ее изучения свидетельствуют о том, что в обеих мегафациальных областях в плейстоцене сохранялась сходная структура седиментации с явным преобладанием потоков накапливавшихся на дне литогенных осадков, заметно меньшими потоками карбонатных осадков и незначительными – кремнистых. При этом MAR литогенных отложений на континентальных окраинах были больше, чем в пелагической области, в 8,5 раза, а биогенных компонентов – больше в 5,4 раза для карбонатных осадков и в 8,7 раза для кремнистых осадков в среднем для плейстоцена. Отсюда следует, что для фациальной структуры пелагической области биогенная седиментация имела большее значение, чем в среднем на континентальных окраинах.

Существует еще одно важное следствие анализа табл. 67. Если мы разделим MAR неоплейстоценовых групп осадков на MAR эоплейстоценовых осадков, то в пелагической области для литогенных, карбонатных и кремнистых отложений получим, соответственно, значения 1,54, 2,29 и 1,80. Для континентальных окраин в сумме этот ряд будет выглядеть следующим образом: 1,66, 1,37 и 1,28. Таким образом, в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом потоки аккумуляровавшегося на дне осадочного материала, во-первых, выросли в обеих мегафациальных областях для всех рассмотренных групп осадков, а во-вторых, в пелагиали этот рост был большим для биогенных (особенно карбонатных) осадков, а на континентальных окраинах (суммарно) – для литогенных осадков.

Однако наиболее корректными с точки зрения сравнительного анализа являются данные по абсолютным массам основных осадкообразующих компонентов (см. табл. 67). В итоге анализа этих данных подтвердились ранее сделанные выводы о том, что в обеих фациальных мегаобластях в плейстоцене сохранялась сходная структура седиментации с явным преобладанием потоков накапливавшегося на дне литогенного вещества, заметно меньшими потоками  $\text{CaCO}_3$  и незначительными – биогенного опала. При этом MAR литогенного вещества на континентальных окраинах были больше, чем в пелагической области, более чем в 8 раз, а биогенных компонентов – только менее чем в 5 раз в среднем для плейстоцена. Отсюда следует, что для фациальной структуры пелагической области биогенная седиментация имела большее значение, чем в среднем на континентальных окраинах.

Существует еще одно важное следствие анализа табл. 67. Если мы разделим MAR неоплейстоценовых основных осадкообразующих компонентов на MAR эоплейстоценовых, то в пелагической области для литогенного вещества,  $\text{CaCO}_3$  и биогенного опала получим, соответственно, значения 1,56, 2,28 и 1,94. Для мегафациальной области континентальных окраин этот ряд будет выглядеть следующим образом: 1,54, 1,48 и 0,58. Таким образом, в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом потоки всех компонентов аккумуляровавшегося на дне осадочного материала выросли в пелагической области, а потоки литогенного вещества и  $\text{CaCO}_3$  увеличились на континент-

тальных окраинах. При этом потоки биогенного опала на континентальных окраинах стали меньше. В неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом в пелагической области возросла относительная роль  $\text{CaCO}_3$ , в отличие от континентальных окраин.

Таблица 67

**Абсолютные массы (MAR, г/см<sup>2</sup> \* тыс. лет) групп осадков и основных осадкообразующих компонентов плейстоценовых отложений в фациальных мегаобластях Тихого океана**

Стратиграфические подразделения	Осадки, компоненты	Пелагическая область	Все континентальные окраины	MAR
				конт. окр. MAR пелаг. обл.
Неоплейстоцен	литогенные осадки	0,677	5,946	8,729
	карбонатные осадки	0,282	1,233	4,372
	кремнистые осадки	0,054	0,410	7,593
	литогенное вещество	0,740	6,401	8,650
	CaCO <sub>3</sub>	0,239	0,899	3,762
	биогенный опал	0,033	0,081	2,455
Эоплейстоцен	литогенные осадки	0,444	3,580	8,063
	карбонатные осадки	0,123	0,900	7,317
	кремнистые осадки	0,030	0,320	10,667
	литогенное вещество	0,474	4,144	8,743
	CaCO <sub>3</sub>	0,105	0,606	5,771
	биогенный опал	0,017	0,140	8,235
Плейстоцен	литогенные осадки	0,547	4,632	8,468
	карбонатные осадки	0,194	1,047	5,397
	кремнистые осадки	0,041	0,358	8,732
	литогенное вещество	0,592	5,147	8,694
	CaCO <sub>3</sub>	0,165	0,736	4,461
	биогенный опал	0,024	0,116	4,833

*Обсуждение результатов*

В главе рассмотрены данные о покрытых плейстоценовыми осадками областях дна Тихого океана, составляющих 87,3% от общей его площади (Атлас..., 1980). Полученная информация свидетельствует о существовании в плейстоцене единой седиментационной системы Тихого океана, состоящей из двух подсистем (фациальных мегаобластей): пелагического ложа и континентальных окраин. Эта седиментационная система является открытой, т. к. в плейстоцене, так же как и в современную эпоху (Атлас..., 1980), происходил обмен веществом и энергией с Атлантическим, Индийским и Северным Ледовитым океанами, а также с приводным слоем атмосферы и с литосферой. Для обеих фациальных мегаобластей характерна

близкая фациальная структура с доминированием литогенных образований, существенно меньшей ролью карбонатных осадков и очень незначительной долей кремнистых отложений.

Представляется, что эта структура, в принципе, связана, главным образом, со структурой стока с континентов. Уже давно известно, что твердый сток с материков превышает сток растворенных веществ в 2–3 раза (Страхов, 1963). В биосфере преобладают пресные и ультрапресные воды с минерализацией менее 500 мг/л (Алекин, 1966). В них содержится порядка 35–58 мг/л  $\text{HCO}_3^-$ , 12–15 мг/л  $\text{Ca}^{2+}$ , 10–13 мг/л  $\text{SiO}_2$  (цитируется по Янин, 2018). Если литогенное вещество попадает в океан главным образом с континентов, то  $\text{CO}_2$  дополнительно может поставляться из атмосферы и при процессах подводного вулканизма. В последнем случае дополнительно может поступать и некоторое (относительно малое) количество растворенного  $\text{SiO}_2$  (Богданов и др., 2006).

Из-за широкого развития природных седиментационных ловушек по обрамлению Тихого океана, где преобладают островные дуги и глубоководные желоба, можно предположить, что градиент масс осадочного материала между вышеуказанными фациальными мегаобластями является наибольшим именно в этом океане. В Атлантическом и Индийском океанах гораздо больше развиты пассивные окраины континентов, где таких природных ловушек существенно меньше.

Литогенное вещество в основном оседает на континентальных окраинах недалеко от районов его поставки. По нашим данным, наиболее мощные его депоцентры в неоплейстоцене были развиты в дельтовых областях великих рек Азии, в фэнах на подводной окраине Кордильер и (в виде скоплений континентального моренного материала) на шельфе Северной Америки около зоны сочленения Аляски и Кордильер.

Поступающие в океан растворенные вещества (включая питательные вещества типа фосфатов, нитратов, растворенной органики и т. д.), как правило, разносятся течениями и в значительной степени обезличиваются. Однако и в этом случае депоцентры находятся на подводных континентальных окраинах. В качестве примеров сошлемся не только на приведенные в главе таблицы, но и укажем на гигантскую аккумуляцию карбонатов в Большом Барьерном рифе около Австралии и на мощнейшую (свыше 150 м) толщу голоценовых диатомовых илов на погруженном шельфе Земли Уилкса (Антарктида) (Escutia et al., 2011).

Объяснение наблюдавшихся общих закономерностей изменения количественных параметров для пелагических областей в течение плейстоцена было дано ранее (Левитан, 2017). Оно состоит в роли усилившихся горообразовательных неотектонических движений, сопровождавшихся в ряде регионов (Аляска, Кордильеры) возрастанием объемов континентальных (в том числе и горных) ледников. Все это приводило к росту поставки не только литогенного вещества, но и растворенных веществ, необходимых для биогенного осадкообразования. Здесь же необходимо отметить роль продолжавшегося в плейстоцене оледенения высоких широт обоих полушарий и глобальных гляциоэвстатических колебаний уровня Мирового океана на фоне тренда его углубления.

Единственное исключение из этого общего правила, зафиксированное нами в пределах континентальных окраин, относится к истории кремненакопления. Ранее (Левитан, 2016) была выдвинута концепция «двух океанов» (ледового и неледового) для плейстоцена. Согласно этой концепции, в высоких широтах преобладало кремненакопление в эоплейстоцене, а в средних и низких – в неоплейстоцене. Там же были описаны возможные причины этого явления. Среди рассмотренных ключевых районов на подводных континентальных окраинах Тихого океана эта концепция подтверждена данными по Берингову морю (Левитан и др., 2018<sub>2</sub>) и по антарктической окраине (Левитан и др., 2018<sub>7</sub>). Обнаруженная активизация Перуанского апвеллинга в эоплейстоцене по сравнению с неоплейстоценом, возможно, объясняется его зависимостью от подъема антарктических промежуточных вод.

Отмеченное выше возрастание в неоплейстоцене относительной роли карбонатакопления в пелагиали по сравнению с эоплейстоценом объясняется большей возможностью проникновения растворенных питательных веществ по сравнению с твердым литогенным веществом, которое в большей степени задерживается седиментационными природными ловушками, как это отмечалось выше по тексту.

### *Заключение*

В результате проведенных работ получены данные о литологическом составе нео- и эоплейстоценовых осадков на площади, составляющей несколько менее 90% от общей площади дна Тихого океана. Это дает основания применить в дальнейшем метод расчета средневзвешенного литологического состава для неоплейстоценовых, эоплейстоценовых и плейстоценовых отложений в целом.

Нами выделены две мегафациальные области: пелагическая и подводных континентальных окраин. Сравнительный анализ материалов по обеим областям проведен по ряду количественных параметров. В наиболее общем виде на основе вышеприведенных данных можно утверждать, что в Тихом океане площадь пелагической области в плейстоцене превышала изученную площадь подводных континентальных окраин примерно в 6 раз, а объем осадков почти одинаков. Средняя мощность плейстоценовых отложений в пелагиали равна 24 м, а на окраинах – 132 м (табл. 63). В плейстоцене масса сухого осадочного вещества основных групп осадков в пелагиали составляла около 0,7 от массы на континентальных окраинах (табл. 64), а при сопоставлении масс основных осадкообразующих компонентов эта величина равна 0,8 (табл. 66). Сравнение абсолютных масс основных осадкообразующих компонентов для плейстоцена показало, что различия между пелагической областью и мегафациальной областью подводных континентальных окраин было еще более выразительным, составляя для литогенного вещества 0,12, для  $\text{CaCO}_3$  – 0,22, а для биогенного опала – 0,21 (табл. 67). Таким образом, и по этим данным в среднем в плейстоценовых отложениях относительная роль биогенных компонентов в пелагиали была выше, чем на континентальных окраинах, хотя, конечно, абсолютные величины несопоставимы. Теперь рассмотрим изменения основных количественных параметров в течение плейстоцена.

Сравнение данных для неоплейстоцена и эоплейстоцена выявило, что массы сухого вещества в мегафациальной области континентальных окраин выросли в 1,1 раза, а в пелагиали – в 1,3 раза. Соответствующие отношения масс сухого вещества основных осадкообразующих компонентов составили для литогенного вещества пелагиали 1,3, для  $\text{CaCO}_3$  – 1,8, для опала – 1,5. На континентальных окраинах этот ряд выглядит следующим образом: 1,5, 1,2, 0,6.

В главе исследованы литологические изменения в Тихом океане в течение части четвертичного периода: с 1,8 по 0,01 млн лет. Крупные отрезки времени – неоплейстоцен и эоплейстоцен – позволили исследовать тренды этих изменений. В палеоклиматологии в это время известен общий тренд глобального похолодания, который был синхронизирован с трендом падения уровня Мирового океана, возрастанием первичной продукции и нарастанием глобального объема ледников. На этом фоне происходили разнопериодные изменения климата: ледниково-межледниковые, орбитальные, суборбитальные и другие. Естественно, что эти изменения отражались и в составе донных осадков Тихого океана. Например, ледниково-межледниковые циклы хорошо выражены в разрезах шельфов Берингова моря и китайских морей, в море Росса. Толщи переслаивания осадков различного литологического состава, отраженные на составленных литолого-фациальных картах, фиксируют перечисленные виды климатических изменений и их взаимодействие с тектоническими и палеоокеанологическими факторами.

За пределами исследования осталась информация о конкретных литотипах, вещественно-генетических типах осадков и литологических комплексах. Однако представляет интерес то обстоятельство, что, например, терригенные турбидиты явно увеличили скорость своего накопления, так же как и марино-гляциальные осадки, в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом в обеих фациальных мегаобластях. Эти и другие литологические изменения модулировали отмеченные выше тренды в седиментации в течение плейстоцена.

## Глава 9. Плейстоцен Индийского океана

Во введении отмечалось, что одной из основных задач книги является получение достоверных результатов по средневзвешенному литологическому составу плейстоценовых отложений Мирового океана. В данной главе планируется получить необходимые для решения этой задачи материалы по Индийскому океану. Наши результаты по фациальному строению и количественным параметрам седиментации пелагических плейстоценовых отложений этого океана изложены в главе 2. В их основе лежат построенные литолого-фациальные карты для нео- и эоплейстоцена масштаба 1:35000000 и таблицы обсчета этих карт с помощью объемного метода А. Б. Ронова.

Для ряда ключевых районов подводных окраин Индийского океана (рис. 94) автором построены литолого-фациальные карты в масштабах 1:10000000 и 1:5000000. Они описаны в главе 6. Расположение скважин глубоководного бурения в рассматриваемом океане позволяет исследовать с помощью объемного метода только относительно небольшие участки континентальных окраин. Они представляют большой интерес с точки зрения фациального разнообразия, проявлений климатической зональности и палеоокеанологических изменений, влияния неотектоники сопредельных территорий суши и т.д., однако из-за ограниченности площади их вклад в средневзвешенный литологический состав плейстоценовых отложений Индийского океана меньше, чем реальный вклад всех подводных окраин этого океана. Это обстоятельство необходимо иметь в виду при интерпретации материалов данной главы.

Сравнительный анализ полученных данных для пелагической области Индийского океана, с одной стороны, и его подводных континентальных окраин пассивного типа – с другой, дает возможность сопоставления фациальной структуры и масс осадочного вещества в рассматриваемых принципиально различных фациальных мегаобластях, а также изучения долгосрочных трендов седиментации в течение плейстоцена.

### *Полученные результаты*

#### **Фациальная структура**

В плане фациальной структуры плейстоценовых отложений Индийский океан состоит из двух фациальных мегаобластей: пелагической области и подводных континентальных окраин. Пелагическая фациальная мегаобласть состоит из гемипелагической, миопелагической и эвпелагической литолого-фациальных зон, в каждой из которых присутствуют еще и азональные подводные поднятия (хребты, возвышенности, плато) различного генезиса (см. главу 2). Как и в современную эпоху (Лисицын, 1978), распределение плейстоценовых осадков подчинялось сочетанию основных видов зональности: циркумконтинентальной, широтной (климатической), вертикальной и тектонической.

В состав фациальной мегаобласти подводных континентальных окраин Индийского океана входят окраины двух основных типов: пассивные и активные островодужные. Все изученные ключевые районы принадле-



жат к пассивным окраинам. По Зондской островодужной окраине слишком мало буровых данных.

На фациальную структуру плейстоценовых осадков континентальных окраин (как и в Тихом океане, см. главу 8), помимо геодинамических факторов, большое влияние оказывают климатические особенности, а также, разумеется, рельеф дна, структура циркуляции, первичная продукция и т. д. Особенно заметна роль климата. Так, на юге океана определенную роль в составе плейстоценового осадочного чехла играют марино-гляциальные отложения и кремнистые (существенно диатомовые) осадки, а карбонатные отложения практически отсутствуют. Планктоногенные карбонатные илы и бентогенные постройки, напротив, развиты в экваториально-тропическом поясе в северной части океана.

Далее основная часть главы будет посвящена сравнительному анализу количественных параметров седиментации в обеих фациальных мегаобластях, с одной стороны, и выявлению в них трендов плейстоценовой седиментации – с другой.

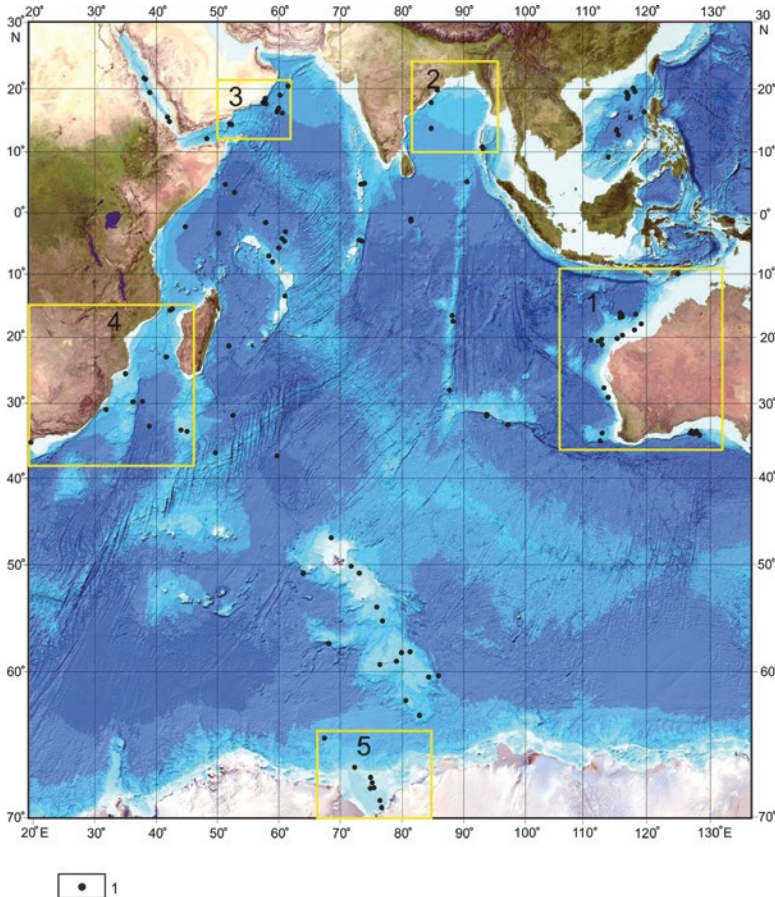


Рис. 94. Расположение скважин глубоководного бурения в Индийском океане. Условные обозначения: 1 – скважины глубоководного бурения

### Площади, мощности и объемы плейстоценовых осадков

В табл. 68 показаны сводные результаты как по пелагической области Индийского океана, так и по его континентальным окраинам. Если исходить из данных Википедии ([www.wikipedia.ru](http://www.wikipedia.ru)), то общая площадь Индийского океана составляет 76174 тыс. км<sup>2</sup>. Из них на активные окраины (моря Андаманское и Тиморское), не рассматриваемые в данной книге, приходится, соответственно, 605 и 432 тыс. км<sup>2</sup>. Следовательно, сумма площадей пелагической области и пассивных континентальных окраин равна 75137 тыс. км<sup>2</sup>. Как следует из табл. 68, площадь, занятая плейстоценовыми осадками пелагиали, составляет 58516 тыс. км<sup>2</sup>. Отсюда вытекает, что общая площадь подводных частей пассивных континентальных окраин равна 16621 тыс. км<sup>2</sup>. В качестве ключевых участков подводных частей пассивных континентальных окраин нами была рассмотрена акватория общей площадью 3185,3 тыс. км<sup>2</sup> (табл. 68), что составляет 19,2% от суммарной площади этих окраин в Индийском океане. Таким образом, изученная примерно пятая часть суммарной площади сильно ограничивает ценность проведенных нами построений и расчетов с точки зрения выхода на средневзвешенный литологический состав нео- и эоплейстоценовых отложений Индийского океана. Однако с точки зрения изучения трендов седиментации в плейстоцене и характеристики фациальной структуры чехла плейстоценовых отложений полученные данные, естественно, представляют большой интерес.

Отношение площадей пелагических и изученных окраинно-континентальных осадков в неоплейстоцене составило 18,37. Такое же соотношение для эоплейстоцена равно 17,19, и для плейстоцена в целом – 17,71.

Суммарные объемы неоплейстоценовых отложений на континентальных окраинах (табл. 68) равны 480,6 тыс. км<sup>3</sup>, эоплейстоценовых – 211,0 тыс. км<sup>3</sup>, а плейстоценовых в сумме – 691,6 тыс. км<sup>3</sup>. Отношения зафиксированных в табл. 68 объемов в пелагической области и на континентальных окраинах, соответственно, равны 2,34, 6,59 и 3,64. В пелагической области объемы неоплейстоценовых отложений составляют 0,81 от объемов эоплейстоценовых осадков, а на континентальных окраинах величина такого отношения равна 2,28.

Показанные в табл. 68 средние мощности (частные от деления объемов на площади) свидетельствуют о том, что рассматриваемая величина в пелагической области равна для неоплейстоцена 19 м, а для эоплейстоцена – 24 м. Соответственно, суммарная мощность для плейстоцена равна 43 м. В ключевых районах исследованных континентальных окраин средние мощности равны, соответственно, 134, 58 и 192 м, а их колебания составляют, соответственно, от 21 до 314 м, от 39 до 87 м, от 85 до 401 м.

Таким образом, в среднем площади развития плейстоценовых осадков в пелагиали Индийского океана превышают такие же площади на изученных континентальных окраинах в 16,25 раза. Соотношение объемов для плейстоцена равно 3,64, а соотношение средних мощностей составляет 0,22. Следовательно, если исходить из округленных значений, то в среднем мощность осадков плейстоцена на континентальных окраинах в 5 раз выше, чем в пелагиальной части ложа Индийского океана.

Таблица 68. Площади (S, тыс. км<sup>2</sup>), мощности (Н, м) и объемы (V, тыс. км<sup>3</sup>) плейстоценовых осадков Индийского океана

Стратиграфические подразделения	Пара-метры	Пелагическая область	Континентальные окраины Австралии	Бенгальский залив	Окраина Аравийского полуострова	Окраина Юго-Восточной Африки	Залив Прюдс	Все подводные континентальные окраины
Неоплейстоцен	S	58254,3	1313,1	1067,3	375,8	312,2	116,9	3185,3
	H	19	65	314	46	66	21	145
	V	1126,7	85,2	334,7	17,6	20,7	2,4	460,6
Эоплейстоцен	S	58888,0	1550,8	1076,7	368,4	311,3	117,6	3425
	H	24	43	87	39	66	68	59
	V	1389,5	66,8	93,6	14,2	20,6	8,0	203,2
Плейстоцен	S	58516,3	1432,0	1068,1	375,8	312,2	116,9	3305,2
	H	43	108	401	85	132	89	204
	V	2516,2	152,0	428,3	31,8	41,3	10,4	663,8

Таблица 69. Массы сухого осадочного вещества (М, 10<sup>18</sup> г) и массы вещества в единицу времени (I, 10<sup>18</sup> г/млн лет) осадков плейстоцена в Индийском океане

Стратиграфические подразделения	Пара-метры	Пелагическая область	Континентальные окраины Австралии	Бенгальский залив	Континентальная окраина Аравии	Континентальная окраина ЮВ Африки	Залив Прюдс	Все континентальные окраины
Неоплейстоцен	M	752,4	48,9	298,3	14,0	16,3	2,9	380,4
	I	952,4	61,9	377,6	17,7	20,6	3,6	481,5
Эоплейстоцен	M	871,1	55,2	75,1	11,8	19,5	11,5	173,1
	I	871,1	55,2	75,1	11,8	19,5	11,5	173,1
Плейстоцен	M	1623,5	104,1	373,4	25,8	35,8	14,4	553,5
	I	907,0	58,2	208,6	14,4	20,0	8,0	309,2

Кроме того, в табл. 68 обращает на себя внимание, что в большинстве изученных районов подводных континентальных окраин Индийского океана (за исключением залива Прюдс) объемы и мощности неоплейстоценовых отложений выше, чем в эоплейстоцене. Учитывая, что объемы и мощности приводятся для натуральных осадков, а для будущих расчетов средневзвешенного литологического состава требуются данные по массам сухого осадочного вещества, то более значимыми в этом плане являются именно такие результаты, которые представлены в следующем параграфе.

### Массы сухого осадочного вещества и массы вещества в единицу времени

Приведенные в табл. 68 данные об объемах натуральных осадков невозможно пересчитать в массы сухих осадков, т. к. физические свойства отложений различного состава заметно отличаются друг от друга. Поэтому для получения представленных в табл. 69 результатов использованы ранее полученные данные по массам конкретных литологических разновидностей (литотипов) для изученных районов Индийского океана.

Итак, основные данные табл. 69 выглядят следующим образом: массы сухих осадков для пелагической области Индийского океана для неоплейстоцена, эоплейстоцена и всего плейстоцена, соответственно, равны 752,4, 871,1 и  $1623,5 \cdot 10^{18}$  г. Суммарные величины для всех изученных континентальных окраин, соответственно, равны 380,4, 173,1 и  $553,5 \cdot 10^{18}$  г. Таким образом, получается, что суммарно на подводных континентальных окраинах Индийского океана и в неоплейстоцене, и в эоплейстоцене, и в плейстоцене в целом накопилось заметно меньше сухого осадочного вещества, чем в пелагической области. Соответствующие отношения масс равны 0,51, 0,20 и 0,34. Напомним, что это – без учета неисследованных континентальных окраин. Если изучить соотношения масс осадков между нео- и эоплейстоценом, то выяснится, что в пелагической области Индийского океана, на окраине ЮВ Африки и в заливе Прюдс массы сухого осадочного вещества в неоплейстоцене были ниже, чем в эоплейстоцене. На остальных континентальных окраинах, напротив, эти значения были выше.

Для каждого рассматриваемого региона величины масс сухих осадков в единицу времени (скорости накопления) имеют еще большее значение, чем просто массы (табл. 69), поскольку продолжительность эоплейстоцена заметно выше, чем неоплейстоцена. Выяснилось, что во всех изученных районах континентальных окраин (кроме залива Прюдс) и в пелагической области скорости накопления осадков в неоплейстоцене были выше, чем в эоплейстоцене.

Имеющиеся в нашем распоряжении данные позволяют рассчитать абсолютные массы осадочного материала (MAR, отдельно для пелагической области и подводных континентальных окраин). Результаты расчета выглядят следующим образом (для неоплейстоцена, эоплейстоцена и всего плейстоцена, соответственно): для пелагической области – 1,634, 1,479 и  $1,550 \text{ г/см}^2 \cdot \text{тыс. лет}$ ; для континентальных окраин – 15,116, 5,054 и  $9,355 \text{ г/см}^2 \cdot \text{тыс. лет}$ . Таким образом, отношения абсолютных масс осадочного материала между континентальными окраинами и пелагическими

областями для неоплейстоцена, эоплейстоцена и всего плейстоцена равны, соответственно, 9,250, 3,417 и 6,035. Отметим, что для плейстоцена в целом эта величина очень близка к данным по Тихому океану (см. главу 8). Отношения абсолютных масс осадков между нео- и эоплейстоценовыми величинами для континентальных окраин равно 2,991, а для пелагической области – 1,105.

Литологический состав плейстоценовых отложений подводных континентальных окраин в Индийском океане отличается от литологического состава в пелагической области. Поэтому для интерпретации вышеприведенных данных необходима информация о литологии изученных отложений. В следующем разделе представлены соответствующие материалы по основным группам осадков: литогенной, карбонатной и кремнистой.

#### Массы сухого осадочного вещества основных групп осадков и осадкообразующих компонентов

В литогенную группу осадков включены доминирующие терригенные отложения, вулкано-терригенные осадки, мио- и эпелагические глины, редкие вулканические пеплы. К карбонатным осадкам отнесены не только собственно карбонатные планктоногенные илы, кораллово-водорослевые образования, ракуша и мшанковые биогермы, но также и глинисто-карбонатные илы. В группу кремнистых осадков попали диатомовые и диатомово-радиоляриевые илы, а также диатомовые глины и радиоляриево-кокколитовые осадки.

Результаты расчетов масс сухого осадочного вещества основных групп осадков приведены в табл. 70. Ее изучение показывает, что литологический состав в пелагической области и суммарно на континентальных окраинах заметно отличался.

Если обобщить полученные результаты, то получится, что в пелагической области в неоплейстоцене, эоплейстоцене и плейстоцене в целом соотношение литогенных, карбонатных и кремнистых осадков составляло 58:30:12, 67:24:9 и 63:27:10 соответственно. Для всей изученной области подводных континентальных окраин рассматриваемое соотношение составляло 81:18:1, 56:43:1 и 73:26:1 соответственно. Таким образом, в целом в обеих фациальных мегаобластях преобладают литогенные осадки, на втором месте находятся карбонаты и на третьем – кремнистые отложения. Вклад последних очень мал.

Вышеприведенные соотношения основных групп донных осадков свидетельствуют о том, что в пелагической области в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом выросло относительное значение карбонатов и поэтому (?) уменьшилось значение литогенных осадков. В области континентальных окраин сильно увеличилось относительное содержание литогенных отложений и уменьшилось – карбонатных.

В то же время внимательное изучение табл. 70 свидетельствует о серьезных различиях между ключевыми районами континентальных окраин. Например, в австралийских морях и на окраине Аравийского полуострова явно доминируют медленно накапливавшиеся карбонатные отложения; на окраине Антарктиды повышена роль кремнистых отложений; в Бенгаль-

ском заливе абсолютно преобладают литогенные осадки. Учет перечисленных выше неисследованных нами районов континентальных окраин может изменить приведенные соотношения основных групп осадков (Безруков, Лисицын, 1974). Так, на континентальной окраине Западной Индии (собственные данные автора) и Пакистана примерно одинаков вклад литогенного и карбонатного осадочного материала; в Персидском заливе доминируют карбонаты, на окраине СВ Африки большее значение имеют литогенные отложения, в целом в индоокеанском секторе Южного океана на континентальной окраине Антарктиды соотношения основных групп осадков, вероятно, колеблются между описанными выше соотношениями для залива Прюдс и окраиной Земли Уилкса (Левитан и др., 2018<sub>7</sub>). Тем не менее представляется, что основные литологические соотношения нами обозначены правильно.

С точки зрения генетического состава осадков и приближения к познанию их химического состава более корректным является оперирование не массами основных групп осадков, а массами основных осадкообразующих компонентов: литогенного вещества,  $\text{CaCO}_3$  и биогенного опала (см. главу 8). Полученные результаты показаны в табл. 71. Из анализа таблицы следует, что для неоплейстоцена, эоплейстоцена и плейстоцена в целом отношения масс на континентальных окраинах к массам в пелагической области равны, для литогенного вещества,  $\text{CaCO}_3$  и биогенного опала, соответственно: 0,6, 0,2, 0,02; 0,2, 0,3, 0,01; 0,4, 0,3 и 0,01. Таким образом, в плейстоцене все время массы осадкообразующих компонентов были выше в пелагиали, чем на континентальных окраинах.

### Абсолютные массы групп осадков и осадкообразующих компонентов

Результаты расчета абсолютных масс основных групп осадков (раздельно для пелагической области и подводных континентальных окраин) для неоплейстоцена, эоплейстоцена и всего плейстоцена показаны в табл. 72.

При этом MAR литогенных отложений в среднем для плейстоцена на континентальных окраинах были больше, чем в пелагической области, в 6,0 раза, а биогенных компонентов – в 5,2 раза больше для карбонатных осадков и в 0,4 раза меньше для кремнистых осадков. Отсюда следует, что для фациальной структуры пелагической области биогенная седиментация имела бóльшее значение, чем в среднем на континентальных окраинах.

Существует еще одно важное следствие анализа табл. 72. Если мы разделим MAR неоплейстоценовых групп осадков на MAR эоплейстоценовых осадков, то в пелагической области для литогенных, карбонатных и кремнистых отложений получим, соответственно, значения 1,17, 1,69 и 1,64. Для континентальных окраин в сумме этот ряд будет выглядеть следующим образом: 14,55, 1,51 и 1,70. Таким образом, в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом потоки аккумуляировавшегося на дне осадочного материала сильно изменились: они выросли и в пелагиали, и на континентальных окраинах как для литогенных осадков, так и для биогенных отложений.

Таблица 70. Массы сухого осадочного вещества (М, 10<sup>18</sup> г) основных групп плейстоценовых осадков в Индийском океане

Стратиграфические подразделения	Осадки	Пелагическая область	Континентальные окраины Австралии	Бенгальский залив	Континентальная Окраина Аравии	Континентальная окраина ЮВ Африки	Залив Прилос	Все континентальные окраины
Неоплейстоцен	лит.	560,6	0	302,3	1,9	10,2	1,8	316,2
	карб.	286,1	47,7	6,5	12,1	6,1	0	72,4
	кр.	107,3	1,6	0	0	0	1,0	2,6
Эоплейстоцен	лит.	612,9	0	72,6	2,3	12,1	9,5	96,5
	карб.	217,4	54,8	2,4	9,7	7,4	0	74,0
	кр.	83,5	0	0	0	0	2,0	2,0
Плейстоцен	лит.	1173,5	0	374,9	4,2	22,3	11,3	412,7
	карб.	503,5	102,5	8,9	21,8	13,5	0	146,4
	кр.	190,8	1,6	0	0	0	3,0	4,6

Примечание: осадки лит. – литогенные; карб. – карбонатные; кр. – кремнистые.

Таблица 71. Массы (М, 10<sup>18</sup> г) основных осадкообразующих компонентов плейстоценовых отложений в фациальных мегаобластях Индийского океана

Стратиграфические подразделения	Компоненты	Пелагическая область	Все континентальные окраины	М. конт. окр. / М пелаг. обл.
Неоплейстоцен	Литогенное вещество	646,4	362,4	0,6
	СаСО <sub>3</sub>	243,2	50,1	0,2
	биогенный опал	64,4	1,0	0,02
Эоплейстоцен	Литогенное вещество	678,7	112,4	0,2
	СаСО <sub>3</sub>	184,8	62,9	0,3
	биогенный опал	50,1	0,6	0,01
Плейстоцен	Литогенное вещество	1325,1	474,8	0,4
	СаСО <sub>3</sub>	428,0	113,0	0,3
	биогенный опал	114,5	1,6	0,01

Таблица 72

Абсолютные массы (MAR, г/см<sup>2</sup> \* тыс. лет) групп осадков и основных осадкообразующих компонентов плейстоценовых отложений в фациальных мегаобластях Индийского океана

Стратиграфические подразделения	Осадки, компоненты	Пелагическая область	Все континентальные окраины	М конт. окр. — М пелаг. обл.
Неоплейстоцен	литогенные осадки	1,218	11,266	9,250
	карбонатные осадки	0,622	3,232	5,201
	кремнистые осадки	0,233	0,092	0,395
	литогенное вещество	1,405	13,00	9,250
	CaCO <sub>3</sub>	0,529	2,588	4,907
	биогенный опал	0,140	0,035	0,250
Эоплейстоцен	литогенные осадки	1,041	3,557	3,417
	карбонатные осадки	0,369	2,132	5,780
	кремнистые осадки	0,142	0,054	0,380
	литогенное вещество	1,153	3,940	3,417
	CaCO <sub>3</sub>	0,314	1,719	5,478
	биогенный опал	0,085	0,016	0,118
Плейстоцен	литогенные осадки	1,120	6,759	6,035
	карбонатные осадки	0,484	2,625	5,424
	кремнистые осадки	0,182	0,071	0,390
	литогенное вещество	1,265	7,634	6,035
	CaCO <sub>3</sub>	0,466	2,109	4,532
	биогенный опал	0,109	0,025	0,229

Однако наиболее корректными с точки зрения сравнительного анализа являются данные по абсолютным массам основных осадкообразующих компонентов (табл. 72). В итоге анализа этих данных подтвердились ранее сделанные выводы о том, что в обеих фациальных мегаобластях в течение всего плейстоцена сохранялась сходная структура седиментации с явным преобладанием потоков накапливавшегося на дне литогенного вещества, заметно меньшими потоками CaCO<sub>3</sub> и незначительными – биогенного опала. При этом в среднем для плейстоцена MAR литогенного вещества на континентальных окраинах были больше, чем в пелагической области, в 6,0 раза, CaCO<sub>3</sub> – в 4,5 раза, а биогенного опала – примерно в 3 раза меньше. Для фациальной структуры пелагической мегаобласти биогенная седиментация имела большее значение, чем в среднем на континентальных окраинах.

Рассмотрим другое следствие анализа табл. 72. Если мы разделим MAR неоплейстоценовых основных осадкообразующих компонентов на MAR эоплейстоценовых, то в пелагической области для литогенного вещества, CaCO<sub>3</sub> и биогенного опала получим, соответственно, значения 1,22, 1,68



и 1,65. Для фациальной мегаобласти континентальных окраин этот ряд будет выглядеть следующим образом: 3,30, 1,51 и 2,19. Таким образом, в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом потоки всех компонентов аккумуляровавшегося на дне осадочного материала выросли и в пелагической области, и на континентальных окраинах. При этом наиболее значительный рост зафиксирован для потоков литогенного вещества на континентальных окраинах (особенно за счет Бенгальского залива).

### *Обсуждение результатов*

В главе рассмотрены данные о покрытых плейстоценовыми осадками областях дна Индийского океана, составляющих 82,7% от общей площади пелагической области и подводных частей пассивных континентальных окраин. Если разделить среднюю мощность плейстоценовых отложений континентальных окраин на среднюю мощность одновозрастных осадков пелагической области (табл. 68), то получим значение 4,5. Отметим, что это близко к величине такого же отношения в Тихом океане (5,5).

Умножив среднюю мощность плейстоценовых отложений изученных ключевых районов континентальных окраин Индийского океана на общую площадь подводных частей пассивных окраин в океане, получаем оценочную величину объема натуральных осадков в данной мегафациальной области, равную 3191,2 тыс. км<sup>3</sup>. В принципе это значение завышено из-за слишком высокого вклада неоплейстоценовых отложений Бенгальского залива. Тем не менее частное от деления этой величины на объем пелагических осадков плейстоцена равно 1,27. Таким образом, скорее всего, объемы плейстоценовых отложений в пелагиали и на подводных частях пассивных континентальных окраин Индийского океана достаточно близки. Практически к такому же выводу привел сравнительный анализ для Тихого океана (см. главу 8).

Для обеих фациальных мегаобластей характерна близкая фациальная структура с доминированием литогенных образований, существенно меньшей ролью карбонатных осадков и очень незначительной долей кремнистых отложений.

Представляется, что эта структура, в принципе, связана главным образом со структурой стока с континентов (см. главу 8). Литогенное вещество в основном оседает на континентальных окраинах недалеко от районов его поставки. В Индийском океане наиболее мощные его депоцентры были развиты в дельтовых областях великих рек Азии (Инда и объединенной системы Ганга и Брахмапутры). Заметен также вклад р. Замбези в Восточной Африке.

Поступающие в океан растворенные вещества (включая питательные вещества типа фосфатов, нитратов, растворенной органики и т. д.), как правило, разносятся течениями и в значительной степени обезличиваются. Однако и в этом случае депоцентры находятся на подводных континентальных окраинах. В качестве примеров сошлемся не только на приведенные в главе таблицы, но и укажем на карбонатные толщи на окраинах Австралии и на мощнейшую (свыше 150 м) толщу голоценовых диатомовых илов на погруженном шельфе Земли Уилкса (Антарктида) (Escutia et al., 2011).

В росте накопления литогенного вещества в Индийском океане в плейстоцене ведущую роль сыграли неотектонические движения в Гималаях и отчасти в Восточно-Африканской рифтовой зоне (Трифонов, 1999). Небольшое значение имело усиление эоловой деятельности в районе Аравийского полуострова, особенно в периоды похолоданий (Punyu et al., 2014). Неотектоника приводила к усилению горного оледенения и влиянию муссонного климата. Все это способствовало росту поставки не только литогенного вещества, но и растворенных веществ, необходимых для биогенного осадкообразования. Здесь же необходимо отметить роль продолжавшегося в плейстоцене оледенения Антарктиды и глобальных гляциоэвстатических колебаний уровня Мирового океана на фоне тренда его углубления. Наконец, важную роль в накоплении биогенных (в частности, карбонатных) осадков в плейстоцене сыграло повышение первичной продукции, обусловленное усилением вертикальной циркуляции из-за роста термических градиентов в водной толще в течение плейстоцена (Punyu et al., 2014).

В истории кремненакопления в Индийском океане в плейстоцене интересно отметить две особенности: рост скорости накопления радиоляриево-диатомовых илов в тропической зоне и уменьшение этого роста для диатомовых илов южного пояса кремненакопления (и в пелагиали, и на континентальной окраине Антарктиды). Более подробно эти явления будут рассмотрены в главах 11 и 12.

### *Заключение*

В результате проведенных работ получены данные о литологическом составе нео- и эоплейстоценовых осадков на площади, составляющей почти 83% от общей площади дна Индийского океана. Это дает основания применить в будущем метод расчета средневзвешенного литологического состава для неоплейстоценовых, эоплейстоценовых и плейстоценовых отложений в целом.

Нами выделены две мегафациальные области: пелагическая и подводных континентальных окраин. Сравнительный анализ материалов по обеим областям проведен по ряду количественных параметров. Средняя мощность плейстоценовых отложений в пелагиали равна 43 м, а на окраинах – 204 м (табл. 68). В наиболее общем виде на основе вышеприведенных данных можно утверждать, что в Индийском океане, так же как и в Тихом (см. главу 8), объем осадков пелагической области и на континентальных окраинах в плейстоцене почти одинаков.

Установлено, что во всех изученных районах континентальных окраин (кроме залива Прюдс) и в пелагической области скорости накопления осадков в неоплейстоцене были выше, чем в эоплейстоцене (табл. 69).

В целом в обеих мегафациальных областях преобладают литогенные осадки, на втором месте находятся карбонаты и на третьем – кремнистые отложения. При этом относительная роль карбонатов выше в пелагиали, а литогенных осадков – на континентальных окраинах. Относительная роль кремнистых осадков, вероятно, не изменялась.

В пелагической области в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом выросло относительное значение карбонатов и поэтому (?) умень-

шилось значение литогенных осадков. В области континентальных окраин сильно увеличилось относительное содержание литогенных отложений и уменьшилось – карбонатных.

В течение плейстоцена и в пелагиали, и на континентальных окраинах произошло увеличение масс сухого литогенного вещества и биогенных компонентов, выраженных в  $10^{18}$  г (см. табл. 71). По данным об абсолютных массах групп осадков, выраженных в  $\text{г}/\text{см}^2 \cdot \text{тыс. лет}$ , для фациальной структуры пелагической области биогенная седиментация имела большее значение, чем в среднем на континентальных окраинах (табл. 72). В неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом потоки всех компонентов аккумуляровавшегося на дне осадочного материала выросли и в пелагической области, и на континентальных окраинах. При этом наиболее значительный рост зафиксирован для потоков литогенного вещества на континентальных окраинах (особенно за счет Бенгальского залива).

## Глава 10. Плейстоцен Атлантического океана

На рис. 95 показано расположение изученных ключевых районов подводных окраин Атлантического океана, описание которых было дано в главе 7. В море Скоша нет скважин глубоководного бурения, однако положение длинных колонок, поднятых здесь в рейсах НИС «Элтанин» (США), отмечено на рис. 95 и выше, в разделе 7.7.

Сравнительный анализ полученных данных для пелагической области Атлантического океана, с одной стороны, и его континентальных окраин – с другой, позволяет получить материалы о соотношении осадочных масс различного состава в слое плейстоценовых отложений всего океана. Кроме того, такой анализ дает возможность сопоставления фациальной структуры и масс осадочного вещества в рассматриваемых принципиально различных фациальных мегаобластях, а также изучения долгопериодных трендов седиментации в течение плейстоцена. Этим проблемам и посвящена данная глава, которая в плане фактического материала построена на ранее составленных литолого-фациальных картах и таблицах – результатах их обсчета объемным методом А. Б. Ронова (см. главы 3 и 7).

### *Полученные результаты*

#### **Фациальная структура**

Атлантический океан состоит из двух фациальных мегаобластей: пелагической области и подводных континентальных окраин. Пелагическая фациальная мегаобласть состоит из гемипелагической и миопелагической литолого-фациальных зон, в каждой из которых присутствуют еще и азональные подводные поднятия (хребты, возвышенности, плато) различного генезиса (см. главу 3). Как и в современную эпоху (Лисицын, 1978), распределение плейстоценовых осадков подчинялось сочетанию основных видов зональности: циркумконтинентальной, широтной (климатической), вертикальной и тектонической.

В состав фациальной мегаобласти подводных континентальных окраин Атлантического океана входят, как известно с геодинамической точки зрения, окраины двух основных типов: пассивные и активные островодужные. Среди изученных ключевых районов к пассивным окраинам принадлежат подводные окраины Африки; Западной Европы, Исландии и Южной Гренландии; США и Мексиканского залива. Островодужные окраины сосредоточены в Карибском море и в море Скоша.

На фациальную структуру плейстоценовых осадков континентальных окраин помимо геодинамических факторов большое влияние оказывают климатические особенности, а также, разумеется, рельеф дна, структура циркуляции, первичная продукция и т. д. Особенно заметна роль климата. Так же как и в Тихом океане, на севере и юге Атлантики значительную роль в составе плейстоценового осадочного чехла играют марино-гляциальные отложения; на юге – кремнистые (существенно диатомовые) осадки, а карбонатные отложения практически отсутствуют. Планктоногенные карбонатные илы и бентогенные постройки, напротив, широко развиты в средних и низких широтах.

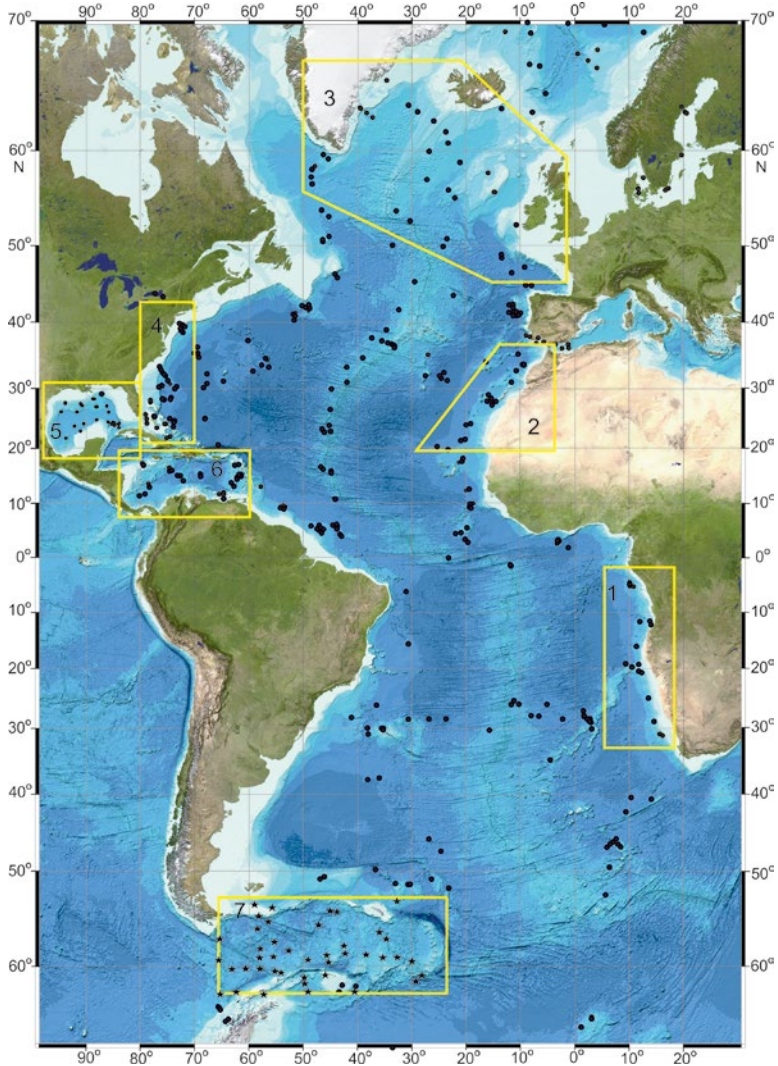


Рис. 95. Распределение скважин глубоководного бурения (залитые кружки) в Атлантическом океане. Звездочкам соответствуют длинные колонки осадков. Числами обозначены районы исследования подводных континентальных окраин (1–7)

Далее основная часть главы будет посвящена сравнительному анализу количественных параметров седиментации в обеих фациальных мегаобластях, с одной стороны, и выявлению в них трендов плейстоценовой седиментации – с другой.

Площади, мощности и объемы плейстоценовых осадков

В табл. 73 показаны сводные результаты как по пелагической области Атлантического океана, так и по его континентальным окраинам. Содержание табл. 73 свидетельствует о том, что далеко не все области континентальных окраин океана охвачены нашими исследованиями. Например, к таким

областям относится практически вся окраина Южной Америки, т. к. здесь пробурено слишком мало скважин глубоководного бурения на глубинах до 3000 м. Не учтена площадь континентальных окраин в Лабрадорском море и на широте Ньюфаундленда, а также на пассивной окраине Антарктиды. С учетом приведенных в табл. 73 данных по континентальным окраинам, для которых были рассчитаны площади, занятые неоплейстоценовыми осадками, получаем общую площадь развития неоплейстоценовых осадков на континентальных окраинах Атлантического океана 8753 тыс. км<sup>2</sup>. Площадь изученных нами участков подводных окраин в Атлантике составляет 71,7% от общей площади всех видов континентальных окраин.

Отношение рассчитанных площадей пелагических и окраинно-континентальных осадков в неоплейстоцене составило 8,06. Такое же соотношение для эоплейстоцена равно 7,86, и для плейстоцена в целом – 7,96. Не следует забывать, что в суммарную площадь пелагических осадков включены данные и по Норвежско-Гренландскому бассейну. Это обстоятельство является одной из причин столь высоких отношений, приведенных выше.

Суммарные объемы неоплейстоценовых отложений на континентальных окраинах (табл. 73) равны 556 тыс. км<sup>3</sup>, эоплейстоценовых – 328 тыс. км<sup>3</sup>, а плейстоценовых в сумме – 884 тыс. км<sup>3</sup>. Отношения зафиксированных в табл. 73 объемов в пелагической области и на континентальных окраинах, соответственно, равны 3,06, 6,92 и 4,50. В пелагической области отношение объема неоплейстоценовых отложений к объему эоплейстоценовых осадков равно 0,75 раза, а на континентальных окраинах величина такого отношения равна 1,70.

Показанные в табл. 73 средние мощности (частные от деления объемов на площади) свидетельствуют о том, что рассматриваемая величина в пелагической области равна для неоплейстоцена 24 м, а для эоплейстоцена – 32 м. Соответственно, суммарная мощность для плейстоцена равна 56 м. В ключевых районах исследованных континентальных окраин средние мощности равны, соответственно, 64, 36 и 99 м, а их колебания составляют, соответственно, от 7 до 204 м, от 2 до 114 м, от 9 до 299 м. Минимальные значения присущи морю Скоша, а максимальные – Мексиканскому заливу.

Таким образом, в среднем площади развития плейстоценовых осадков в пелагиали Атлантики превышают такие же площади на изученных континентальных окраинах почти в 8 раз. Соотношение объемов для плейстоцена равно 4,50, а соотношение средних мощностей составляет 0,57. Следовательно, если исходить из округленных значений, то в среднем мощность осадков плейстоцена на континентальных окраинах в 2 раза выше, чем в пелагиальной части ложа Атлантического океана.

Кроме того, в табл. 73 обращает на себя внимание, что в большинстве изученных районов (за исключением африканских окраин и Карибского моря) объемы и мощности неоплейстоценовых отложений выше, чем в эоплейстоцене. Для пелагической области выявлен противоположный тренд. Учитывая, что объемы и мощности приводятся для натуральных осадков, а для будущих расчетов средневзвешенного литологического состава требуются данные по массам сухого осадочного вещества, то более значимыми в этом плане являются именно такие результаты.

Таблица 73. Площади (S, тыс. км<sup>2</sup>), средние мощности (Н, м) и объемы (V, тыс. км<sup>3</sup>) осадков плейстоцена в Атлантическом океане

Стратиграфические подразделения	Параметры	Пелагическая область	Юго-Западная Африка	Северо-Западная Африка	Северная Атлантика	США	Мексиканский залив	Карибское море	Море Скоша	Все континентальные окраины
Неоплейстоцен	S	70579	227	653	1697	691	1179	2472	1834	8753
	H	24	66	32	51	98	204	45	7	64
	V	1703	15	21	87	68	240	112	13	556
Эоплейстоцен	S	71417	227	653	1928	679	1194	2575	1831	9087
	H	32	66	58	31	65	95	21	2	36
	V	2271	15	38	61	44	114	53	3	328
Плейстоцен	S	70998	653	653	1813	685	1187	2524	1833	8920
	H	56	132	90	82	163	299	66	9	99
	V	3974	30	59	148	112	354	165	16	884

Таблица 74. Массы сухого осадочного вещества (М, 10<sup>18</sup> г) и скорости накопления (I, 10<sup>18</sup> г/млн лет) осадков плейстоцена в Атлантическом океане

Стратиграфические подразделения	Параметры	Пелагическая область	Конт. окраина Юго-Западной Африки	Конт. окраина Северо-Западной Африки	Конт. окраина Европы, Исландии и Южной Гренландии	Конт. окраина США	Мексиканский залив	Карибское море	Море Скоша	Все континентальные окраины
Неоплейстоцен	M	1291,0	11,4	18,1	86,1	60,2	256,0	98,9	8,2	538,9
	I	1634,2	14,4	22,9	109,0	76,2	324,1	125,2	10,4	682,2
Эоплейстоцен	M	1504,8	9,4	35,7	55,6	45,1	125,7	51,4	1,7	324,6
	I	1504,8	9,4	35,7	55,6	45,1	125,7	51,4	1,7	324,6
Плейстоцен	M	2795,8	20,8	53,8	141,7	105,3	381,7	150,3	9,9	863,5
	I	1561,9	11,6	53,8	79,2	105,3	213,2	84,0	5,5	488,4

Массы сухого осадочного вещества и массы вещества в единицу времени

Приведенные в табл. 73 данные об объемах натуральных осадков невозможно пересчитать в массы сухих осадков, т. к. физические свойства отложений различного состава заметно отличаются друг от друга. Поэтому для получения представленных в табл. 74 результатов использованы ранее полученные данные по массам конкретных литологических разновидностей (литотипов) для изученных районов Атлантики.

Итак, основные данные табл. 74 выглядят следующим образом: массы сухих осадков для пелагической области Атлантического океана для неоплейстоцена, эоплейстоцена и всего плейстоцена, соответственно, равны 1291, 1505 и  $2796 \cdot 10^{18}$  г. Суммарные величины для всех изученных континентальных окраин, соответственно, равны 539, 325 и  $864 \cdot 10^{18}$  г. Таким образом, без учета вышеуказанных областей континентальных окраин, для которых нет данных по объемам и массам осадочного материала, получается, что в пелагиали Атлантического океана и в неоплейстоцене, и в эоплейстоцене, и в плейстоцене в целом накапливалось заметно больше сухого осадочного вещества, чем суммарно на изученных континентальных окраинах. Соответствующие отношения масс равны 2,40, 4,6 и 3,2. Следовательно, даже если мы примем, что площадь всех континентальных окраин примерно на одну треть больше изученной и предположим ту же структуру распределения масс, то все равно в синхроничных горизонтах на глубоководном ложе содержится больше сухого осадочного вещества, чем на окраинах. При этом особенно высок градиент масс для эоплейстоцена.

Если изучить соотношения масс осадков между нео- и эоплейстоценом, то выяснится, что в пелагической области Атлантического океана в эоплейстоцене было аккумуляровано в 1,17 раз больше сухого осадочного материала, чем в неоплейстоцене. Превышение массы осадков в эоплейстоцене по сравнению с неоплейстоценом зафиксировано также для подводной континентальной окраины Северо-Западной Африки. Во всех остальных изученных ключевых районах подводных континентальных окраин (а также суммарно для исследованных районов) в неоплейстоцене накопилось больше осадков, чем в эоплейстоцене.

Для каждого рассматриваемого региона величины масс сухих осадков в единицу времени (скорости накопления) имеют еще большее значение, чем просто массы. Их соотношения между пелагической областью и суммарно континентальными окраинами однозначно свидетельствуют: 1) о решающем превосходстве пелагической области для всех синхроничных горизонтов; 2) о больших скоростях в неоплейстоцене, чем в эоплейстоцене, для всего Атлантического океана. Однако для отдельных регионов континентальных окраин отношение I неоплейстоцена/I эоплейстоцена заметно отличается. По этому отношению выделяются две группы окраин: в первой рассматриваемое отношение больше единицы, во второй – меньше. К первой группе относятся подводные континентальные окраины Юго-Западной Африки; Европы, Исландии и Южной Гренландии; США; Мексиканского залива, Карибского моря и моря Скоша. Ко второй относится лишь окраина Северо-Западной Африки.

Имеющиеся в нашем распоряжении данные позволяют рассчитать абсолютные массы осадочного материала (раздельно для пелагической обла-



сти и изученных подводных континентальных окраин). Результаты расчета выглядят следующим образом (для неоплейстоцена, эоплейстоцена и всего плейстоцена, соответственно): для пелагической области – 2,315, 2,120 и 2,107 г/см<sup>2</sup> \* тыс. лет; для континентальных окраин – 7,793, 3,572 и 5,408 г/см<sup>2</sup> \* тыс. лет. Таким образом, на подводных окраинах средняя величина плейстоценового потока аккумулирующегося осадочного материала превышает среднее его значение для пелагической области примерно в 2,5 раза.

Литологический состав плейстоценовых отложений подводных континентальных окраин в Атлантическом океане отличается от литологического состава в пелагической области. Поэтому для интерпретации вышеприведенных данных необходима информация о литологии изученных отложений. В следующем параграфе представлены соответствующие материалы по основным группам осадков: литогенной, карбонатной и кремнистой.

#### Массы сухого осадочного вещества основных групп осадков и осадкообразующих компонентов

В литогенную группу осадков включены доминирующие терригенные отложения, вулcano-терригенные осадки, миопелагические глины, редкие вулканические пеплы. К карбонатным осадкам отнесены не только собственно карбонатные планктоногенные илы и карбонатно-обломочные отложения, но также глинисто-карбонатные илы и карбонатные турбидиты. В группу кремнистых осадков попали диатомовые илы и диатомовые глины.

Результаты расчетов масс сухого осадочного вещества основных групп осадков (минус массы континентальных диамиктитов) приведены в табл. 75. Ее изучение показывает, что литологический состав в пелагической области и суммарно на континентальных окраинах отличался.

Если обобщить полученные результаты, то получится, что в пелагической мегаобласти в неоплейстоцене, эоплейстоцене и плейстоцене в целом соотношение литогенных, карбонатных и кремнистых осадков составляло 58:36:6, 29:66:5 и 43:52:5 соответственно. Для всей изученной мегаобласти подводных континентальных окраин рассматриваемое соотношение составляло 72:27:1, 56:41:3 и 66:32:2 соответственно. Таким образом, в целом в области подводных континентальных окраин преобладают литогенные осадки, на втором месте находятся карбонаты и на третьем (с большим отрывом) – кремнистые отложения. В пелагиали на границе эо- и неоплейстоцена произошло радикальное изменение: преобладание карбонатных осадков сменилось преобладанием литогенных отложений, при этом относительная роль кремнистых осадков осталась прежней (очень небольшой). В среднем для плейстоцена относительная роль карбонатов выше в пелагиали, а литогенных осадков – на континентальных окраинах. Относительная роль кремнистых осадков, вероятно, не изменялась.

Вышеприведенные соотношения основных групп донных осадков свидетельствуют о том, что в пелагической области в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом уменьшилось относительное значение карбонатов и отчасти поэтому возросло значение литогенных осадков. В области континентальных окраин заметно увеличилось относительное содержание литогенных отложений и уменьшилось – карбонатных.

Таблица 75. Массы сухого осадочного вещества (М, 10<sup>18</sup> г) основных групп осадков плейстоцена в Атлантическом океане

Стратиграфические подразделения	Осадки	Пелагическая область	Конт. окраина Юго-Западной Африки	Конт. окраина Северо-Западной Африки	Конт. окраина Европы, Исландии и Южной Гренландии	Конт. окраина США	Мексиканский залив	Карибское море	Море Скоша	Все континентальные окраины
Неоплейстоцен	Литог.	739,7	5,4	0	65,1	28,7	224,5	55,7	7,6	389,0
	Карб.	464,1	4,9	16,9	17,3	31,5	31,5	43,2	0,2	145,5
	Кремн.	71,0	1,1	1,2	0	0	0	0	0,4	2,7
Эоплейстоцен	Литог.	391,6	4,2	0	38,1	21,6	90,9	20,4	1,6	176,8
	Карб.	900,6	2,1	25,5	15,3	23,5	34,8	30,9	0,03	132,1
	Кремн.	81,0	3,1	6,5	0	0	0	0	0,04	9,6
Плейстоцен	Литог.	1131,3	9,6	0	103,2	50,3	315,4	76,1	9,2	565,8
	Карб.	1364,7	7,0	42,4	32,6	55,0	66,3	74,1	0,2	277,6
	Кремн.	152,0	4,2	7,7	0	0	0	0	0,4	12,3

В то же время внимательное изучение табл. 75 свидетельствует о серьезных различиях между ключевыми районами континентальных окраин. Например, литогенные отложения явно доминируют в осадках Северной Атлантики, Мексиканского залива и моря Скоша. Роль карбонатных отложений относительно высока на окраине Юго-Западной Африки, США, в Карибском море. Более или менее заметна роль кремнистых осадков только на окраине Юго-Западной Африки.

Важно иметь в виду, что в приведенных таблицах 73–75 средние значения для континентальных окраин зависят, прежде всего, от районов с максимальными величинами того или иного параметра. Например, для табл. 75 это массы литогенного вещества в Мексиканском заливе.

Учет перечисленных выше неисследованных нами районов континентальных окраин может слегка изменить приведенные соотношения основных групп осадков. Тем не менее представляется, что основные литологические соотношения нами обозначены правильно.

С точки зрения генетического состава осадков и приближения к познанию их химического состава более корректным является оперирование не массами основных групп осадков, а массами основных осадкообразующих компонентов: литогенного вещества,  $\text{CaCO}_3$  и биогенного опала.

Полученные результаты показаны в табл. 76. Из анализа таблицы следует, что для неоплейстоцена, эоплейстоцена и плейстоцена в целом отношения масс на континентальных окраинах к массам в пелагической области равны, для литогенного вещества,  $\text{CaCO}_3$  и биогенного опала, соответственно: 0,5, 0,4, 0,01; 0,4, 0,1, 0,03; 0,5, 0,2 и 0,02. Таким образом, в неоплейстоцене, эоплейстоцене и в плейстоцене в целом массы всех компонентов на континентальных окраинах были ниже, чем в пелагиали (напоминаем: только в пределах изученных районов!). При этом в течение плейстоцена и в пелагиали, и на континентальных окраинах произошло увеличение масс литогенного вещества, а массы биогенных компонентов, напротив, уменьшились.

#### Абсолютные массы (MAR) групп осадков и осадкообразующих компонентов

Результаты расчета абсолютных масс основных групп осадков (раздельно для пелагической области и подводных континентальных окраин) для неоплейстоцена, эоплейстоцена и всего плейстоцена показаны в табл. 77. Результаты ее изучения свидетельствуют о том, что в обеих фациальных мегаобластях в неоплейстоцене сохранялась сходная структура седиментации с явным преобладанием потоковнакапливавшихся на дне литогенных осадков, заметно меньшими потоками карбонатных осадков и незначительными – кремнистых. При этом MAR литогенных отложений на континентальных окраинах были больше, чем в пелагической области, в 4,3 раза, а биогенных компонентов – больше в 2,5 раз для карбонатных осадков и меньше в 0,3 раза для кремнистых осадков. В эоплейстоцене структура седиментации заметно отличалась: если для континентальных окраин она практически была такой же, то в пелагиали абсолютные массы карбонатных осадков были больше, чем в неоплейстоцене, и превышали абсолютные

массы литогенных осадков. При этом отношения абсолютных масс осадков на окраинах к абсолютным массам в пелагиали в принципе были примерно такими же, как в неоплейстоцене.

Таблица 76

Массы (М,  $10^{18}$  г) основных осадкообразующих компонентов плейстоценовых отложений в фациальных мегаобластях Атлантического океана

Стратиграфические подразделения	Компоненты	Пелагическая область	Все континентальные окраины	$\frac{M \text{ конт. окр.}}{M \text{ пелаг. обл.}}$
Неоплейстоцен	литогенное вещество	894,2	444,9	0,5
	CaCO <sub>3</sub>	267,6	93,8	0,4
	биогенный опал	97,9	1,1	0,01
Эоплейстоцен	литогенное вещество	710,7	274,5	0,4
	CaCO <sub>3</sub>	977,6	99,8	0,1
	биогенный опал	112,1	3,5	0,03
Плейстоцен	литогенное вещество	1604,9	719,4	0,4
	CaCO <sub>3</sub>	1245,2	193,6	0,2
	биогенный опал	210,0	4,6	0,02

Существует еще одно важное следствие анализа табл. 77. Если мы разделим MAR неоплейстоценовых групп осадков на MAR эоплейстоценовых осадков, то в пелагической области для литогенных, карбонатных и кремнистых отложений получим, соответственно, значения 2,42, 0,66 и 1,12. Для континентальных окраин этот ряд будет выглядеть следующим образом: 2,87, 1,45 и 0,37. Таким образом, в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом потоки аккумуляировавшегося на дне литогенного материала выросли в обеих фациальных мегаобластях, причем практически в одинаковой степени (чуть больше на окраинах). В пелагиали абсолютные массы карбонатных осадков стали меньше в неоплейстоцене, чем в эоплейстоцене, а кремнистых – чуть больше. На континентальных окраинах, напротив, абсолютные массы карбонатных осадков выросли в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом, а потоки кремнистых осадков уменьшились.

Однако наиболее корректными с точки зрения сравнительного анализа являются данные по абсолютным массам основных осадкообразующих компонентов (табл. 77). В итоге анализа этих данных подтвердились ранее сделанные по абсолютным массам осадков выводы как по пелагической области, так и по континентальным окраинам. При этом MAR литогенного вещества на континентальных окраинах были больше, чем в пелагической области, в 3–4 раза. Интенсивность седиментации CaCO<sub>3</sub> в неоплейстоцене также выросла на окраинах по сравнению с пелагиалью, а в эоплейстоцене – уменьшилась. Абсолютные массы биогенного опала на протяжении всего плейстоцена были выше в пелагиали, чем на подводных частях континентальных окраин.

Таблица 77

**Абсолютные массы (MAR, г/см<sup>2</sup>\* тыс. лет) групп осадков  
и основных осадкообразующих компонентов плейстоценовых отложений  
в фациальных мегаобластях Атлантического океана**

Стратиграфические подразделения	Осадки, компоненты	Пелагическая область	Все континентальные окраины	MAR конт. окр. MAR пелаг. обл.
Неоплейстоцен	литогенные осадки	1,327	5,649	4,3
	карбонатные осадки	0,832	2,104	2,5
	кремнистые осадки	0,127	0,039	0,3
	литогенное вещество	1,604	6,458	4,0
	CaCO <sub>3</sub>	0,480	1,356	2,8
	биогенный опал	0,176	0,016	0,1
Эоплейстоцен	литогенные осадки	0,548	1,968	3,6
	карбонатные осадки	1,261	1,454	1,2
	кремнистые осадки	0,113	0,106	0,9
	литогенное вещество	0,995	3,043	3,1
	CaCO <sub>3</sub>	1,369	1,098	0,8
	биогенный опал	0,157	0,039	0,2
Плейстоцен	литогенные осадки	0,890	3,565	4,0
	карбонатные осадки	1,074	1,739	1,6
	кремнистые осадки	0,120	0,077	0,6
	литогенное вещество	1,263	4,527	3,6
	CaCO <sub>3</sub>	0,980	1,213	1,2
	биогенный опал	0,165	0,029	0,2

Существует еще одно важное следствие анализа табл. 77. Если мы разделим MAR неоплейстоценовых основных осадкообразующих компонентов на MAR эоплейстоценовых, то в пелагической области для литогенного вещества, CaCO<sub>3</sub> и биогенного опала получим, соответственно, значения 1,61, 0,35 и 1,12. Для фациальной мегаобласти континентальных окраин этот ряд будет выглядеть следующим образом: 2,12, 1,24 и 0,41. Таким образом, в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом потоки литогенного вещества выросли в обеих фациальных мегаобластях, при-

чем в большей степени на континентальных окраинах, чем в пелагиали. Потоки  $\text{CaCO}_3$  увеличились на континентальных окраинах и уменьшились в пелагической области. Потоки биогенного опала на континентальных окраинах стали меньше.

### *Обсуждение результатов*

В главе рассмотрены данные о покрытых плейстоценовыми осадками областях дна Атлантического океана, составляющих порядка 86,4% от общей его площади (Атлас..., 1980). Для обеих фациальных мегаобластей в неоплейстоцене характерна близкая фациальная структура с доминированием литогенных образований, существенно меньшей ролью карбонатных осадков и очень незначительной долей кремнистых отложений. В эоплейстоцене на континентальных окраинах существовала примерно такая же структура, но в пелагиали массы карбонатных осадков превышали массы литогенных отложений.

Литогенное вещество в основном оседает на континентальных окраинах недалеко от районов его поставки. По нашим данным, наиболее мощные его депоцентры в неоплейстоцене были развиты в дельтовой области системы Миссисипи – Миссури и в фэне р. Миссисипи. Судя по литературным данным, примерно такие же мощности накапливались в фэне р. Амазонки; значительные количества литогенного материала аккумуляровались в фэне р. Нигер (Лисицын, 1988).

Большую роль в накоплении литогенного материала в Атлантике сыграло континентальное оледенение северного и южного полушарий. При этом в неоплейстоцене масштабы аккумуляции марино-гляциальных осадков существенно возросли по сравнению с эоплейстоценом [см., например, (Левитан, Гельви, 2016)].

Заметная поставка вулканического и вулканотерригенного материала зафиксирована рядом с областями активного плейстоценового вулканизма: Исландией и Малыми Антильскими островами. Судя по литературным данным, такие же процессы описаны по соседству с Канарскими островами и другими областями активного вулканизма во внутриплитных регионах (Левитан, Гельви, 2016).

Массы миопелагических глин в эоплейстоцене были существенно выше, чем в неоплейстоцене, за счет меньшего разбавления терригенным материалом (Левитан, Гельви, 2016).

Нельзя не отметить существенно большую роль терригенных и вулканогенных турбидитов в неоплейстоцене, чем в эоплейстоцене. Это явление обусловлено заметно возросшим потоком литогенного материала с окружающих континентов и островов. Причины таких изменений сложны и разнообразны. В отличие от Тихого и Индийского океанов, где явно ведущую роль играли горообразовательные неотектонические движения, в Атлантике их роль существенно ниже (однако заметна в таких, например, районах как фэн Амазонки и север подводного хребта Рейкьянес). Представляется, что очень важное значение в этом процессе имели гляциоэвстатические колебания уровня Мирового океана (на фоне общего тренда к понижению этого уровня в течение плейстоцена). Особенно четко это прослеживается

ся в разрезах плейстоцена в Мексиканском заливе, в Северной Атлантике и на подводной окраине США.

Явно большее возрастание потоков литогенного вещества на континентальных окраинах по сравнению с пелагической областью в плейстоцене свидетельствует о том, что существенно большее количество этого осадочного материала накапливалось на континентальных окраинах, а не в пелагиали.

Отметим, что в среднем в плейстоцене отношения абсолютных масс литогенного вещества на континентальных окраинах к этому же параметру в пелагической области были заметно выше в Индийском и, особенно, в Тихом океанах, чем в Атлантике. Вероятно, это явление объясняется, прежде всего, расположением наиболее активных в неотектоническом отношении поясов (Кордильер, Анд, Гималаев, Тибета) по периферии указанных океанов по сравнению с Атлантикой.

Поступающие в океан растворенные вещества (включая питательные вещества типа фосфатов, нитратов, растворенной органики и т. д.), как правило, разносятся течениями и в значительной степени обезличиваются. В Атлантическом океане, в отличие от Тихого и Индийского океанов (см. главы 8 и 9), основные массы биогенного вещества в плейстоцене были сосредоточены в пелагической мегаобласти.

По сравнению с Тихим и Индийским океанами, где и в пелагиали, и на континентальных окраинах в плейстоцене происходило возрастание масс и скоростей накопления карбонатных осадков, в Атлантическом океане зафиксирована определенная аномалия. На континентальных окраинах указанный тренд также отмечен, а в пелагической области абсолютно четко доказаны гораздо большие массы и скорости накопления карбонатов в эоплейстоцене, чем в неоплейстоцене. Этот феномен объясняется резко возросшим растворением карбонатов на больших глубинах, начиная с уровня 1,1 млн лет (Sexton, Barker, 2012). Расчеты автора позволяют предположить, что за последние 1,1 млн лет в Атлантике растворилось до  $480,2 * 10^{18}$  г карбонатных осадков. Таким образом, в неоплейстоцене, вероятно, растворилось в пелагиали примерно столько же карбонатов, сколько и осталось в осадках. Ранее указывалось (Sexton, Barker, 2012), что причиной этого интересного феномена явилось беспрецедентное возрастание потока антарктических придонных и глубинных вод, агрессивных к карбонатам, происшедшее во время Среднеплейстоценового перехода, и отсутствующее в других океанах. Нельзя не отметить, что это явление коррелирует с синхронным увеличением объемов дрейфов в Северной Атлантике (см. раздел 7.3), вызванным возрастанием потоков контурных течений. В целом на подводных континентальных окраинах Атлантики, расположенных на глубинах до 3000 м, и в более глубоководном Карибском море, куда антарктические воды не поступают, как отмечалось выше, сохранился «общеокеанический» тренд возрастания масс и абсолютных масс накопления карбонатов в течение плейстоцена.

В целом плейстоценовые отложения Атлантики являются существенно более карбонатными, чем тихоокеанские и индоокеанские отложения. Однако причины этого явления для континентальных окраин и для пелагиали

различные. В целом можно говорить о существенно отличающемся геологическом строении окружающих эти океаны континентов. Гидрохимикам хорошо известен более «карбонатный» состав вод Атлантики по сравнению, например, с более «кремнистым» Тихим океаном. На континентальных окраинах важную роль в рассматриваемом явлении играет меньшая роль разбавляющих терригенных осадков, чем в других океанах. Для пелагиали основное значение имеет существенно большая площадь развития различных подводных хребтов и возвышенностей по сравнению с глубоководными впадинами, чем в Тихом и Индийском океанах.

В плане кремненакопления очевидны следующие закономерности: 1) сосредоточение основной массы биогенного опала и скоростей его аккумуляции на юге пелагической мегаобласти океана (в диатомовых илах и глинах), а не на континентальных окраинах; 2) примерное равенство абсолютных масс биогенного опала в пелагических осадках эо- и неоплейстоцена (с незначительным преобладанием в неоплейстоцене); 3) приуроченность кремненакопления на континентальных окраинах к апвеллингам вдоль Западной Африки (прежде всего – к Бенгельскому апвеллингу); 4) явное преобладание кремненакопления в зонах апвеллингов в эоплейстоцене по сравнению с неоплейстоценом. Последнее явление обусловлено именно спецификой истории апвеллингов, связанной с подъемом промежуточных субполярных вод северного и южного полушарий, а не с историей эоловой активности на сопредельных с апвеллингами пустынях.

### *Заключение*

В результате проведенных работ получены данные о литологическом составе нео- и эоплейстоценовых осадков на площади, составляющей несколько менее 90% от общей площади дна Атлантического океана. Это дает основания применить в дальнейшем (глава 14) метод расчета средневзвешенного литологического состава для неоплейстоценовых, эоплейстоценовых и плейстоценовых отложений в целом.

Нами выделены две фациальные мегаобласти: пелагическая и подводных континентальных окраин. Сравнительный анализ материалов по обеим областям проведен по ряду количественных параметров. Средняя мощность плейстоценовых отложений в пелагиали равна 56 м, а на окраинах – 99 м (табл. 73). В плейстоцене масса сухого осадочного вещества основных групп осадков в пелагиали превышала массу на континентальных окраинах в 3,2 раза (табл. 74), а при сопоставлении масс основных осадкообразующих компонентов эта величина равна 2,2 для литогенного вещества, 6,4 для  $\text{CaCO}_3$  и 45,7 для биогенного опала (табл. 76). В то же время соотношение потоков (абсолютных масс) основных осадкообразующих компонентов для пелагиалей и континентальных окраин в плейстоцене сильно варьировало, составляя для литогенного вещества 0,3, для  $\text{CaCO}_3$  – 0,8, а для биогенного опала – 5,7 (табл. 77).

Теперь рассмотрим изменения основных количественных параметров в течение плейстоцена. Сравнение данных для неоплейстоцена и эоплейстоцена выявило, что в течение плейстоцена массы сухого вещества в мегафациальной области континентальных окраин выросли в 1,6 раза, а в пе-



лагиали уменьшились в 0,9 раза. Соответствующие отношения масс сухого вещества основных осадкообразующих компонентов составили для литогенного вещества пелагиали 1,3, для  $\text{CaCO}_3$  – 0,3, для опала – 0,9. На континентальных окраинах этот ряд выглядит следующим образом: 1,6, 0,9, 0,3.

В главе исследованы литологические изменения в Атлантическом океане в течение части четвертичного периода: с 1,8 по 0,01 млн лет. Крупные отрезки времени – неоплейстоцен и эоплейстоцен – позволили исследовать тренды этих изменений. В палеоклиматологии в это время известен общий тренд глобального похолодания, который был синхронизирован с трендом падения уровня Мирового океана, нарастанием глобального объема ледников и возрастанием первичной продукции (см. главы 8, 9). На этом фоне происходили разнопериодные изменения климата: ледниково-межледниковые, орбитальные, суборбитальные и другие. Естественно, что эти изменения отражались и в составе донных осадков Атлантического океана. Например, ледниково-межледниковые циклы хорошо выражены в разрезах Северной Атлантики (см. раздел 7.3). Толщи переслаивания осадков различного литологического состава, отраженные на составленных литолого-фациальных картах, фиксируют перечисленные виды климатических изменений и их взаимодействие с тектоническими и палеоокеанологическими факторами. Они модулировали отмеченные выше тренды в седиментации в течение плейстоцена.

## Глава 11. Сравнительный анализ кремненакопления в Тихом и Индийском океанах

### *Методические проблемы*

В ходе эволюции кремненакопления на Земле в мезозое-кайнозое, особенно в Мировом океане, стало абсолютно доминировать накопление биогенного опала за счет организмов с кремнийконцентрирующей функцией, относящихся к фитопланктону (диатомовые и кремнежгутиковые водоросли), зоопланктону (радиолярии) и зообентосу (кремневые и кремнепероговые губки), причем основными продуцентами в течение последних примерно 60 млн лет являются диатомеи (Каледя, 1966; Кузнецов, 2012). При количественной оценке распространенности тех или иных организмов биологи обычно используют свои специфические единицы подсчета, например, количество клеток в м<sup>3</sup> воды или биомассу определенных представителей бентоса в весовых единицах на единицу площади (Козлова, Мухина, 1966; Колтун, 1966). Для тех же оценок в осадках литологи и геохимики определяют либо количество соответствующих скелетных форм в объемных процентах, либо количество биогенного опала в массовых процентах. Во втором случае используются наблюдения под микроскопом, определения рентгендифракционным методом, инфракрасной спектроскопией, методом химического выщелачивания (Богданов и др., 1974). В последние несколько десятилетий в практике количественного анализа биогенного опала во взвеси, а также в озерных, морских и океанических донных осадках абсолютно доминирует метод выщелачивания с помощью горячей NaOH, с последующим умножением определенного спектрофотометрически кремния на некий коэффициент для перевода кремния в опал (SiO<sub>2</sub> \* nH<sub>2</sub>O) [см. ссылки в (Farrell et al., 1995)]. Последняя из этого ряда методика описана в статье (Iwasaki et al., 2016).

До сих пор важной методической проблемой остается оценка потерь за счет растворения биогенных кремнистых остатков как при опускании отмерших скелетных форм через водную толщу или при экспозиции на поверхности дна, так и в ходе постседиментационных преобразований в осадочном чехле. Существование для каждой группы скелетных остатков кремнистых организмов своих рядов растворения (Лисицын, 1978), набор отличающихся условий внешней среды в различных фашиальных условиях, различные скорости седиментации (соответственно, скорости захоронения кремнистых осадков под вышележащими отложениями), отличающийся химизм среды диагенеза в разных районах Мирового океана – вот только несколько факторов, осложняющих задачу определения потерь биогенного опала. Предпринятые попытки предложить единую формулу решения этой задачи, например, в (Hillenbrand, Fütterer, 2001), оказались не слишком удачными из-за отсутствия возможности универсального применения формулы. В то же время одновременное использование в одних и тех же образцах осадков содержания биогенного опала и ряда индикаторов первичной продукции, не подверженных диагенезу, во многом помогает решению указанной проблемы. Например, применяются данные по таким индикаторам

первичной продукции, как концентрации валового или биогенного бария (Nürnberg, 1996; Левитан, 2000), хлоринов (Nürnberg, Tiedemann, 2004), некоторых биомаркеров, например, определенных *n*-алканов (Bolton et al., 2011), и другие.

Большинство литологов и геохимиков, включая автора, используют в своих работах результаты определения в осадках остаточных концентраций биогенного опала (Левитан, 1987, 2000; Левитан, Богданов, 1980<sub>1</sub>; Cortese et al., 2004). Для отложений неогена-плейстоцена в Мировом океане, в которых диагенез развит относительно слабо (Левитан, 1980<sub>1</sub>), подобный подход в целом может быть принят, а для мела-палеогена возникают большие сложности.

А. Д. Архангельский справедливо указывал на то, что процентное содержание какого-либо компонента в осадках зависит от большого количества факторов, включая разбавление другими компонентами, растворение и т. д. Поэтому он предложил метод (закон) абсолютных масс (Архангельский, 1927), который позволяет абстрагироваться от посторонних факторов и оценивать потоки только изучаемого компонента (минерала, химического элемента и проч.). Этот метод чрезвычайно широко распространился в мировой литологии океанических и морских осадков, примером чего служат ряд работ по кремненакоплению (Cortese et al., 2004; van Andel et al., 1975).

Другим методом, позволяющим производить количественную оценку изменений в скорости накопления кремнистых осадков, является объемный метод А. Б. Ронова (Ронов, 1949). Как указывалось выше, он основан на обсчете литолого-фациальных или литолого-палеогеографических карт. В океане он пока применяется недостаточно широко (Левитан и др., 2013, 2014). Если попытаться сравнить оба указанных метода друг с другом, то, вероятно, можно указать на большую точность метода абсолютных масс при рассмотрении конкретных разрезов. В то же время при сравнении карт, построенных обоими методами, становится ясно, что их точность зависит не столько от точности аналитического определения того или иного компонента, сколько от репрезентативности базы данных и особенностей распространения анализируемых «точек» по площади. Например, для южной половины Тихого океана и юго-западной части Индийского океана число скважин глубоководного бурения значительно меньше, чем в других районах обоих океанов, поэтому средняя точность применения объемного метода в океанах 5% (Ронов и др., 1986) здесь явно не достигается. Таким образом, представляется, что при картографических построениях в океанах можно применять оба метода: все зависит от поставленной задачи. Например, для абстрагирования от разбавляющих компонентов лучше использовать метод абсолютных масс, а для сравнения с глобальными литолого-геохимическими трендами – объемный метод.

Следует подчеркнуть необходимость применения картирования, т. к. «радиус действия» конкретного разреза ограничен и выявить определенные тренды можно только при анализе данных по площади. Например, автор в 1991 г. участвовал в рейсе глубоководного бурения ODP (Ocean Drilling Project) № 138 на востоке экваториальной зоны Тихого океана. Здесь, в частности, две скважины (844 и 845) расположены на Кокосовой литосферной

плите, а две (846 и 847) – рядом, на Галапагосской литосферной плите. Результаты исследования (Farrell et al., 1995; Shackleton et al., 1995) показали, что на Кокосовой плите в течение плейстоцена интенсивность накопления биогенного опада возросла, а на Галапагосской – уменьшилась. Причины такого различия пока не установлены.

*Фактический материал и полученные результаты*

Ранее уже отмечалось (Левитан и др., 2013<sub>1</sub>, 2014), что для исследования процессов пелагической седиментации в течение плейстоцена в Тихом океане были использованы данные по рейсам глубоководного бурения № 5–9, 16–21, 28–35, 54–70, 84–92, 112, 124, 126, 129–132, 134–135, 138, 145, 147, 181 и 191 за пределами «андезитовой» линии, но включая Филиппинское море. В Индийском океане для той же цели изучалась информация по рейсам № 22–28 и 115–121. Кроме того, в незначительном количестве включены материалы исследования длинных колонок, полученных ударными или поршневыми геологическими трубками.

По данным об остаточном химическом и петрографическом составе осадков в соответствии с классификацией океанических отложений, изложенной в (Безруков, Лисицын, 1960), были составлены литолого-фациальные карты для эоплейстоцена (1,8–0,8 млн лет назад) и неоплейстоцена (0,8–0,01 млн лет назад). При этом среди кремнистых отложений обоих океанов выделены группы диатомовых илов, характерных для высоких широт, и диатомово-радиоляриевых илов, распространенных преимущественно в низких широтах, тяготеющих к экваториальной зоне. В последнюю группу вошли также специфические диатомовые илы (этмодискусовые) и радиоляриевые илы. Выделенные разновидности илов отличаются друг от друга своим веществом-генетическим и таксономическим составом, а также физическими свойствами. Все группы осадков, включая биогенные кремнистые илы, подверглись изучению объемным методом.

В связи с темой данной главы рассмотрим полученные результаты только по изменению скорости накопления указанных двух групп кремнистых осадков в течение плейстоцена (табл. 78).

Таблица 78

**Скорости накопления ( $10^{18}$  г/млн лет) кремнистых илов в плейстоцене Тихого и Индийского океанов**

Осадки	Возраст	Тихий океан	Индийский океан
Диатомовые илы и глины	Неоплейстоцен	98,9	45,5
	Эоплейстоцен	39,6	75,0
Диатомово-радиоляриевые илы	Неоплейстоцен	64,1	83,0
	Эоплейстоцен	33,4	9,7

*Обсуждение результатов*

Представляется необходимым подчеркнуть основные различия между эо- и нео-плейстоценом. Выше уже отмечалось, что в качестве эоплейстоцена принимается часть плейстоцена от 1,8 до 0,8 млн лет назад, а неоплей-

стоцена – от 0,8 до 0,01 млн лет назад, т. е. граница между ними проходит на уровне рубежа между магнитными хронами Брюнес и Матуяма (с округлением). При этом существовал Среднеплейстоценовый переходный период от 1,2 до 0,8 млн. лет назад (Lisiecki, Raymo, 2005). На рис. 96 показано, что в течение плейстоцена на фоне ледниково-межледниковых циклов хорошо выражен тренд к похолоданию придонной водной массы Мирового океана (общепринято, что изотопные соотношения кислорода в раковинках, сложенных морскими биогенными карбонатами, примерно на 70% отражают температуру воды, и на 30% – ее изотопный состав, определяемый, в частности, объемом льда на Земле). В среднем контрастность циклов была ниже, а средняя температура воды – выше в эоплейстоцене, чем в неоплейстоцене. Из этого следует, что температурные контрасты между придонной и поверхностной водными массами, а также между высокими и низкими широтами Мирового океана были существенно выше в неоплейстоцене, чем в эоплейстоцене. К этой теме мы вернемся позже. Во время указанного переходного периода произошла замена ранее доминировавших 41-тысячелетних периодов климатической изменчивости на 100-тысячелетние (рис. 96).

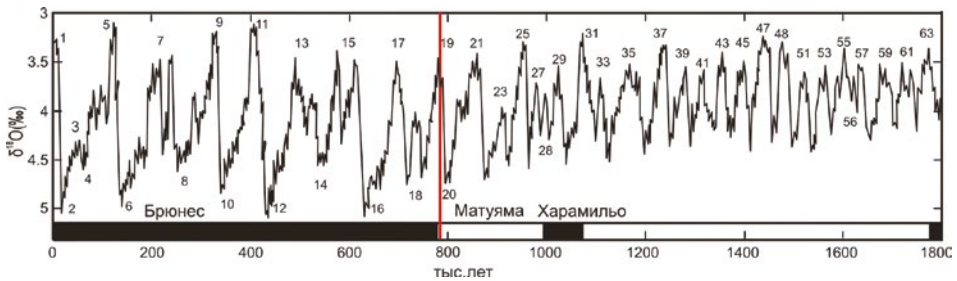


Рис. 96. Эталонный график изменения  $\delta^{18}\text{O}$  в раковинках бентосных фораминифер Мирового океана (Lisiecki, Raymo, 2005, с изменениями). Нижняя шкала – возраст в тыс. лет. Числа внутри графика – номера изотопно-кислородных стадий

Для современной эпохи, которая в климатическом плане соответствует межледниковью, установлено (Лисицын, 1978), что масса кремнистых осадков, накапливающихся в Индийском и Тихом океанах, примерно одинакова. Из различий в площади обоих океанов (Степанов, 1961) следует, что скорость накопления этих осадков чуть более чем вдвое выше в среднем в Индийском океане, чем в Тихом.

Теперь проанализируем табл. 78 с точки зрения скоростей накопления диатомовых и диатомово-радиоляриевых илов в плейстоцене. Наиболее важными представляются следующие выводы: 1) в Тихом океане обе группы кремнистых осадков накапливались интенсивнее в неоплейстоцене, чем в эоплейстоцене; 2) в Индийском океане в течение плейстоцена уменьшилась скорость накопления диатомовых илов и увеличилась – диатомово-радиоляриевых илов; 3) контраст между скоростями накопления для обеих групп кремнистых осадков в эо- и неоплейстоцене был существенно выше в Индийском океане, чем в Тихом, и в целом кремненакопление в Индийском океане происходило в плейстоцене с заметно большей скоростью, чем в Тихом. Рассмотрим последовательно все три вывода.

Кремнийконцентрирующие организмы планктона, являющиеся основными продуцентами биогенного опада в Мировом океане, используют для своей жизнедеятельности питательные вещества (в виде растворенных форм органического вещества, силикатов, фосфатов, нитратов, отчасти – железа), находящиеся в поверхностной водной массе (Лисицын, 1983). Определяющую роль играют процессы формирования первичной продукции за счет фотосинтеза. Тремя главными факторами при этом являются: свет (солнечная энергия), общий запас питательных веществ и условия поступления и сохранения этих веществ в эвфотической зоне. В свою очередь, питательные вещества попадают в поверхностную водную массу за счет различных источников, но главным образом при поставке с суши, а также при подъеме богатых ими промежуточных (иногда и глубинных) вод в зонах специфических гидрологических фронтов: апвеллингов и дивергенций (Богоявленский, 1966). Вероятно, отмеченное выше и в современную эпоху, и в плейстоцене более интенсивное накопление кремнистых илов в Индийском океане, чем в Тихом, обусловлено в основном примерно вдвое более высоким отношением площади водосбора к площади акваторий ( $B/L = 0,29$  в Индийском океане против  $0,13$  в Тихом) в Индийском океане (Лисицын, 1974). Таким образом, в основе явления, сформулированного в первом выводе, возможно, лежит более высокая интенсивность поставки питательных веществ с суши на единицу площади акватории Индийского океана, чем Тихого, обеспечивавшая в среднем почти вдвое более высокую современную первичную продукцию ( $334 \text{ т/км}^2/\text{год}$  в сухом весе в Индийском океане против  $186 \text{ т/км}^2/\text{год}$  в Тихом) (Лисицын, 1974). Не исключено, что определенную роль при этом играет и Южно-Азиатский муссон.

Ранее автору уже приходилось касаться концепции «двух океанов» (Левитан, 1987, 2013). Напомним, что в высоких широтах в современную эпоху сильно развита сезонность всех седиментологических процессов, особенно в плане первичной продукции. Ее максимальные величины связаны с коротким летним сезоном, когда осуществляется усиленная поставка питательных веществ с суши флювиальными и другими процессами; происходит сезонное таяние морского льда, обогащающее этими веществами прикромочную область; имеют место активная конвекция, а также адвекция вод из других морских бассейнов; минимальная площадь развития морского льда позволяет усиленно развиваться процессам фотосинтеза на большой площади в условиях полярного дня (Sakshaug, 2004). В зимние сезоны условия формирования первичной продукции носят противоположный характер: уменьшается приток питательных веществ в бассейн из всех источников, резко возрастает площадь развития морского льда, а крайне слабая освещенность (или полное ее отсутствие в условиях полярной ночи) препятствует развитию фотосинтетических процессов. Поэтому в зимние сезоны величина первичной продукции в высокоширотных районах резко уменьшается по сравнению с летними сезонами.

Вероятно, есть смысл рассматривать описанную сезонность как своеобразную модель ледниково-межледниковых климатических циклов, сопоставляя летние сезоны с межледниковьями, а зимние – с оледенениями. Так же как и зимой в современную эпоху, во время оледенений происходили

сдвиги границ распространения морского льда (и основных субширотных гидрологических фронтов) в сторону экватора (Esper, Gersonde, 2014; Sancetta, Silvestri, 1986; Rudolph, 2006), а летом и в межледниковья – в сторону полюсов (рис. 97). В межледниковья возрастала поставка питательных веществ с суши и из соседних акваторий. Кроме того, большинство исследователей полагают, что во время оледенений в высокоширотных регионах существенно ослабевала конвекция, а за счет этого – вертикальная циркуляция, и ухудшалась вентиляция придонных вод (Sarnthein et al., 2001). Нельзя также забывать о том, что в акватории, граничившие с областями континентальных оледенений, во время максимального развития ледниковых щитов и в процессе дегляциации поступало огромное количество терригенного материала, затруднявшего процессы фотосинтеза, в частности, из-за повышенной мутности водной среды (Левитан и др., 2007). В результате совокупного действия отмеченных факторов для донных отложений четвертичного возраста в высоких широтах характерно повышенное содержание биогенных компонентов (и их абсолютных масс) в осадках межледниковий (и частично – межстадиалов), и пониженное – в отложениях, соответствующих периодам оледенений (Левитан и др., 2007; Monien et al., 2010; Sigman, Haug, 2003).

Интересно отметить, что усиленная поставка терригенного железа в периоды оледенений эоловым путем (Brook et al., 2006) никак не сказалась на повышении концентраций биогенных компонентов в океанических отложениях холодных эпох, вероятно, потому что для повышения первичной продукции требуется не валовое, а растворенное (биодоступное) железо.

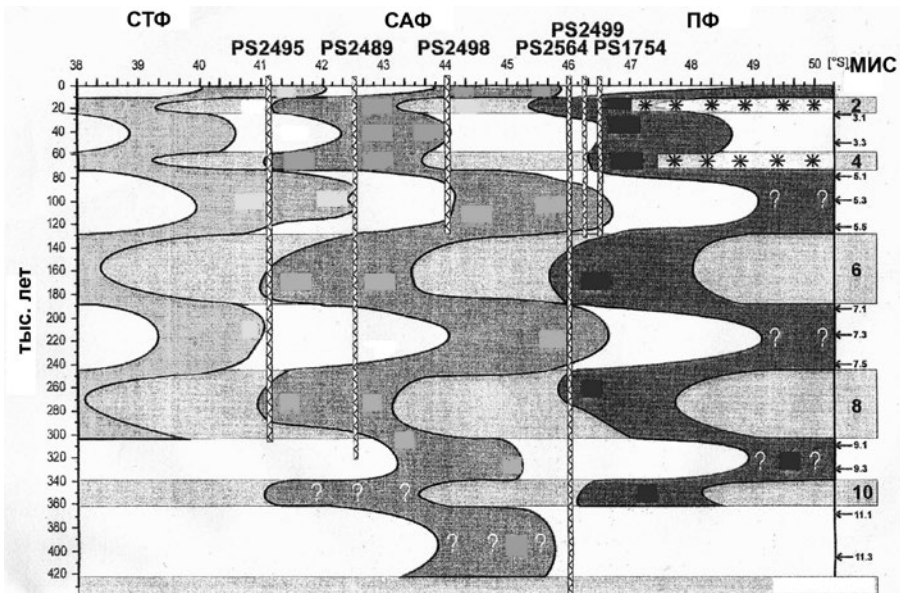


Рис. 97. Изменение позиций основных гидрологических фронтов в Южной Атлантике в течение последних 420 тыс. лет (Rudolph, 2006, с изменениями). Вертикальная шкала слева – возраст в тыс. лет. Вертикальная шкала справа – морские изотопные стадии. Вертикальные линии – колонки донных осадков с их номерами сверху. СТФ, САФ, ПФ – Субтропический фронт, Субантарктический фронт, Полярный фронт, соответственно

В зависимости от природной ситуации в связи с первичной продукцией в донных осадках присутствуют различные биогенные компоненты. В Норвежско-Гренландском бассейне для последних 300 тыс. лет доказана приуроченность повышенных содержаний  $\text{CaCO}_3$  (особенно для восточной половины бассейна) к осадкам межледниковий (Henrich, 1998). В Северном Ледовитом океане обзор плейстоценовых адвекций атлантических вод (Левитан, 2009<sub>1</sub>), данные по возрастанию концентрации планктонных фораминифер (Nørgaard-Pedersen, 1997), известкового наннопланктона (Gard, Backman, 1990) и морских остракод (Cronin et al., 2013) показали, что все эти явления наблюдались в теплые эпохи. Такие же результаты получены при изучении бентосных фораминифер и остракод из 14 колонок донных осадков, поднятых с подводных хребтов этого океана (Marzen et al., 2016). Авторы объяснили полученные выводы повышением палеопродуктивности, уменьшением распространения паковых льдов и ледниковых шельфов. Особое значение при этом имела периодичность 20 тыс. лет.

Исследование распространения Сорг. в осадках глубоководного ложа Северного Ледовитого океана возрастом до 30 тыс. лет обнаружило заметно более высокие концентрации органики в голоцене, чем в верхнем плейстоцене (Stein, McDonald, 2004). Произведенное автором литологическое описание сверхдлинной (46 м длины) колонки донных осадков в Охотском море (Левитан и др., 2007) выявило в непрерывном разрезе стратиграфического объема 1,1 млн. лет [стратиграфическое расчленение выполнено немецкими коллегами (Nürnberg, Tiedemann, 2004)] приуроченность кремнистых осадков к теплым эпохам, а обломочных и глинистых – к холодным. В высоких широтах Южного полушария такие же, в принципе, результаты получены при выполнении бурения по проекту ANDRILL в море Росса (Monien et al., 2010), в частности, для «теплого» раннего плиоцена.

Это правило выполняется и при весьма детальном стратиграфическом расчленении осадков. Так, на рис. 98 показаны наши данные по колонке, сложенной верхнечетвертичными голоценовыми осадками континентального склона Восточной Камчатки. Здесь четко наблюдается возрастание содержания биогенных компонентов (карбонатов и биогенного опала) в отложениях теплых периодов: потепления беллинг/аллереда и начала голоцена, и резкое их уменьшение в отложениях, связанных с похолоданиями позднего дриаса и стадии H1 (Левитан и др., 2015).

Практически такие же результаты получены по результатам изучения длинной колонки с северного континентального склона Берингова моря (Kim et al., 2014), керна скважин глубоководного бурения на севере Тихого океана (Bolton et al., 2011) и около берегов Японии (Matsuzaki et al., 2014). Севернее 45° с. ш. в Атлантическом океане поток радиолярий в осадки был гораздо выше в голоцене, чем во время последнего оледенения (Morley, Hays, 2014).

В низких широтах сезонность климатических явлений развита гораздо меньше (за исключением областей муссонного климата и апвеллингов). В пелагиали здесь основное значение для формирования повышенной первичной продукции имеет не столько поставка питательных веществ с суши,



сколько их подъем в зону фотосинтеза при дивергенции промежуточных вод. Отмеченная выше повышенная термическая контрастность в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом интенсифицирует вертикальную циркуляцию в периоды оледенений и способствует, таким образом, повышению первичной продукции в это время. Представляется, что именно в этом кроется разгадка явления, ставшего основой для приведенного выше второго вывода. В низких широтах, точно также как и в высоких, удается найти подтверждение указанной закономерности даже в деталях. Так, в работе (Punyu et al., 2014) показано, что в колонке из южно-тропической зоны Индийского океана повышено содержание биогенного опала в осадках, накопившихся в период максимума последнего оледенения, и резко уменьшено – в отложениях голоцена.

Приведенные соображения четко объясняют наблюдающиеся тренды повышения скорости накопления диатомово-радиоляриевых илов в низких широтах в течение плейстоцена и снижения скорости накопления диатомовых илов на севере Тихого океана и юге Индийского океана в это же время.

Практически к таким же выводам, только на основании изучения абсолютных масс Сорг (TOC MAR), пришли авторы работы (Cartapanis et al., 2016), исследовавшие осадки более 550 длинных колонок по всему Мировому океану с возрастом в подошве вплоть до MIS6 включительно. Они четко доказали превышение TOC MAR в осадках оледенений по сравнению с осадками межледниковий на низких и средних широтах. Например, среднее отношение этого параметра в осадках LGM и голоцена составило 1,47, а в осадках MIS 6 и MIS 5e – 1,62. При этом отмечена высокая положительная корреляция TOC MAR с oral MAR и абсолютными массами литогенного вещества, и высокая отрицательная – с уровнем океана. Про кремнезем уже было сказано выше по тексту.

Относительно Сорг, с точки зрения автора, действовали следующие основные факторы: 1) усиление поставки органики с континентов при повышенном сносе терригенного материала и сорбции растворенного ОВ на тонком терригенном веществе; 2) повышение КПД «биологического насоса» в пелагиали при возрастании палеопродуктивности; 3) возрастание сохранности ОВ при увеличении скорости седиментации в океане.

В высоких широтах, напротив, статистически доказано превышение TOC MAR в осадках теплых климатических стадий над осадками холодных эпох (Cartapanis et al., 2016).

Для осадков дрифтов, развитых на континентальном склоне Антарктического полуострова в Тихом океане, установлено, что распределение oral MAR и TOC MAR в осадках происходило синхронно и симбатно и зависело от температуры эвфотического слоя (чем теплее, тем выше абсолютные массы). Эта зависимость прослежена, начиная с позднего миоцена, и выявлен максимум абсолютных масс в раннем плиоцене (Hillenbrand, Fütterer, 2001).

## Плейстоценовые отложения Мирового океана

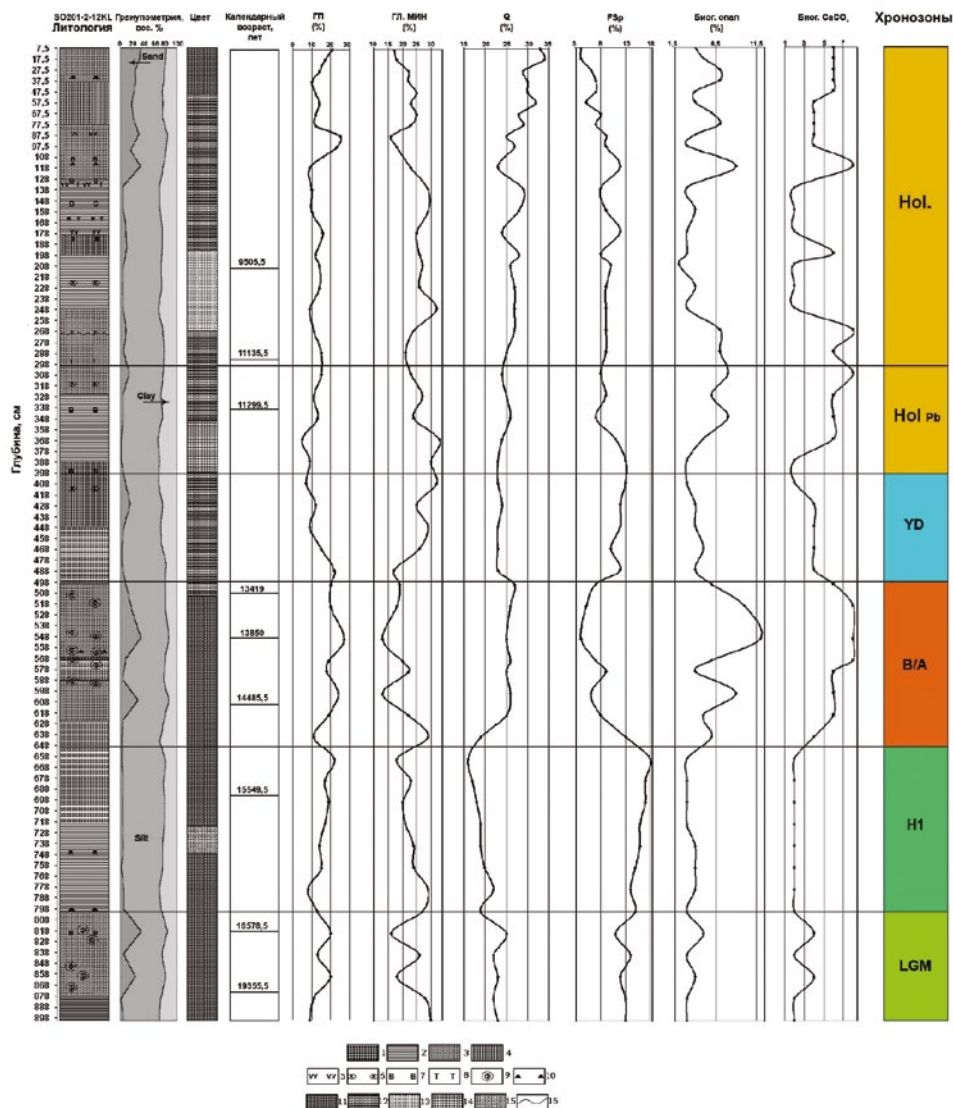


Рис. 98. Результаты анализов литологии, гранулометрии, цвета, возраста, компонентного состава и стратиграфии кол. SO201-2-12-KL (Левитан и др., 2015). Условные обозначения: ГП – обломки горных пород; ГЛ – глинистые минералы; Q – кварц; FSp – полевые шпаты. 1 – алевроит; 2 – глинистый алевроит; 3 – глинисто-песчаный алевроит; 4 – песчано-глинистый алевроит; 5 – вулканический пепел; 6 – карбонатные зерна; 7 – биотурбация; 8 – турбидиты; 9 – фораминиферы; 10 – материал ледового разноса; 11–15 – цвета осадков: 11 – зеленовато-оливково-серый; 12 – зеленовато-темно-оливково-серый; 13 – светло-оливково-серый; 14 – темно-серый; 15 – коричневатого-оливково-серый; 16 – эрозионная граница Hol – голоцен; Holpb – хронозона пребореала; YD – хронозона позднего дриаса (похолодание); B/A – хронозона беллинга/аллереда (потепление); H1 – похолодание события Хайнрих 1; LGM – максимум последнего оледенения

Для объяснения кремненакопления в высоких широтах необходимо обратиться к климатически обусловленным механизмам формирования здесь придонной (и глубинной) водной массы. В настоящее время здесь наблюдается природный процесс, связанный с осенним льдообразованием из морской воды в акваториях (прежде всего, в районах шельфов). Пресная вода при этом сосредотачивается в твердой фазе (морском льде), а обогащенная солью жидкость (естественно, более плотная – brines) опускается на более низкие уровни в водной толще, накапливается в придонном слое и по механизму каскадинга затем перетекает с шельфов в более глубоководные районы океана, распространяясь по ним в соответствии с существующей системой абиссальной циркуляции. Три наиболее крупных района Мирового океана, «производящие» таким образом компоненты придонной водной массы, существуют в Северном полушарии в Норвежско-Гренландском бассейне (и в Лабрадорском море), а в Южном – в морях Уэдделла и Росса (в меньшей степени – в заливе Прюдс) (Иванова, 2006). В эпохи оледенений плейстоцена, естественно, возрастало продуцирование холодных придонных вод, а в периоды межледниковий оно уменьшалось (Rodríguez-Sanz et al., 2012). Поэтому разумно ожидать повышенное их продуцирование в среднем в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом. Доказательства этих процессов приведены в нашей статье по пелагическому плейстоцену Индийского океана (Левитан и др., 2014), где указано на более широкое развитие перерывов в седиментации и на массовое растворение глубоководных тонких карбонатных нанопланктонных илов в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом.

Продвигаясь на север (в Южном океане), придонные, глубинные и промежуточные воды попадают в зону антарктической дивергенции (Полярного фронта), где поднимаются на поверхность, поставляя в зону фотосинтеза питательные вещества.

Относительно кремнистых илов в Индийском океане зафиксировано резкое уменьшение интенсивности накопления диатомовых илов на поднятиях в течение плейстоцена, что может быть частично связано со сбросом диатомовых панцирей с поднятий в окружающие глубоководные котловины. Следует отметить, что по своим свойствам диатомовые илы Южного океана сильно отличаются от своих более северных аналогов: в них содержание биогенного опала достигает 90% (Левитан, 1979), значения влажности – более 80%, а текучесть просто беспрецедентна и напоминает автору ртуть. Поэтому такие илы стремятся накапливаться в котловинах, синседиментационно скатываясь с поднятий. Именно этот процесс объясняет рекордную мощность голоценовых диатомовых илов (заметно выше 120 м), вскрытых скважиной одного из рейсов глубоководного бурения в Индийском океане, в депрессии шельфа Антарктиды (Escutia et al., 2011). Интенсификация гидродинамической активности придонного слоя над поднятиями в неоплейстоцене могла способствовать сбросу диатомовых илов с поднятий. Кроме того, придонные воды отличаются несколько более высокой щелочностью (Sexton, Barker, 2012), что также способствует определенному усилению растворения биогенного опала в глубоководных котловинах в неоплейстоцене.

При сравнительном анализе Тихого и Индийского океанов следует иметь в виду, что из-за близости основных районов продуцирования придонных вод в Южном полушарии именно к Индийскому океану и из-за гораздо меньших размеров этого океана по сравнению с Тихим возможности растворения донных осадков (прежде всего, разумеется, карбонатных) на контакте с придонными водами в Индийском океане гораздо выше, поскольку трансформация температуры и химического состава этих вод здесь гораздо слабее выражена, чем в Тихом океане.

Выше говорилось о более активной термохалинной циркуляции Мирового океана (как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях) в низких и средних широтах во время оледенений (и вообще в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом). Вероятно, именно поэтому интенсификация привноса обогащенных биогенами вод Циркумантарктического течения в район Чилийского апвеллинга во время оледенений неоплейстоцена способствовала обогащению осадков последнего оледенения биогенным опалом по сравнению с голоценом (Chase et al., 2014).

### *Выводы*

Сравнительный анализ пелагического плейстоценового кремненакопления в Тихом и Индийском океанах объемным методом привел к ряду выводов. Во-первых, в среднем скорость накопления биогенных кремнистых илов в Индийском океане была практически вдвое выше, чем в Тихом. Это явление, на наш взгляд, объясняется вдвое более высоким отношением площади водосбора к площади бассейна седиментации (B/L) в Индийском океане, что приводит в современную эпоху и приводило в плейстоцене к большей поставке питательных веществ с суши и более высокой палеопродуктивности в Индийском океане по сравнению с Тихим.

Во-вторых, в обоих океанах в течение плейстоцена выросла скорость накопления диатомово-радиоляриевых илов. На севере Тихого океана и в Индийском океане уменьшилась скорость накопления диатомовых илов. С точки зрения концепции «двух океанов» такая закономерность обусловлена, прежде всего, особенностями формирования палеопродуктивности в условиях «ледового» и «безледного» океанов. Особенности истории кремненакопления в Южном океане будут специально рассмотрены в следующей главе.

В-третьих, контраст между скоростями накопления обеих групп кремнистых осадков в эо- и неоплейстоцене был существенно выше в Индийском океане, чем в Тихом. Возможно, здесь свою роль сыграла большая продукция придонной водной массы и меньшие возможности для ее трансформации в Индийском океане по сравнению с Тихим.

## Глава 12. Пространственно-временная изменчивость аккумуляции биогенного опала в южном поясе кремненакопления в плейстоцене

Северной границей Южного океана, как известно, служит Полярный фронт, представляющий собой фронтальную зону между расположенным южнее Циркумантарктическим течением (направленным на восток и нередко называемым Течением западных ветров) и находящимися севернее тихоокеанскими водами. Циркумантарктическое течение является наиболее мощным течением Мирового океана (см. разделы 1.1 и 7.7).

Формирующиеся при образовании морского льда плотные холодные воды опускаются на дно и далее, перемещаясь на север, попадают в зону антарктической дивергенции (Полярного фронта). Здесь они поставляют питательные вещества (фосфаты, нитраты, некоторые металлы в биоудобной форме) в зону фотосинтеза. Наиболее мощные зоны образования таких вод расположены в районах самых больших шельфовых ледников: на юге моря Уэдделла, в заливе Прюдс и в море Росса. Кроме того, нутриенты поставляются также тальми водами с суши. При таянии морских льдов образуется так называемая прикромочная область повышенной первичной продукции, т. к. питательные вещества и в этом случае содержатся в талой воде.

Диатомовые водоросли развиты в поверхностной водной массе Циркумантарктического течения. Они активно выедаются организмами зоопланктона (сальпами, эуфазидами, копеподами), причем на некоторые виды копепод крыля приходится до 70% выедаемых диатомей (К. Н. Кособокова, персональное сообщение, 2019). Скорость опускания панцирей диатомей после их смерти чрезвычайно незначительна, и они практически не способны самостоятельно достичь дна. Однако в составе фекальных пеллет зоопланктона (существенно более крупных и тяжелых, чем индивидуальные панцири диатомовых) они опускаются на дно со скоростью 40–4000 м/сутки. Это позволяет им накапливаться на дне только немногим восточнее (из-за течений) мест первичного обитания, т. к. пеллеты на поверхности дна быстро теряют склеивающее их органическое вещество и распадаются на составные части, освобождая целые панцири диатомей и их детрит (И. Н. Суханова, персональное сообщение, 2019).

Основными продуцентами органического вещества являются диатомовые водоросли. При этом район исследования в целом относится к олиготрофным структурам, и первичная продукция в течение года варьирует от почти нулевой зимой Южного полушария до 80–90 г С/м<sup>2</sup>/год летом в районе Полярного фронта (Hiscock et al., 2003).

Южный пояс кремненакопления, подробно описанный А. П. Лисицыным (1966<sub>2</sub>), опоясывает всю Антарктиду. Он состоит из диатомовых осадков (илов и глин) с различным содержанием биогенного опала (в поверхностном слое до 70 мас. % (Лисицын, 1966<sub>2</sub>) и даже местами до 100 мас. % (Левитан, 1975). Там, где развиты подводные хребты и поднятия (например, Южно-Тихоокеанское поднятие, плато Кергелен и проч.), на дне аккумулируются карбонатно-диатомовые илы.

Южный пояс кремненакопления, согласно некоторым оценкам, существует минимум 15 млн лет, т. е. начиная со среднего миоцена (Cortese et al., 2004). В течение плейстоцена колебания положения Циркумантарктического течения составляли, по меньшей мере, несколько десятков миль (Lyle et al., 2007), сдвигаясь к северу во время оледенений и к югу во время межледниковий.

В последние годы, работая в рамках проекта по изучению плейстоценовых отложений Мирового океана, коллективу ГЕОХИ, возглавляемому автором, удалось опубликовать несколько статей, в которых, в частности, рассматривается проблема эволюции кремненакопления в Южном поясе. Так, ситуация в Индоокеанском секторе описана в статье (Левитан и др., 2014), в Атлантическом секторе – рассматривалась в работе (Левитан, Гельви, 2016), на юге Тихого океана и в море Скоша – в статье (Левитан и др., 2020). Итак, на юге Тихого океана и в море Скоша однозначно установлено возрастание скорости кремненакопления в течение плейстоцена (от эоплейстоцена к неоплейстоцену) (табл. 79). Далее на восток, в море Уэдделла Атлантического сектора наблюдалось примерное равенство скоростей аккумуляции биогенного (диатомового) опада в течение всего плейстоцена. В Индоокеанском секторе в эоплейстоцене кремненакопление явно было более интенсивным, чем в неоплейстоцене. Спрашивается, в чем причина такой пространственно-временной неоднородности?

Таблица 79

**Массы (M, 10<sup>18</sup> г) и скорости накопления (I, 10<sup>18</sup>г/млн лет) плейстоценовых диатомовых осадков в южном поясе кремненакопления**

Возраст	M, I	Юг Тихого океана	Море Скоша	Море Уэдделла	Юг Индийского океана
Неоплейстоцен	M	8,4	0,4	71,0	35,9
	I	10,6	0,5	90,0	45,5
Эоплейстоцен	M	4,4	0,04	81,0	75,0
	I	4,4	0,04	81,0	75,0

Представляется, что причина кроется в геологическом строении Антарктиды и обусловленных ею различиях в плейстоценовой геологической истории, включая историю оледенения. Антарктида состоит из двух частей – восточной и западной. Геологически Восточная Антарктида представляет собой древнюю платформу (остаток Гондваны), включающую в себя несколько поясов раннепалеозойской тектонической активизации (Хаин, 2001). Западная Антарктида состоит из кайнозойской Западно-Антарктической рифтовой зоны, обрамленной на западе альпийским складчатым поясом. Граница между этими двумя частями материка протягивается между серединой береговой линии моря Уэдделла и западным окончанием береговой линии моря Росса. Таким образом, к берегам Тихоокеанского сектора Южного океана выходят позднекайнозойские структуры, к берегам Индоокеанского сектора – древние структуры Восточной Антарктиды, а к берегам Атлантического сектора – и молодые, и древние структуры. Море Ско-

ша, являющееся частью Атлантического сектора, окаймлено плиоцен-четвертичной островной дугой Южно-Сандвичевых островов и альпийскими поясами Южных Анд и Антарктического полуострова (Хаин, 2001).

На территории Восточной Антарктиды располагается огромный Восточно-Антарктический ледниковый щит, начавший свое формирование на границе эоцена и олигоцена (34 млн лет назад). Его края в основном опираются на коренные горные породы. Данные о неотектонической активности под этим ледниковым щитом неизвестны.

Площадь Западной Антарктиды занята небольшим Западно-Антарктическим ледниковым щитом (в пределах которого некоторые исследователи выделяют отдельный ледниковый щит Антарктического полуострова). Его формирование началось в среднем миоцене, 14 млн лет назад. В отличие от Восточно-Антарктического ледникового щита Западно-Антарктический ледниковый щит является политермальным и его края опираются в основном на морскую воду (Ingólfsson, 2004). Значительные пространства прибрежных областей Антарктического полуострова свободны ото льда. К северу от береговой линии развиты морские льды: летом их северная граница расположена примерно на  $65\text{--}70^\circ$  ю. ш., а зимой – на  $55\text{--}58^\circ$  ю. ш. (Gersonde et al., 2005).

Проведенные расчеты эволюции объемов обоих главных ледниковых щитов в кайнозое показали, что Западно-Антарктический ледниковый щит является гораздо более мобильным. Например, во время плиоценового термического максимума объем его растаявшего льда оказался эквивалентным 20 м подъема уровня Мирового океана, а для Восточно-Антарктического ледникового щита – только 5 м (Naish, 2010).

В течение плейстоцена Восточно-Антарктический ледниковый щит мог поставлять растворенные питательные вещества в океан главным образом при таянии во времена межледниковий. Об этом, в частности, свидетельствуют повышенные абсолютные массы биогенного опала в донных осадках межледниковий из колонок, отобранных в Индийском океане (Cortese et al., 2004). В более теплое (в целом) эоплейстоценовое время поступление талых вод возрастало по сравнению с неоплейстоценом. Увеличенные потоки твердого осадочного вещества поставлялись в Индийский океан при наступании ледников во время оледенений за счет «бульдозерного» эффекта (Левитан, Лейченков, 2014).

Поступление нутриентов с территории Западной Антарктиды происходило за счет двух различных механизмов. С одной стороны, с тальми водами, и в качественном плане здесь действовали те же закономерности, что и для Восточно-Антарктического ледникового щита. С другой стороны, молодые кайнозойские структуры Западной Антарктиды были подвержены неотектоническим горообразовательным движениям, которые усиливались в течение плейстоцена. При воздыманиях возрастала площадь, подвергавшаяся как механическому, так и химическому выветриванию, поэтому одновременно увеличивались потоки в океан как литогенного твердого вещества, так и растворенных веществ, включавших в себя нутриенты (Левитан и др., 2020<sub>3</sub>). Горообразование резко усилилось в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом (см., в частности, данные разделов 1.1 и 7.7 по терриген-

ным турбидитам на юге Тихого океана и в море Скоша). Соответственно, ледниково-межледниковые циклы на Западно-Антарктическом щите способствовали поставке большого количества как взвешенного осадочного материала, так и растворенных питательных веществ с тальми водами.

В море Уэдделла сочетаются потоки питательных веществ (фосфатов, нитратов, а также некоторых металлов, например, железа в биодобной форме) из талых вод обоих ледниковых щитов. Отсюда вытекает примерное равенство интенсивности кремненакопления в эоплейстоцене и неоплейстоцене (Левитан, Гельви, 2016).

Таким образом, выдвигается гипотеза о том, что пространственно-временная изменчивость южного пояса кремненакопления в плейстоцене объясняется главным образом различной геологической и гляциологической историей различных регионов Антарктиды. Это не исключает возможной роли и других факторов, связанных с климатом, например, эволюции вертикальной циркуляции вод и/или изменений ледового режима Южного океана в плейстоцене.

Выше в качественном плане была рассмотрена пространственно-временная изменчивость накопления диатомовых илов и глин в южном поясе кремненакопления в плейстоценовое время. Теперь обратимся к количественному анализу этого явления (табл. 79).

Из четырех объектов исследования – юга Тихого океана, моря Скоша, моря Уэдделла и юга Индийского океана – и в нео-, и в эоплейстоцене массы и скорости накопления кремнистых осадков были максимальными в море Уэдделла, заметно ниже (особенно в неоплейстоцене) на юге Индийского океана, маленькими – на юге Тихого океана и совсем незначительными – в море Скоша. Отсюда, как представляется автору, вытекает вывод о том, что поставка питательных веществ для диатомей была существенно более эффективной через поступление в ходе вертикальной циркуляции в зону дивергенции, чем непосредственно в поверхностные воды с тальми водами с Антарктиды или при таянии морских льдов. Таким образом, на количественном уровне для данного объекта исследования подтверждена концепция двух океанов: «ледового» и «безледного».



## Часть IV. Геологический синтез

### Глава 13. Глобальные закономерности и региональные особенности пелагической седиментации в плейстоцене

#### *Фактический материал и методы исследования*

Рассмотрим как пространственные, так и временные ограничения объекта исследования. Под пелагическими районами Мирового океана нами понимаются области глубоководного океанического ложа (как правило, глубже 3000 м) за пределами континентальных окраин. В Тихом океане граница проходит по «андезитовой» линии, однако в состав пелагических районов входит Филиппинское море. Здесь область пелагической седиментации не включает на юге море Скоша и находится за пределами границы континентального подножья Антарктиды. В Индийском океане граница пелагической области проходит по океаническому склону Зондского глубоководного желоба и также по границам континентальных подножий. В Атлантическом океане области активных континентальных окраин (моря Карибское и Скоша), а также Мексиканский залив в анализируемую область не входят. Кроме того, из рассмотрения исключены также шельфы и континентальные склоны пассивных окраин. С севера пелагическая область Атлантического океана ограничена проливом Фрама, а с юга – континентальной окраиной моря Уэдделла.

Для Тихого океана учтены данные рейсов глубоководного бурения № 5–9, 16–21, 28–35, 54–70, 84–92, 112, 124Е, 126, 129–132, 134–135, 138, 145, 147, 181 и 191; для Индийского океана – данные рейсов № 22–28 и 115–121. Для Атлантического океана отобраны данные по всем скважинам, вскрывшим пелагический плейстоцен, с 1968 по 2014 г. включительно – всего 283 скважины.

В работе А. Б. Ронова с соавторами (1986) принята точность геологического картирования в океанах по материалам глубоководного бурения 5%. К сожалению, значительная часть южной половины Тихого океана, юго-западная часть Индийского океана и почти весь Северный Ледовитый океан вообще не охвачены бурением. Поэтому точность картирования сильно варьирует от региона к региону.

На основе данных глубоководного бурения для каждого из главных океанических бассейнов составлены две литолого-фациальные карты масштаба 1:35000000 – для эоплейстоцена и неоплейстоцена. В целом обоснованность картирования, с нашей точки зрения, убывает от Атлантического океана к Индийскому и далее – к Тихому океану. Следует отметить, что картировались только осадки, пользующиеся наибольшим распространением, относящиеся к группам терригенных, карбонатных и кремнистых отложений. При этом необходимо указать, что красные глины в целом в расчетах вошли в категорию терригенных отложений, хотя, как известно, они относятся к группе полигенных осадков. Для Атлантического океана (в отличие от других океанов) в легенду включены контуриты, а также карбонатные турбидиты и слабокарбонатные (30–70%  $\text{CaCO}_3$ ) осадки.

В Северном Ледовитом океане глубоководное бурение в пелагической области проведено лишь в приполярном сегменте хребта Ломоносова (Backman et al., 2006), поэтому здесь литолого-фациальных карт составить пока невозможно (см. главу 4). Для гипотетических суждений о массе пелагического плейстоцена в этом океаническом бассейне пришлось использовать данные по литологии и стратиграфии четвертичных отложений из рейса бурения IODP №302 (ACEX) (O'Regan et al., 2008), материалы по сеймостратиграфии (Поселов и др., 2012; Jokat et al., 2013; Дараган-Суцова и др., 2015; Gaina et al., 2016 и др.), литологии и физическим свойствам верхнечетвертичных отложений (Thiede, Hempel, 1991; Stein, Fahl, 1997; Stein et al., 2010), средним скоростям седиментации за последние пять морских изотопных стадий (Левитан, 2015).

### *Полученные результаты*

#### Площади пелагических частей океанов и их фациальная структура

В 1961 г. В. Н. Степанов (1961) опубликовал свои результаты подсчета площадей пелагических частей океанов, в качестве которых принимались участки глубоководного океанического ложа за пределами континентальных окраин (без морей) с глубинами более 3000 м (табл. 80). В табл. 80 для современного этапа развития Тихого, Индийского и Атлантического океана значения площадей приведены по В. Н. Степанову (1961), для Северного Ледовитого океана – по (Jakobsson et al., 2004). Для неоплейстоцена приведены данные: по Тихому океану из (Левитан и др., 2013, с изменениями), по Индийскому океану – из (Левитан и др., 2014), по Атлантическому океану – из (Левитан, Гельви, 2016).

Некоторое превышение площадей для современного этапа развития Тихого и Индийского океанов над неоплейстоценовыми площадями обусловлено различиями в определении пелагических областей у В. Н. Степанова, с одной стороны, и у автора – с другой. Явное несоответствие для Атлантического океана вызвано тем, что В. Н. Степанов не включал моря Норвежско-Гренландского бассейна в свои расчеты, в отличие от М. А. Левитана и Т. Н. Гельви (2016).

В табл. 81 показано, как изменялись массы донных осадков в единицу времени в различных литолого-фациальных зонах в течение плейстоцена. Здесь необходимо отметить, что по сравнению с первичными нашими публикациями автор несколько изменил названия этих зон для того, чтобы сделать их классификацию более логичной.

Таблица 80

**Площади пелагических частей океанов (тыс. км<sup>2</sup>)**

Возраст	Тихий	Индийский	Атлантический	Северный Ледовитый
Современный	144577	65279	61304	2873
Неоплейстоцен	140512	62488	70579	-

*Примечание.* Прочерк означает отсутствие данных.

Таблица 81

**Сравнительный анализ масс осадков в единицу времени (I,  $10^{18}$  г/млн лет)  
в литолого-фациальных зонах пелагиали океанов**

Литолого-фациальные зоны	Океаны					
	Тихий		Индийский		Атлантический	
	Неоплейстоцен	Эоплейстоцен	Неоплейстоцен	Эоплейстоцен	Неоплейстоцен	Эоплейстоцен
Гемипелагическая	803	379	762	445	1515	1174
Миопелагическая	420	274	282	272	236	383
Эвпелагическая	143	135	140	114	0	0

Сравнительный анализ показал, что массы осадков, накопившихся в единицу времени в гемипелагической зоне в неоплейстоцене, явно возросли по сравнению с эоплейстоценом во всех океанах. В миопелагической литолого-фациальной зоне ситуация иная: в Тихом океане по-прежнему наблюдается явный рост в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом, в Индийском океане происходит слабое увеличение скорости накопления осадков, а в Атлантическом океане – сильное уменьшение. Небольшое увеличение скорости накопления отмечено в Тихом и Индийском океанах для эвпелагической зоны, которая в Атлантике просто не существует из-за относительно высоких общих скоростей седиментации. Таким образом, очевидно, что в плейстоцене сильно увеличилась осадочная дифференциация в Атлантическом океане. Она немного возросла в Индийском океане и практически не изменилась в Тихом океане. В то же время во всех океанах на всех возрастных срезах наблюдается отчетливый рост скорости накопления осадков по направлению от центра океана к его периферии, что вполне естественно. Причины описанных явлений будут рассмотрены позже. Здесь же уместно отметить, что, по нашим представлениям, в пелагической области Северного Ледовитого океана в плейстоцене была развита лишь гемипелагическая литолого-фациальная зона, представленная только терригенными отложениями различных генетических типов.

Скорости накопления осадочного материала в плейстоцене пелагических областей Мирового океана ( $10^{21}$  г/млн лет)

В табл. 82 и на рис. 99 показано распределение скоростей накопления основных компонентов донных осадков (терригенного вещества,  $\text{CaCO}_3$  и биогенного опала) в пелагических областях Мирового океана и составляющих его океанических бассейнов в плейстоцене. При изучении табл. 82 следует иметь в виду, что данные по голоцену Тихого, Индийского и Атлантического океанов взяты из работы (Лисицын, 1978), в которой использовались материалы В. Н. Степанова (1961) для пелагических областей Мирового океана.

Указанные в ней значения в массах на единицу времени для современного периода пересчитаны автором на голоцен умножением на 10000 и приведением размерности к принятому нами показателю  $10^{21}$  г/млн лет. Данные по голоцену Северного Ледовитого океана взяты из статьи (Левитан

и др., 2012). Оценки для плейстоцена этого океанического бассейна носят сугубо гипотетический характер, что накладывает определенный отпечаток и на соответствующие данные для Мирового океана.

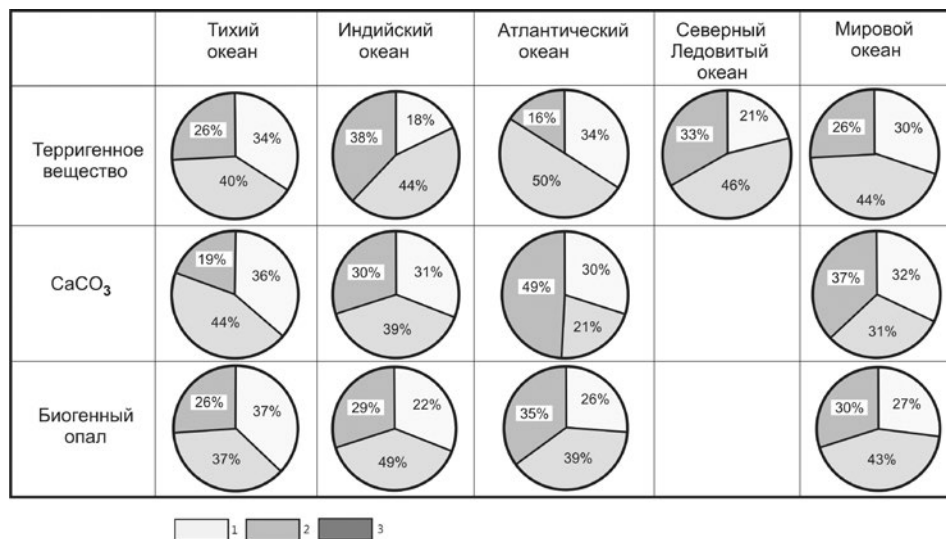


Рис. 99. Циклограммы масс в единицу времени ( $10^{21}$  г/млн лет) терригенного вещества, CaCO<sub>3</sub> и биогенного опала пелагических частей океанов в основных океанических бассейнах в голоцене, нео- и эоплейстоцене (в %).  
Условные обозначения: 1 – голоцен; 2 – неоплейстоцен; 3 – эоплейстоцен (Левитан, 2017)

Кроме того, необходимо учитывать, что в монографии А.П. Лисицына (1978) все указанные выше значения получены путем обсчета карт распределения абсолютных масс терригенного вещества (включающего, тем не менее, до 30% суммарно CaCO<sub>3</sub> и SiO<sub>2</sub> ам.), карбоната кальция и SiO<sub>2</sub> ам., определенных химическими методами. Опыт сопоставления результатов применения у нас в стране старых (до 90-х гг. XX века) методик химического определения SiO<sub>2</sub> ам. с новыми международно-признанными методиками (см. Левитан, 2016) позволяет считать, что старые результаты занижены примерно в 1,5 раза. Данные по нео- и эоплейстоцену получены объемным методом по литолого-фациальным картам, т. е. по типам осадков. Для терригенных осадков сравнение с данными А. П. Лисицына (1978) вполне корректно, а в карбонатных и кремнистых осадках содержание, соответственно, CaCO<sub>3</sub> и SiO<sub>2</sub> ам. ниже 100%. По предварительным данным, среднее содержание CaCO<sub>3</sub> в карбонатных осадках равно 85%, а SiO<sub>2</sub> ам. в кремнистых отложениях – 60%. Это необходимо принять во внимание при изучении табл. 82.

Сравнительный анализ данных табл. 82 представляет большой интерес. Во-первых, очевидно, что определенная для современного этапа структура седиментации существовала и в плейстоцене: на всех возрастных уровнях доминировало терригенное вещество, на втором месте находились карбонаты и на третьем – биогенный опал. Во-вторых, за исключением CaCO<sub>3</sub> в Атлантике, во всех океанических бассейнах скорость накопления осадкообразующих компонентов была выше в неоплейстоцене, чем в голоцене,

и в неоплейстоцене выше, чем в эоплейстоцене. Для подтверждения последнего тезиса приведем ряды отношений скорости накопления в неоплейстоцене к этому же параметру в эоплейстоцене в последовательности: Тихий океан, Индийский океан, Атлантический океан, Северный Ледовитый океан (данные по Арктике приведены только для терригенных осадков).

Итак, по терригенному веществу: 1,6, 1,2, 3,1, 1,4; по  $\text{CaCO}_3$ : 2,4, 1,3, 0,4; по биогенному опалу: 1,4, 1,7, 1,1. Если принять значения этого параметра между 1,0 и 2,0 за некие фоновые, то обращают на себя внимание три исключения: по терригенному веществу для Северного Ледовитого океана (3,1), по  $\text{CaCO}_3$  для Тихого океана (2,4) и по  $\text{CaCO}_3$  для Атлантики (0,4). Для Мирового океана по терригенному веществу и биогенному опалу сохраняется тренд, отмеченный выше: рост в течение плейстоцена; а по  $\text{CaCO}_3$  видна тенденция, отмеченная для Атлантики: большие значения скорости накопления в эоплейстоцене, чем в неоплейстоцене (табл. 82). Те же закономерности, только еще в более ярком виде, получаются при расчетах с указанными выше поправками для голоценовых содержаний  $\text{SiO}_2$  ам., для  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{SiO}_2$  ам. в плейстоценовых карбонатных и кремнистых осадках соответственно. Отметим, что в современный период скорость карбонатакопления в Атлантическом океане равна суммарной его скорости в Тихом и Индийском океанах (Лисицын, 1978). Поэтому не удивительно, что именно история карбонатакопления в Атлантике стала доминирующей и для всего Мирового океана.

Массы осадка в единицу времени (I,  $10^{18}$  г/млн лет) для различных типов океанических отложений

В данном параграфе показанные выше особенности аккумуляции терригенных, карбонатных и кремнистых осадков в различных океанических бассейнах в течение плейстоцена детализованы с использованием информации по наиболее распространенным типам осадков (табл. 83, рис. 100). При этом возможные причины рассмотренных особенностей будут обсуждаться отдельно.

*Терригенные осадки.* В настоящем параграфе рассматриваются терригенные турбидиты, гемипелагические глины, Марино-гляциальные отложения. Отдельно будут описаны глубоководные красные (пелагические) глины, которые, как отмечалось, являются полигенными осадками (Лисицын, 1978).

Терригенные турбидиты. В Тихом океане терригенные турбидиты развиты на северо-востоке бассейна: на продолжении залива Аляска (в основном) и в области траверза Каскадии. В обоих районах глубоководные желоба на подводной окраине Северной Америки полностью заполнены осадками, в результате мутьевые потоки в плейстоцене свободно распространялись по дну абиссальных равнин, не попадая в природные седиментационные ловушки. В Индийском океане основные поля терригенных турбидитов связаны с комплексами глубоководных конусов выноса великих индийских рек: Инда в Аравийском море и Ганга и Брахмапутры в Бенгальском заливе и южнее, в Центральной глубоководной котловине. В Атлантике основные объемы терригенных турбидитов, безусловно, связаны с выносами р. Амазонки, проникающими на восток вплоть до трансформных разломов экваториальной зоны включительно. Определенную роль играют также турбидитовые комплексы глубоководного выноса р. Нигер, и некоторые комплексы в Северо-Американской глубоководной котловине.

Таблица 82. Сравнительный анализ абсолютных масс осадочного вещества в пелагиали океанов ( $10^{21}$  г/млн лет)

Океаны	Тихий			Индийский			Атлантический			Сверный Ледовитый			Мировой океан		
	Голоцен	Неоплейстоцен	Эоцено	Голоцен	Неоплейстоцен	Эоцено	Голоцен	Неоплейстоцен	Эоцено	Голоцен	Неоплейстоцен	Эоцено	Голоцен	Неоплейстоцен	Эоцено
Терригенное вещество	0,78	0,91	0,58	0,30	0,71	0,61	0,64	0,94	0,30	0,02	0,043	0,031	1,74	2,60	1,52
CaCO <sub>3</sub>	0,31	0,38	0,16	0,23	0,29	0,22	0,54	0,39	0,90	0	0	0	1,08	1,06	1,28
Биогенный опал	0,065	0,065	0,045	0,062	0,140	0,082	0,062	0,090	0,081	0	0	0	0,189	0,295	0,208

В целом терригенные турбидиты в неоплейстоцене были представлены огромными массами осадочного вещества в гемипелагической литолого-фациальной зоне, а в эоплейстоцене их массы во всех океанах были гораздо меньше. В этом плане наиболее сильное возрастание масс отмечено в Атлантике, на втором месте находится Тихий океан и на третьем – Индийский. В Северном Ледовитом океане терригенные турбидиты в пелагической области в основном сосредоточены в глубоководных котловинах (Darby et al., 1989). По данным о современной структуре твердого стока и батиметрическому положению уровня дна абиссальной равнины в котловине Нансена по сравнению с уровнем в котловине Амундсена (Левитан, 2015) можно полагать, что именно в котловине Нансена следует ожидать наибольшего развития терригенных турбидитов в плейстоценовом осадочном чехле.

Таблица 83

**Массы осадка в единицу времени ( $I$ ,  $10^{18}$  г/млн лет)  
для различных типов океанических отложений в пелагиали океана**

Осадки	Стратиграфия	Тихий океан		Индийский океан		Атлантический океан		Мировой океан	
Терригенные турбидиты	Q2+3	484,2		529,2		460,1		1473,5	
	Q1	134,6	(3,6)	371,2	(1,4)	24,6	(18,7)	530,4	(2,8)
Гемипелагические глины	Q2+3	1,9		97,7		46,5		146,1	
	Q1	12,1	(0,2)	81,0	(1,2)	17,3	(2,7)	110,4	(1,3)
Марино-гляциальные отложения	Q2+3	167,7		13,4		352,8		533,9	
	Q1	113,8	(1,5)	22,8	(0,6)	125,0	(2,8)	261,6	(2,0)
Пелагические глины	Q2+3	259,2		69,2		76,8		405,2	
	Q1	324,5	(0,8)	137,9	(0,5)	135,3	(0,6)	597,7	(0,7)
Нанопланктонные илы	Q2+3	280,8		178,1		132,5		591,4	
	Q1	78,3	(3,6)	176,0	(1,0)	418,0	(0,3)	672,3	(0,9)
Фор аминиферово-нанопланктонные илы	Q2+3	87,5		184,1		216,1		487,7	
	Q1	72,7	(1,2)	41,4	(4,4)	395,7	(0,5)	509,8	(0,96)
Мергелистые осадки (30–70% CaCO <sub>3</sub> )	Q2+3	-		-		12,8			
	Q1	-		-		63,4	(0,2)		
Карбонатные турбидиты	Q2+3	-		-		33,5			
	Q1	-		-		23,5	(1,4)		
Диатомовые илы и глины	Q2+3	22,0		27,8		90,0		139,8	
	Q1	11,5	(1,9)	73,0	(0,4)	81,0	(1,1)	165,5	(0,8)
Радиоляриево-диатомовые илы	Q2+3	50,9		81,0		-		131,9	
	Q1	27,8	(1,8)	9,7	(8,4)	-	-	37,5	(3,5)
Контуриты	Q2+3	-		-		213,2		-	-
	Q1	-		-		221,0	(0,96)	-	-

Примечания: 1) прочерк означает отсутствие данных; 2) в круглых скобках указаны частные от деления  $I_{Q_{2+3}}$  на  $I_{Q_1}$

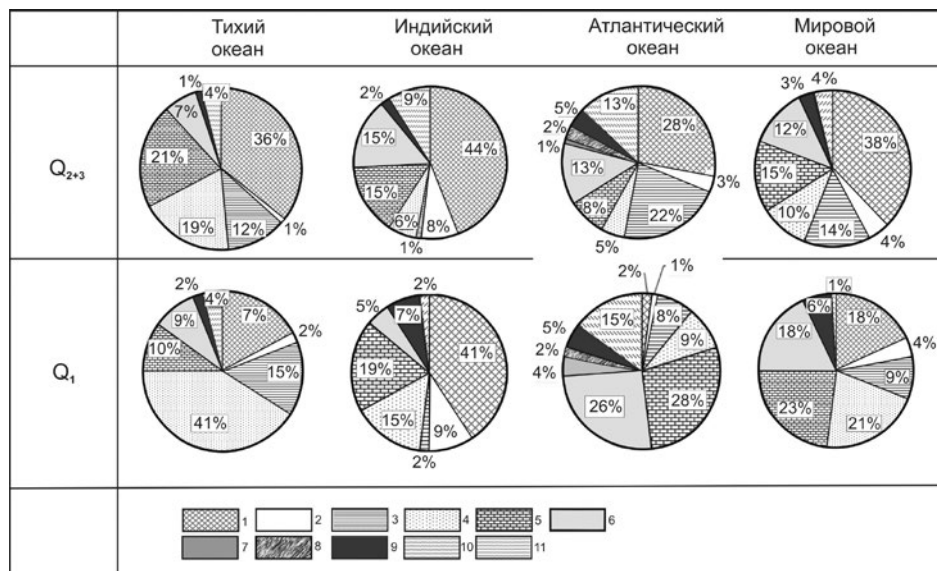


Рис. 100. Циклограммы масс основных типов пелагических осадков в единицу времени ( $10^{18}$  г/млн лет) в основных океанических бассейнах (в %) в неоплейстоцене (Q<sub>2+3</sub>) и эоплейстоцене (Q<sub>1</sub>).

Условные обозначения: 1 – терригенные турбидиты; 2 – гемипелагические глины; 3 – марино-гляциальные отложения; 4 – пелагические глины; 5 – нанопланктонные илы; 6 – фораминиферо-нанопланктонные илы; 7 – мергелистые осадки; 8 – карбонатные турбидиты; 9 – диатомовые илы и глины; 10 – радиоляриево-диатомовые илы; 11 – контуриты

**Гемипелагические глины.** Значения масс вещества в единицу времени (I) для гемипелагических и пелагических глин Тихого океана в табл. 83 несколько изменены по сравнению с данными, представленными в работе (Левитан и др., 2013). По новым материалам слегка увеличена масса гемипелагических глин за счет пелагических на северо-востоке океана. В целом масса гемипелагических глин в пелагических областях Мирового океана очень невелика и может быть сравнима только с массой диатомовых илов (см. табл. 83). Наиболее низкие значения в этом плане отмечены для Тихого океана, несколько выше они в Атлантике и самые высокие – в Индийском океане. В неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом массы гемипелагических глин слегка выросли в Атлантике и в Тихом океане, увеличились в меньшей степени – в Индийском океане. В целом для Мирового океана зафиксировано невысокое значение  $IQ_{2+3}/IQ_1$  для гемипелагических глин (1,3 по сравнению с 2,4 для турбидитов).

**Марино-гляциальные отложения.** Массы марино-гляциальных отложений весьма велики. Особенно они значительны в Атлантическом океане (прежде всего, за счет Норвежско-Гренландского бассейна), на втором месте в этом плане находится Тихий океан и на третьем (с очень небольшими значениями) – Индийский. В течение плейстоцена массы этих осадков в единицу времени наиболее сильно выросли в Атлантическом океане, слабее – в Тихом, и уменьшились – в Индийском. Для Мирового океана в целом значение  $IQ_{2+3}/IQ_1$  равно 2,0.



*Пелагические глины.* Наиболее велики массы плейстоценовых пелагических глин (в сумме мио- и эпелагических) в единицу времени в Тихом океане, а в Индийском и Атлантическом океанах они в 3–4 раза меньше. Таким образом, сохраняется общая осадочная структура пелагических областей Мирового океана, отмеченная для современного этапа А.П. Лисицыным (1978). Полученный результат вполне ожидаем, т.к. именно в Тихом океане относительная роль глубоководных котловин, в которых накапливаются пелагические глины, в рельефе дна пелагических частей океанов наиболее велика (Harris et al., 2014).

Весьма характерно, что во всех исследованных океанических бассейнах масса пелагических глин в единицу времени оказалась меньше в неоплейстоцене, чем в эоплейстоцене (средняя для Мирового океана величина отношения  $IQ_{2+3}/IQ_1$  равна 0,7). Уменьшение этого параметра имеет примерно одинаковый масштаб во всех океанах. Это обстоятельство еще раз подтверждает справедливость отнесения терригенных осадков и полигенных глин к разным группам океанических отложений.

*Карбонатные осадки.* В данном разделе рассмотрим данные по нанопланктонным и фораминиферово-нанопланктонным осадкам, слагающим подавляющую часть объема карбонатных отложений пелагических областей Мирового океана, и для которых есть данные по всем основным океаническим бассейнам, кроме Северного Ледовитого океана. Мергелистые осадки и карбонатные турбидиты будут упомянуты только в тексте о карбонатнакоплении в Атлантическом океане.

В целом упомянутые основные разновидности пелагических карбонатных отложений накапливаются в низких и средних широтах, а особенности их распределения объясняются взаимодействием трех главных причин: продуктивности карбонатных планктонных организмов, разбавления иным по генезису материалом (например, терригенным или кремнистым), растворения в водной толще и на поверхности дна. Обычно фораминиферово-нанопланктонные осадки аккумулируются на меньших глубинах, чем нанопланктонные илы.

*Нанопланктонные илы.* В сумме в пелагических областях Мирового океана эти осадки по массе занимают второе место после терригенных турбидитов. В течение плейстоцена произошел резкий рост их массы в единицу времени в Тихом океане ( $IQ_{2+3}/IQ_1 = 3,6$ ), в Индийском океане этот рост практически незаметен, а в Атлантике зафиксировано уменьшение практически в два раза. В итоге для Мирового океана установлено значение отношения  $IQ_{2+3}/IQ_1$ , равное 0,9.

*Фораминиферово-нанопланктонные илы.* Вероятно, можно считать, что такие осадки по своей массе находятся на третьем месте в пелагических областях Мирового океана. В плейстоцене их масса в единицу времени слабо увеличилась в Тихом океане, весьма резко ( $IQ_{2+3}/IQ_1 = 4,4$ ) – в Индийском океане, и заметно уменьшилась ( $IQ_{2+3}/IQ_1 = 0,3$ ) – в Атлантике. Средняя величина этого показателя для Мирового океана равна 0,96.

В Атлантическом океане отмечено сильное уменьшение в течение плейстоцена масс мергелистых осадков в единицу времени ( $IQ_{2+3}/IQ_1 = 0,2$ ), и здесь же выросла роль карбонатных турбидитов ( $IQ_{2+3}/IQ_1 = 1,4$ ). Ранее

было отмечено (Левитан, Гельви, 2016), что по химическому составу карбонатные турбидиты относятся к группе карбонатных отложений, но по способу своего образования – скорее к терригенным осадкам, и вышеуказанное отношение  $IQ_{2+3}/IQ_1$  это доказывает.

*Кремнистые осадки.* В составе кремнистых осадков рассмотрены диатомовые илы и глины, а также радиоляриево-диатомовые илы. Их роль в общей структуре массы осадков в пелагиали Мирового океана невысока. В целом в пелагических частях Мирового океана диатомовые осадки доминируют в так называемых северном (в Тихом океане) и южном (во всех океанах) опаловых поясах или поясах кремненакопления. Радиоляриево-диатомовые осадки распространены шире, но все-таки тяготеют к более низким широтам, включая экваториальный опаловый пояс в Тихом и Индийском океанах. Как правило, эти осадки содержат больше кремнезема, обладают меньшей влажностью и большей плотностью, чем диатомовые осадки. В табл. 83 включены исправленные данные по Тихому и Индийскому океанам.

*Диатомовые илы и глины.* В Индийском океане в течение плейстоцена уменьшилась масса диатомовых осадков в единицу времени; в Тихом океане – в целом увеличилась, в Атлантике она сохранилась примерно на том же уровне (возможно, слегка возросла). В целом для Мирового океана значение  $IQ_{2+3}/IQ_1$  для диатомовых илов равняется 0,8, т. е. глобально скорость их накопления в эоплейстоцене была несколько выше, чем в неоплейстоцене.

*Радиоляриево-диатомовые илы.* В Атлантическом океане этих осадков настолько мало, что их оказалось невозможно отразить на наших картах. В Тихом и Индийском океанах в неоплейстоцене масса радиоляриево-диатомовых илов в единицу времени была явно выше по сравнению с эоплейстоценом, особенно в Индийском океане ( $IQ_{2+3}/IQ_1 = 8,4$ ). В среднем в Мировом океане эта величина равна 3,5.

### *Обсуждение результатов*

Общая площадь обсуждаемых в тексте пелагических районов океанов (см. табл. 80) равна 274033 тыс. км<sup>2</sup>, что составляет 53,7% от площади поверхности Земли. Поэтому справедлива попытка интерпретации полученных результатов в глобальном масштабе. В таком масштабе логично рассматривать области суши (континентальные блоки) как водосборную площадь для Мирового океана как бассейна осадконакопления (даже с учетом 11% площади бессточных областей от общей площади суши). Отсюда следует, что для правильного понимания особенностей пелагической седиментации Мирового океана в плейстоцене необходимо знать, какие геологические процессы происходили на суше.

### Неотектоника континентов

С нашей точки зрения, принципиальное значение имеет твердо доказанное для континентальных блоков существование неотектонической эпохи, которая фиксируется с середины кайнозоя, с олигоцена (Левитан, 1992; Трифонов, Соколов, 2015). В течение этой эпохи происходило наращивание скорости тектонических поднятий, сильно интенсифицировавшееся в плиоцен-четвертичное, а местами – в четвертичное время. Сделанные обобщения по этой

теме (Трифонов, 1999, Трифонов и др., 2002; Ollier, 2006; Herman et al., 2013; Трифонов, Соколов, 2015; Трифонов, 2016) указывают на то, что типичные скорости воздымания находятся в пределах 0,2–2,0 мм/год; наибольшие их скорости приурочены к высокогорным поясам: Альпийско-Гималайскому, Алтайско-Становому, северо-востока Азии, запада Северной и Южной Америки. Наряду с ними тектонические поднятия амплитудой свыше 1 км в плиоцен-четвертичное время охватили рифтовую систему Восточной Африки, а меньшие по масштабу поднятия распространились и на обширные платформенные области. По некоторым расчетам, за последние 5–3 млн лет в неотектонические движения было втянуто до 70–90% территории континентов.

Неотектонические воздымания влекут за собой ряд важных геологических следствий: во-первых, возрастает площадь суши, подверженной эрозии, механическому и химическому выветриванию; во-вторых, развивается континентальное оледенение. Кратко остановимся на обоих следствиях.

*Увеличение площади суши.* Эрозия и механическое выветривание с возрастанием площадей суши, подвергнутых этим процессам, приводят к увеличению потоков твердого осадочного материала в бассейны аккумуляции. Имеющиеся данные (табл. 84) свидетельствуют о положительной корреляции твердого и ионного стока с континентов. Коэффициент корреляции, рассчитанный автором, равен 0,76. Следует иметь в виду и климатические особенности. Например, доказано, что экваториальная гумидная зона, чья площадь равна только 26% поверхности континентов, поставляет 76% взвешенного осадочного вещества (Лисицын, 1991). С этой же зоны поступает и львиная доля растворенных веществ, в том числе определяющих питание планктона в зоне фотосинтеза (фосфатов, нитратов и т. д.).

Известно, что лишь около 7–8% твердого терригенного материала, поступающего с континентов, попадает в пелагические районы океана (Лисицын, 1991). Остальное вещество откладывается на подводных континентальных окраинах, в том числе на трех уровнях лавинной седиментации (Лисицын, 1988). Поэтому прямое сравнение масс терригенного материала, поступившего с континентов, с одной стороны, и отложившегося в пелагических частях океанов – с другой, не совсем справедливо. Тем не менее на качественном уровне такое сопоставление корректно.

Описанное выше распределение терригенных турбидитов плейстоцена свидетельствует о ведущей роли тектоники (связь истоков р. Амазонки с Андами, истоков великих индийских рек – с Гималаями, турбидитов северо-востока Тихого океана – с Кордильерами). Свою роль играют и климатические особенности, например, водосборы р. Амазонки и р. Нигер располагаются в экваториальной гумидной зоне.

В статье по Атлантическому океану (Левитан, Гельви, 2016) уже довелось констатировать, что ведущую роль в образовании мутьевых течений на склонах играют критические массы терригенного вещества, т. е. при резком увеличении поставки осадочного материала к бровке шельфа и на верхнюю часть континентального склона возможность создания мутьевых потоков, из которых позднее аккумулируются турбидиты, возрастает. Вероятно, именно это обстоятельство и определило прежде всего отмеченное выше для всех океанов резкое возрастание массы терригенных турбидитов в единицу времени

в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом. Дополнительную роль играли колебания уровня океана, связанные с формированием континентальных ледниковых щитов и их таянием, а также землетрясения, выступавшие в роли спусковых крючков. Кстати, роль землетрясений в традиционных представлениях о турбидитах, вероятно, сильно завышена. Во всяком случае, наблюдения на континентальном склоне Восточной Африки показали, что мутьевые потоки формировались не только в зонах, под которыми происходили землетрясения, но и в асейсмичных зонах (Liu et al., 2016).

Таблица 84

**Современный ежегодный сток в океан по частям света (млн т)  
(Алекин, 1966; Лопатин, 1950, с изменениями автора)**

Материки и части света	Сток взвешенных веществ	Ионный сток
Азия	7445	583
Африка	1395	425
Северная Америка	1503	421
Южная Америка	1676	442
Европа	420	222
Австралия	257	79

Во всех океанах в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом в пелагических областях выросла роль терригенных турбидитов по сравнению с гемипелагическими глинами, что отражает радикальную смену роли отдельных агентов транспортировки терригенного материала из-за драматического возрастания его поставки с континентов. Важно отметить, что полученные нами данные свидетельствуют об отсутствии существенной роли в терригенном процессе отношения площади водосбора континентов к площади океанического бассейна (В/Л), данные по которому взяты из (Лисицын, 1974). Более важную роль играют неотектонические и климатические особенности континентов.

Доказанное явление усиленного поступления терригенного материала в океан во время неотектонической эпохи (в том числе и в течение плейстоцена) полностью подтверждается независимым изучением изотопов Sr в карбонатных раковинах морских организмов (Veizer et al., 1999). Ранее автор показал, что начиная с середины кайнозоя одновременно на континентах и в океанах происходил рост массы терригенного вещества в единицу времени (Левитан, 1994<sub>1,2</sub>).

В связи с отмеченным ростом не только механического, но и химического выветривания по мере увеличения скорости неотектонических воздыманий, необходимо отметить известное активное участие атмосферного CO<sub>2</sub> в химическом выветривании силикатных и алюмосиликатных пород, особенно базальтов. Специальные исследования показали направленное увеличение количества атмосферного углекислого газа, связанного в процессах указанного химического выветривания, в течение кайнозоя (Moore et al., 2015), т.е. за счет выветривания произошло частичное уменьшение парциального давления CO<sub>2</sub> в атмосфере.

Не менее очевидно уменьшение концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере за счет возрастания интенсивности фотосинтеза и, следовательно, первичной продукции на континентах в кайнозойе (Лапо, 1987; Ронов, 1993). Наконец, нельзя не отметить и падение эмиссии  $\text{CO}_2$  при создании океанической литосферы за счет понижения генерации литосферы, начиная с середины кайнозоя (Conrad, Lithgow-Bertelloni, 2007). Приведенные примеры относительно изменения концентрации  $\text{CO}_2$  за счет различных процессов не случайны: множество специалистов, включая К. К. Маркова (1960), А. Б. Ронova (1993) и других, отводили и отводят этому парниковому газу важное место в климатических изменениях. Какими бы ни были конкретные соотношения между концентрацией  $\text{CO}_2$  в атмосфере и ее температурой, факт остается фактом: в целом, начиная с середины кайнозоя, пониженные концентрации  $\text{CO}_2$  совпадают с периодами похолоданий, а повышенные – с потеплениями, причем это наблюдение справедливо как для атмосферы, так и для вод Мирового океана (Маккаев, Большаков, 2015). Небольшое похолодание поверхностного слоя вод приводит к возрастанию растворимости  $\text{CO}_2$  и таким образом Мировой океан связывает больше атмосферного углекислого газа. Понижение его парциального давления в атмосфере, наряду с уменьшением ее влажности, уменьшает парниковый эффект и способствует дальнейшему снижению температуры воздуха (Марков, 1960). Противоположные эффекты происходят при повышении температуры поверхностной водной массы Мирового океана. Отмеченные процессы тесно связаны с обсуждаемыми ниже проблемами оледенения.

*Кайнозойское оледенение.* Рассмотрим второе важное следствие неотектонического горообразования – его связь с оледенением. Влияние горообразования на климат давно известно. Напомним, например, связь воздымания Тибета с установлением муссонного режима в Юго-Восточной Азии, или связь горообразования Гималаев с возникновением муссона Южной Азии. Появление горных цепей и стран изменяет поля давления, температуры и влажности атмосферы, а также непосредственно влияет на атмосферную циркуляцию. В тропосфере график похолодания с высотой ( $0,3\text{ }^\circ\text{C}$  на каждые 100 м) идеально совпадает с графиком уменьшения концентрации водяного пара. Поэтому ясно, что воздымание региона на несколько километров приводит к доминированию сухого холодного климата, благоприятного для формирования ледников, особенно в полярных широтах. Благодаря активной циркуляции атмосферы такой климат быстро распространяется по площади. Эта точка зрения существует достаточно давно и, в частности, высказывалась К. К. Марковым (1960).

Кайнозойская гляциоэра (Чумаков, 2015) началась на границе эоцена и олигоцена континентальным оледенением Восточной Антарктиды. При этом первые признаки оледенения были отмечены в горах Гамбурцева и Трансантарктических, а более половины площади Антарктиды к концу эоцена представляло собой горную страну с высотами более 1000 м (Wilson et al., 2011). Ориентировочно в это же время в Северном Ледовитом океане отмечены сезонные морские льды (Stein, 2011). Следующим важным рубежом в развитии континентального оледенения Южного полушария стал средний миоцен (рубеж около 14 млн лет), когда оледенение перешло

и на Западную Антарктиду. Примерно в это же время (Darby, 2008) в Северном Ледовитом океане появились паковые льды. Наконец, важный рубеж в развитии кайнозойской гляциозеры связан с уровнем 3 млн лет, когда на Восточной Антарктиде политермальные ледники сменились ледниками с твердым контактом льда и подстилающих горных пород (Ehrmann et al., 1990), а в Северном полушарии несколько позже этого времени отмечено начало континентального оледенения, которое местами непосредственно связано с неотектоническими воздыманиями (Knies et al., 2014).

Следовательно, есть основания считать, что на Земле кайнозойское оледенение вызвано, прежде всего, неотектоническими поднятиями, причем распространение прогрессирующего похолодания сопровождалось аридизацией вследствие уменьшения содержания главного парникового газа – водяного пара (Eronen et al., 2012). Этот вывод не противоречит известной роли космических факторов в развитии кайнозойского оледенения, однако указывает на то, что запуск и основные тренды развития этого процесса обусловлены собственно земными (геологическими) причинами, а космические факторы (колебания инсоляции и орбитальных параметров) играли важную роль в модулировании этих трендов.

Роль климата в накоплении пелагических терригенных осадков плейстоцена хорошо видна на примере развития марино-гляциальных осадков (см. табл. 83). Важно отметить, что относительно небольшая масса этих осадков в Индийском океане по сравнению с другими океаническими бассейнами объясняется, с нашей точки зрения, довольно слабой динамикой континентального ледникового щита Восточной Антарктиды (с твердым контактом с подстилающими коренными породами) по сравнению с мощной динамикой континентального ледникового щита Западной Антарктиды политермального типа (Ingólfsson, 2004). В Северном полушарии такой же вывод сделан относительно большей устойчивости Гренландского ледникового щита, омываемого холодным Восточно-Гренландским течением, по сравнению с Британским, Скандинавским и Баренцево-Карским ледниковыми щитами, испытывавшими воздействие теплых атлантических вод (Levitan, Lavrushin, 2009).

Таким образом, данные по пелагическим районам Мирового океана позволяют подтвердить установленные для континентальных блоков тренды возрастания неотектонической активности и интенсивности оледенения в плейстоцене.

### Пелагическая биогенная седиментация

В этом разделе обсудим общие закономерности пелагической биогенной седиментации, включая данные по органическому веществу, биогенному опалу, карбонатным осадкам.

*Кремнеаккумуляция.* Рассмотрим сначала результаты по кремнеаккумуляции, которые, как показано в предыдущем разделе (табл. 82, 83), свидетельствуют об общем увеличении аккумуляции биогенного опала в плейстоцене ( $IQ_{2+3}/IQ_1 = 1,5$ ). Доказано, что продуктивность кремнистых организмов планктона тесно связана с первичной продукцией океана. Имеющиеся данные как по Сорг. (в процентах и абсолютных массах) в кайнозойских осад-

ках Мирового океана (Троцюк, 1976; Левитан и др., 1980; Романкевич, Ветров, 1997; Батурин, 2008), так и по реконструкциям палеопродуктивности (Левитан, 1992), показали, что начиная с середины кайнозоя палеопродуктивность Мирового океана возрастала. При этом, естественно, все больше  $\text{CO}_2$  атмосферы расходовалось на процессы фотосинтеза.

Специалисты по химии океана выяснили, что поступление с континентов так называемых биогенных (питательных) веществ (например, фосфатов, нитратов, растворенной кремнекислоты) сбалансировано с их аккумуляцией в донных осадках Мирового океана (Иваненков, 1979). Явное превышение поступления над осаждением для фосфатов в современную эпоху связано с их выносом за счет антропогенной деятельности (Савенко, Савенко, 2007), а в плейстоцене баланс соблюдался. Таким образом, не удивительно, что выявленное нами повышение массы биогенного опада в единицу времени в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом совпадает с трендом повышения неотектонической активности, приведшей к возрастанию стока растворенных (в том числе – питательных) веществ с континентов в океан. Это – временной аспект проблемы.

В пространственном отношении следует напомнить о преимущественной поставке питательных веществ с суши в океан в зонах умеренного гумидного и особенно экваториального гумидного климата (Лисицын, 1988). Как было показано в наших публикациях, в плейстоцене в пелагических областях океана существовали те же широтные пояса кремненакопления, что и в настоящую эпоху. В географическом плане они являются своеобразным продолжением областей гумидного климата на суше вне зависимости от трактовки этого явления: климатической (А. П. Лисицын) или гидродинамической (Н. М. Страхов).

На основе данных по плейстоцену Тихого и Индийского океанов была выдвинута концепция «двух океанов» – «ледового» и «безледного» (Левитан, 2016), согласно которой, в частности, отмечено, что в средних и низких широтах в неоплейстоцене аккумуляция радиоляриево-диатомовых илов была выше, чем в эоплейстоцене. Как отмечено выше, на севере Тихого океана скорость накопления диатомовых осадков в эоплейстоцене была выше, чем в неоплейстоцене, а на юге – наоборот. Для юга Индийского океана выяснилась тенденция возрастания массы диатомовых илов в единицу времени в эоплейстоцене по сравнению с неоплейстоценом. Данные по Атлантике (Левитан, Гельви, 2016) позволили уточнить эту схему для южного пояса кремненакопления (см. главу 12).

Таким образом, в целом, несмотря на существование известного конвейера термохалинной циркуляции в Мировом океане, обеспечивающего водообмен между океаническими бассейнами примерно за 1,5 тыс. лет, и концепцию поступления в зону фотосинтеза обезличенных питательных веществ, можно говорить об определенной связи источников этих веществ с районами их потребления. Причиной такого явления, с нашей точки зрения, является хорошо известная гидрохимическая неоднородность океанических бассейнов (Ragueneau et al., 2000), вызванная геологическими и геохимическими особенностями бассейнов их водосбора и сохраняющаяся в течение длительного времени (как минимум, в четвертичном периоде).

*Карбонатонакопление.* Если, как было показано в предыдущем параграфе, в течение плейстоцена происходило возрастание палеопродуктивности в пелагических районах Мирового океана, то это должно было сказаться и на аккумуляции планктоногенных карбонатных илов. Действительно, данные табл. 83 по Тихому и Индийскому океану в целом подтверждают это предположение. Более внимательное изучение проблемы выявляет интересные региональные особенности: в Тихом океане наиболее интенсивно произошел рост массы нанопланктонных илов в единицу времени, причем за счет глубоководных котловин, а в Индийском океане – фораминиферо-нанопланктонных илов. Ситуацию в Тихом океане можно объяснить не только сбросом тонкого нанопланктонного материала с поднятий (Левитан и др., 2013<sub>1</sub>), но и расширением площади седиментации этих осадков при довольно слабом их растворении. Для Индийского океана уже был сделан вывод о возрастании растворения нанопланктонных илов в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом (Левитан и др., 2014).

В Атлантическом океане ситуация принципиально иная (Левитан, Гельви, 2016): в неоплейстоцене заметному растворению подверглись все виды карбонатных илов, причем отношение  $IQ_{2+3}/IQ_1$  изменялось в точном соответствии с батиметрической позицией тех или иных осадков. По результатам исследования карбонатности в четвертичных осадках кернов нескольких скважин глубоководного бурения в экваториальных зонах Тихого и Атлантического океанов (Sexton, Barker, 2012), это резкое усиление растворения началось в Атлантике на уровне 1,1 млн лет, т. е. в период Среднеплейстоценового перехода. Соответственно, указанные в табл. 83 данные по остаточным массам карбонатных осадков в единицу времени в Атлантическом океане, с нашей точки зрения, зафиксировали результат взаимодействия возросших в неоплейстоцене потоков карбонатного материала из поверхностной водной массы и гораздо более сильного растворения карбонатов агрессивными холодными водами придонной и глубинной водных масс Атлантики. Косвенным подтверждением мнения об усилении продуктивности карбонатных организмов в Атлантическом океане в течение плейстоцена являются результаты не только по Тихому и Индийскому океанам, но и по карбонатным турбидитам Атлантики (табл. 83). Предположение об увеличении генерации агрессивных придонных и глубинных вод в высоких широтах в неоплейстоцене поддерживается приведенными в табл. 83 данными о синхронном резком возрастании массы марино-гляциальных осадков в единицу времени. Увеличение скорости контурных течений в эоплейстоцене Атлантики свидетельствует о связи этого параметра с интенсивностью циркуляции в высокоширотных очагах генерации глубинных вод, а не с их объемом.

Таким образом, по данным о возрастании воздействия придонных вод на карбонатные осадки в течение плейстоцена выстраивается следующий ряд: Тихий океан – Индийский океан – Атлантический океан. Этот ряд вполне закономерен: в самом большом Тихом океане существовал только один источник генерации этих вод – на юге океана, в море Росса; в Индийском океане – самом маленьком по площади среди основных океанов – тоже один, в заливе Прюдса; зато в Атлантическом океане – три огромных источника:



в море Уэдделла на юге океана, в Лабрадорском море и Норвежско-Гренландском бассейне – на севере. При этом в Атлантике все очаги генерации были приурочены к зонам развития наиболее динамичных континентальных ледниковых щитов.

Еще один важный момент, который необходимо учитывать при анализе плейстоценовой истории пелагического карбонатакопления: рельеф дна, точнее, отношение площадей различных поднятий и возвышенностей к площадям глубоководных котловин. По убыванию этого параметра, как и для современного периода (Harris et al., 2014), можно выстроить следующий ряд: Атлантический океан – Индийский океан – Тихий океан. Как видно из табл. 83, именно такой ряд существует и для уменьшения суммарной массы карбонатных илов в единицу времени как для нео-, так и для эоплейстоцена.

### Пелагические глины

Результаты по пелагическим глинам, представленные в табл. 83, убедительно демонстрируют две особенности: 1) преобладание в несколько раз массы осадков в единицу времени в плейстоцене Тихого океана по сравнению и с Индийским, и с Атлантическим океанами; 2) общий тренд к уменьшению величины этого параметра в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом во всех океанах. Первая особенность, безусловно, связана с размерами океанов и характером их донного рельефа (см. предыдущий параграф). Вторая особенность обусловлена, скорее всего, уменьшением площади аккумуляции пелагических глин в течение плейстоцена за счет расширения площадей накопления осадков терригенного и биогенного происхождения.

### *Заключение*

Проведенный анализ, основанный на изучении объемным методом А.Б. Ронова литолого-фациальных карт нео- и эоплейстоцена пелагических областей Тихого (Левитан и др., 2013<sub>1</sub>), Индийского (Левитан и др., 2014) и Атлантического (Левитан, Гельви, 2016) океанов, позволил сделать ряд выводов о глобальных закономерностях и региональных особенностях пелагической седиментации в Мировом океане.

К глобальным закономерностям относится присутствие в плейстоцене основной структуры пелагической седиментации, установленной для современного периода. Ранее автор показал, что такая структура существует в Мировом океане как минимум с мелового периода (Левитан, 1998). Кроме того, явно выражено возрастание масс терригенного и кремнистого материала в единицу времени в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом. Особенно четко это явление характерно для терригенных турбидитов, марино-гляциальных осадков и радиоляриево-диатомовых илов. Оно обусловлено неотектоническими воздыманиями суши и связанным с ними биполярным оледенением континентов и океанов. Глобальным является и снижение массы пелагических глин в единицу времени в течение плейстоцена, вызванное разбавлением осадочным материалом иного генезиса.

Карбонатонакопление в Тихом и Индийском океанах также соответствует указанной закономерности, а в Атлантике выявлены региональные особенности данного процесса, обусловленные резким ростом растворения карбонатов агрессивными придонными и глубинными водами в неоплейстоцене. Безусловно, к региональным особенностям относятся различия в гидрохимической структуре, вызванные спецификой геологического и геохимического строения водосборов различных океанов. Кроме того, несомненна региональная специфика рельефа дна основных океанических бассейнов, проявленная, в частности, в накоплении карбонатных илов и пелагических глин. Как выяснилось, важную роль играет динамика континентальных ледниковых щитов в плейстоцене, которая сказалась, например, в истории накопления марино-гляциальных осадков и диатомовых илов.

Необходимо упомянуть о специфике пелагической седиментации в масштабах ледниково-межледниковых циклов и морских изотопных стадий, которая не является темой данной главы, но очень ярко выражена во всех океанах.

В целом нельзя не отметить исключительную роль геологической истории континентов в плейстоценовой эволюции пелагического осадконакопления в Мировом океане. Наиболее общий вывод состоит в констатации того важного факта, что описанные особенности изменений количественных параметров пелагической седиментации в плейстоцене полностью соответствуют тем трендам геологического развития Земли, которые существуют с середины кайнозоя.

## Глава 14. Средневзвешенный литологический состав плейстоценовых отложений Мирового океана

Академик А. Б. Ронов неоднократно, в частности в монографии (Ронов и др., 1990), указывал, что для правильного понимания геохимических особенностей какого-либо синхроничного слоя необходимы данные не по его среднему арифметическому химическому составу, а по средневзвешенному химическому составу. Последний, в свою очередь, может быть рассчитан только на основе средневзвешенного литологического состава, который получается в результате применения объемного метода А. Б. Ронова к составленным для этого слоя литолого-палеогеографическим или литолого-фациальным картам. Тогда для расчета средневзвешенного литологического состава требуются данные о массах сухого осадочного вещества тех существенно-генетических типов или литологических комплексов, которые отражены на упомянутых картах.

В частях I и II настоящей монографии приведены обзорные литолого-фациальные карты и таблицы количественных параметров для пелагических областей и ключевых районов подводных частей континентальных окраин Тихого, Индийского и Атлантического океанов. Для всех областей и районов рассчитаны сухие массы осадочного вещества закартированных литологических тел. Ниже на этой основе будут рассчитаны средневзвешенные литологические составы для всех океанов по трем стратиграфическим подразделениям: неоплейстоцену, эоплейстоцену и плейстоцену в целом.

### Тихий океан

Параграф написан по материалам глав 1 и 5. В монографии представлены данные по закартированным площадям дна океана как в пелагической мегаобласти, так и на континентальных окраинах. Суммарная площадь равна 156836 тыс. км<sup>2</sup>, что соответствует 87,8% от всей площади Тихого океана с его морями (Атлас..., 1980).

В табл. 85 показан средневзвешенный литологический состав в целом (в сумме) для пелагической мегаобласти и изученных районов континентальных окраин. Для составления таблицы автор объединил ряд сходных литологических единиц в общие подразделения. Так, вместе рассматриваются эв- и миопелагические глины; слабокарбонатные (до 30% CaCO<sub>3</sub>) гемипелагические глины. Все биогенные илы рассматриваются вместе с соответствующими биогенными глинами (как карбонатными, так и кремнистыми); в карбонатно-обломочные отложения включены и бентогенные образования типа рифовых известняков, и скопления ракуши. В подразделение вулканогенных отложений входят вулканические пеплы, вулканогенно-обломочные осадки и вулканогенные глины.

В сумме (без данных по континентальным диамиктитам) масса неоплейстоценовых осадков составляет  $2243 \cdot 10^{18}$  г, эоплейстоценовых –  $1628 \cdot 10^{18}$  г, всех плейстоценовых –  $3871 \cdot 10^{18}$  г. Таким образом, в неоплейстоцене в морских (океанических) осадках в Тихом океане накопилось в 1,38 раза больше массы сухого осадочного вещества, чем в эоплейстоцене.

Основываясь на данных табл. 85, рассчитаем отношения масс сухого осадочного вещества различных осадков в неоплейстоцене к эоплейстоцену. Полученные величины равны для: гемипелагических глин – 1,07, терригенных турбидитов – 2,69, нано (кокколитовых) осадков – 2,12, пелагических глин – 0,63, песков – 3,74, нано-фораминиферовых осадков – 1,09, карбонатно-обломочных образований – 3,92, диатомовых осадков – 1,97, диатомово-радиоляриевых осадков – 1,51, вулканогенных отложений – 5,00, и карбонатных турбидитов – 0,54. Следовательно, в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом выросли массы сухого осадочного вещества для всех отложений, кроме пелагических глин и карбонатных турбидитов. В первом случае это объясняется большим разбавлением пелагического глинистого материала осадочным веществом иного состава, а во втором – спецификой поведения карбонатных склонов на карбонатных платформах в Коралловом море.

Представим данные табл. 85 в процентах от соответствующих суммарных масс и расположим их рядами по мере уменьшения. Тогда ряд для неоплейстоцена будет выглядеть следующим образом: гемипелагические глины – 33,6, терригенные турбидиты – 20,2, нано (кокколитовые) осадки – 11,1, пелагические глины – 9,3, пески – 7,7, нано-фораминиферовые осадки – 7,2, карбонатно-обломочные образования – 3,9, диатомовые осадки – 3,5, диатомово-радиоляриевые осадки – 2,2, вулканогенные отложения – 0,7, и карбонатные турбидиты – 0,3.

Для эоплейстоцена выстроен такой ряд: гемипелагические глины – 43,3, пелагические глины – 20,4, терригенные турбидиты – 10,3, нано-фораминиферовые осадки – 9,1, нано (кокколитовые) осадки – 7,2, пески – 2,8, диатомовые осадки – 2,4, диатомово-радиоляриевые осадки – 2,1, карбонатно-обломочные образования – 1,4, карбонатные турбидиты – 0,9, вулканогенные отложения – 0,2.

Таким образом, относительная роль различных осадков (структура средневзвешенного литологического состава) в течение плейстоцена изменялась. Произошло уменьшение этой роли для гемипелагических глин, пелагических глин, кокколитовых осадков, нано-фораминиферовых осадков, карбонатных турбидитов; возрастание вклада – для всех остальных отложений. Следовательно, можно констатировать увеличение роли терригенных обломочных, вулканогенных и кремнистых осадков и уменьшение – карбонатных отложений и глинистых осадков различного генезиса (и терригенных, и пелагических).

Ряд уменьшающегося вклада различных отложений для всего плейстоцена (в %) выглядит следующим образом: гемипелагические глины – 37,4, терригенные турбидиты – 15,9, пелагические глины – 13,8, нано (кокколитовые) осадки – 9,4, нано-фораминиферовые осадки – 7,9, пески – 5,6, диатомовые осадки – 3,7, карбонатно-обломочные образования – 2,8, диатомово-радиоляриевые осадки – 2,6, карбонатные турбидиты – 0,6, вулканогенные отложения – 0,6.

Для расчета масс основных компонентов в главных группах осадков примем данные, приведенные в главе 8. Теперь рассмотрим результаты расчетов сумм масс сухого осадочного вещества для основных компонентов донных осадков, основанных на данных табл. 66 в главе 8. В неоплейстоцене суммар-

ные массы (в  $10^{18}$  г) составили для: литогенного вещества – 1853,  $\text{CaCO}_3$  411, и биогенного опала – 49. Для эоплейстоцена такой же ряд представлен величинами 1513, 268 и 54. Суммарно для плейстоцена получаем: 3366, 679 и 103.

По структуре вклада (в %) имеем следующие три ряда: для неоплейстоцена 79,5% литогенного вещества, 18,3%  $\text{CaCO}_3$ , 2,2% биогенного опала; для эоплейстоцена 82,2%, 14,5% и 3,3%, соответственно; для всего плейстоцена 79,9%, 17,5% и 2,6%, соответственно. Таким образом, с точки зрения структуры средневзвешенного литологического состава по основным осадкообразующим компонентам можно говорить о стабильной структуре седиментации в плейстоцене Тихого океана с доминированием потоков литогенного материала, подчиненной ролью карбонатного и практически минимальной – кремнистого. При этом в течение плейстоцена относительный вклад терригенного и кремнистого вещества уменьшился, а карбонатного – возрос.

### Индийский океан

Параграф написан по материалам глав 2 и 6. В монографии представлены данные по закартированным площадям дна океана как в пелагической мегаобласти, так и на континентальных окраинах. Суммарная площадь равна 62116 тыс. км<sup>2</sup>, что соответствует 82,7% от всей площади Индийского океана без заостроводужных морей (Атлас..., 1980).

В табл. 86 показан средневзвешенный литологический состав в целом (в сумме) для пелагической области и изученных районов континентальных окраин. Для составления таблицы автор объединил ряд сходных литологических единиц в общие подразделения (см. предыдущий параграф).

В сумме масса неоплейстоценовых осадков составляет  $1342,1 * 10^{18}$  г, эоплейстоценовых –  $1016,0 * 10^{18}$  г, всех плейстоценовых –  $2358,1 * 10^{18}$  г. Таким образом, в неоплейстоцене в Индийском океане накопилось в 1,3 раза больше массы сухого осадочного вещества, чем в эоплейстоцене.

Основываясь на данных табл. 86, рассчитаем отношения масс сухого осадочного вещества различных осадков в неоплейстоцене к эоплейстоцену. Полученные величины равны для: гемипелагических глин – 1,4, терригенных турбидитов – 1,8, нано (кокколитовых) осадков – 0,8, пелагических глин – 0,4, песков – 0,3, нано-фораминиферовых осадков – 2,8, карбонатно-обломочных образований – 0,8, диатомовых осадков – 0,5, диатомово-радиоляриевых осадков – 6,8, диамиктитов – 0,9. Следовательно, в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом выросли массы сухого осадочного вещества для основных терригенных отложений и нано-фораминиферовых осадков, а также для диатомово-радиоляриевых осадков. Уменьшение масс в течение плейстоцена коснулось песков, пелагических глин, кокколитовых осадков, карбонатно-обломочных и диатомовых отложений.

Представим данные табл. 86 в процентах от соответствующих суммарных масс и расположим их рядами по мере уменьшения. Тогда ряд для неоплейстоцена будет выглядеть следующим образом: терригенные турбидиты – 49,2, нано (кокколитовые) осадки – 12,5, гемипелагические глины – 11,8, нано-фораминиферовые осадки – 11,8, диатомово-радиоляриевые осадки – 4,9, пелагические глины – 4,1, карбонатно-обломочные образования – 2,5, диатомовые осадки – 2,7, пески – 0,4, диамиктиты – 0,1.

Таблица 85. Средневзвешенный литологический состав плейстоценовых осадков Тихого океана (в  $10^{18}$  г)

Возраст	Эв-и мио-пелагические глины	Гемипелагические глины	Терригенные турбидиты	Пески	Диамиктиты	Наноилы и наноглилы	Нанофорамиферыве илы и глины	Бентогенные и карбонатно-облом. отложения	Карбонатные турбидиты	Диатомовые илы и глины	Диатомово-радиоляриевые илы и глины	Вулканические пеплы и вулкано-генно-обломочные отложения
Неоплейстоцен	209,1	757,1	453,1	172,0	37,0	249,4	162,0	87,7	7,9	78,1	50,6	15,5
Эоплейстоцен	332,2	706,5	168,5	46,0	4,3	117,4	148,1	22,4	14,6	39,6	33,4	3,1
Плейстоцен	541,3	1463,6	621,6	218,0	41,3	366,8	310,1	110,1	22,5	117,7	84,0	18,6

Таблица 86. Средневзвешенный литологический состав плейстоценовых отложений Индийского океана (в  $10^{18}$  г)

Возраст	Пелагические глины	Гемипелагические глины	Терригенные турбидиты	Пески	Диамиктиты	Кокколитовые осадки	Нанофорамиферыве осадки	Карбонатно-облом. отложения	Диатомовые осадки	Радиоляриевые осадки
Неоплейстоцен	54,7	157,8	657,2	4,9	1,4	167,1	157,2	32,7	35,9	65,6
Эоплейстоцен	137,9	109,6	372,3	15,4	1,5	198,3	55,9	39,6	75,0	9,7
Плейстоцен	192,6	267,4	1029,5	20,3	2,9	365,4	213,1	72,3	110,9	75,3

Для эоплейстоцена выстроен такой ряд: терригенные турбидиты – 36,7, нано (кокколитовые) осадки – 19,5, пелагические глины – 13,6, гемипелагические глины – 11,8, диатомовые осадки – 7,4, нано-фораминиферовые осадки – 5,5, карбонатно-обломочные образования – 3,9, пески – 1,5, диатомово-радиоляриевые осадки – 1,0, диамиктиты – 0,2.

Таким образом, относительная роль различных осадков (структура средневзвешенного литологического состава) в течение плейстоцена изменялась. Произошло уменьшение этой роли для пелагических глин, кокколитовых осадков, карбонатно-обломочных образований, диатомовых осадков, песков и диамиктитов; возрастание вклада – для терригенных турбидитов, гемипелагических глин, нано-фораминиферовых осадков и диатомово-радиоляриевых отложений.

Ряд уменьшающегося вклада различных отложений для всего плейстоцена (в %) выглядит следующим образом: терригенные турбидиты – 43,8, нано (кокколитовые) осадки – 15,6, гемипелагические глины – 11,4, нано-фораминиферовые осадки – 9,1, пелагические глины – 8,2, диатомово-радиоляриевые осадки – 3,2, диатомовые осадки – 4,7, карбонатно-обломочные образования – 3,1, пески – 0,9, диамиктиты – 0,1.

Для расчета масс основных компонентов в главных группах осадков применены данные, приведенные в главе 8. Теперь рассмотрим результаты расчетов сумм масс сухого осадочного вещества для основных компонентов донных осадков, основанных на данных табл. 71 в главе 9. В неоплейстоцене суммарные массы (в  $10^{18}$  г) составили для: литогенного вещества – 1009,  $\text{CaCO}_3$  – 293, и биогенного опала – 65. Для эоплейстоцена такой же ряд представлен величинами 791, 248 и 51. Суммарно для плейстоцена получаем: 1800, 541 и 116.

По структуре вклада (в %) имеем следующие три ряда: для неоплейстоцена 73,8% литогенного вещества, 21,4%  $\text{CaCO}_3$ , 4,8% биогенного опала; для эоплейстоцена 72,6%, 22,7% и 4,7% соответственно; для всего плейстоцена 73,3%, 22,0% и 4,7% соответственно. Таким образом, с точки зрения структуры средневзвешенного литологического состава по основным осадкообразующим компонентам можно говорить о стабильной структуре седиментации в плейстоцене Индийского океана с доминированием потоков литогенного материала, подчиненной ролью карбонатного и практически минимальной – кремнистого. При этом в течение плейстоцена чуть вырос относительный вклад литогенного (в данном случае – терригенного) материала и уменьшился – биогенного.

#### Атлантический океан

Параграф написан по материалам глав 3 и 7. В монографии представлены данные по закартированным площадям дна океана как в пелагической мегаобласти, так и на континентальных окраинах. Суммарная площадь равна 79332 тыс. км<sup>2</sup>, что соответствует 86,6% от всей площади Атлантического океана (Атлас..., 1980).

В табл. 87 показан средневзвешенный литологический состав в целом (в сумме) для пелагической мегаобласти и изученных районов континентальных окраин. Для составления таблицы автор объединил ряд сходных литологических единиц в общие подразделения (см. параграф данной главы о Тихом океане).

В сумме масса неоплейстоценовых осадков составляет  $1659,2 * 10^{18}$  г, эоплейстоценовых –  $1606,3 * 10^{18}$  г, всех плейстоценовых –  $3265,5 * 10^{18}$  г. Таким образом, в неоплейстоцене в Атлантическом океане накопилось практически столько же массы сухого осадочного вещества, как и в эоплейстоцене (отношение равно 1,02).

Основываясь на данных табл. 87, рассчитаем отношения масс сухого осадочного вещества различных осадков в неоплейстоцене к эоплейстоцену. Полученные величины равны для: гемипелагических глин – 2,0, терригенных турбидитов – 6,1, нано (кокколитовых) осадков – 0,3, пелагических глин – 0,5, песков – 1,2, нано-фораминиферовых осадков – 0,5, карбонатно-обломочных образований – 0,6, диатомовых осадков – 0,3, карбонатных турбидитов – 1,1, вулканогенных осадков – 4,7. Следовательно, в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом выросли массы сухого осадочного вещества для основных терригенных и вулканогенных отложений, а также (незначительно) для карбонатных турбидитов. Практически все биогенные осадки в эоплейстоцене обладали большими массами, чем в неоплейстоцене.

Представим данные табл. 87 в процентах от соответствующих суммарных масс и расположим их рядами по мере уменьшения. Тогда ряд для неоплейстоцена будет выглядеть следующим образом: терригенные турбидиты – 33,7, гемипелагические глины – 26,6, нано-фораминиферовые осадки – 14,3, нано (кокколитовые) осадки – 10,1, диатомовые осадки – 4,3, пелагические глины – 3,7, пески – 2,1, вулканогенные отложения – 2,1, карбонатные турбидиты – 1,7, карбонатно-обломочные образования – 1,4.

Для эоплейстоцена выстроен такой ряд: нано (кокколитовые) осадки – 31,3, нано-фораминиферовые осадки – 29,8, гемипелагические глины – 13,4, пелагические глины – 8,4, терригенные турбидиты – 5,7, диатомовые осадки – 5,2, карбонатно-обломочные образования – 2,2, пески – 1,9, карбонатные турбидиты – 1,6, вулканогенные отложения – 0,5.

Таким образом, относительная роль различных осадков (структура средневзвешенного литологического состава) в течение плейстоцена изменялась. Произошло уменьшение этой роли для пелагических глин, карбонатных осадков (кроме турбидитов), диатомовых осадков; возрастание вклада – для терригенных турбидитов, гемипелагических глин, песков, вулканогенных отложений. Роль карбонатных турбидитов в плейстоцене не менялась.

Ряд уменьшающегося вклада различных отложений для всего плейстоцена (в %) выглядит следующим образом: нано-фораминиферовые осадки – 21,9, нано (кокколитовые) осадки – 20,6, гемипелагические глины – 20,1, терригенные турбидиты – 19,9, пелагические глины – 6,0, диатомовые осадки – 4,8, пески – 2,0, карбонатно-обломочные образования – 1,8, карбонатные турбидиты – 1,6, вулканогенные отложения – 1,3.

Для расчета масс основных компонентов в главных группах осадков примем данные, приведенные в главе 8. Теперь рассмотрим результаты расчетов сумм масс сухого осадочного вещества для основных компонентов донных осадков, основанных на данных табл. 76 в главе 10. В неоплейстоцене суммарные массы (в  $10^{18}$  г) составили для: литогенного вещества – 1339,  $\text{CaCO}_3$  361, и биогенного опала – 99. Для эоплейстоцена такой же ряд представлен величинами 985, 1077 и 116. Суммарно для плейстоцена получаем: 2324, 1438 и 215.



Таблица 87. Средневзвешенный литологический состав плейстоценовых осадков Атлантического океана (в  $10^{18}$  г)

Возраст	Пелагические глины	Гемипелагические глины	Терригенные турбидиты	Пески	Кокколитоидные осадки	Нанофораминиферные осадки	Карбонатно-облом. отложения	Карбонатные турбидиты	Диатомовые осадки	Вулканогенные отложения
Неоплейстоцен	60,7	440,7	558,4	35,5	168,4	238,3	22,7	27,8	72,2	34,5
Эоплейстоцен	135,3	216,3	91,2	29,9	502,9	477,7	35,9	25,6	84,1	7,4
Плейстоцен	196,0	657,0	649,6	65,4	671,3	716,0	58,6	53,4	156,3	41,9

Таблица 88. Средневзвешенный литологический состав плейстоценовых осадков Мирового океана (в  $10^{18}$  г)

Возраст	Эв- и мнопелагические глины	Гемипелагические глины	Терригенные турбидиты	Диамиктиты	Наноилы и наноглины	Нанофораминиферные и глины	Бентогенные и карбонатно-облом. отложения	Карбонатные турбидиты	Диатомовые илы и глины	Диатомово-радиоляриевые илы и глины	Вулканические пеплы и вулкано-огенно-обломочные отложения
Неоплейстоцен	324,5	1624,6	1668,7	1,4	584,9	557,5	143,1	35,7	173,3	136,7	50,0
Эоплейстоцен	605,4	1277,4	632,0	1,5	818,6	681,7	97,9	40,2	190,2	48,5	10,5
Плейстоцен	929,9	2902,0	2300,7	2,9	1403,5	1239,2	241,0	75,9	363,5	185,2	60,5

По структуре вклада (в %) имеем следующие три ряда: для неоплейстоцена 74,4% литогенного вещества, 20,1%  $\text{CaCO}_3$ , 5,5% биогенного опала; для эоплейстоцена 45,3%, 49,4% и 5,3%, соответственно; для всего плейстоцена 58,5%, 36,1% и 5,4% соответственно. Таким образом, можно сделать вывод, что, вероятно, во время Среднеплейстоценового перехода средневзвешенный литологический состав в Атлантике изменил свою структуру: в течение плейстоцена явно вырос вклад литогенного вещества и уменьшился вклад  $\text{CaCO}_3$ . Доля биогенного опала практически осталась без изменений.

### Северный Ледовитый океан

Ранее в монографии отмечалась специфика рассматриваемого океана, вызванная отсутствием сети скважин глубоководного бурения, распределенных по площади (глава 4). Отсюда вытекает невозможность применения объемного метода А.Б. Ронова, т.е. составления литолого-палеогеографических или литолого-фациальных карт и их обсчета с получением набора количественных параметров седиментации. Поэтому предлагаемые ниже соображения носят исключительно гипотетический характер.

В главе 13 была высказана идея о том, что масса сухого литогенного (в данном случае, терригенного) вещества пелагических осадков неоплейстоцена равна  $34 * 10^{18}$  г, а эоплейстоцена –  $31 * 10^{18}$  г (после пересчетов). Биогенные осадки практически отсутствуют.

Площадь пелагической области океана составляет 2873 тыс. км<sup>2</sup>, а подводных континентальных окраин – 6661 тыс. км<sup>2</sup> (Jakobsson et al., 2004). Судя по последним данным о колебаниях уровня Мирового океана в кайнозое (Miller et al., 2020), можно предположить, что в неоплейстоцене береговая линия в Северном Ледовитом океане располагалась в среднем на уровне современной изобаты 50 м, а в эоплейстоцене – на уровне 25 м. Расчеты показали, что в таком случае площадь осушенного шельфа в неоплейстоцене составляла 1159 тыс. км<sup>2</sup>, а в эоплейстоцене – 299 тыс. км<sup>2</sup>. Следовательно, суммарная площадь дна континентальных окраин в неоплейстоцене была равна 5502 тыс. км<sup>2</sup>, а в эоплейстоцене – 6362 тыс. км<sup>2</sup>. Таким образом, отношение суммарной площади дна континентальных окраин к площади дна в пелагиали составляет для неоплейстоцена 1,9, а для эоплейстоцена – 2,2.

Базируясь на схеме распределения средних скоростей седиментации в Северном Ледовитом океане за последние пять морских изотопных стадий (130 тыс. лет) (см. рис. 13 в главе 4), можно предположить, что в этот период времени средние скорости седиментации на континентальных окраинах превышали такой же параметр в пелагиали в 3 раза. Допустим, что это отношение сохранялось на протяжении всего плейстоцена.

Умножая отношение площадей на отношение скоростей седиментации, получаем коэффициенты, равные 5,7 для неоплейстоцена и 6,6 для эоплейстоцена. Если умножим вышеприведенные гипотетические сухие массы терригенного вещества для нео- и эоплейстоцена в пелагиали на эти коэффициенты, то получим величины соответствующих сухих масс для континентальных окраин, равные, соответственно, 194 и  $205 * 10^{18}$  г. Тогда суммы сухого терригенного вещества для нео-, эо- и плейстоцена всего Северного Ледовитого океана составят, соответственно, 228, 236 и  $464 * 10^{18}$  г.

### Мировой океан

В этом параграфе будут сведены вместе данные по главным океаническим бассейнам, изложенные в предыдущих параграфах. Отметим, что отдельно Южный океан не рассматривался, поскольку официально это название не признано. Это не мешает отдельным исследователям, в том числе и автору (Левитан, Лейченков, 2014), использовать термин «Южный океан» в случае необходимости. Суммарная площадь закартированных нами областей дна Мирового океана и всего Северного Ледовитого океана равна 307818 тыс. км<sup>2</sup>, что составляет 85,3% (округленно) от площади дна Мирового океана (Атлас..., 1980).

В монографию не попали данные по Охотскому морю, индонезийским морям; Андаманскому морю; Средиземному, Балтийскому и Северному морям; преддуговым осадочным бассейнам. Ранее уже было констатировано неравномерное распределение скважин глубоководного бурения по площади дна Мирового океана. Например, укажем на такие почти не изученные бурением регионы, как юг Тихого океана, юго-запад Индийского океана и Северный Ледовитый океан.

Роль терригенных осадков существенно выросла бы после включения (отсутствующих сейчас) данных по фэну Ла Платы; фэну Амазонки в эоплейстоцене; подводным оползням неоплейстоцена на континентальной окраине Норвегии и т. д. Несколько вырос бы вклад карбонатов после включения данных по бурению Персидского залива. Недостаточно материалов по кремненакоплению на континентальной окраине Восточной Антарктиды. Все это надо иметь в виду при интерпретации приводимых нами результатов.

В табл. 88 показан средневзвешенный литологический состав в целом (в сумме) для пелагической области и изученных районов континентальных окраин Мирового океана.

Для составления таблицы автор объединил ряд сходных литологических единиц в общие подразделения (см. параграф данной главы о Тихом океане).

В сумме масса неоплейстоценовых осадков составляет  $5505,2 * 10^{18}$  г, эоплейстоценовых –  $4498,3 * 10^{18}$  г, всех плейстоценовых –  $9999,6 * 10^{18}$  г. Таким образом, в неоплейстоцене в Мировом океане накопилось массы сухого осадочного вещества в 1,22 раза больше, чем в эоплейстоцене.

Если выразить вклад отдельных океанов в процентах, то для неоплейстоцена получится такой ряд: Тихий океан – 40,8, Индийский океан – 24,3, Атлантический океан – 30,2, Северный Ледовитый океан – 4,7. Для эоплейстоцена соответствующий ряд выглядит так: Тихий океан – 36,3, Индийский океан – 22,6, Атлантический океан – 35,7, Северный Ледовитый океан – 5,4. Наконец, для плейстоцена в целом процентные вклады отдельных океанов составляют: Тихий океан – 38,6, Индийский океан – 23,6, Атлантический океан – 33,0, Северный Ледовитый океан – 4,8. Следует обратить внимание на некоторые особенности приведенных рядов: 1) повышенный вклад Атлантического океана в эоплейстоцене (вызванный, прежде всего, массой карбонатного вещества в пелагиали); 2) незначительный по сравнению с другими океанами вклад Северного Ледовитого океана, обусловленный его небольшой площадью.

Основываясь на данных табл. 88, рассчитаем отношения масс сухого осадочного вещества различных осадков в неоплейстоцене к эоплейстоцену. Полученные величины равны для: гемипелагических глин – 1,3, терригенных турбидитов – 2,6, нано (кокколитовых) осадков – 0,7, пелагических глин – 0,5, песков – 2,3, нано-фораминиферовых осадков – 0,8, карбонатно-обломочных образований – 1,5, диатомовых осадков – 0,9, диатомово-радиоляриевых осадков – 2,7, карбонатных турбидитов – 0,9, диамиктитов – 0,9, вулканогенных осадков – 4,9. Следовательно, в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом выросли массы сухого осадочного вещества для основных терригенных и вулканогенных отложений, а также для диатомово-радиоляриевых и карбонатно-обломочных осадков. Уменьшение масс отмечено для основных карбонатных осадков, пелагических глин и диатомовых отложений.

Представим данные табл. 88 в процентах от соответствующих суммарных масс и расположим их рядами по мере уменьшения. Тогда ряд для неоплейстоцена будет выглядеть следующим образом: терригенные турбидиты – 30,3, гемипелагические глины – 29,5, нано (кокколитовые) осадки – 10,6, нано-фораминиферовые осадки – 10,1, пелагические глины – 5,9, пески – 3,9, диатомовые осадки – 3,4, карбонатно-обломочные образования – 2,6, диатомово-радиоляриевые осадки – 2,1, вулканогенные отложения – 0,9, карбонатные турбидиты – 0,6, диамиктиты – 0,03.

Для эоплейстоцена выстроен такой ряд: гемипелагические глины – 28,4, нано (кокколитовые) осадки – 18,2, нано-фораминиферовые осадки – 15,2, терригенные турбидиты – 14,0, пелагические глины – 13,5, диатомовые осадки – 4,4, карбонатно-обломочные образования – 2,2, пески – 2,0, диатомово-радиоляриевые осадки – 1,0, карбонатные турбидиты – 0,9, вулканогенные отложения – 0,2, диамиктиты – 0,03.

Таким образом, относительная роль различных осадков (структура средневзвешенного литологического состава) в течение плейстоцена изменялась. Произошло уменьшение этой роли для пелагических глин, карбонатных осадков (кроме карбонатно-обломочных отложений) и диатомовых осадков; возрастание вклада – для терригенных турбидитов, песков, гемипелагических глин, вулканогенных отложений, диатомово-радиоляриевых осадков.

Ряд уменьшающегося вклада различных отложений для всего плейстоцена (в %) выглядит следующим образом: гемипелагические глины – 29,0, терригенные турбидиты – 23,0, нано (кокколитовые) осадки – 14,0, нано-фораминиферовые осадки – 12,4, пелагические глины – 9,3, диатомовые осадки – 3,8, пески – 3,0, карбонатно-обломочные образования – 2,4, диатомово-радиоляриевые осадки – 1,6, карбонатные турбидиты – 0,8, вулканогенные отложения – 0,6, диамиктиты – 0,03.

Для расчета масс основных компонентов в главных группах осадков примем данные, приведенные в главе 8. Теперь рассмотрим результаты расчетов сумм масс сухого осадочного вещества для основных компонентов донных осадков, основанные на материалах глав 8, 9, 10 и параграфе о Северном Ледовитом океане настоящей главы. В неоплейстоцене суммарные массы (в  $10^{18}$  г) составили для: литогенного вещества – 4246,  $\text{CaCO}_3$  – 1065,

и биогенного опала – 213. Для эоплейстоцена такой же ряд представлен величинами 3358, 1593 и 220. Суммарно для плейстоцена получаем: 7604, 2658 и 433 (рис. 101).

По структуре вклада (в %) имеем следующие три ряда: для неоплейстоцена 76,8% литогенного вещества, 19,3% CaCO<sub>3</sub>, 3,9% биогенного опала; для эоплейстоцена 64,9%, 30,8% и 4,3%, соответственно; для всего плейстоцена 71,1%, 24,9% и 4,0% соответственно (рис. 102). Таким образом, можно сделать вывод, что, вероятно, во время Среднеплейстоценового перехода средневзвешенный литологический состав в Мировом океане изменил свою структуру: в течение плейстоцена явно вырос вклад литогенного вещества и уменьшился вклад CaCO<sub>3</sub>. Доля биогенного опала осталась почти без изменений (немного уменьшилась).

Итоговая для данной главы таблица (табл. 89) суммирует все данные по средневзвешенному литологическому составу плейстоценовых отложений Мирового океана.

Таблица 89

**Средневзвешенный литологический состав плейстоценовых отложений Мирового океана (М, 10<sup>18</sup> г) (в круглых скобках даны процентные содержания)**

Возраст	Океан	Литогенное вещество	CaCO <sub>3</sub>	Биогенный опал
Неоплейстоцен	Тихий	1863 (80,2)	411 (1,7)	49 (2,1)
	Индийский	1009 (73,8)	293 (21,4)	65 (4,8)
	Атлантический	1339 (74,4)	361 (20,1)	99 (5,5)
	Северный Ледовитый	228 (100)	0	0
	Мировой	4439 (77,6)	1065 (18,7)	213 (3,7)
Эоплейстоцен	Тихий	1513 (82,5)	268 (14,6)	54 (2,9)
	Индийский	791 (72,6)	248 (22,8)	51 (4,6)
	Атлантический	985 (45,2)	1077 (49,4)	116 (5,4)
	Северный Ледовитый	236 (100)	0	0
	Мировой	3525 (66,0)	1593 (29,9)	221 (4,1)
Плейстоцен	Тихий	3372 (81,2)	679 (16,3)	103 (2,5)
	Индийский	1800 (73,3)	541 (22,0)	116 (4,7)
	Атлантический	2324 (58,4)	1439 (36,2)	215 (5,4)
	Северный Ледовитый	464 (100)	0	0
	Мировой	7960 (72,0)	2659 (24,1)	434 (3,9)

Если выразить вклад отдельных океанов в процентах (рис. 103), то для неоплейстоцена получится такой ряд по компонентам (литогенное вещество, CaCO<sub>3</sub>, опал): Тихий океан – 42,0, 38,6, 23,0; Индийский океан – 22,7, 27,5, 30,5; Атлантический океан – 30,2, 33,9, 46,5; Северный Ледовитый океан – 5,1, 0, 0. Для эоплейстоцена соответствующий ряд выглядит так: Тихий океан – 42,9, 16,8, 24,4; Индийский океан – 22,4, 15,6, 23,1; Атлантический океан – 27,9, 67,6, 52,5; Северный Ледовитый океан – 6,7, 0, 0. Наконец, для плейстоцена в целом процентные вклады отдельных океанов составляют:

Тихий океан – 42,4, 25,3, 23,7; Индийский океан – 22,6, 20,4, 26,7; Атлантический океан – 29,2, 54,3, 49,6; Северный Ледовитый океан – 5,9, 0, 0.

Следовательно, в целом в плейстоцене по вкладу литогенного вещества на первом месте находится Тихий океан, на втором – Атлантический, затем Индийский и Северный Ледовитый. По массам  $\text{CaCO}_3$  (в %) на первом месте находится Атлантический океан, на втором – Тихий, затем Индийский. По вкладу биогенного опала на первом месте находится Атлантический океан, на втором – Индийский, затем Тихий. В Северном Ледовитом океане практически нет ни карбонатов, ни биогенного кремнезема.

В целом в неоплейстоцене процентный вклад Тихого океана в суммарную массу сухих осадков Мирового океана был равен 40,6, Индийского океана – 23,9, Атлантического – 31,5, Северного Ледовитого – 4,0. Для эоплейстоцена подобный ряд выглядит следующим образом: 34,4, 20,4, 40,8, 4,4. В плейстоцене сходная последовательность: 37,6, 22,2, 36,0, 4,2. Следовательно, в течение плейстоцена вырос вклад Тихого и Индийского океанов и уменьшился вклад Атлантического океана. Роль Арктики, скорее всего, не очень менялась.

Естественно, что для корректного сравнения осадкообразующих компонентов в различных океанах требуется нормирование по площадям и по продолжительности рассматриваемых процессов, т. е. по потокам. Однако этот аспект проблемы выходит за пределы настоящей главы и будет рассмотрен ниже.

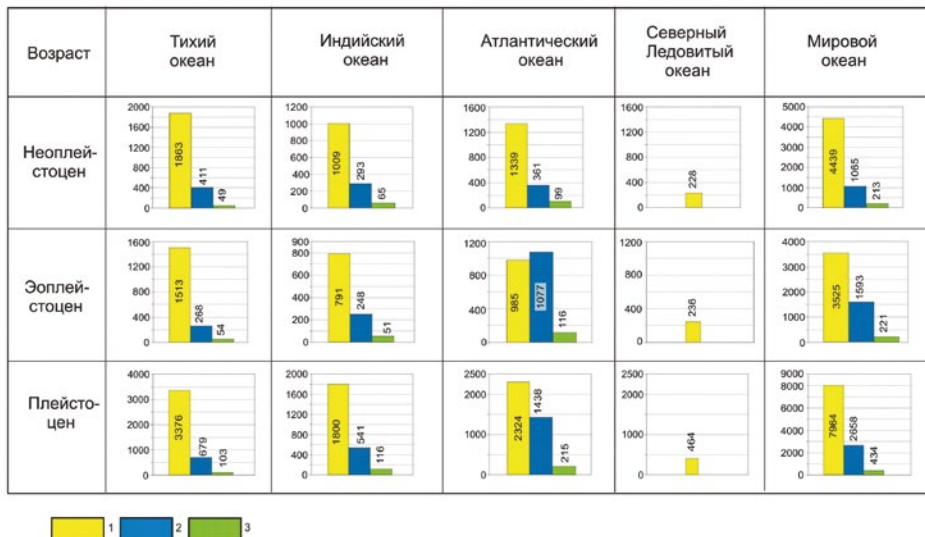


Рис. 101. Средневзвешенный литологический состав плейстоценовых отложений Мирового океана (в  $10^{18}$  г).

Условные обозначения: 1 – литогенное вещество; 2 –  $\text{CaCO}_3$ ; 3 – биогенный опал

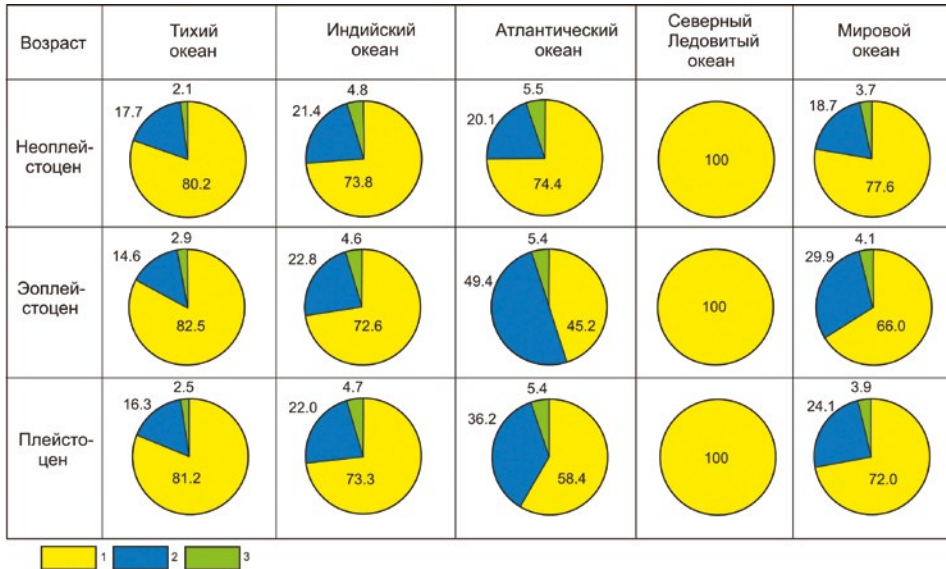


Рис. 102. Циклограммы средневзвешенного литологического состава плейстоценовых отложений Мирового океана (в %).

Условные обозначения: 1 – литогенное вещество; 2 – CaCO<sub>3</sub>; 3 – биогенный опал

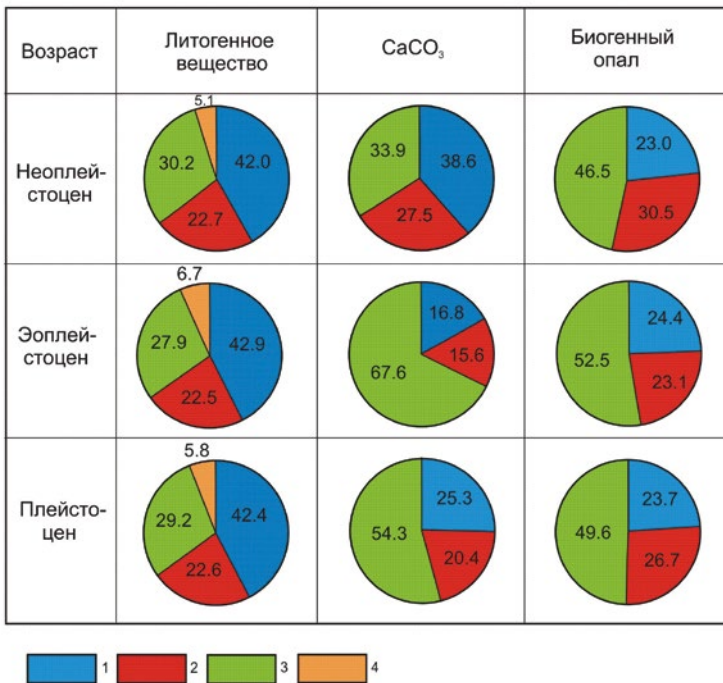


Рис. 103. Вклад отдельных океанов (в %) в средневзвешенный литологический состав плейстоценовых отложений Мирового океана.

Условные обозначения: 1 – Тихий океан; 2 – Индийский океан; 3 – Атлантический океан; 4 – Северный Ледовитый океан

## Глава 15. Эволюция плейстоценовой седиментации в Мировом океане

### 15.1. Скорости накопления

Скорости накопления, или, как назвал их А. Б. Ронов (1949), массы сухого осадочного вещества в единицу времени, позволяют сравнивать друг с другом осадки, накопившиеся в различные отрезки геологического времени. В монографии данный параметр выражен через  $10^{18}$  г/млн лет. Применяемое при этом нормирование по времени делает скорости накопления наиболее корректным для сравнительного анализа количественным параметром седиментации из числа предложенных А. Б. Роновым.

Для *Тихого океана* скорости накопления закартированных осадков приведены в табл. 90. Ниже даются результаты деления скоростей накопления в неоплейстоцене на тот же параметр в эоплейстоцене ( $IQ_{2-3}/IQ_1$ ). Итак, для пелагических глин – 0,80, гемипелагических глин (включающих также марино-гляциальные осадки и т. д.) – 1,36, терригенных турбидитов – 3,40, песков – 4,73, наноилов и глин – 2,69, нано-фораминиферовых илов и глин – 1,38, карбонатно-обломочных отложений – 4,96, карбонатных турбидитов – 0,68, диатомовых илов и глин – 2,50, диатомово-радиоляриевых илов и глин – 1,92, вулканогенных отложений – 6,32.

Следовательно, можно констатировать увеличение в течение плейстоцена скоростей накопления для гемипелагических глин, терригенных турбидитов, песков, всех карбонатных отложений (за исключением карбонатных турбидитов), кремнистых и вулканогенных отложений. Явно уменьшились скорости накопления для пелагических глин. Таким образом, все основные виды терригенных, карбонатных, кремнистых осадков и вулканогенных отложений в течение плейстоцена увеличили свои скорости накопления. Данные по карбонатным турбидитам в данном случае скорее характеризуют особенности развития склонов карбонатных платформ на севере Кораллового моря, чем специфику карбонатонакопления. Уменьшение скорости накопления пелагических глин обусловлено сильным ростом скоростей накопления других (разбавляющих) типов осадков и прежде всего – терригенных и карбонатных.

Значения скоростей накопления (в  $10^{18}$  г/млн лет) в целом для плейстоценовых отложений Тихого океана в таком же ряду осадков выглядят следующим образом (см. табл. 90): 302,4, 817,7, 621,6, 121,8, 366,8, 310,1, 61,5, 22,5, 65,8, 50,0, 10,4.

Для *Индийского океана* скорости накопления закартированных осадков приведены в табл. 91. Ниже даются результаты деления скоростей накопления в неоплейстоцене на тот же параметр в эоплейстоцене ( $IQ_{2-3}/IQ_1$ ). Итак, для пелагических глин – 0,50, гемипелагических глин (включающих также марино-гляциальные осадки и т. д.) – 1,82, терригенных турбидитов – 2,23, песков – 0,40, диамиктитов – 1,18, наноилов и глин – 1,07, нано-фораминиферовых илов и глин – 3,56, карбонатно-обломочных отложений – 1,05, диатомовых илов и глин – 0,61, диатомово-радиоляриевых илов и глин – 8,55.



Таблица 90. Скорости накопления плейстоценовых осадков Тихого океана ( $10^{18}$  г/млн лет)

Возраст	Эв-и мю-пеллагические глины	Гемипеллагические глины	Терригенные турбидиты	Пески	Наноглины и наноглины	Нано-фораминиферы и глины	Бентониты и карбонатные осадки	Карбонатные турбидиты	Диатомовые илы и глины	Диатомово-радиоляриевые илы и глины	Вулканические пеплы и вулканогенно-обломочные отложения
Неоплейстоцен	264,7	958,4	573,5	217,7	315,7	205,1	111,0	10,0	98,9	64,1	19,6
Эоплейстоцен	332,2	706,5	168,5	46,0	117,4	14,1	22,4	14,6	39,6	33,4	3,1
Плейстоцен	302,4	817,7	347,3	121,8	204,9	173,2	61,5	12,6	65,8	50,0	10,4

Таблица 91. Скорости накопления ( $10^{18}$  г/млн лет) плейстоценовых отложений Индийского океана

Возраст	Пеллагические глины	Гемипеллагические глины	Терригенные турбидиты	Пески	Диамиктиты	Кокколитовые осадки	Нанофораминиферные осадки	Карбонатные осадки	Диатомовые осадки	Радиоляриево-диатомовые осадки
Нео-плейстоцен	9,24	199,75	831,9	6,20	1,77	211,52	198,99	41,40	45,5	83,00
Эоплейстоцен	137,9	109,6	372,3	15,4	1,5	198,3	55,9	39,60	75,0	9,71
Плейстоцен	107,60	149,39	575,1	11,34	1,62	204,13	119,05	40,39	62,0	42,05

Следовательно, можно констатировать увеличение в течение плейстоцена скоростей накопления для гемипелагических глин, терригенных турбидитов, диамиктитов, всех карбонатных отложений, диатомово-радиоляриевых илов и глин. Явно уменьшились скорости накопления пелагических глин, песков и диатомовых осадков. Таким образом, все основные виды терригенных и карбонатных осадков, а также диатомово-радиоляриевые отложения в течение плейстоцена увеличили свои скорости накопления. Уменьшение скорости накопления пелагических глин обусловлено, прежде всего, сильным ростом скоростей накопления других (разбавляющих) типов осадков и прежде всего – терригенных и карбонатных. Причины падения скорости накопления диатомовых отложений рассмотрены в главе 12.

Значения скоростей накопления (в  $10^{18}$  г/млн лет) в целом для плейстоценовых отложений Индийского океана в таком же ряду осадков выглядят следующим образом (см. табл. 91): 107,60, 149,39, 575,10, 11,34, 1,62, 204,3, 119,05, 40,39, 62,00, 42,05.

Для *Атлантического океана* скорости накопления закартированных осадков приведены в табл. 92. Ниже приводятся результаты деления скоростей накопления в неоплейстоцене на тот же параметр в эоплейстоцене ( $IQ_{2-3}/IQ_1$ ). Итак, для пелагических глин – 0,57, гемипелагических глин (включающих также марино-гляциальные осадки и т.д.) – 2,58, терригенных турбидитов – 7,75, песков – 1,50, наноилов и глин – 0,42, нано-фораминиферовых илов и глин – 0,63, карбонатно-обломочных отложений – 0,80, карбонатных турбидитов – 1,40, диатомовых илов и глин – 1,09, вулканогенных отложений – 5,90.

Таким образом, можно констатировать увеличение в течение плейстоцена скоростей накопления для гемипелагических глин, терригенных турбидитов, песков, карбонатных турбидитов, вулканогенных отложений. Явно уменьшились скорости накопления пелагических глин и всех карбонатных отложений (кроме карбонатных турбидитов). Скорости накопления диатомовых илов и глин практически не изменились. Уменьшение скорости накопления пелагических глин обусловлено сильным ростом скоростей накопления других (разбавляющих) типов осадков и прежде всего – терригенных и карбонатных. Причины падения скорости накопления основных карбонатных осадков связаны с их опережающим растворением в пелагиали, начиная со Среднеплейстоценового перехода (глава 3), на фоне общего роста карбонатной продукции (глава 10). Как уже отмечалось ранее (глава 3), происхождение карбонатных турбидитов связано скорее не с карбонатонакоплением, а с историей склонов различных хребтов и поднятий в пелагической области, а также некоторых континентальных окраин.

Значения скоростей накопления (в  $10^{18}$  г/млн лет) в целом для плейстоценовых отложений Атлантического океана в таком же ряду осадков выглядят следующим образом (см. табл. 92): 109,50, 367,04, 362,91, 35,54, 375,03, 400,00, 32,74, 29,83, 87,32, 23,41.

В *Северном Ледовитом океане* скорость накопления терригенных отложений (гемипелагических глин) неоплейстоцена равна 288,6, эоплейстоцена – 236,0, всего плейстоцена –  $259,2 \cdot 10^{18}$  г/млн лет. Величина отношения  $IQ_{2-3}/IQ_1$  составляет 1,22.

Таблица 92. Скорости накопления ( $10^{18}$  г/млн лет) плейстоценовых осадков Атлантического океана

Возраст	Пелагические глины	Гемипелагические глины	Терригенные турбидиты	Пески	Диамиктиты	Кокколитоидные осадки	Нано-фораминиферовые осадки	Карбонатно-облом. отложения	Карбонатные турбидиты	Диатомовые осадки	Вулканогенные отложения
Неоплейстоцен	76,84	557,85	706,84	44,94	2,15	213,16	301,65	28,73	35,19	91,39	43,67
Эоплейстоцен	135,3	216,3	91,2	29,9	2,2	502,9	477,7	35,9	25,6	84,1	7,4
Плейстоцен	109,5	367,04	362,91	36,54	2,18	375,03	400,00	32,74	29,83	87,32	23,41

Таблица 93. Скорости накопления ( $10^{18}$  г/млн лет) плейстоценовых осадков Мирового океана

Возраст	Эв- и миопелагические глины	Гемипелагические глины	Терригенные турбидиты	Пески	Диамиктиты	Нано-илы и наноглины	Нано-фораминиферовые илы и глины	Бентогенные и карбонатно-облом. отложения	Карбонатные турбидиты	Диатомовые илы и глины	Диатомово-радиоляриевые илы и глины	Вулканические пеплы и вулканогенно-облом. отложения
Неоплейстоцен	410,76	2056,45	2112,28	268,86	1,77	740,38	705,7	181,14	45,19	235,74	147,08	63,29
Эоплейстоцен	605,4	1277,40	632,0	91,3	1,50	818,6	681,7	97,90	40,2	198,77	43,11	10,5
Плейстоцен	519,50	1621,23	1285,31	169,64	1,62	784,08	692,29	134,64	42,40	209,07	95,10	33,80

Для *Мирового океана* скорости накопления закартированных осадков приведены в табл. 93. Ниже приводятся результаты деления скоростей накопления в неоплейстоцене на тот же параметр в эоплейстоцене ( $IQ_{2-3}/IQ_1$ ). Итак, для пелагических глин – 0,68, гемипелагических глин (включающих также марино-гляциальные осадки и т.д.) – 1,58, терригенных турбидитов – 2,64, песков – 2,94, диамиктитов – 1,18, наноилов и наноглин – 0,90, нано-фораминиферовых илов и глин – 1,04, карбонатно-обломочных отложений – 1,85, карбонатных турбидитов – 1,12, диатомовых илов и глин – 1,15, диатомово-радиоляриевых илов и глин – 3,57, вулканогенных отложений – 6,03.

Таким образом, можно констатировать увеличение в течение плейстоцена скоростей накопления гемипелагических глин, терригенных турбидитов, песков, диамиктитов, карбонатно-обломочных отложений, карбонатных турбидитов, кремнистых и вулканогенных отложений. Очевидно возрастание скоростей накопления терригенной, кремнистой и вулканогенной групп осадков. Явно уменьшились скорости накопления пелагических глин, наноилов и наноглин. Скорости накопления нано-фораминиферовых илов и глин практически не изменились. Уменьшение скорости накопления пелагических глин обусловлено сильным ростом скоростей накопления других (разбавляющих) типов осадков и прежде – терригенных и карбонатных. Причины изменения скоростей накопления других отложений будут рассмотрены ниже в других параграфах.

Значения скоростей накопления (в  $10^{18}$  г/млн лет) плейстоценовых отложений Мирового океана в целом в таком же ряду осадков выглядят следующим образом (см. табл. 93): 519,50, 1593,30, 1285,31, 169,64, 1,62, 784,08, 692,29, 134,64, 42,40, 209,07, 95,10, 33,80.

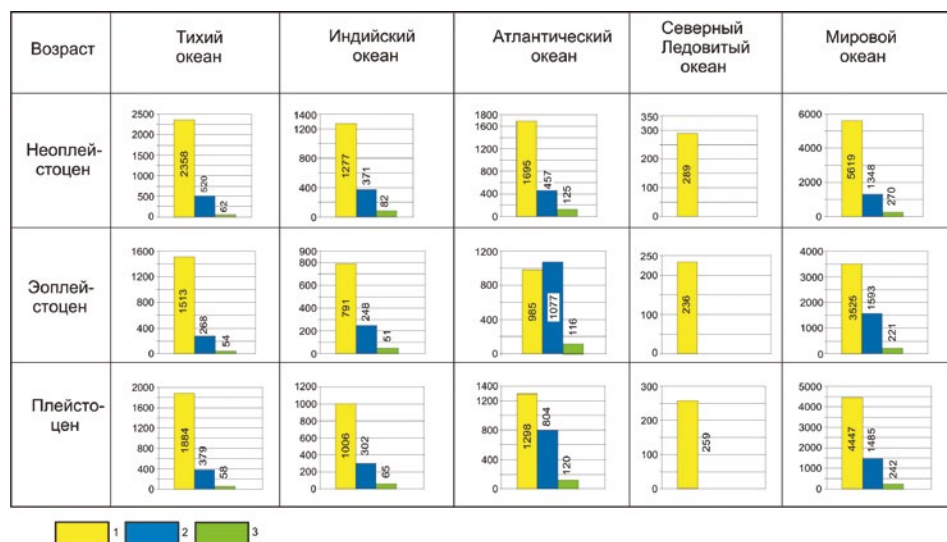


Рис. 104. Средние скорости накопления ( $10^{18}$  г/млн лет) плейстоценовых осадков в Мировом океане.

Условные обозначения: 1 – литогенное вещество; 2 –  $CaCO_3$ ; 3 – биогенный опал

Структура скоростей накопления основных осадкообразующих компонентов в отдельных океанах по принятым стратиграфическим подразделениям представлена на рис. 104.

### **15.2. Абсолютные массы накопления осадков**

Во введении уже отмечалось, что метод абсолютных масс очень широко применяется в морской геологии специалистами всего мира. Абсолютные массы накопления (MAR) или просто абсолютные массы являются столь же универсальным параметром для сравнения осадков разного состава и возраста, как и скорости накопления, рассмотренные выше. Более того, они обладают еще и определенным преимуществом, т. к. массы здесь нормированы не только по возрасту, но и по площади. Таким образом, появляется возможность говорить об интенсивности процессов осадконакопления, т. е. о потоках тех или иных осадков или их компонентов.

#### Потоки вещества

Среди многочисленных потоков, существующих в природе (вещества, энергии, информации и др.), в данном параграфе будут рассматриваться только потоки вещества, участвующие в седиментационном процессе в Мировом океане. Они представляют собой массы вещества, проходящие через определенную площадь в единицу времени. В морской седиментологии наиболее часто применяемая размерность таких потоков –  $\text{г}/\text{см}^2/\text{тыс. лет}$ .

Для их расчета обычно используют вычисление так называемых абсолютных масс накопления (или просто абсолютных масс – АМ) с помощью несложной формулы, приведенной на стр. 2.

Этот метод был предложен А. Д. Архангельским (1927) для определения потоков компонентов осадков Черного моря с целью абстрагирования от потоков иных (разбавляющих) компонентов. Метод абсолютных масс благодаря деятельности Н. М. Страхова, П. Л. Безрукова, А. П. Лисицына и их сотрудников активно применяется в отечественной морской геологии. Нельзя не отметить его большую популярность и за рубежом (например, van Andel et al., 1975; Farrell et al., 1995).

Стоит обратить внимание на тот факт, что данный метод исследования является одним из основных при изучении потоков взвеси (эоловой, фоновой водной, гидротермальной; криозолей), а также процессов создания и поставки на дно морских и океанических бассейнов продуцируемого в эвфотическом слое органического вещества. Для потоков взвеси чаще всего применяется размерность  $\text{г}/\text{см}^2/\text{сутки}$ , а для «дождя» органического вещества (первичной, чистой, новой, экспортной продукции и т. д.) –  $\text{г}/\text{м}^2/\text{год}$ . Особенно важную роль в использовании метода абсолютных масс при изучении взвеси сыграли исследования А. П. Лисицына (1974). Широко известны также результаты изучения водной взвеси, собранной седиментационными ловушками, изложенные, например, в (Wefer, 1989; Левитан, 1998), а эоловой взвеси – в монографии В. П. Шевченко (2006).

Представляется полезным создание классификаций потоков, базирующихся на различных основаниях. Так, например, можно различать потоки вещества, отличающиеся своей величиной (маленькие, средние, большие);

направлениями [вертикальные, горизонтальные, латеральные (диагональные)]; агрегатным состоянием [твердые (ледовые, подводных обвалов, подводных оползней), жидкие (включая суспензии), газовые)]; генезисом осадочного вещества [терригенные, вулканогенные, биогенные (карбонатные, кремнистые), гидрогенные, гидротермальные, эдафогенные)]; механизмами перемещения [потоки осадочных масс (гравитационные, контурные); каскадинг, ламинарные, турбулентные, волновые, ринговые, хаотические]; плотностью [плотностные (обломочные, зерновые, мутьевые, иловые); средней плотности; низкой плотности]; глубиной расположения (поверхностные, промежуточные, глубоководные, придонные); векторами движения (восходящие, нисходящие, петлевидные); первичные (инициальные) и вторичные (резидуальные).

В отечественной литературе важную роль в привлечении внимания к этим проблемам сыграла известная литологическая дискуссия, состоявшаяся между Н. М. Страховым и А. П. Лисицыным в 70-х гг. прошлого века (Страхов, 1976, 1977; Лисицын, 1977, 1978). С точки зрения автора, большое значение имела монография Е. М. Емельянова (1998), в которой различные потоки вещества в Мировом океане были четко вписаны в систему барьерных зон, предложенную им на основе хорошо разработанной более общей теории А. И. Перельмана (1989).

Ниже будут рассмотрены данные по абсолютным массам лишь самых распространенных типов осадков, описанных в монографии.

#### Потоки терригенных турбидитов

Результаты расчета абсолютных масс (потоков) терригенных турбидитов, основанные на данных по осадкам в материалах глубоководного бурения, показаны в табл. 94.

Таблица 94

**Абсолютные массы (г/см<sup>2</sup>/тыс. лет) терригенных турбидитов в плейстоценовых отложениях Мирового океана**

Возраст	Тихий океан	Индийский океан	Атлантический океан	Мировой океан
Неоплейстоцен	10,01	11,80	27,51	13,76
Эоплейстоцен	3,60	5,92	7,00	5,15
Плейстоцен	6,67	8,62	18,75	9,31

Из анализа табл. 94 следуют минимум два однозначных вывода: 1) для всех изученных возрастных срезов наблюдается увеличение абсолютных масс терригенных турбидитов в ряду: Тихий океан – Индийский – Атлантический океан; 2) во всех основных океанических бассейнах (а также, естественно, в Мировом океане в целом) происходило возрастание потоков терригенных турбидитов в течение плейстоцена.

Повышенные значения потоков терригенных турбидитов в плейстоцене были более характерны для океанов с доминирующими пассивными окраинами, в которых характер подводного рельефа и размеры основных его форм дают возможность зарождения, развития мутьевых потоков и аккумуляции

вещества из них в пределах абиссальных равнин. В Тихом океане, напротив, развитие мутьевых потоков было, как правило, ограничено крутыми континентальными склонами и подножьями, обрезавшимися впадинами глубоководных желобов. Лишь в некоторых районах мутьевые потоки могли вырваться за пределы подводных частей активных окраин и разгрузиться в виде турбидитов на абиссальных равнинах.

Второй вывод следует интерпретировать с точки зрения роста потоков терригенного осадочного вещества в плейстоцене, обусловленного, прежде всего, заключительной фазой неотектонических горообразовательных движений на континентальных блоках Земли. Вполне вероятно, что это явление сопровождалось интенсификацией сейсмических событий, служивших триггерами для зарождения мутьевых потоков. Свою роль сыграло и развитие оледенения в обоих полушариях, в частности, обусловленные им гляциоэвстатические изменения уровня Мирового океана на фоне его тренда к снижению. Например, последние данные позволяют заключить, что в эоплейстоцене средний уровень находился на отметке  $-25$  м, а в неоплейстоцене – на  $-50$  м (Miller et al., 2020). В свою очередь, понижение базиса эрозии с неизбежностью приводило к возрастанию флювиогенных потоков вещества в Мировой океан.

#### Потоки гемипелагических глин

Результаты расчета абсолютных масс (потоков) гемипелагических глин, основанные на данных по осадкам в материалах глубоководного бурения, показаны в табл. 95.

Таблица 95

#### **Абсолютные массы ( $\text{г}/\text{см}^2/\text{тыс. лет}$ ) гемипелагических глин в плейстоценовых отложениях Мирового океана**

<b>Возраст</b>	<b>Тихий океан</b>	<b>Индийский океан</b>	<b>Атлантический океан</b>	<b>Мировой океан</b>
Неоплейстоцен	16,29	1,91	16,17	8,46
Эоплейстоцен	10,68	0,77	5,69	3,88
Плейстоцен	13,10	1,21	8,76	5,76

Изучение табл. 95 показало, что на всех возрастных срезах происходило увеличение потоков гемипелагических глин в ряду: Индийский океан – Атлантический океан – Тихий океан. В океанах с преобладающими пассивными окраинами (Индийском и Атлантическом) потоки гемипелагических глин существенно меньше, чем в океане с доминирующими активными окраинами (Тихом океане), где (по нашим данным) подавляющая часть гемипелагического глинистого вещества аккумулировалась в природных ловушках седиментационных систем подводных частей континентальных окраин.

Так же, как и для потоков терригенных турбидитов, ярко выражено возрастание потоков гемипелагических глин от эоплейстоцена к неоплейстоцену. Совершенно очевидно, что и в этом случае действовал тот же комплекс природных причин, который был указан в предыдущем разделе. Отличались только механизмы транспортировки и аккумуляции осадочного вещества.

Потоки марино-гляциальных отложений

Результаты расчета потоков марино-гляциальных отложений, основанные на данных по осадкам в материалах глубоководного бурения, показаны в табл. 96.

Таблица 96

**Абсолютные массы (г/см<sup>2</sup>/тыс. лет) марино-гляциальных отложений в плейстоцене Мирового океана**

Возраст	Тихий океан	Индийский океан	Атлантический океан	Мировой океан
Неоплейстоцен	5,92	1,12	1,59	2,47
Эоплейстоцен	4,63	0,94	0,93	1,88
Плейстоцен	5,21	1,04	1,26	2,15

Изучение табл. 96 показало, что на всех возрастных срезах происходило увеличение потоков марино-гляциальных отложений в ряду: Индийский океан – Атлантический океан – Тихий океан. Представляется, что указанный феномен объясняется более масштабным и динамически активным оледенением Северного полушария по сравнению с оледенением Южного полушария. Кроме того, определенную роль играло сильное воздействие теплого течения Гольфстрим на ледовый режим Северной Атлантики и Норвежско-Гренландского бассейна.

Однозначно выраженный рост потоков марино-гляциальных отложений в течение плейстоцена во всех основных океанических бассейнах обусловлен посуровением морского климата в связи с глобальным развитием оледенения Земли.

Потоки кокколито-фораминиферовых и фораминиферовых илов и глин

Результаты расчета потоков кокколито-фораминиферовых и фораминиферовых илов и глин, основанные на данных по осадкам в материалах глубоководного бурения, показаны в табл. 97.

Таблица 97

**Абсолютные массы (г/см<sup>2</sup>/тыс. лет) кокколито-фораминиферовых и фораминиферовых илов и глин в плейстоцене Мирового океана**

Возраст	Тихий океан	Индийский океан	Атлантический океан	Мировой океан
Неоплейстоцен	0,82	0,76	1,83	1,14
Эоплейстоцен	0,58	0,25	1,82	0,88
Плейстоцен	0,68	0,48	1,82	0,96

Исследование табл. 97 показало, что на всех уровнях плейстоцена наблюдалась четкая закономерность: возрастание потоков изученных осадков в ряду: Индийский океан – Тихий океан – Атлантический океан. Вторая закономерность сводится к возрастанию абсолютных масс в течение плейстоцена: самому сильному – в Индийском океане, умеренному – в Пацифике, и совершенно незначительному – в Атлантике.



Интерпретация полученных данных по первой закономерности представляет собой сложную задачу, т. к. надо учитывать и данные по современным величинам первичной продукции, и отношение В/Л (площади водосборного бассейна к площади бассейна седиментации), и характер рельефа дна (отношение суммарной площади подводных возвышенностей и хребтов к суммарной площади котловин), и потоки растворения.

Данные по первичной продукции свидетельствуют о примерно одинаковых средних величинах для Тихого и Индийского океанов, и большей в 1,24 раза средней первичной продукции в современном Атлантическом океане (Виноградов и др., 1996). Отношения В/Л четко возрастают в ряду Тихий океан – Индийский океан – Атлантический океан (Лисицын, 1974). В этом же ряду растут отношения площадей возвышенностей и хребтов к площадям котловин в пелагиали океанов (Степанов, 1961). По нашим данным, которые не носят строгий количественный характер, потоки растворения росли в ряду: Тихий океан – Индийский океан – Атлантический океан.

Таким образом, данные табл. 97 показывают, что, несмотря на растворение карбонатов, в абсолютных массах остаточных кокколито-фораминиферовых и фораминиферовых илов и глин довольно четко сказывается поступление питательных веществ с суши, трансформируемое в первичную продукцию (и продукцию карбонатов), и преимущественное накопление планктоногенных карбонатов на возвышенностях и хребтах.

Вторая закономерность в принципе совпадает с отмеченными в данном параграфе закономерностями для различных типов терригенных осадков. Вероятно, это доказывает определенную синхронность поступления как терригенного вещества, так и питательных веществ с суши в течение плейстоцена. Дополнительную роль могла сыграть интенсификация вертикальной циркуляции в неоплейстоцене в связи с ростом термических градиентов между поверхностными и придонными водами.

#### Потоки кокколитовых илов и глин

Результаты расчета потоков кокколитовых илов и глин, основанные на данных по осадкам в материалах глубоководного бурения, показаны в табл. 98.

Таблица 98

**Абсолютные массы (г/см<sup>2</sup>/тыс. лет) кокколитовых илов и глин в плейстоцене Мирового океана**

Возраст	Тихий океан	Индийский океан	Атлантический океан	Мировой океан
Неоплейстоцен	0,49	1,36	2,55	1,47
Эоплейстоцен	0,51	0,99	4,89	1,96
Плейстоцен	0,50	1,15	3,72	1,72

Совершенно очевидна одна закономерность: возрастание абсолютных масс на всех стратиграфических уровнях в ряду: Тихий океан – Индийский океан – Атлантический океан (табл. 98). Как отмечено в предыдущем разделе, именно в этом ряду четко растут отношения В/Л и отношения

площадей возвышенностей и хребтов к площадям котловин в пелагиали океанов. Несмотря на то, что точно в этом же направлении растут и потоки растворения, все-таки особенности продуцирования карбонатов в эвфотическом слое из-за повышения поставки питательных веществ в плейстоцене и особенности их накопления в сравнительно более мелководных обстановках оказались более важными в плане потоков остаточного карбонатного вещества.

Изменения изучаемых потоков в течение плейстоцена оказались разными: в Индийском океане эта величина возросла, а в других океанах – уменьшилась, причем особенно сильно – в Атлантике. Это свидетельствует о различных соотношениях между потоками вещества и потоками растворения в индивидуальных океанических бассейнах.

Интересно сравнить рассчитанные абсолютные массы в табл. 97 и 98. Только в Тихом океане потоки существенно фораминиферовых осадков были выше, чем кокколитовых. В других океанах наблюдалась противоположная тенденция. Вероятно, такое явление объясняется существенно более высоким отношением величины потоков растворения к потокам карбонатного вещества в Индийском и – особенно – в Атлантическом океанах. При этом, естественно, верхняя граница эффективного растворения располагалась выше в Индийском и Атлантическом океанах.

#### Потоки пелагических глин

В данном параграфе будут рассмотрены плейстоценовые потоки пелагических глин, суммарно эвпелагических и миопелагических, выделение которых было обосновано в статье Н.С. Скорняковой и И.О. Мурдмаа (1968). Как известно, пелагические (красные глубоководные) глины относятся к категории полигенных осадков, накапливающихся в глубоководных котловинах с минимальной скоростью седиментации, как правило, не превышающей 10 мм/тыс. лет (Мурдмаа, 1979). В отличие от Тихого и Индийского океанов, в современном Атлантическом океане эвпелагические глины не накапливаются. Судя по нашим данным (Левитан, Гельви, 2016), эта же ситуация была типичной и для плейстоцена.

Результаты расчета абсолютных масс (потоков) пелагических глин, основанные на данных по осадкам в материалах глубоководного бурения, показаны в табл. 99.

Таблица 99

**Абсолютные массы (г/см<sup>2</sup>/тыс. лет) пелагических глин в плейстоценовых отложениях Мирового океана**

Возраст	Тихий океан	Индийский океан	Атлантический океан	Мировой океан
Неоплейстоцен	0,39	0,51	1,01	0,46
Эоплейстоцен	0,52	0,57	1,94	0,63
Плейстоцен	0,46	0,55	1,40	0,56

Из анализа табл. 99 следуют минимум два однозначных вывода: 1) для всех изученных возрастных срезов наблюдается увеличение абсолютных масс пелагических глин в ряду: Тихий океан – Индийский – Атлантический

океан; 2) во всех основных океанических бассейнах (а также, естественно, в Мировом океане в целом) происходило уменьшение потоков пелагических глин в течение плейстоцена.

Первый вывод логично объяснить, прежде всего, возрастанием в данном ряду отношения  $V/L$ , т. е. отношения площади водосбора к площади бассейна седиментации (Лисицын, 1974).

Со вторым выводом сложнее. С одной стороны, наблюдавшееся в течение плейстоцена возрастание потоков литогенного (и прежде всего – терригенного) материала с континентов (Левитан, 2020; данная монография) не могло не привести к уменьшению площади распространения пелагических глин за счет их «оттеснения» в сторону пелагиали. Тот же тренд (хотя и в меньшей степени) был вызван и увеличением потоков карбонатного материала в целом в Тихом и Индийском океанах, и на континентальных окраинах Атлантического океана. В итоге накопление пелагических глин на меньшей площади в неоплейстоцене, чем в эоплейстоцене, способствовало снижению их масс и скоростей накопления [при этом следует учесть также, что продолжительность неоплейстоцена (0,79 млн лет) была меньше, чем эоплейстоцена (1,0 млн лет)]. Кроме того, на дне пелагических областей Тихого и Индийского океанов в эоплейстоценовых осадках отношение литогенного вещества к  $\text{CaCO}_3$  было выше, чем в неоплейстоцене (Левитан, 2017).

С другой стороны, именно метод абсолютных масс, как известно, позволяет абстрагироваться от разбавляющих компонентов. С этой точки зрения очевидно, что в эоплейстоцене накапливались большие массы сухого осадочного вещества пелагических глин и наблюдались большие скорости их накопления, чем в неоплейстоцене, что доказано и прямыми расчетами в данной монографии.

Учитывая полигенность рассматриваемых отложений, можно было бы предположить, что именно в эоплейстоцене (по сравнению с неоплейстоценом) были большие потоки таких составляющих красные глины компонентов как терригенных, или вулканических, или космогенных, или гидrogenных, или гидротермальных, или аутигенных. Однако эти предположения не подтверждаются ни нашими прямыми расчетами потоков литогенного вещества, ни данными по литологии и геохимии плейстоценовых красных глин (Li, Schoonmaker, 2001).

Кроме того, ситуация осложнена отсутствием в материалах глубоководного бурения данных по эоплейстоцену фэна Амазонки – одного из крупнейших депоцентров терригенного вещества. В то же время результаты бурения верхней части этого фэна национальной нефтяной компанией Бразилии свидетельствуют о том, что в плейстоцене самые высокие скорости седиментации турбидитового комплекса наблюдались в нижней части эоплейстоцена, в подзоне NN19c (Figueredo et al., 2009). Естественно, что эти результаты могут объяснить ситуацию с пелагическими глинами только в Атлантическом океане, и то лишь в небольшой его части.

Представляется, что существует единственное объяснение наблюдаемому превышению абсолютных масс пелагических глин в эоплейстоцене над неоплейстоценом для всех океанов. По результатам первых рейсов глубоководного бурения еще в 70-х гг. прошлого века было установлено, что

в течение кайнозоя (в том числе и в плейстоцене) в Мировом океане происходило углубление CCD – глубины карбонатной компенсации [Нау, 1970]. Следовательно, исходя из представлений о том, что пелагические глины по своей сути в основном являются «нерастворимым остатком» потоков карбонатного вещества на дно, понятно, что при меньшей CCD абсолютные массы пелагических глин в эоплейстоцене будут выше и накопление этих глин в эоплейстоцене будет происходить на большей площади, чем позднее в неоплейстоцене.

### Потоки диатомовых илов и глин

Результаты расчета потоков диатомовых илов и глин, основанные на данных по осадкам в материалах глубоководного бурения, показаны в табл. 100.

Таблица 100

**Абсолютные массы (г/см<sup>2</sup>/тыс. лет) диатомовых илов и глин в плейстоцене Мирового океана**

Возраст	Тихий океан	Индийский океан	Атлантический океан	Мировой океан
Неоплейстоцен	1,02	0,20	1,12	0,78
Эоплейстоцен	0,25	0,51	1,64	0,80
Плейстоцен	0,51	0,37	1,31	0,79

Судя по табл. 100, в истории плейстоценового накопления диатомового вещества намечается довольно сложная картина. Можно уверенно констатировать, что диатомовые осадки в Атлантическом океане на всех стратиграфических уровнях накапливались заметно интенсивнее, чем в других основных океанических бассейнах, причем основное значение имело накопление диатомовых илов и глин на дне пелагической области океанов, а не в апвеллингах. Вероятно, этот факт объясняется, прежде всего, заметным превосходством Атлантики в величине потока поступающих нутриентов и, соответственно, в величине первичной продукции (Виноградов и др., 1996) с учетом площади.

Не менее важна и эволюция вертикальной циркуляции в Южном океане, которая была наиболее активной в конце плиоцена – начале эоплейстоцена (Cortese et al., 2005). Несколько подробнее история плейстоценового кремненакопления в южном поясе Мирового океана была рассмотрена выше в главе 12.

Нельзя не отметить, что в Пацифике абсолютные массы диатомовых отложений в основном накапливались в северном полушарии, а в Индийском и Атлантическом океанах – в южном. Различия между плейстоценовой историей седиментации диатомовых осадков в Тихом океане, с одной стороны, и в Индийском океане и Атлантике – с другой, скорее всего, можно объяснить с позиции концепции «двух океанов» (Левитан, 2016). Из этого следует, что в Тихом океане преобладало накопление по типу «безледного» океана, а в двух других бассейнах – по типу «ледового» океана.

Если говорить о Мировом океане, то для него намечается довольно стабильный характер плейстоценовой диатомовой седиментации, т. е. оба от-

меченных типа накопления диатомей как бы уравновешивают друг друга с точки зрения глобального круговорота кремнезема.

### Потоки диатомово-радиоляриевых илов и глин

Результаты расчета потоков диатомово-радиоляриевых илов и глин, основанные на данных по осадкам в материалах глубоководного бурения, показаны в табл. 101.

Таблица 101

**Абсолютные массы (г/см<sup>2</sup>/тыс. лет) диатомово-радиоляриевых илов и глин в плейстоцене Мирового океана**

Возраст	Тихий океан	Индийский океан	Атлантический океан	Мировой океан
Неоплейстоцен	0,66	1,67	0	0,78
Эоплейстоцен	0,07	0,24	0	0,10
Плейстоцен	0,18	0,93	0	0,37

Анализ данных табл. 101, прежде всего, свидетельствует об отсутствии сколько-нибудь значимых потоков радиоляриевых осадков в Атлантике. Как уже отмечалось в главе 3, конкурентные (разбавляющие) потоки карбонатного вещества в экваториальной зоне этого океана настолько велики, что не позволяют накапливаться значительным массам радиоляриевых илов. На юге этого же океана аналогичную роль исполняют потоки диатомей.

Совершенно очевидно явное преобладание потоков радиолярий на всех стратиграфических уровнях плейстоцена в Индийском океане по сравнению с Тихим. Поскольку, как отмечалось выше, и отношения В/Л гораздо выше в Индийском океане, чем в Пацифике, можно сделать вывод, что и потоки питательных веществ в Индийский океан существенно выше. По нашим расчетам, опирающимся на данные (Виноградов и др., 1996), первичная продукция в Индийском океане в современную эпоху примерно в 1,5 раза выше, чем в Тихом океане. Таким образом, повышенные потоки нутриентов приводят к более высокой первичной продукции, которая реализуется заметно большими потоками радиоляриевого материала на дно главным образом в тропической зоне океана.

Резкое возрастание абсолютных масс радиоляриевых осадков в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом обусловлено возрастанием потоков нутриентов в экваториально-тропическую зону обоих океанов как за счет увеличившейся поставки с континентов, так и за счет увеличения интенсивности вертикальной циркуляции в зоне экваториальной дивергенции.

### **15.3. Абсолютные массы накопления основных осадкообразующих компонентов**

По приведенным выше в главах 8, 9 и 10 таблицам можно рассчитать отношения абсолютных масс литогенного вещества и CaCO<sub>3</sub> на подводных континентальных окраинах всех основных океанов в неоплейстоцене и в эоплейстоцене. Для Тихого океана эти отношения равны, соответственно, 7,12 и 6,28; для Индийского океана – 5,04 и 2,29; для Атлантики – 4,75

и 2,76. Таким образом, на всех континентальных окраинах основных океанов отношение потоков литогенного вещества к потокам  $\text{CaCO}_3$  в неоплейстоцене было выше, чем в эоплейстоцене. Не пытаясь (в данном случае) дать объяснение полученным значениям, попробуем понять: почему именно так, в одинаковом направлении, изменилось отношение абсолютных масс литогенного вещества к абсолютным массам  $\text{CaCO}_3$  в плейстоцене?

Примем, что потоки литогенного вещества с континентов на континентальные окраины характеризуют, главным образом, твердый сток рек (Лисицын, 1978), а потоки биогенных карбонатов отражают в основном сток растворенных веществ с континентов в океаны. Тогда получается, что отношение твердого стока рек к стоку растворенных веществ в неоплейстоцене было выше, чем в эоплейстоцене. Следовательно, можно предположить, что и отношение механического выветривания к химическому также было больше. Есть все основания связать установленное явление с глобальным потеплением климата, уменьшением среднегодовых температур и влажности атмосферы в течение плейстоцена.

В главе 14 были приведены результаты расчета абсолютных масс основных компонентов донных осадков – литогенного вещества,  $\text{CaCO}_3$  и биогенного опала – для неоплейстоцена, эоплейстоцена и плейстоцена в целом в рассматриваемых в монографии океанах (кроме Северного Ледовитого океана). Нельзя не отметить, что массы, используемые для расчета, являются остаточными и характеризуют количество только сохранившихся в донных осадках компонентов. Дело в том, что литогенное вещество, как правило, не подвержено растворению в водной толще и на поверхности осадков. Биогенный опал в определенной степени [до 30%, в основном на поверхности дна (Tréguer, DeLaRocha, 2013)] растворяется, а  $\text{CaCO}_3$  растворяется на различных уровнях (от арагонитового лизоклина и ниже) вплоть до полного растворения ниже уровня карбонатной компенсации (CCD) (Лисицын, 1978).

Проведенные на основе данных главы 14 расчеты показали, что в неоплейстоцене абсолютные массы литогенного вещества для Тихого, Индийского, Атлантического, Северного Ледовитого и Мирового океана составляли 1,50, 2,06, 2,14, 2,54 и 1,68 г/см<sup>2</sup>/тыс. лет соответственно. Для  $\text{CaCO}_3$  этот же ряд выглядит следующим образом: 0,33, 0,60, 0,58, 0 и 0,44 г/см<sup>2</sup>/тыс. лет. Абсолютные массы биогенного опала в неоплейстоцене для той же последовательности океанов были равны 0,04, 0,13, 0,16, 0 и 0,09 г/см<sup>2</sup>/тыс. лет.

В эоплейстоцене ситуация с абсолютными массами выглядела по-другому. Абсолютные массы литогенного вещества для Тихого, Индийского, Атлантического, Северного Ледовитого и Мирового океанов составляли 0,96, 1,27, 1,24, 2,54 и 1,68 г/см<sup>2</sup>/тыс. лет соответственно. Для  $\text{CaCO}_3$  этот же ряд выглядит следующим образом: 0,17, 0,40, 1,36, 0 и 0,52 г/см<sup>2</sup>/тыс. лет. Абсолютные массы биогенного опала в эоплейстоцене для той же последовательности океанов были равны 0,03, 0,08, 0,15, 0 и 0,07 г/см<sup>2</sup>/тыс. лет.

В целом в плейстоцене абсолютные массы литогенного вещества для Тихого, Индийского, Атлантического, Северного Ледовитого и Мирового океанов составляли 1,20, 1,62, 1,64, 2,94 и 1,94 г/см<sup>2</sup>/тыс. лет соответственно. Для  $\text{CaCO}_3$  этот же ряд выглядит следующим образом: 0,24, 0,49, 1,01, 0

и 0,48 г/см<sup>2</sup>/тыс. лет. Абсолютные массы биогенного опала в плейстоцене для той же последовательности океанов были равны 0,04, 0,10, 0,15, 0 и 0,08 г/см<sup>2</sup>/тыс. лет. В целом полученные данные по абсолютным массам осадкообразующих компонентов показаны в табл. 102.

Таблица 102

**Абсолютные массы основных осадкообразующих компонентов плейстоценовых отложений Мирового океана (MAR, г/см<sup>2</sup>/тыс. лет)**

Возраст	Океан	Литогенное вещество	CaCO <sub>3</sub>	Биогенный опал
Неоплейстоцен	Тихий	1,50	0,33	0,04
	Индийский	2,06	0,60	0,13
	Атлантический	2,14	0,58	0,16
	Северный Ледовитый	3,45	0	0
	Мировой	1,83	0,44	0,09
Эоплейстоцен	Тихий	0,96	0,17	0,03
	Индийский	1,27	0,40	0,08
	Атлантический	1,24	1,36	0,15
	Северный Ледовитый	2,56	0	0
	Мировой	1,68	0,52	0,07
Плейстоцен	Тихий	1,20	0,24	0,04
	Индийский	1,62	0,49	0,10
	Атлантический	1,64	1,01	0,15
	Северный Ледовитый	2,94	0	0
	Мировой	1,94	0,48	0,08

Н. М. Страхов в своих исследованиях по литологии и геохимии океанических осадков выделял так называемую биогенную триаду: CaCO<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub> ам. и Сорг. (Страхов, 1976). В настоящей монографии проблемы Сорг отдельно не рассматриваются. Они упоминались попутно, например, при рассмотрении ситуации в апвеллингах. В то же время геохимии органического вещества в Мировом океане посвящено огромное количество исследований. Для современного периода геологической истории океана укажем на обобщение по Сорг Е. А. Романкевича и А. А. Ветрова (1997). Материалы глубоководного бурения с точки зрения содержаний и потоков Сорг обобщались, например, в работах В. Я. Троцюка и М. М. Мариной (1988), М. А. Левитана с коллегами (Левитан и др., 1980), Г. Н. Батурина (2008).

Большое значение имеет обзор в (Cartapanis et al., 2016) (см. главу 11), в котором на материале многочисленных длинных колонок неоплейстоценовых осадков во всем Мировом океане было показано, что в средних и низких широтах наблюдается увеличение MAR Сорг в осадках ледниковых стадий, а в высоких широтах – в осадках межледниковий. В целом указанные исследователи сделали два важных вывода: 1) о заметном пре-

обладании потоков Сорг в областях континентальных окраин над потоками в пелагиали океана и 2) о возрастании потоков Сорг в течение позднего неогена-четвертичного времени.

По приведенным данным можно сделать краткие выводы. В течение плейстоцена потоки литогенного материала во всех океанах выросли. При этом наибольшие величины, вероятно, характеризовали Северный Ледовитый и Индийский океаны. Напомним, что в Северном Ледовитом океане аккумулировалось только литогенное вещество, поэтому нижеследующие выводы о биогенных компонентах этот океан не затрагивают.

В рассуждениях об абсолютных массах  $\text{CaCO}_3$  имеется в виду находящееся в осадках карбонатное вещество, а не его потоки из водной толщи на дно. В Тихом и Индийском океанах в течение плейстоцена произошло возрастание абсолютных масс  $\text{CaCO}_3$  в осадках. В Атлантическом океане, напротив, в эоплейстоцене абсолютные массы  $\text{CaCO}_3$  были выше, чем в неоплейстоцене. При этом превышение оказалось настолько большим, что зеркально отразилось и на результатах по Мировому океану. Во всех океанах, кроме эоплейстоценовой Атлантики, абсолютные массы литогенного вещества превышают абсолютные массы  $\text{CaCO}_3$  в 3–5 раз. В эоплейстоцене абсолютные массы  $\text{CaCO}_3$  в Атлантическом океане даже несколько превзошли абсолютные массы литогенного вещества. Причина этого феномена пока остается неизвестной.

Во всех океанах отмечено некоторое возрастание абсолютных масс биогенного опада в течение плейстоцена. При этом сохранялось соотношение, при котором по этому параметру на первом месте находится Атлантический океан, на втором – Индийский, и на третьем – Тихий. Средние абсолютные массы биогенного опада в плейстоценовых осадках океанов меньше абсолютных масс  $\text{CaCO}_3$  в 3–10 раз.

Интересные результаты получены при исследовании отношений абсолютных масс (MAR) биогенных осадков в неоплейстоцене к MAR в эоплейстоцене. Для карбонатных осадков пелагиали Тихого океана эта величина равна 2,29, для континентальных окраин – 1,37; для кремнистых осадков – 1,80 и 1,28 соответственно. Отношения для Индийского океана равны 1,69, 1,51; 1,64 и 1,70. В Атлантике эти отношения равны 0,66, 1,45; 1,12 и 0,37. Таким образом, если иметь в виду продукцию карбонатов и биогенного кремнезема в эвфотическом слое, то вырисовывается глобальная закономерность роста этих величин в плейстоцене в Мировом океане, обусловленная ростом первичной продукции. Исключения, связанные с MAR остаточных пелагических карбонатов в Атлантике, уже объяснялись выше причинами, не имеющими отношения к первичной продукции. Исключения по абсолютным массам кремнистых осадков на континентальных окраинах Атлантического океана обусловлены апвеллингами, связанными с высокоширотной циркуляцией (см. концепцию «двух океанов»). Общее для Мирового океана возрастание первичной продукции связано, прежде всего, с увеличением потока питательных веществ с суши (особенно, в условиях «безледного» океана).

Табл. 102 позволяет сделать некоторые выводы об исследованных океанических бассейнах в сравнительном плане. Так, уменьшение MAR ли-



тогенного вещества в ряду Северный Ледовитый, Атлантический (Индийский), Тихий океаны связано, скорее всего, с уменьшением в таком же ряду отношения В/L.

Уже отмечалось, что MAR CaCO<sub>3</sub> в неоплейстоцене отражает результат динамического взаимодействия потока карбонатов из эвфотического слоя и потенциала их растворения на больших глубинах (это особенно справедливо для Атлантики). Однако в эоплейстоцене потенциал растворения был гораздо меньше, поэтому интересно сравнить MAR CaCO<sub>3</sub> различных океанов для этой части плейстоцена. Выявляется, что данный параметр в Атлантике был больше, чем в Индийском океане, почти в 2,5 раза, а в последнем превышал значение в Тихом океане больше, чем в 2,0 раза. По мнению автора, такое явление объясняется, прежде всего, уменьшающейся в этом ряду долей площади дна океана, занимаемой подводными хребтами, возвышенностями и поднятиями различного генезиса (Harris et al., 2014). Еще одной причиной может быть уменьшение поставки питательных веществ с суши в этом ряду. Кроме того, если условно считать отношение MAR CaCO<sub>3</sub> в неоплейстоцене Тихого океана к этому же параметру в эоплейстоцене (равное примерно 2,0) как почти не подверженное влиянию растворения, то на этой основе можно рассчитать потенциальные MAR CaCO<sub>3</sub> в неоплейстоцене Индийского и Атлантического океанов, если бы не было растворения. Такой подход дает возможность вычислить массу растворенного CaCO<sub>3</sub> в неоплейстоцене.

Такой же ряд уменьшения, как и для MAR CaCO<sub>3</sub>, т.е. Атлантика – Индийский океан – Тихий океан, выявляется и для MAR биогенного опала. Однако в этом случае, скорее всего, следует говорить об уменьшении поставки питательных веществ с суши (рис. 105).

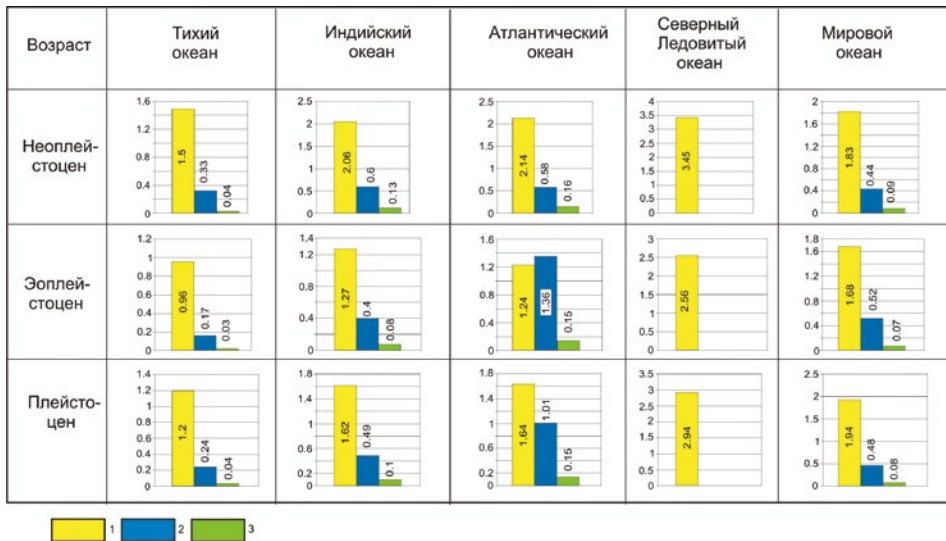


Рис. 105. Распределение абсолютных масс (г/см<sup>2</sup>/тыс. лет) основных осадкообразующих компонентов плейстоценовых отложений Мирового океана.

Условные обозначения: 1 – литогенное вещество; 2 – CaCO<sub>3</sub>; 3 – биогенный опал

#### ***15.4. Глобальные закономерности и региональные особенности изменения литологического состава осадков Мирового океана в плейстоцене***

##### *Типы осадков*

В группу литогенных осадков в монографии включены терригенные и вулканогенные отложения, а также пелагические глины.

**Терригенные отложения.** Эта категория состоит из ледниковых, ледниково-морских и океанических отложений. Ледниковые образования представлены диамиктитами (в данном случае – морскими моренами). Среди описанных в частях I и II регионов Мирового океана они представлены только на шельфе Земли Уилкса и моря Росса. Остальные отмеченные диамикты (и диамиктоны) являются континентальными моренами.

Ледниково-морские осадки сложены, главным образом, гемипелагическими глинами с материалом ледового разноса (IRD). Однако в их состав местами входят и существенно более крупнозернистые разности, вплоть до крупных алевритов и миктитов. Они описаны в высоких широтах всех океанов, в регионах, примыкающих к областям развития плейстоценовых континентальных и горных оледенений. Приведенные в монографии количественные параметры седиментации не оставляют сомнений в том, что потоки ледниково-морских осадков в океанах в среднем были выше в неоплейстоцене, чем в эоплейстоцене.

Среди океанических отложений мы выделяем терригенные морские пески и песчаники, глинистые отложения и терригенные турбидиты. Терригенные пески были распространены в основном на шельфах, хотя они описаны местами (например, на атлантической окраине США или на юге подводной окраины Анд) и на континентальных склонах. Как уже отмечалось выше, на шельфах пробурено гораздо меньше скважин глубоководного бурения, чем на континентальных склонах. Тем не менее приведенные в монографии данные однозначно свидетельствуют о гораздо большем накоплении терригенных морских песков в неоплейстоцене, чем в эоплейстоцене (например, см. данные по китайским морям – раздел 5.3).

Глинистые отложения представлены гемипелагическими (терригенными) глинами. Гемипелагические глины в целом отражают выросший в течение плейстоцена поток терригенного материала с суши. При этом для различных океанических бассейнов установлены отличающиеся особенности развития гемипелагических глин. В целом они больше всего распространены на континентальных окраинах и в гемипелагических фациальных зонах пелагической фациальной мегаобласти. Ниже будут приведены дополнительные соображения по поводу плейстоценовых гемипелагических глин.

Терригенные турбидиты также однозначно были развиты во всех океанах в неоплейстоцене гораздо шире и имели существенно более высокие скорости накопления, чем в эоплейстоцене. Отметим, что серьезных данных по Северному Ледовитому океану нет. Здесь известно только, что турбидиты найдены преимущественно в разрезах глубоководных котловин. В основном в Мировом океане терригенные турбидиты приурочены к континентальным окраинам «терригенного» типа и достаточно часто распро-

странены за их пределы уже в пелагических областях. Наиболее известные примеры турбидитовых комплексов, указанные в монографии, связаны с фэнами заливов: Аляскинского, Бенгальского, Мексиканского.

Если попытаться оценить суммарный поток терригенного материала с континентов в Мировой океан, то можно заметить две глобальные закономерности. Во-первых, в течение плейстоцена этот поток явно вырос. Во-вторых, структура потока изменилась: в неоплейстоцене отношение суммарных скоростей накопления песков и терригенных турбидитов к скорости накопления терригенных глин явно было выше, чем в эоплейстоцене. Это обусловлено резким увеличением масс поступающего терригенного материала, что способствовало массовому развитию мутьевых потоков.

**Пелагические глины.** Эти осадки состоят из мио- и эвпелагических глин. Среди пелагических глин эвпелагические разности найдены только в Тихом и Индийском океанах. В Атлантике они отсутствуют. Наиболее четкая глобальная особенность распространения плейстоценовых пелагических глин (помимо их наибольшей глубоководности) заключается в однозначно больших площадях распространения, объемах, массах сухого вещества и скоростях накопления в эоплейстоцене всех океанов (кроме Северного Ледовитого, где их вообще не существовало в плейстоцене), чем в неоплейстоцене.

**Вулканогенные отложения.** В данную группу включены вулканические пеплы, вулканогенные глины и вулканогенно-обломочные отложения, включая вулканогенные турбидиты. В целом отмеченные в монографии вулканогенные отложения приурочены к районам, примыкающим к вулканическим островным дугам, а также к Исландии. Данные по пеплам, которые позволили бы оценить их количественные параметры, в монографии не приводятся. Суммарные оценки для всей группы отложений (см. параграф о скоростях накопления в главе 15) четко указывают на возрастание этого параметра в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом. Нельзя не отметить совпадение отмеченного явления с трендом возрастания частоты встречаемости прослоев пеплов окраинно-океанских извержений в течение неоген-четвертичного времени, зафиксированного по данным глубоководного бурения в Тихом, Индийском и Атлантическом океанах (Левитан, Лисицын, 1978<sub>1,2</sub>).

**Карбонатные отложения.** В группу карбонатных отложений включены планктоногенные карбонатные илы и карбонатные глины, бентогенные отложения (включая карбонатно-обломочные осадки) и карбонатные турбидиты.

Планктоногенные карбонатные илы и карбонатные глины представлены главным образом кокколитовыми и фораминиферово-кокколитовыми разностями. Они приурочены, в основном, к различным подводным хребтам и возвышенностям в средних и низких широтах. Часто встречаются на континентальных склонах. Обычно фораминиферово-кокколитовые разновидности залегают на меньших глубинах дна, чем кокколитовые. Это обусловлено тем, что такой уровень растворения, как фораминиферовый лизоклин, залегают в водной толще выше кокколитового лизоклина (Лисицын, 1978).

Как уже отмечалось, рассчитанные скорости накопления характеризуют остаточное карбонатное вещество, находящееся в осадках. Для Тихого и Индийского океанов, а также для континентальных окраин Атлантического океана, скорости накопления и абсолютные массы  $\text{CaCO}_3$  явно были выше

в неоплейстоцене, чем в эоплейстоцене. В пелагической области Атлантики наблюдается противоположная тенденция: превышение этих параметров в эоплейстоцене над неоплейстоценом, что является наиболее ярко выраженной региональной особенностью плейстоценовой седиментации в Мировом океане. Выше такое явление было связано с возросшим растворением пелагических карбонатов на относительно больших глубинах придонными и глубинными водами, начиная с уровня 1,1 млн лет. Следует отметить, что при этом кокколитовые илы растворялись в большей степени, чем фораминиферо-кокколитовые. Растворение отмечено во всех океанах, однако в различных океанических бассейнах оно выражено по-разному. Безусловно, наиболее сильным растворение карбонатов было в Атлантике. На втором месте в этом плане находится Индийский океан и на третьем – Тихий.

К бентогенным карбонатным образованиям в данном случае относятся водорослево-коралловые рифы и известняки, отдельные коралловые постройки и мшанковые биогермы, скопления ракуши и т. д. Они развиты, как правило, на тропических шельфах (в Коралловом море, на северо-западном шельфе Австралии, в Карибском море, в Мексиканском заливе и т. д.). Нельзя не отметить одиночные глубоководные кораллы в районе плато Роккол в Атлантике. В совершенно незначительных количествах изредка присутствуют обломочные карбонаты (например, эоловые карбонаты на внутреннем шельфе Аравийского полуострова или примесь обломочных доломитов в так называемых «розовых» прослоях айсбергитов Американо-Северного Ледовитого океана). Вероятно, еще реже встречаются хемогенные или биохемогенные карбонаты [ооиды на индоокеанских северных и западных шельфах Австралии, арагонитовые иглы в районе Багамских банок, отложения Персидского залива (Левитан, Богданов, 1980<sub>2</sub>) и проч.]. Судя по нашим расчетам, карбонатно-обломочные и бентогенные отложения в неоплейстоцене накапливались с несколько более высокой скоростью, чем в эоплейстоцене.

Карбонатные турбидиты своим присутствием и количественными параметрами отражают не столько специфику карбонатакопления, сколько особенности развития карбонатных шельфов, континентальных склонов и склонов подводных хребтов и возвышенностей в средних и низких широтах. Как и терригенные турбидиты, они зачастую проникают на абиссальные равнины. Особенно много таких примеров в Атлантике. При осреднении данных по Мировому океану выяснилось, что в неоплейстоцене скорости их накопления были выше, чем в эоплейстоцене.

**Кремнистые осадки.** В группу океанических кремнистых осадков входят диатомовые илы и глины высоких широт и апвеллингов, с одной стороны, и радиоляриево-диатомовые илы экваториально-тропической зоны океана – с другой.

Высокоширотные диатомовые илы и глины развиты на юге Атлантического и Индийского океанов, а также в северной и южной частях Тихого океана. Для юга Индийского океана и севера Тихого океана доказано заметное превышение скоростей накопления этих кремнистых осадков в эоплейстоцене над неоплейстоценом. В южных частях Пацифики и Атлантики отмечено небольшое преобладание неоплейстоценовых скоростей накопления. Рассмотрению пространственно-временных особенностей накопления

диатомовых илов и глин в южном поясе кремненакопления посвящена глава 12. Наши данные однозначно свидетельствуют о большей интенсивности кремненакопления в основных апвеллингах (Перуанском, Бенгельском, Канарском) в эоплейстоцене, чем в неоплейстоцене. Однако средние данные по плейстоценовым осадкам Мирового океана, приведенные в этой главе, свидетельствуют о том, что в неоплейстоцене диатомовые осадки в целом накапливались с чуть большей скоростью, чем в эоплейстоцене.

Радиоляриево-диатомовые илы и глины пользуются развитием в Тихом и Индийском океанах, как правило, ближе к экватору, чем диатомовые осадки. В Атлантике их практически нет (слишком маленькие площади распространения для того, чтобы быть отраженными на наших обзорных картах). В обоих океанах своего развития эти осадки однозначно накапливались явно с большей скоростью в неоплейстоцене, чем в эоплейстоцене.

Как показано в предыдущем параграфе, в среднем суммарные абсолютные массы биогенного опала (т.е. суммы диатомовых и радиоляриево-диатомовых осадков) были выше в неоплейстоцене, чем в эоплейстоцене. Это свидетельствует о большей роли в плейстоценовом кремненакоплении именно радиоляриево-диатомовых илов.

В этом месте монографии уместно еще раз подчеркнуть, что в ней рассматривались только наиболее распространенные осадки. Такие осадочные (включая диагенетически-осадочные и гидротермальные) образования, как фосфориты, железо-марганцевые конкреции, марганцевые корки, металлоносные отложения и прочие относительно редко встречающиеся формирования, в предмет рассмотрения данной книги не входят.

### Глобальные закономерности

Нельзя не обратить внимание на то, что данные и по массам сухого осадочного вещества, и по скоростям его накопления, и по абсолютным массам характеризуют одну и ту же закономерность структуры плейстоценовой седиментации (если отвлечься от растворения карбонатов и от Северного Ледовитого океана): доминирование терригенного вещества при явно уступающей роли  $\text{CaCO}_3$  и незначительном участии биогенного опала. Такую закономерность можно назвать основным законом плейстоценовой седиментации в «безледном» Мировом океане (с единственным исключением – в эоплейстоцене Атлантики).

Представляется, что этот феномен связан, прежде всего, со структурой речного стока. Необходимо отметить, что по составу современных и плейстоценовых осадков подводные части континентальных окраин представлены терригенными, карбонатными, терригенно-карбонатными и кремнисто-терригенными разновидностями, что зависит от сочетания тектонических и климатических особенностей. Карбонатные окраины расположены в аридном климате и примыкают к бессточным регионам суши. Они рассматриваться не будут. В остальных типах окраин в большей или меньшей степени участвует терригенное вещество, особенно флювиальное.

Для современного речного стока в Мире характерно превышение массы взвешенного стока над стоком растворенных веществ примерно в 5,4 раза (Гордеев, 2012). В составе стока растворенных веществ отношение карбона-

тов к кремнезему составляет около 5. На континентальных окраинах отношение терригенного вещества к сумме карбонатов и опала может возрастать за счет преимущественной аккумуляции твердого взвешенного материала в природных седиментационных ловушках. Кроме того, надо иметь в виду комплекс геохимических процессов, в соответствии с которыми водная толща над областями континентальных окраин представляет собой «царство» взвешенных форм элементов, а в пелагических областях – «царство» растворенных форм (Гордеев, 2012).

По всем представленным материалам можно сделать выводы о присутствии ряда глобальных закономерностей в распространении основных групп осадков в течение плейстоцена. К ним относятся: 1) явное увеличение потока литогенного (терригенного и вулканогенного) вещества в Мировой океан; 2) небольшое возрастание потока биогенного кремнистого вещества на дно океана из эвфотической зоны; 3) уменьшение скоростей накопления пелагических глин во всех океанах. Резко выраженной региональной особенностью является уменьшение остаточных скоростей накопления карбонатных илов на глубоководном ложе Атлантического океана в неоплейстоцене на фоне их возрастания на континентальных окраинах этого океана и в целом в Тихом и Индийском океанах. Не менее четкой региональной особенностью является повышенное отношение абсолютных масс  $\text{CaCO}_3$  к абсолютным массам литогенного вещества в эоплейстоцене Атлантического океана.

### *15.5. Факторы эволюции осадконакопления в Мировом океане в плейстоцене*

Плейстоценовые отложения Мирового океана – настолько крупный объект исследования, что для правильной интерпретации соответствующих фактов необходимо выйти за пространственно-временные рамки его изучения. Действительно, поскольку Мировой океан является бассейном седиментации, то совершенно необходимо знать о том, что происходило в областях водосборов. Выявленные глобальные тренды в развитии основных групп осадков в плейстоцене с необходимостью вызывают вопросы об их возрастных рамках (особенно о начале). Главные соображения по этому поводу уже высказаны в главе 13. Ниже они будут сформулированы в более кратком виде. К сожалению, при этом некоторые повторы неизбежны.

### Неотектоника

Вертикальные неотектонические движения на континентах (положительного и отрицательного знаков), среди которых абсолютно преобладают положительные (в том числе горообразовательные) движения, начались в олигоцене (Левитан, 1992; Трифонов, 1999) и усилились в плиоцен-четвертичное время. Согласно последним данным, они охватили не менее половины площади континентов, а по мнению ряда исследователей – даже до 70–90%. Пояса повышенной неотектонической активности (со скоростями воздымания до 2 мм/год) на суше распространены неравномерно. К ним относятся Кордильеры, Анды, горные области Северо-Восточной Азии, Тибет, Средиземноморско-Гималайский и Алтайско-Становой пояса (Трифонов, Соколов, 2015). Детальные исследования показывают, что даже в пре-

делах этих поясов соседствуют блоки с разнонаправленными движениями различной амплитуды на фоне усредненного общего воздымания (Трифонов и др., 2002). Неотектоническая фаза на континентах хорошо проявлена на кривой А. Б. Ронова для уровня Мирового океана в кайнозое (рис. 106).

Многочисленные данные свидетельствуют о том, что в пределах подводных частей континентальных окраин также происходили и происходят неотектонические движения, которые по преимуществу носят отрицательный знак. Такая ситуация, например, в Британской Колумбии (см. раздел 5.8) и на северном шельфе Австралии в Индийском океане (см. раздел 6.1). При этом надо иметь в виду определенное унаследование неотектоническими движениями общих трендов погружения подводных частей пассивных континентальных окраин, которые стартовали после окончания рифтогенных этапов их развития.

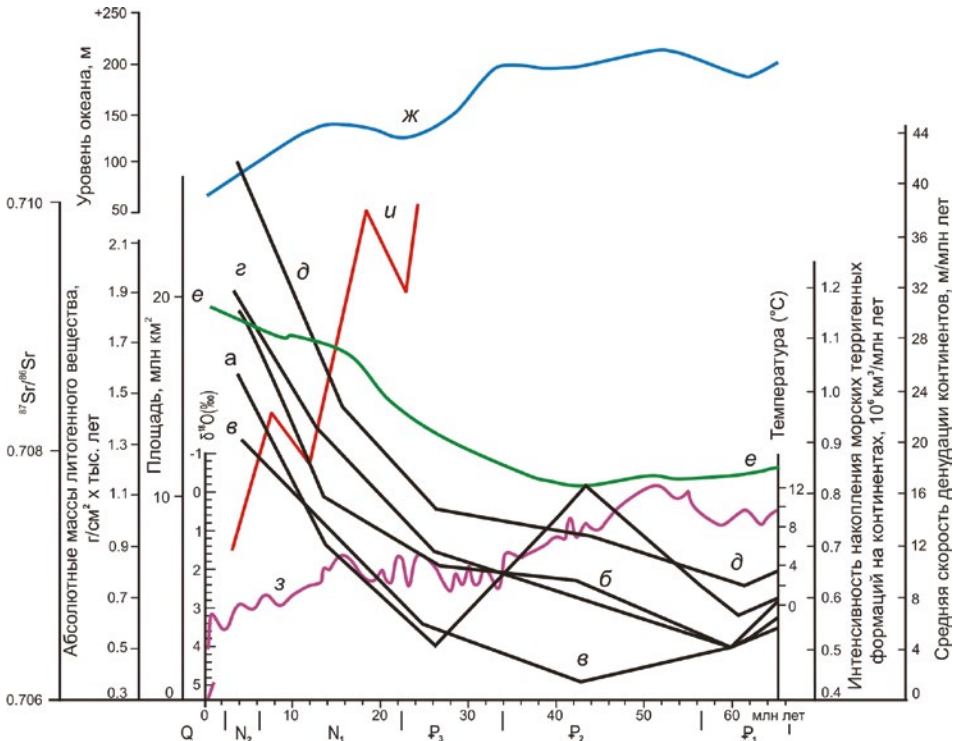


Рис. 106. Характеристики водосборов и бассейнов океанической седиментации в кайнозое. Условные обозначения: *а* – интенсивность накопления морских терригенных формаций на континентах ( $10^6 \text{ км}^3/\text{млн лет}$ ) (Ронов, 1983, с изменениями); *б-г* – абсолютные массы литогенного вещества ( $\text{г}/\text{см}^2 \times \text{тыс. лет}$ ), *б* – в Северной Атлантике (Thiede, Ehrmann, 1986, с изменениями), *в* – в Южной Атлантике (Steinberg, 1989, изменениями), *г* – в Индийском океане (Левитан, 1994, с изменениями); *д* – средняя скорость денудации континентов ( $\text{м}/\text{млн лет}$ ) (Ронов, 1983, с изменениями); *е* – отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в карбонатных раковинах морских организмов (Veizer et al., 1999, с изменениями); *ж* – уровень Мирового океана ( $\text{м}$ ) (Ронов, 1983, с изменениями); *з* –  $\delta^{18}\text{O}$  (‰) в карбонатных раковинах бентосных фораминифер Мирового океана (Zachos et al., 2001, с изменениями) (см. справа температурную шкалу); *и* – площадь морей на континентах ( $\text{млн км}^2$ ) (Ронов, 1983, с изменениями)

Восходящие движения на суше приводят к росту относительных превышений, что повышает потенциальную энергию основных факторов денудации и увеличивает площадь суши. В результате возрастает механическое выветривание, что приводит к усилению поставки осадочного материала в бассейны седиментации, в основном – в Мировой океан (рис. 106).

При этом растет и химическое выветривание. Рассчитанный автором коэффициент корреляции между твердым стоком с континентов и ионным стоком в современную эпоху составляет 0,76 (Левитан, 2020). С континентов в океан в растворенном виде поставляются основные количества питательных веществ, необходимых для развития фитопланктона – начала пищевой цепи океанов. Речь идет, главным образом, о фосфатах и нитратах, а также о растворенном органическом веществе, металлах в биоудобных формах и т. д.

Взросший поток растворенного терригенного материала с суши в океан, начиная с олигоцена, четко зафиксирован и данными по изотопии Sr в карбонатных раковинах морских организмов (Veizer et al., 1999) (рис. 106).

В осадочном чехле океанов в ряде районов (в том числе и в пелагических областях) зафиксированы результаты неотектонических движений в дизъюнктивных и пликативных дислокациях (Пушаровский, и др., 2005; Gaina et al., 2016). Они приводят иногда к изменению мощностей осадков, поэтому такие явления следует учитывать при работе над схемами изопахит.

#### Эволюция климата и оледенения Северного и Южного полушарий

Специалист по оледенению земного шара Н.М. Чумаков обосновал идею о том, что так называемая кайнозойская гляциоэра соответствует эпохе неотектонических движений и генетически с ней связана (Чумаков, 2015). Это очень вероятно, т. к. оледенение Южного полушария началось на границе эоцена и олигоцена на территории горных поясов Антарктиды [см. обзор в (Левитан, Лейченко, 2014)]; первые признаки оледенения Северного полушария в эоцене связаны с горами Гренландии (Stein, 2011), а общее оледенение этого полушария началось около 2,8 млн лет назад. Опубликованные материалы по северу Норвегии непосредственно связывают неотектонику с началом оледенения (Knies et al., 2014). Вероятно, именно с середины кайнозоя (на уровне 47 млн лет) парниковый климат Земли сменился «ледниковым» (Stein, 2011), и началось разделение Мирового океана на две части: «ледовую» и «безледную». Различия между обеими частями («двумя океанами») довольно подробно были описаны автором (Левитан, 2016).

Физическая причина связи оледенения с горообразованием вполне очевидна и заключается в известной закономерности уменьшения температуры и влажности атмосферы по мере увеличения высоты рельефа (вертикальная географическая поясность).

Для Мирового океана построены эталонные кривые изменений  $\delta^{18}\text{O}$  в раковинках секреторных бентосных фораминифер для кайнозоя (Zachos et al., 2001) (рис. 106) и последних 5 млн лет (Liciecki, Raymo, 2005), отражающие изменения температуры и изотопного состава придонных слоев воды. Они свидетельствуют о том, что общий тренд похолодания климата возник еще в начале кайнозоя. Он нарушался целым рядом климатических оптимумов (например, на границе палеоцена и эоцена, в среднем эоцене,



в среднем миоцене, в раннем плиоцене) и резко усилился на границе эоцена и олигоцена. Следующий скачок усиления похолодания отмечен на границе среднего и позднего миоцена, что совпало с началом оледенения Западной Антарктиды (Левитан, Лейченков, 2014) и появлением паковых льдов в Северном Ледовитом океане (Darby, 2008). Наконец, последний резкий скачок связан с серединой плиоцена и обусловлен общим оледенением Северного полушария. В среднем температура океана в неоплейстоцене была ниже, чем в эоплейстоцене. Большой Барьерный риф и другие коралловые постройки в Коралловом море и на северо-западном шельфе Австралии возникли лишь в неоплейстоцене, так как в эоплейстоцене температура поверхности моря была слишком высокой для их существования.

Синхронно с общим похолоданием в кайнозой происходило уменьшение содержания в атмосфере водяного пара – главного парникового газа. В позднем миоцене это привело к хорошо выраженному росту аридности климата в средних и местами низких широтах Северного полушария (Eronen et al., 2012), Африке и Аравии (Trauth et al., 2009), Австралии (Christensen et al., 2017), района пустыни Атакама на юго-западе Южной Америки (Hartley, Chong, 2002). На фоне общего уменьшения влажности атмосферы происходили и скачкообразные усиления аридности, например в позднем плиоцене – начале плейстоцена, и появления пювиевалов.

Изменения температурного поля океана (и отчасти связанные с этим колебания солёности) в «ледниковом» климате влияли на горизонтальную и вертикальную составляющие термохалинной циркуляции. При похолоданиях основные гидрологические фронты и границы распространения морских льдов смещались в сторону экватора, при потеплениях – к полюсам. Изменялись пространственные положения многих течений (см., например, ситуацию с подводной окраиной Западной Австралии). В придонной и глубинной водных массах в плейстоцене вырос горизонтальный перенос с высоких широт в направлении экватора, что доказано как данными по растворению карбонатов, так и увеличившимися объемами неоплейстоценовых контуритов в Северной Атлантике по сравнению с эоплейстоценом.

Явное увеличение потока радиоляриево-диатомовых осадков в течение плейстоцена свидетельствует об усилении вертикальной циркуляции в экваториально-тропической зоне, а конкретно – о выросшей активности зоны экваториальной дивергенции в Тихом и Индийском океанах. Доказано, что в периоды оледенений существенно возростала циркуляция атмосферы (Brook et al., 2006), что приводило к усилению эоловой поставки с континентов в океаны.

Увеличившаяся в течение плейстоцена поставка питательных веществ с суши в океан, наряду с интенсифицировавшейся вертикальной циркуляцией в средних-низких широтах, стала причиной роста первичной продукции в Мировом океане. Кстати, это общее положение относится и к росту продукции карбонатов в поверхностной водной массе Атлантического океана. Нельзя не заметить еще два важных обстоятельства: 1) наследование этого тренда, существовавшего еще с олигоцена [см., например, (Левитан, 1992)], в океане и 2) наличие той же тенденции к росту первичной продукции на суше как минимум с олигоцена (Лапо, 1987; Ронов, 1993). Вероятно,

именно усиление фотосинтеза привело, главным образом, к тренду роста содержания  $O_2$  и падения содержания  $CO_2$  (второго по важности парникового газа) в атмосфере во второй половине кайнозоя (Ронов, 1983). На взгляд автора, сходство трендов истории первичной продукции на суше и в океане свидетельствует о том, что основная их причина была одинаковой: рост поставки питательных веществ.

Большая интенсивность процессов, связанных с главными апвеллингами, в эоплейстоцене обусловлена влиянием условий «ледового океана» высоких широт, проникших в зоны апвеллингов.

В течение рассматриваемого в монографии периода плейстоцена сначала доминировала периодичность 41 тыс. лет, которая в период от 1,2 до 0,8 млн лет сменилась переходным периодом (так называемым Среднеплейстоценовым переходом) от 41- к 100-тысячелетней периодичности в неоплейстоцене (Licieski, Raymo, 2005). Причины этого перехода активно обсуждаются в литературе, но общего мнения еще не выработано. В неоплейстоцене уже явно доминировали 100-тысячелетние периоды. Кстати, на нижней и верхней границах Среднеплейстоценового перехода произошли очередные скачки в сторону посухания климата.

В упомянутых графиках изотопно-кислородного состава отразились также изменения в объемах льда, формировавшегося в ходе оледенений Земли, что приводило и к соответствующим изменениям уровня Мирового океана с общим трендом к его понижению (рис. 10б). В свою очередь гляциоэвстатические колебания уровня океана (с точки зрения положений базиса эрозии) влияли на поставку потоков взвешенного и растворенного вещества с суши: во время оледенений уровень океана понижался и поток возрастал; во время межледниковий уровень повышался и поток терригенного материала уменьшался. Дополнительным фактором возрастания выноса осадочного вещества при понижении уровня являлось осушение значительных площадей ранее существовавших шельфов и, соответственно, размыв и развейвание их рыхлых осадков.

В целом вполне очевидна связь общего понижения температуры атмосферы и Мирового океана в плейстоцене, возрастания объемов льда на суше и в океане, тренда падения уровня моря, увеличения отношения интенсивности механического выветривания к интенсивности химического выветривания на суше. Кстати, в течение гляциоэр Земли, происходивших за последние 600 млн лет, из-за низких температур и влажности атмосферы интенсивность химического выветривания снижалась (Lipp et al., 2021). Естественно, что все указанные выше тренды модулированы изменениями во время ледниково-межледниковых циклов и природных процессов меньших по продолжительности периодов.

### **15.6. Выводы**

По сумме приведенных в монографии данных можно констатировать, что такие глобальные тренды в плейстоценовой истории седиментации как увеличение потоков терригенного вещества и общее увеличение первичной продукции, выраженное возрастанием продукции биогенного карбоната и кремнезема (как и Сорг, не исследованного в монографии), обусловлены

сочетанием усилившейся неотектонической активности, посуровления климата, оледенения в Северном и Южном полушариях, тренда падения уровня моря, увеличения отношения интенсивности механического выветривания к интенсивности химического выветривания на суше.

Глобальная закономерность возрастания потока вулканогенных отложений вызвана ростом вулcano-тектонической активности на окраинах континентов и прежде всего – в пределах активных окраин.

Глобальная закономерность уменьшения скоростей накопления пелагических глин в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом обусловлена большим увеличением потоков разбавляющих терригенных и карбонатных осадков, чем потоков вещества пелагических глин, а также углублением CCD.

Указанные закономерности для плейстоцена, как видно на примере Индийского океана (Левитан, 1992), наследуют тренды для олигоцен-плиоценового времени.

Сильное растворение относительно глубоководных планктоногенных карбонатов неоплейстоцена в Атлантике явилось причиной возникновения региональной закономерности карбонатной седиментации и изменений в структуре седиментации этого и Мирового океана.

Не исключено, что отношение абсолютных масс  $\text{CaCO}_3$  к абсолютным массам литогенного вещества в эоплейстоцене Атлантики в монографии несколько преувеличено, поскольку водосборные бассейны рек Амазонка и (отчасти) Парана связаны с Северными Андами и северным сегментом Центральных Анд, которые в эоплейстоцене поставляли больше терригенного материала, чем в неоплейстоцене (Левитан и др., 2020.)

В целом в «безледном» плейстоценовом Мировом океане действовал основной закон седиментации, при котором литогенная седиментация доминировала над карбонатной биогенной, которая, в свою очередь, преобладала над биогенной кремнистой, и вся эта структура унаследована от структуры речного стока на континентах.

Таким образом, седиментационная система Мирового океана в плейстоцене должна рассматриваться как часть глобальной системы формирования, транзита и аккумуляции осадочного вещества. История плейстоценового осадконакопления в океане наследует тренды, сформировавшиеся в ходе геологической и климатической эволюции Земли как минимум с середины кайнозоя.

## Заключение

В своих исследованиях истории формирования литологического и химического состава стратисферы Земли академики А. Б. Ронов и В. Е. Хаин с соавторами рассмотрели основные геохронологические подразделения геологической истории, начиная с докембрия и заканчивая плиоценом. Четвертичный период при этом не изучался.

Основной упомянутых исследований явился объемный метод А. Б. Ронова (1949). Он заключается в составлении литолого-палеогеографических карт для каких-либо выбранных стратиграфических подразделений в пределах объекта исследования (на континентах или (и) в океанах) и обчете этих карт с получением таких количественных параметров седиментации, как площади, объемы, массы сухого осадочного вещества и массы вещества в единицу времени. Последовательный анализ карт и полученных параметров во времени дает возможность сделать искомые геологические выводы.

Этот же подход был применен автором и для изучения истории накопления плейстоценовых отложений в Мировом океане. Основное отличие примененной методики от методики А. Б. Ронова и В. Е. Хаина заключается в том, что для океана были составлены обзорные литолого-фациальные карты. Соответственно, из легенды карт были убраны тектонический и палеогеографический блоки. Все внимание было отдано только литологической части легенды.

В последние десятилетия большинство исследователей геологической истории Мирового океана сосредоточили свое внимание на весьма детальных, с максимально высоким разрешением, изучении разрезов (кернов) отдельных скважин или длинных колонок с использованием набора параметров (proxies). Затем полученные результаты сравниваются с аналогичными данными в разрезах других частей океана, чаще всего – весьма удаленных. При этом никогда не поднимается вопрос о величине «радиуса действия» изученного разреза. Представляется, что картографический подход позволяет получить гораздо более обоснованные выводы в этом отношении.

Помимо объемного метода А. Б. Ронова в методическом плане наша работа базировалась на сравнительно-литологическом методе Н. М. Страхова (1945) и методе проведения фациального анализа океанических отложений, разработанном И. О. Мурдмаа (1987).

В основе монографии лежат данные из отчетов по рейсам Международного проекта глубоководного бурения, начавшегося в 1969 г. Из отчетов выбирались материалы по литологии четвертичных осадков, стратиграфии и физическим свойствам. Названия осадков проверялись автором по описаниям мазков (смер-слайдов) и приведенным анализам содержания  $\text{CaCO}_3$ .

В качестве стратиграфической основы была использована геологическая шкала для четвертичного периода, приведенная в книге (Gradstein et al., 2004). В ней четвертичный период состоит из плейстоцена (1,8–0,01 млн лет) и голоцена (0,01 млн лет – ныне). В свою очередь плейстоцен содержит ранний плейстоцен (1,8–0,8 млн лет) и в сумме средний и поздний плейстоцен (0,8–0,01 млн лет). Такое расчленение основано на применении множе-

ства стратиграфических методов, причем главную роль играет магнитостратиграфия. В соответствии с одной из российских стратиграфических схем (Алексеев и др., 1997), ранний плейстоцен в нашей монографии называется эоплейстоценом, а суммарный средний и поздний плейстоцен – неоплейстоценом. Позже появилась новая международная шкала для плейстоцена (Gradstein et al., 2012). Однако поскольку к этому времени подавляющая часть отчетов по глубоководному бурению содержала данные по «старой» шкале, то именно она и использована в работе.

В первой части монографии приводятся данные по пелагическим мегаобластям Тихого, Индийского и Атлантического океанов. В соответствующих главах описаны литолого-фациальные карты для нео- и эоплейстоцена, приведены таблицы количественных параметров по результатам обсчета карт с помощью объемного метода А. Б. Ронова и сделаны соответствующие выводы по каждому из океанических бассейнов.

Несколько особняком стоит глава 4, посвященная пелагиали Северного Ледовитого океана. Из-за того, что в Арктике очень мало скважин глубоководного бурения (особенно в пелагиали), литолого-фациальные карты по принятой методике составить нельзя. Поэтому в главе приведены в основном описания современных условий седиментации и некоторых особенностей четвертичного осадконакопления на качественном уровне.

Вторая часть монографии содержит данные по подводным континентальным окраинам Тихого, Индийского и Атлантического океанов. В каждом океане выбраны ключевые районы, исходя из имеющегося количества скважин. Всего в Тихом океане выбрано 8 районов (с учетом разделения окраин Анд и Кордильер на 2 района каждая, получается 10 районов), в Индийском – 5, и в Атлантическом – 7. Для каждого района описаны условия современной седиментации, даны фациальные карты для нео- и эоплейстоцена, приведены таблицы количественных параметров по результатам обсчета карт с помощью объемного метода А. Б. Ронова и сделаны соответствующие выводы.

Третья часть монографии содержит результаты сравнительного анализа вышеприведенных данных. Она состоит как бы из двух подчастей. В первой из них (насчитывающей три главы) проведен сравнительный анализ материалов по пелагическим мегаобластям Тихого, Индийского и Атлантического океанов, с одной стороны, и по подводным частям мегаобластей их континентальных окраин – с другой. В каждом из перечисленных океанов закартировано свыше 80% площади дна.

Вторая подчасть посвящена проблемам кремненакопления и содержит две главы: по сравнительному анализу пелагической плейстоценовой седиментации кремнистых осадков в Тихом и Индийском океанах и по пространственно-временной изменчивости плейстоценового кремненакопления в Южном океане. В первой из них описана предлагаемая автором концепция «двух океанов»: «ледового» и «безледного», объясняющая серьезные отличия в плейстоцене приполярных частей Мирового океана от океанических пространств средних и низких широт. В следующей главе показано, как особенности плейстоценового южного пояса кремненакопления обусловлены спецификой геологического строения и палеогляциологией Западной и Восточной Антарктиды.

Наконец, последняя часть монографии (геологический синтез) представлена тремя главами: 1) о глобальных закономерностях и региональных особенностях пелагической седиментации в плейстоцене; 2) о средневзвешенном литологическом составе осадков для нео-, эоплейстоцена и плейстоцена в целом в осадках Тихого, Индийского и Атлантического океанов, Арктики и Мирового океана; 3) об эволюции плейстоценовой седиментации в Мировом океане. Необходимо отметить, что по Северному Ледовитому океану представленные оценки основаны исключительно на гипотетических расчетах.

Для получения обоснованных данных по средневзвешенному химическому составу осадков какого-либо стратиграфического подразделения необходимы результаты по средневзвешенному литологическому составу, основанному на массах сухого осадочного вещества (Ронов, 1949). Средневзвешенный литологический состав рассчитан автором, исходя из результатов, изложенных в частях I и II.

В качестве главных результатов монографии приведем выводы последней главы. Такие глобальные тренды в плейстоценовой истории седиментации Мирового океана, как увеличение потоков терригенного вещества и общее увеличение первичной продукции, выраженное возрастанием продукции биогенных карбонатов и кремнезема (как и Сорг, не исследованного в монографии), обусловлены сочетанием усилившейся неотектонической активности, посухания климата, оледенения в Северном и Южном полушариях, тренда падения уровня моря, увеличения отношения интенсивности механического выветривания к интенсивности химического выветривания на суше.

Глобальная закономерность возрастания потока вулканогенных отложений вызвана ростом вулcano-тектонической активности на окраинах континентов и прежде всего – в пределах активных окраин.

Глобальная закономерность уменьшения скоростей накопления пелагических глин в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом обусловлена большим увеличением потоков разбавляющих терригенных и карбонатных осадков, чем потоков вещества пелагических глин, а также углублением CCD.

Указанные закономерности для плейстоцена, как видно, например, по геологической истории Индийского океана (Левитан, 1992), наследуют тренды для олигоцен-плиоценового времени.

В целом в «безледном» плейстоценовом Мировом океане действовал основной закон седиментации, при котором литогенная седиментация доминировала над биогенной карбонатной, которая, в свою очередь, преобладала над биогенной кремнистой, и вся эта структура унаследована от структуры речного стока на континентах. Исключением из общего правила (по неизвестной пока причине) является эоплейстоцен Атлантического океана.

Таким образом, седиментационная система Мирового океана в плейстоцене должна рассматриваться как часть глобальной системы формирования, транзита и аккумуляции осадочного вещества. История плейстоценового осадконакопления в океане наследует тренды, сформировавшиеся в ходе геологической и климатической эволюции Земли как минимум с середины кайнозоя.

Сильное растворение относительно глубоководных планктоногенных карбонатов неоплейстоцена в Атлантике явилось причиной возникновения региональной особенности карбонатной седиментации и изменения в структуре седиментации этого и Мирового океана.

**xxx**

В заключение автор считает своим приятным долгом выразить искреннюю благодарность коллегам по Международному проекту глубоководного бурения. Без их результатов по плейстоценовым отложениям Мирового океана создание монографии было бы невозможно.

## Список литературы

Айбулатов Н. А., Новикова З. Т., Тримонис Э. С. Транспорт взвешенного материала на шельфе бесприливных морей. В кн.: Лавинная седиментация в морях и океанах. – Ростов-на-Дону: изд. Ростовского университета, 1982. – С. 136–146.

Алекин О. А. Химия океана. – Л.: Гидрометеиздат, 1966. – 248 с.

Алексеев М. Н., Борисов Б. А., Величко А. А. и др. Об общей стратиграфической шкале четвертичной системы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – Т. 5, № 5. – 1997. – С. 105–108.

Архангельский А. Д. Условия образования нефти на Северном Кавказе. – М.-Л.: Изд-во советской нефтяной промышленности, 1927. – 183 с.

Атлас Арктики. – М.: ГУ геодезии и картографии Совмин. СССР, 1985. – 204 с.

Атлас океанов. Термины, понятия, справочные таблицы. – М.: ГУНК МО СССР, 1980.

Бараш М. С. Четвертичная палеоокеанология Атлантического океана. – М.: Наука, 1988. – 272 с.

Батулин Г. Н. Фосфориты на дне океана. – М.: Наука, 1978. – 231 с.

Батулин Г. Н. Фосфатонакопление в океане. – М.: Наука, 2004. – 464 с.

Батулин Г. Н. Накопление углеродистых и фосфатных отложений в фанерозое в связи с интенсивностью вулканизма. В кн.: Проблемы зарождения и эволюции биосферы (под ред. Галимова Э. М.). – М.: URSS, 2008. – С. 485–501.

Баширова Л. Д. Миграция Северного полярного фронта и Северо-Атлантического течения на протяжении последних 190000 лет по данным изучения планктонных фораминифер. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Калининград: Атлантическое отделение Института океанологии им. П. П. Ширшова РАН, 2014. – 171 с.

Безруков П. Л., Лисицын А. П. Классификация осадков современных морских водоемов // Тр. ИОАН СССР. – Т. 32. – 1960. – С. 3–14.

Безруков П. Л., Лисицын А. П. Карта поверхностного слоя донных осадков. В кн.: Международный геолого-геофизический атлас Индийского океана (отв. ред. Г. Б. Удинцев). – М.: ГУГК СССР, 1974. – С. 135–136.

Белов Н. А., Лапина Н. Н. Донные осадки Северного Ледовитого океана. – Л.: Гидрометеиздат, 1961. – 214 с.

Богданов Ю. А., Левитан М. А., Плюснина И. И. Количественный анализ опала и кварца в океанских осадках // Океанология. – № 5. – 1974. – С. 925–929.

Богданов Ю. А., Лисицын А. П., Сагалевич А. М., Гурвич Е. Г. Гидротермальный рудогенез океанского дна. – М.: Наука, 2006. – 527 с.

Богоявленский А. Н. Распределение и миграция растворенной кремнекислоты в океанах. В кн.: Геохимия кремнезема (под ред. Н. М. Страхова). – М.: Наука, 1966. – С. 11–36.

Булочникова А. С. Морфотектоника Алеутской островной дуги. Автореф. ... канд. географ. наук. – М.: МГУ, 2013. – 28 с.

Бурков В. А. Особенности гидрологии. В кн.: Атлантический океан (отв. ред. В. Г. Корт, С. С. Сальников). – Л.: Наука, 1984. – С. 83–116.

Виноградов М. Е., Шушкина Э. А. Экосистемы арктической пелагиали. В кн.: Опыт системных океанологических исследований в Арктике. – М.: Научный мир, 2001. – С. 282–288.

Виноградов М. Е., Шушкина Э. А., Копелевич О. В., Шеберстов С. В. Фотосинтетическая продукция Мирового океана по спутниковым и экспедиционным данным // Океанология. – Т. 36, № 4. – 1996. – С. 566–575.



Волковинский В.В. Измерения первичной продукции в море Скоша // Тр. ВНИРО. – Т. LXVI. – 1966. – С. 160–167.

Гордеев В.В. Реки российской Арктики: потоки осадочного материала с континента в океан. В кн.: Новые идеи в океанологии. Т. 2. – М.: Наука, 2004. – С. 113–168.

Гордеев В.В. Геохимия системы река-море. – М.: ИП Матушкина И.И., 2012. – 452 с.

Горюнова Н.В. (2010) Поступление и распределение рассеянного осадочного вещества в Арктике на границе «океан-атмосфера». Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. – М.: ИО РАН, 2010. – 28 с.

Гурвич Е.Г., Власова И.Э., Гордеев В.Ю., Демина Л.В., Исаева А.Б. Химический состав донных осадков Баренцева моря и среда седиментации. В кн.: Опыт системных океанологических исследований в Арктике (отв. ред. А.П. Лисицын, М.Е. Виноградов, Е.А. Романкевич). – М.: Научный мир, 2001. – С. 616–635.

Дараган-Сушова Л.А., Петров О.В., Соболев Н.Н., Дараган-Суцов Ю.И., Гринько Л.Р., Петровская Н.А. (2015) Геология и тектоника северо-востока российской Арктики // Геотектоника. – № 6. – 2015. – С. 3–19.

Духова Л.А., Сапожников В.В. (2014) Гидрохимические показатели первичной продукции в зонах Перуанского и Канарского апвеллингов // Тр. ВНИРО. – Т. 152. – 2014. – С. 85–100.

Емельянов Е.М., Ильин А.В., Лисицын А.П., Шурко И.И., Фроль В.В. Типы донных осадков. В кн.: Международный геолого-геофизический атлас Атлантического океана (гл. ред. Г.Б. Удинцев). – М.: Мингео СССР, АН СССР, ГУГК СССР, 1989–1990. – С. 136–137.

Емельянов Е.М., Лисицын А.П., Ильин А.В. Типы донных осадков Атлантического океана. – Калининград: Правда, 1975. – 579 с.

Емельянов Е.М. Барьерные зоны в океане. Осадко- и рудообразование, геоэкология. – Калининград: Янтарный сказ, 1998. – 416 с.

Захаров В.Ф. Льды Арктики и современные природные процессы. – Л.: Гидрометеоздат, 1981. – 136 с.

Залогин Б.С., Косарев А.Н. Моря. – М.: Мысль, 1999. – 400 с.

Иваненков В.Н. Общие закономерности распределения биогенных элементов в Мировом океане. В кн.: Химия вод океана (под ред. Бордовского О.К., Иваненкова В.Н.). – М.: Наука, 1979. – С. 188–228.

Иванова Е.В. Позднечетвертичная палеоокеанология Индийского океана (по планктонным фораминиферам и птероподам). – М.: ИО АН, 1988. – 139 с.

Иванова Е.В. Глобальная термохалинная палеоциркуляция. – М.: Научный мир, 2006. – 320 с.

Истошин Ю.В. Японское море. – М.: Географгиз, 1959. – 80 с.

Каледа Г.А. Основные черты кремнистого осадконакопления. В кн.: Геохимия кремнезема (под ред. Н.М. Страхова). – М.: Наука, 1966. – С. 371–393.

Канаев В.Ф. Рельеф дна Индийского океана. – М.: Наука, 1979. – 267 с.

Кобленц-Мишке О.И. Количественное распределение жизни по акватории океана. Первичная продукция. В кн.: Океанология. Биология океанов Т. 1. – М.: Наука, 1977.

Козлова О.Г., Мухина В.В. Диатомовые и силикофлагелляты во взвеси и в донных осадках Тихого океана. В кн.: Геохимия кремнезема (под ред. Н.М. Страхова). – М.: Наука, 1966. – С. 192–218.

Колтун В.М. Спикулы губок в поверхностном слое осадков южной части Индийского океана. В кн.: Геохимия кремнезема (под ред. Н.М. Страхова). – М.: Наука, 1966. – С. 262–283.

Кошелева В. А., Яшин Д. С. Донные осадки арктических морей. – СПб.: ВНИИ-Океангеология, 1999. – 286 с.

Кошляков М. Н., Тараканов Р. Ю., Савченко Д. С. Энергетическое взаимодействие струй и вихрей Антарктического циркумполярного течения в приповерхностном слое Южного океана // Океанологические исследования. – Т. 47, № 3. – 2019. – С. 39–57.

Кузнецов В. Г. Эволюционный раздел литологии – возникновение, состояние, соотношение осадочного породообразования с эволюцией органического мира. В кн.: Обзор концептуальных проблем литологии (под ред. О. В. Япаскурта). – М.: ГЕОС, 2012. – С. 34–70.

Лаврушин Ю. А., Гептнер А. Р., Голубев Ю. К. Ледовый тип седименто- и литогенеза. – М.: Наука, 1986. – 157 с.

Лаврушин Ю. А., Ренгартен Н. В. Основные черты ледового типа литогенеза // Литол. и полезн. ископ. – № 6. – 1974. – С. 21–32.

Лаврушин Ю. А., Эпштейн О. Г. Особенности ледового типа литогенеза // Бюл. МОИП. Отд. геол. – Т. 75, № 6. – 2000. – С. 14–29.

Лапо А. В. Следы былых биосфер. – М.: Знание, 1987. – 208 с.

Левитан М. А. Биогенный кремнезем как источник вещества для образований кремней в осадках Тихого океана. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – М.: МГУ, 1975. – 25 с.

Левитан М. А. Распределение кварца и биогенного кремнезема в поверхностном слое донных осадков южной части Индийского океана. В кн.: Комплексные исследования Мирового океана. Т. 1. – М.: ВИНТИ, 1979. – С. 86–89.

Левитан М. А. Кремнезем как объект диагенеза в океанских условиях. В кн.: Геологическая история океана (под ред. А. С. Моница, А. П. Лисицына). – М.: Наука, 1980. – С. 349–358.

Левитан М. А. Перерывы в осадочном чехле Атлантического океана // Бюлл. МОИП. Отд. геол. – Т. 5, № 3. – 1980. – С. 111–116.

Левитан М. А. История кремненакопления в Индийском океане // Бюлл. МОИП. Отд. геол. – Т. 62, № 4. – 1987. – С. 30–41.

Левитан М. А. Палеоокеанология Индийского океана в мелунеогене. – М.: Наука, 1992. – 248 с.

Левитан М. А. Потоки терригенного вещества в Индийский океан // Океанология. – Т. 34, № 2. – 1994. – С. 262–270.

Левитан М. А. Потоки терригенного вещества в Северную Атлантику в мелунеогене и факторы эволюции терригенного процесса // Океанология. – Т. 34, № 3. – 1994. – С. 433–438.

Левитан М. А. О соотношении основных компонентов вещества в современных и древних океанических осадочных потоках // Докл. РАН. – Т. 359, № 2. – 1998. – С. 220–222.

Левитан М. А. Миоцен-четвертичная история кремненакопления в восточной части экваториальной зоны Тихого океана и проблемы реконструкции палеопродуктивности // Литол. и полезн. ископ. – № 5. – 2000. – С. 478–486.

Левитан М. А. Адвекция атлантических вод в Арктику в четвертичное время (обзор) // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. Т. 1. – М.: ГЕОС, 2009. – С. 54–63.

Левитан М. А. Мел-кайнозойский температурный режим Арктики (краткий обзор) // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. Т. 1. – М.: ГЕОС, 2009. – С. 38–44.

Левитан М. А. Тайна «двух океанов» // Мат-лы XX Междунар. науч. конф. по морской геологии. Т. I. – М.: ГЕОС, 2013. – С. 221–225.

Левитан М. А. Скорости седиментации отложений последних пяти морских изотопных стадий в Северном Ледовитом океане // *Океанология*. – Т. 55, № 3. – 2015. – С. 470–479.

Левитан М. А. Сравнительный анализ пелагического плейстоценового кремне-накопления в Тихом и Индийском океанах // *Геохимия*. – № 3. – 2016. – С. 278–286.

Левитан М. А. Количественные параметры пелагической плейстоценовой седиментации в Мировом океане: глобальные закономерности и региональные особенности // *Геохимия*. – № 5. – 2017. – С. 413–428.

Левитан М. А. Количественные параметры мезозойско-кайнозойской седиментации: очерки (отв. ред. М. А. Левитан). – М.: изд-во Перо, 2018. – 252 с.

Левитан М. А. Сравнительный анализ плейстоценовых отложений пелагической области и подводных континентальных окраин Тихого океана // *Геохимия*. – № 1. – 2020. – С. 46–48.

Левитан М. А., Антонова Т. А., Гельви Т. Н. Фациальная структура и количественные параметры пелагической плейстоценовой седиментации в Индийском океане // *Геохимия*. – № 4. – 2014. – С. 350–360.

Левитан М. А., Антонова Т. А., Гельви Т. Н., Кольцова А. В., Домарацкая Л. Г. Фациальная структура и количественные параметры плейстоценовых отложений морей Китая // *Бюлл. Комиссии по четвертичному периоду*. – Т. 76. – 2018<sub>3</sub>. – С. 143–156.

Левитан М. А., Антонова Т. А., Домарацкая Л. Г., Кольцова А. В., Сыромятников К. В. Фациальная структура и количественные параметры плейстоценовых отложений Японского моря // *Бюлл. Комиссии по четвертичному периоду*. – Т. 76. – 2018<sub>4</sub>. – С. 135–142.

Левитан М. А., Антонова Т. А., Кольцова А. В. Фациальная структура и количественные параметры плейстоценовых отложений подводной континентальной окраины Восточной Австралии // *Геохимия*. – № 6. – 2019<sub>1</sub>. – С. 634–643.

Левитан М. А., Антонова Т. А., Кольцова А. В. Фациальная структура и количественные параметры плейстоценовых отложений моря Фиджи // *Геохимия*. – № 11. – 2019<sub>2</sub>. – С. 1206–1212.

Левитан М. А., Антонова Т. А., Кольцова А. В. Фациальная структура и количественные параметры плейстоценовых отложений подводной окраины Кордильер // *Геохимия*. – № 5. – 2020<sub>2</sub>. – С. 473–484.

Левитан М. А., Балуховский А. Н., Антонова Т. А., Гельви Т. Н. Количественные параметры пелагической плейстоценовой седиментации в Тихом океане // *Геохимия*. – № 5. – 2013<sub>1</sub>. – С. 387–395.

Левитан М. А., Богданов Ю. А. История биогенного кремне-накопления. В кн.: *Геологическая история океана* (под ред. А. С. Монины, А. П. Лисицына). – М.: Наука, 1980<sub>1</sub>. – С. 231–252.

Левитан М. А., Богданов Ю. А. История карбоната-накопления. В кн.: *Геологическая история океана* (под ред. Монины А. С., Лисицына А. П.). – М.: Наука, 1980<sub>2</sub>. – С. 260–277.

Левитан М. А., Богданов Ю. А., Лисицын А. П. Органический углерод в верхнемеловых-плиоценовых отложениях океанов // *Докл. АН СССР*. – Т. 254, № 4. – 1980. – С. 962–965.

Левитан М. А., Буртман М. В., Горбунова З. Н., Гурвич Е. Г. Кварц и полевые шпаты в поверхностном слое донных осадков Карского моря // *Литол. и полезн. ископ.* – № 2. – 1998. – С. 115–125.

Левитан М. А., Васнер М., Нюрнберг Д., Шелехова Е. С. Средний состав ассоциаций глинистых минералов в поверхностном слое донных осадков Северного Ледовитого океана // *Докл. РАН*. – Т. 334, № 3. – 1995<sub>1</sub>. – С. 364–366.

Левитан М. А., Гельви Т. Н. Количественные параметры пелагической плейстоценовой седиментации в Атлантическом океане // *Геохимия*. – № 12. – 2016. – С. 1091–1103.

Левитан М. А., Гельви Т. Н., Домарацкая Л. Г. Фациальная структура и количественные параметры плейстоценовых отложений подводной континентальной окраины Земли Уилкса и моря Росса (Антарктида) // *Вестник ИГ Коми НЦ УРО РАН*. – № 10. – 2018<sub>7</sub>. – С. 17–22.

Левитан М. А., Гельви Т. Н., Домарацкая Л. Г. Фациальная структура и количественные параметры плейстоценовых отложений подводной окраины Анд // *Геохимия*. – № 4. – 2020<sub>1</sub>. – С. 392–404.

Левитан М. А., Гельви Т. Н., Домарацкая Л. Г. Фациальная структура и количественные параметры седиментации плейстоценовых отложений на глубоководном ложе юга Тихого океана и в море Скоша // *Литология и полезные ископаемые*. – № 5. – 2020<sub>3</sub>. – С. 387–399.

Левитан М. А., Гельви Т. Н., Сыромятников К. В., Чекан К. М. Фациальная структура и количественные параметры плейстоценовых отложений Берингова моря // *Геохимия*. – № 4. – 2018<sub>2</sub>. – С. 321–335.

Левитан М. А., Дмитренко О. Б., Иванова Е. В. Состав и структура осадочного чехла гребневой части Восточно-Тихоокеанского поднятия (19° – 22°30' ю. ш.) // *Литол. и полезн. ископ.* – № 5. – 1990. – С. 21–32.

Левитан М. А., Друщиц В. А., Антонова Т. А., Гельви Т. Н. Литолого-палеогеографические особенности и количественные параметры плейстоценовых отложений Евразии. В кн.: *Количественные параметры мезозойско-кайнозойской седиментации: очерки*. – М.: изд-во Перо, 2018<sub>1</sub>. – С. 237–245.

Левитан М. А., Кузьмина Т. Г., Лукша В. Л., Рощина И. А., Сыромятников К. В., Макс Л., Нюрнберг Д., Ритдорф Я.-Р., Тидеманн Р. Позднеплейстоценовая история осадконакопления на подводном хребте Ширшова (Берингово море) // *Геохимия*. – № 3. – 2013<sub>2</sub>. – С. 195–228.

Левитан М. А., Кузьмина Т. Г., Лукша В. Л., Рощина И. А., Сыромятников К. В., Макс Л., Нюрнберг Д., Ритдорф Я.-Р., Тидеманн Р. История седиментации на континентальном склоне Кроноцкого полуострова (Восточная Камчатка) за последние 20 тыс. лет // *Литол. и полезн. ископ.* – № 4. – 2015. – С. 283–304.

Левитан М. А., Лаврушин Ю. А., Штайн Р. Очерки истории седиментации в Северном Ледовитом океане и морях Субарктики в течение последних 130 тыс. лет. – М.: ГЕОС, 2007. – 404 с.

Левитан М. А., Лейченков Г. Л. История кайнозойского оледенения Антарктиды и седиментации в Южном океане // *Литол. и полезн. ископ.* – № 2. – 2014. – С. 115–136.

Левитан М. А., Лисицын А. П. Распространение пепловых прослоев в осадочном чехле Тихого океана // *Докл. АН СССР*. – Т. 241, № 4. – 1978<sub>1</sub>. – С. 899–902.

Левитан М. А., Лисицын А. П. Распространение пепловых прослоев в осадочном чехле Атлантического и Тихого океанов // *Докл. АН СССР*. – Т. 242, № 3. – 1978<sub>2</sub>. – С. 669–672.

Левитан М. А., Нюрнберг Д., Штайн Р., Кассенс Х., Шелехова Е. С., Васнер М. О роли криозолей в накоплении современных донных осадков Северного Ледовитого океана // *Докл. РАН*. – Т. 344, № 4. – 1995<sub>2</sub>. – С. 506–509.

Левитан М. А., Рощина И. А., Русаков В. Ю., Сыромятников К. В., Шпильхаген Р. История осадконакопления на подводной континентальной окраине Карского моря за последние 190 тыс. лет // *Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии*. Т. 2. – М.: ГЕОС, 2010<sub>1</sub>. – С. 62–88.

Левитан М. А., Рощина И. А., Русаков В. Ю., Сыромятников К. В., Шпильхаген Р. Четвертичная история седиментации на подводном хребте Ломоносова (Северный Ледовитый океан). В кн.: Строение и история развития литосферы (отв. ред. Ю. Г. Леонов). – М.-СПб.: Paulsen Editions, 2010<sub>2</sub>. – С. 464–490.

Левитан М. А., Рощина И. А., Толмачева А. В. Геохимические особенности осадков континентального склона моря Уэдделла и их палеоокеанологическая интерпретация // Литол. и полезн. ископ. – № 2. – 2008. – С. 128–142.

Левитан М. А., Сыромятников К. В., Кузьмина Т. Г. Некоторые литолого-геохимические особенности современной и четвертичной седиментации в Северном Ледовитом океане // Геохимия. – № 7. – 2012. – С. 627–643.

Левитан М. А., Штайн Р. История скоростей осадконакопления в Северном Ледовитом океане в течение последних 130 тыс. лет. В сб.: Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. – М.: ГЕОС, 2007. – С. 224–226.

Леонов Ю. Г., Волож Ю. А. Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция (отв. ред. Ю. Г. Леонов, Ю. А. Волож). – М.: Научный мир, 2004. – 526 с.

Лисицын А. П. Осадконакопление в Беринговом море. – М.: Наука, 1966<sub>1</sub>. – 575 с.

Лисицын А. П. Основные закономерности распределения современных кремнистых осадков и их связь с климатической зональностью. В кн.: Геохимия кремнезема (под ред. Н. М. Страхова). – М.: Наука, 1966<sub>2</sub>. – С. 90–191.

Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. Количественное распределение осадочного материала. – М.: Наука, 1974. – 438 с.

Лисицын А. П. Биогенная седиментация в океанах и зональность // Литол. и полезн. ископ. – № 1. – 1977. – С. 3–24.

Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. Литология и геохимия. – М.: Наука, 1978. – 392 с.

Лисицын А. П. Основные понятия биогеохимии океана. В кн.: Биогеохимия океана (под ред. А. С. Моница, А. П. Лисицына). – М.: Наука, 1983. – С. 9–31.

Лисицын А. П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. – М.: Наука, 1988. – 309 с.

Лисицын А. П. Процессы терригенной седиментации в морях и океанах. – М.: Наука, 1991. – 272 с.

Лисицын А. П. Ледовая седиментация в Мировом океане. – М.: Наука, 1994<sub>1</sub>. – 448 с.

Лисицын А. П. Маргинальный фильтр океанов // Океанология. – № 5. – 1994<sub>2</sub>. – С. 735–748.

Лисицын А. П. Новый тип седиментогенеза в Арктике – ледовый морской, новые подходы к исследованию процессов // Геология и геофизика. – Т. 15, № 1. – 2010. – С. 18–60.

Лисицын А. П., Богданов Ю. А., Левитан М. А., Николаев С. Д., Чеховских Е. М. История мезозойско-кайнозойской седиментации в Мировом океане. В кн.: Геол. история океана. – М.: Наука, 1980. – С. 406–427.

Лопатин Г. В. Эрозия и сток наносов // Природа. – № 7. – 1950. – С. 18–25.

Лукашин В. Н. Седиментация на континентальных склонах под влиянием контурных течений. – М.: ГЕОС, 2008. – 250 с.

Маккавеев П. Н., Большаков В. А. Изменения содержания двуоксида углерода в атмосфере и колебания климата четвертичного периода // Геология морей и океанов. Т. I. – М.: ГЕОС, 2015. – С. 176–180.

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

Марков К. К. Палеогеография. – М.: изд-во МГУ, 1960. – 268 с.

- Матишов Г. Г. Дно океана в ледниковый период. – Л.: Наука, 1984. – 176 с.
- Мельник В. И. Карибское море. Типы донных осадков. – В кн.: Международный геолого-геофизический атлас Атлантического океана (гл. ред. Г. Б. Удинцев). – М.: МОК (ЮНЕСКО), Мингео СССР, АН СССР, ГУГК СССР, 1989–1990. – С. 94.
- Мурдмаа И. О. Фации океанов. – М.: Наука, 1987. – 304 с.
- Орлов А. И. Физико-географическое районирование поверхности океана. В кн.: Атлантический океан (отв. ред. В. Г. Корт, С. С. Сальников). – Л.: Наука, 1984. – С. 172–175.
- Павлидис Ю. А. Обстановка осадконакопления в Чукотском море и фациально-седиментационные зоны его шельфа. В кн.: Проблемы геоморфологии, литологии и литодинамики шельфа. – М.: Наука, 1982. – С. 47–76.
- Перельман А. И. Геохимия. – М.: Высшая школа, 1989. – 528 с.
- Поселов В. А., Аветисов Г. П., Буценко В. В., Жолондз С. М., Каминский В. Д., Павлов С. П. Хребт Ломоносова как естественное продолжение материковой окраины Евразии в Арктический бассейн // Геология и геофизика. – Т. 53, № 12. – 2012. – С. 1662–1680.
- Поспелов Е. М. Географические названия мира. Топономический словарь. – М.: Русские словари, Астрель, 2002. – 512 с.
- Пушаровский Ю. М., Мазарович А. О., Сколотнев С. Г. Неотектоника океанского дна (Центральная Атлантика) // Геотектоника. – № 2. – 2005. – С. 3–16.
- Розанов А. Г. Редокс-система донных отложений западной части Карского моря // Геохимия. – № 11. – 2015. – С. 1015–1031.
- Романкевич Е. А., Ветров А. А. Потоки и массы органического углерода в океане // Геохимия. – № 9. – 1997. – С. 945–952.
- Ронов А. Б. История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР (по данным объемного метода) // Тр. геофиз. ин-та АН СССР. – Т. 3. – 1949. – 136 с.
- Ронов А. Б. Осадочная оболочка Земли (количественные закономерности строения, состава и эволюции). – М.: Наука, 1980. – 78 с.
- Ронов А. Б. Эволюция осадкообразования в истории. В кн.: Эволюция осадочно-го процесса в океанах и на континентах. – М.: Наука, 1983. – С. 49–73.
- Ронов А. Б. Стратисфера или осадочная оболочка Земли. – М.: Наука, 1993. – 144 с.
- Ронов А. Б., Хаин В. Е., Балуховский А. Н. Количественные закономерности распространения осадков в океане // Литол. и полезн. ископ. – Т. 2. – 1986. – С. 3–16.
- Ронов А. Б., Ярошевский А. А., Мигдисов А. А. Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. – М.: Наука, 1990. – 183 с.
- Русаков В. Ю., Левитан М. А., Рощина И. А., Шпильхаген Р., Гёбхардт К. Химический состав глубоководных верхнеплейстоцен-голоценовых осадков хребта Гаккеля (Северный Ледовитый океан) // Геохимия. – № 10. – 2010. – С. 1062–1078.
- Рябчиков А. М. Физическая география материков и океанов (отв. ред. А. М. Рябчиков). – М.: Высшая школа, 1988. – 592 с.
- Савенко В. С., Савенко А. В. Геохимия фосфора в глобальном гидрологическом цикле. – М.: ГЕОС, 2007. – 248 с.
- Свальнов В. Н. Четвертичное осадкообразование в восточной части Индийского океана. – М.: Наука, 1983. – 192 с.
- Сивков В. В., Дорохова Е. В., Баширова Л. Д. Изменчивость контурных течений в Северной Атлантике в позднечетвертичное время // Эволюция осадочных процессов в истории Земли. Т. I (под ред. Дмитриевского А. Н., Япаскурта О. В., Постникова О. В.). – М.: РГУ нефти и газа им. И. М. Губкина, 2015. – С. 148–153.
- Сорокин Ю. И. Экосистемы коралловых рифов. – М.: Наука, 1990. – 504 с.

Степанец О. В., Кремлякова Н. Ю., Лигаев А. Н. Использование нового метода определения  $^{210}\text{Pb}$  ( $^{90}\text{Sr}$ ) в пробах донных отложений для оценки скорости осадконакопления в эстуариях сибирских рек. В кн.: Опыт системных океанологических исследований в Арктике. – М.: Научный мир, 2001. – С. 443–447.

Степанов В. Н. Основные размеры Мирового океана и главнейших его частей // Океанология. – Т. 1, № 1. – 1961. – С. 3–18.

Страхов Н. М. О сравнительно-литологическом направлении и его ближайших задачах // Бюл. МОИП. Отд. геол. – Т. 20, № 3/4. – 1945. – С. 34–48.

Страхов Н. М. Типы осадочного процесса и формации осадочных пород // Изв. АН СССР. Сер. геол. – № 5. – 1956. – С. 3–21.

Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. – М.: Госгеолтехиздат, 1963. – 535 с.

Страхов Н. М. К вопросу о типах литогенеза в океанском секторе Земли // Литол. и полезн. ископ. – № 6. – 1976. – С. 3–30.

Страхов Н. М. Две схемы современного глобального литогенеза и их методология // Изв. АН СССР. Сер. геол. – № 8. – 1977. – С. 5–20.

Страхов Н. М. Осадкообразование в современных водоемах. – М.: Наука, 1993. – 396 с.

Сухов А. Н., Чехович В. Д., Ландер А. В., Пресняков С. Л., Лепехина Е. Н. Возраст фундамента подводного хребта Ширшова (Берингово море) по результатам исследования цирконов методом U-Pb SHRIMP // ДАН. – Т. 439, № 2. – 2011. – С. 233–239.

Суховой В. Ф., Коротаев Г. К., Шапиро Н. Б. Гидрология Карибского моря и Мексиканского залива. – Л.: Гидрометеиздат, 1980. – 182 с.

Суховой В. Ф., Рубан И. Г. Особенности системы течений на акватории Тихого океана к востоку от Австралии // Украин. гидрометеорол. журн. – № 8. – 2011. – С. 214–233.

Тарасов Г. А., Матишов Г. Г., Казанин Г. С. Геологическое строение и эволюция баренцевоморского шельфа в позднем кайнозое // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. Т. 1. – М.: ГЕОС, 2009. – С. 45–53.

Трифонов В. Г. Неотектоника Евразии. – М.: Научный мир, 1999. – 253 с.

Трифонов В. Г. Соотношения процессов коллизии и горообразования // Тектоника, геодинамика и рудогенез складчатых поясов и платформ. Т. II (под ред. Дегтярева К. Е.). – М.: ГЕОС, 2016. – С. 237–241.

Трифонов В. Г., Соболева О. В., Трифонов Р. В., Востриков Р. А. Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса. – М.: ГЕОС, 2002. – 235 с.

Трифонов В. Г., Соколов С. Ю. На пути к постплейттектонике // Вестник РАН. – Т. 85, № 7. – 2015. – С. 605–615.

Троцюк В. Я. Особенности распределения органического углерода в стратифицированной среде под дном морей и океанов // Докл. АН СССР. – Т. 231, № 1. – 1976. – С. 165–168.

Троцюк В. Я., Марина М. М. Органический углерод в отложениях Мирового океана. – М.: Наука, 1988. – 175 с.

Удинцев Г. Б., Шенке Г. В. Очерки геодинамики Западной Антарктики. – М.: ГЕОС, 2004. – 132 с.

Фролов В. Т. Генетическая типизация морских отложений. – М.: Наука, 1984. – 221 с.

Фролов И. Е., Гудкович З. М., Карклин В. П., Ковалев Е. Г., Смоляницкий В. М. Научные исследования в Арктике. Том 2. Климатические изменения ледяного покрова морей Евразийского шельфа. – СПб.: Наука, 2007. – 135 с.

Хаин В. Е. Тектоника континентов и океанов. – М.: Научный мир, 2001. – 606 с.

Хасанкаев В. Б. Изучение донного каменного материала как источника информации о составе коренных пород дна юго-восточной части Баренцева моря / Литол. и полезн. ископ. – №3. – 1978. – С. 118–120.

Чумаков Н. М. Оледенения Земли. История, стратиграфическое значение и роль в биосфере. – М.: ГЕОС, 2015. – 160 с.

Шамбарова Ю. В., Стёпочкин И. Е., Захарков С. П. Исследование изменчивости первичной продукции в Японском море по спутниковым данным на основе ЭОФ-анализа // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – Т. 12, №1. – 2015. – С. 80–92.

Шевченко В. П. Влияние аэрозолей на среду и морское осадконакопление в Арктике. – М.: Наука, 2006. – 226 с.

Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Основы литохимии. – СПб.: Наука, 2000. – 479 с.

Янин Е. П. Техногенные речные илы (условия формирования, вещественный состав, геохимические особенности). – М.: ИП «Арс», 2018. – 415 с.

Aagard K., Carmack E. C. The role of sea ice and other fresh water in the Arctic circulation. *J. Geophys. Res.* 94 (C. 10). 1989. P. 14485–14498.

Aiello I. W., Ravelo A. C. Evolution of marine sedimentation in the Bering Sea since the Pliocene. *Geosphere*. 2012. DOI: 10.1130/GES00710.1.

Anand S., Rengarajan R., Sarma V. V. S. S. (2018) <sup>234</sup>Th-based carbon export flux along the Indian GEOTRACES G102 section in the Arabian Sea and the Indian Ocean. *Global Biogeochemical Cycles* 32. 2018. P. 417–436.

Andrews J. E., Packham G. H. et al. *Initial reports of the DSDP* 30. Washington (U. S. Government Printing Office). 1975.

Andrews J. T. Late Quaternary glacial isostatic recovery of North America, Greenland, and Iceland; A neotectonics perspective. In: Slemmons D. B., Engdahl E. R., Zoback M. D., Blackwell D. D. (eds.). *Neotectonics of North America*. Boulder, Colorado: Geol. Soc. Amer., Decade Map Volume 1. 1991. P. 473–486.

Arthur M. A., von Rad U., Cornford Ch. et al. Evolution and sedimentary history of the Cape Bojador continental margin. In: von Rad U., Ryan B. F. B. et al. *Init. Repts. DSDP* 47. Washington, DC (Government Printing Office). 1979. P. 773–816.

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

Austin J. A., Jr., Christie-Blick N., Malone M. J. et al. *Proc. ODP, Init. Repts.* 174A: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1998.

Austin J. A., Jr., Schlager W., Palmer A. A. et al. *Proc. ODP, Init. Repts. (Pt. A)* 101: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1986.

Backman J., Jakobsson M., Løvlie R., Polyak L., Lawrence L. A., Febo A. Is the central Arctic Ocean a sediment starved basin? *Quatern. Sci. Rev.* 23. 2004. P. 1435–1454.

Backman J., Moran K., McInroy D. B., Mayer L. A., and Expedition 302 Scientists Arctic coring expedition (ACEX). *Proc. Integr. Ocean Drill. Program*, 302. 2006. DOI: 10.2204/iodp.proc.302.2006.

Bader R. G. et al. *Init. Repts. of DSDP*, 4: Washington, (U. S. Government Print. Off.). 1970.

Barendregt R. W., Duk-Rodkin A. Chronology and extent of Late Cenozoic ice sheets in North America: A magnetostratigraphic assessment. In: *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology. Part II* (Eds. J. Ehlers, P. L. Gibbard). Amsterdam: Elsevier. 2004.

Barron J., Larsen B. et al. *Proc. ODP, Init. Repts.*, 119: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1989.

Behrmann J. H., Lewis S. D., Musgrave R. J. et al. *Proc. ODP, Init. Repts.*, 141: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1992.



- Bell D.B., Jung S.J. A., Kroon D. The Pliocene development of Atlantic deep-water circulation and its influence on climate trends. *Quaternary Science Reviews* 123. 2015. P. 265–282.
- Berger W.H., Fisher K., Lai C., Wu G. 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. 1987.
- Berger W.H., Wefer G., Richter C., and the Leg 175 Scientific Party. The Angola-Benguela upwelling system: paleoceanographic synthesis of shipboard results from Leg 175. In: Wefer G., Berger W.H., Richter C. et al. *Proc. ODP, Init. Repts.*, 175: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1998.
- Bischof J. Ice drift, ocean and climate change. Berlin: Springer. 2000. 214 p.
- Bolli H.M., Ryan W.B. F. et al. *Proc. DSDP, Init. Repts.*, 40: U.S. Government Printing Office. 1978.
- Bolton C.T., Lawrence K.T., Gibbs S.J., Wilson P.A., Herbert T.D. Biotic and geochemical evidence for a global latitudinal shift in ocean biogeochemistry and export productivity during the late Pliocene. *Earth Planet. Sci. Lett.* 308. 2011. P. 200–210.
- Bouma A.H., Coleman J.M., Meyer A.W. et al. *Init. Repts. DSDP 96*: Washington (U.S. Govt. Printing Office). 1986.
- Brook E.J., Wolff E., Dahl-Jensen D. The future of ice coring: International partnerships in Ice Core Sciences (IPICS). *PAGES News* 14 (1). 2006. P. 6–10.
- Buffler R. T., Schlager W. et al. *Init. Repts. DSDP, 77*: Washington (U.S. Govt. Printing Office). 1984.
- Bunt J.S. Primary productivity of marine ecosystems. In: Primary productivity of the biosphere (Eds. H. Lieth, R.W. Whittaker). Berlin-Heidelberg-New York: Springer-Verlag. 1975. P. 169–184.
- Burns R.E., Andrews J.E. et al. *Initial reports of the DSDP 21*: Washington (U.S. Government Printing Office). 1973.
- Cartapanis O., Bianchi D., Jaccard S.L., Galbraith E.D. Global pulses of organic carbon burial in deep-sea sediments during glacial maxima. *Nature Communications* 7, article number 10796. 2016.
- Chamley H., Diester-Haass L. Upper Miocene to Pleistocene climates in Northwest Africa deduced from terrigenous components of site 397 sediments (DSDP Leg 47A). In: von Rad U., Ryan B.F. B. et al. *Init. Repts. DSDP, 47*: Washington, DC (Government Printing Office). 1979. P. 641–646.
- Channell J. T. T., Kanamatsu T., Sato T., Stein R., Zarikian A., Malone M.J. and the Expedition 303/306 scientists. *Proc. IODP, 303/306*: College Station, TX (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.). 2006.
- Chase Z., McManus J., Mix A. C., Muratli J. Southern-ocean and glaciogenic nutrients control diatom export production on the Chile margin. *Quatern. Sci. Rev.* 99. 2014. P. 135–145.
- Christensen B.A., Renema W., Henderiks J. et al. Indonesian Throughflow drove Australian climate from humid Pliocene to arid Pleistocene. *Geophys. Res. Lett.* 44. 2017. P. 6914–6925.
- Clague J., Harper J.R., Hebda R.J., Howes D.E. Late Quaternary sea levels and crustal movements, coastal British Columbia. *Canadian J. of Earth Sci.* 19. 1982. P. 597–618.
- Clapperton C.M. Quaternary Geology and Geomorphology of South America. Amsterdam: Elsevier. 1993. 779 p.
- Clemens S.C., Kuhnt W., LeVay L. J. and the Expedition 353 scientists. Indian Monsoon Rainfall. *Proc. IODP, 353*: College Station, TX (International Ocean Discovery Program). 2016.

Cochran J.R., Stow D.A. V. et al. *Proc. ODP, Initial Repts*, 116: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1989.

Coges A., Meynadier L., Allègre C., Limmois D., Herman F., Gaillardet J. C. Constraints on the role of tectonic and climate on erosion revealed by two time series of marine cores around New Zealand. *Earth Planet. Sci. Lett.* 410. 2015. P. 174–185.

Coleman J.M., Roberts H.H., Stone G.W. Mississippi River Delta: An Overview. *J. Coastal Res.* 14. 1988. P. 698–716.

Conrad C.P., Lithgow-Bertelloni C. Faster seafloor spreading and lithosphere production during the mid-Cenozoic. *Geology* 35 (1). 2007. P. 29–32.

Cook M.S., Keigwin L.D., Birgel D., Hinrichs K.-U. Repeated pulses of vertical methane flux recorded in glacial sediments from the southeast Bering Sea. *Paleoceanography* 26. 2011. PA2210.

Cortese G., Gersonde R., Hillenbrand C.-D., Kuhn G. Opal sedimentation shifts in the World Ocean over the last 15 Myr. *Earth Planet. Sci. Lett.* 224. 2004. P. 509–527.

Creager J.S., Scholl D.W. et al. *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project 19*: Washington (U. S. Government Printing Office). 1973.

Cronin T.M., Polyak L., Reed D., Kandiano E.S., Marzen R.E., Council E.A. A 600-ka Arctic sea-ice record from Mendeleev Ridge based on ostracodes. *Quatern. Sci. Rev.* 79. 2013. P. 157–167.

Dadd K., Foley K. A shape and compositional analysis of ice-rafted debris in cores from IODP Expedition 323 in the Bering Sea. *Deep-Sea Research II* 125–126. 2016. P. 191–200.

Darby D.A. Arctic perennial ice cover over the last 14 million years. *Paleoceanography* 23. 2008. PA1S07. DOI: 10.1029/2007PA001479.

Darby D.A., Naidu A.S., Mowatt T.C., Jones G.A. Sediment composition and sedimentary processes in the Arctic Ocean. In: *The Arctic seas: climatology, oceanography, geology, and biology* (Ed. Y. Herman). New York: VanNostrand Reinhold. 1989. P. 657–720.

Davies B.R., Beilfuss R., Thoms M.C. Cahora Bassa retrospective, 1974–1997: effects of flow regulation on the Lower Zambezi river. *Verh. Internat. Verein. Limnologie* 27. 2000. P. 1–9.

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

Davies T.A., Luyendyk B.P. et al. *Init. Repts. DSDP, 26*: Washington (U. S. Government Printing Office). 1974.

Davis R.A. *Sea-Level Change in the Gulf of Mexico*. Texas A&M University Press. 1991.

De Haan Ch.J., Sturges W. Deep cyclonic circulation in the Gulf of Mexico. *Journ. Phys. Oceanogr.* 35. 2005. P. 1801–1812.

D’Hondt S. L., Jørgensen B. B., Miller D. J. et al. *Proc. ODP, Init. Repts.*, 201: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 2003.

Drewry D.J. *Antarctica: glaciological and geophysical folio*. University of Cambridge, Scott Polar Research Institute. Cambridge, Great Britain. 1983. 9 p.

Dullo C., Baranov B., van den Bogaard C. (eds.). *SO201-KALMAR Leg 2 Cruise Report*. Kiel: IFM-GEOMAR. 2009. 233 p.

Duncan R.A., Larsen H. C., Allan J.F. et al. *Proc. ODP, Init. Repts.*, 163: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1996.

Dung B.V., Stattegger K., Thanh N.T., Phach P.V., Dung T.T., Thong B.H. Late Pleistocene – Holocene seismic stratigraphy of Nha Trang shelf, central Vietnam. *Marine Petrol. Geol.* 58. 2014. P. 789–800.

Dunham R.J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: *Classification of carbonate rocks* (Ed. W. E. Ham). *Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem.* 1. 1962. P. 108–121.

- Eberli G.P., Swart P.K., Malone M.J. et al. *Proc. ODP, Init. Repts.* 166: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1997.
- Edgar N.T., Saunders J.B. et al. *Init. Repts. of DSDP 15*: Washington, (U. S. Government Print Office). 1973.
- Ehlers I., Gibbard P.I. (eds.). Quaternary glaciations – extent and chronology. Part II – North America. Amsterdam: Elsevier. 2012.
- Ehrmann W.U., Hambrey M.J., Baldauf J.G. History of Antarctic glaciation: an Indian Ocean perspective. *AGU, Geophysical Monograph* 70. 1990. P. 423–446.
- Eicken H. The role of Arctic ice in transporting and cycling of terrestrial organic matter. In: *The Arctic Ocean Organic Carbon Cycle: Present and Past* (Eds. R. Stein and R. Macdonald). Berlin: Springer. 2004. P. 45–52.
- Eronen J.T., Fortelius M., Micheels A., Portmann F.T., Puolamaki K., Janis C.M. Neogene aridification of the Northern Hemisphere. *Geology* 40. 2012. P. 823–826.
- Escutia C., Brinkhuis H., Claus A. and Expedition 318 scientists. *Proc. IODP* 318. Expedition reports. Wilkes Land glacial history. Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc. 2011.
- Esper O., Gersonde R. New tools for the reconstruction of Pleistocene Antarctic sea ice. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 399. 2014. P. 260–283.
- Ewing M., Worzel J.L., Burk C.A. et al. *Init. Repts. DSDP, 1*: Washington (U. S. Govt. Printing Office). 1969.
- Exon N.F., Kennett J.P., Malone M.J. et al. *Proc. ODP, Init. Repts.*, 189: College Station (TX) (Ocean Drilling Program). 2001.
- Expedition 323 Scientists Bering Sea paleoceanography: Pliocene – Pleistocene paleoceanography and climate history of the Bering Sea. *IODP Prelim. Rept.* 323. 2010. DOI: 10.2204/iodp.pr.323.2010.
- Expedition 330 Scientists. Louisville Seamount Trail: implications for geodynamic mantle flow models and the geochemical evolution of primary hotspots. *IODP Prelim. Rept.* 330. 2011. DOI: 10.2204/iodp.pr.330.2011.
- Expedition 346 Scientists. Asian Monsoon onset and evolution of millennial-scale variability of Asian Monsoon and its possible relation with Himalaya and Tibet Plateau uplift. *IODP Prelim. Rept.* 346. 2014. DOI: 10.2204/iodp.pr.346.2014.
- Fahl K., Nöthig E.M. Lithogenic and biogenic particle fluxes on the Lomonosov Ridge (central Arctic Ocean) and their relevance for sediment accumulation. *Deep-Sea Res. Part I.* 54. 2007. P. 1256–1272.
- Farrell J.W., Prell W.L. Pacific CaCO<sub>3</sub> preservation and δ<sup>18</sup>O since 4 Ma: paleoceanic and paleoclimatic implications. *Paleoceanography* 6. 1991. P. 485–498.
- Farrell J.W., Raffi I., Janecek T.R., Murray D.W., Levitan M.A., Dadley K.A., Emeis K.-C., Lyle M., Flores J.-A., Hovan S. Late Neogene sedimentation patterns in the eastern equatorial Pacific. In: *Proc. ODP, Sci. Results* 138 (Eds. Pisias N.G., Mayer L.A., Janecek T.R., Palmer-Julson A. and van Andel T.H.). College Station (TX). 1995. P. 717–756.
- Feary D.A., Hine A.C., Malone M.I. et al. *Proc. ODP, Init. Repts.*, 182: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 2000.
- Felderman T.G., Kano A., Williams T., Henriot J.-P. and the Expedition 307 scientists. *Proc. IODP*, 307: College Station, TX (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.). 2006.
- Figueredo J., Hoorn C., van der Vern P., Soares E. Late Miocene onset of the Amazon River and the Amazon deep-sea fan: evidence from Foz do Amazon basin. *Geology* 37 (7). 2009. P. 619–622.
- Firth J.V. et al. *Proc. ODP, Init. Repts.* 159T: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1996.

Fisher R.L., Bunce E.T. et al. *Init. Repts of the DSDP 24*: Washington (U. S. Government Printing Office). 1974.

Flemings P.B., Behrmann J.H., John C. M. and Expedition 308 scientists. *Init. Repts. IODP, 308*: College Station TX (Ocean Drilling Program). 2005.

Flores J.-A., Johnson J.E., Mejía-Molina A.E., Alvares M.C., Sierro F.S., Singh S.D., Mahanti S., Giosan L. Sedimentation rates based on calcareous nannofossils and planktonic foraminifera biostratigraphy in the Andaman Sea, northern Bay of Bengal, and eastern Arabian Sea. *Mar. Petrol. Geol.* 58 (PA). 2014. P. 425–437.

France-Lanord C., Derry L.A.  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  in the Bengal Fan: evolution of source and supply of carbon from C3 and C4 plants into oceanic sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta* 58 (21). 1994. P. 4809–4814.

France-Lanord C., Spiess V., Klaus A., Schwenk T. and the Expedition 354 scientists. Bengal Fan. *Proc. IODP 354*: College Station, TX (International Ocean Discovery Program). 2016.

Frank M., Gersonde R., van der Loeff M.R., Bohrmann G., Nürnberg C.C., Kubik P.W., Suter M., Mangini A. Similar glacial and interglacial export bioproductivity in the Atlantic sector of the Southern Ocean: multiproxy evidence and implications for glacial atmospheric  $\text{CO}_2$ . *Paleoceanography* 15. 2000. P. 642–650.

Fullam T.J., Supko P.R., Boyce R.E., Stewart R.W. Some aspects of late Cenozoic sedimentation in the Bering Sea and north Pacific Ocean. *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project 19*, Washington (U. S. Government Printing Office). 1973. P. 887–896.

Gaina C., Nikishin A.M., Petrov E.I. Ultraslow spreading, ridge relocation and compressional events in the East Arctic region: A link to the Eurekan orogeny? *Arktos*. 2016. DOI: 10.1007/s41063-015-0006-8.

Gallagher S.J., Fulthorpe C.S., Bogus K.A. et al. *Proc. IODP, 356*: College Station, TX (International Ocean Discovery Program). 2017.

Gallagher S.J., Wallace M. W., Hoiles P.W., Southwood J. M. Seismic and stratigraphic evidence for reef expansion and onset of aridity on the Northwest Shelf of Australia during Pleistocene. *Marine Petrol. Geol.* 57. 2014. P. 470–481.

Ganachaud A. et al. Southwest Pacific Circulation and Climate Experiment (SPICE). Part I. *CLIVAR Publ. Series*. 2007. P. 111.

Gard G., Backman J. Synthesis of Arctic and Sub-Arctic coccolith biochronology and history of North Atlantic drift water influx during the last 500000 years. In: Geological history of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic (Eds. Bleil U. and Thiede J.). Dordrecht: Kluwer. 1990. P. 417–445.

General Bathymetric Chart of the Ocean. UNESCO. 2014.

Gersonde R. The expedition of the research vessel «Sonne» to the subpolar north Pacific and the Bering Sea in 2009 (SO202-INOPEX). *Ber. Polarforsch.* 643. 2012. 323 p.

Gersonde R., Crosta X., Abelmann A., Armand L. Sea-surface temperature and sea ice distribution of the Southern Ocean at the EPILOG Last Glacial Maximum – a circum-Antarctic view based on siliceous microfossil records. *Quart. Sci. Rev.* 24. 2005. P. 869–896.

Geygh M.A., Heine K. Several distinct wet periods since 420 ka in the Namib Desert inferred from U-series dates of speleothems. *Quatern. Res.* 81 (2). 2014. P. 381–391.

Gómes-Letona M., Ramos A.G., Coca J., Aristegui J. Primary production in the Canary Current upwelling system – A regional perspective comparing remote sensing models. *Front. Mar. Sci.* 14. 2017. P. 1–18.

Goodell H.G., Watkins N.D. The paleomagnetic stratigraphy of the Southern Ocean: 20° West to 160° East. *Deep Sea Res. and Oceanogr. Abstracts* 15 (1). 1968. P. 89–112.

Gorbarenko S.A. Stable isotope and lithologic evidence of late glacial and Holocene oceanography of the northwestern Pacific and its marginal seas. *Quaternary Res.* 46. 1996. P. 230–250.

Gorbarenko S.A., Basov I.A., Chekhovskaya M.P., Southon J., Khusid T.A., Artemova A.V. Orbital and millennium scale environmental changes in the southern Bering Sea during the last glacial-Holocene: Geochemical and paleontological evidence. *Deep-Sea Res. Pt. II* 52. 2005. P. 2174–2185.

Gorbarenko S.A., Wang P., Wang R., Cheng X. Orbital and suborbital environmental changes in the southern Bering Sea during the last 50 kyr. *Palaeogeogr. Palaeoecol. Palaeoclim.* 286. 2010. P. 97–106.

Graciansky P.C. de, Poag C.W. et al. *Init. Repts DSDP*, 80, Pt. I: Washington (U.S. Govt. Print. Off.). 1985.

Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. The geologic time scale 2012. Amsterdam: Elsevier. 2012. 1176 p.

Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G. A Geologic Time Scale 2004. Cambridge: Cambridge Univ. Press. 2004. 599 p.

Green G., Collot J.-Y., Stokking L. et al. *Proc. ODP, Init. Repts* 134: College Station (TX) (Ocean Drilling Program). 1991.

Grigoriev M.N., Rachold V., Hubberten H.-W., Schirmeister L. Organic carbon input to the Arctic Seas through coastal erosion. In: The Arctic Ocean Organic Carbon Cycle: Present and Past (Eds. R. Stein and R. Macdonald). Berlin: Springer. 2004. P. 41–45.

Gurevich V.I. Recent sedimentogenesis and environment of the Arctic shelf of Western Eurasia. Oslo: NorskPolarinstitut. 1995. 92 p.

Hall I.R., Hemming S.R., LeVay L. J. and the Expedition 361 scientists. *Proc. IODP*, 361: College Station, TX (International Ocean Discovery Program). 2017.

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

Haq B.U., von Rad U., O'Connell S. et al. *Proc. ODP, Init. Repts.*, 122: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1990.

Harris P.T., Macmillan-Lawler M., Rupp J., Baker E.K. Geomorphology of the oceans. *Marine Geology* 352. 2014. P. 4–24.

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

Hartley A.J., Chong G. Late Pliocene age for the Atacama Desert: Implications for the desertification of western South America. *Geology* 30 (1). 2002. P. 43–46.

Hassler C.S., Ridgway K., Bowie A.R., Butler E.C.V., Clementson L.A., Doblin M.A., Davies D.M., Law C., Ralph P.J., van der Merwe P., Watson R., Ellwood M.J. Primary production induced by iron and nitrogen in the Tasman Sea: an overview of the PINTS expedition. *Mar. Freshwater Res.* 65. 2014. P. 517–537.

Hay W.W. Calcium carbonate compensation. In: *Init. Repts. of DSDP*, 4: Washington, (U.S. Government Print. Off.). 1970. P. 672–673.

Hay W.W., Sibuet J.-C. et al. *Proc. DSDP, Init. Repts.*, 75: Washington (U.S. Government Printing Office). 1984.

Hayes D.E., Frakes L.A. General synthesis, Deep Sea Drilling Project Leg 28. In: *Init. Repts. DSDP*, 28: Washington (U.S. Govt. Print. Off.). 1975. P. 919–947.

Henrich R. Dynamics of Atlantic water advection to the Norwegian-Greenland Sea – a time-slice record of carbonate distribution in the last 350 ka. *Mar. Geol.* 145. 1998. P. 95–131.

Herman F., Champagnac J.-D., Lupker M., Willett S.D. Exhumation rates from orogenic areas. Abstr. Goldschmidt 2013 Conf. Florence. 2013. 1289 p.

Hillenbrand C.-D., Fütterer D.K. Neogene to Quaternary deposition of opal on the continental rise west of Antarctic Peninsula. *Proc. ODP, Sci. Results*, 178: College Station (TX). 2001. P. 1–33.

Hinz K., Winterer E.L. et al. *Init. Repts. DSDP*, 79: Washington, DC (Government Printing Office). 1984.

Hiscock M. R., Marra J., Smith Jr. W. O. et al. Primary productivity and its regulation in the Pacific sector of the Southern Ocean. *Deep-Sea Res. II*. 50. 2003. P. 533–538.

Hobbs R. W., Huber B. T., Bogus K. A. et al. *Proc. IODP*, 369: Australian Cretaceous climate and tectonics. College Station, TX (International Ocean Discovery Program). 2019.

Hollister Ch. D., Ewing J. I. et al. *Init. Repts. DSDP*, XI: Washington (U. S. Govt. Print. Off.). 1972.

Hood D. W. The Bering Sea. In: *Estuaries and Enclosed Seas* (Ed. B. H. Ketchum). Amsterdam: Elsevier. 1983. P. 337–373.

Hopkins D. M. Aspect of the paleogeography of Beringia during the late Pleistocene. In: *Paleoecology of Beringia* (Eds. D. M. Hopkins, J. V. Matthews, C. E. Schweger, S. B. Young). New York: Academic Press. 1982. P. 3–28.

Houlié N., Stern T. A. Vertical tectonics at an active continental margin. *Earth Planet. Sci. Lett.* 457. 2017. P. 292–301.

<http://knowledge.su/k/korallovoe-more>.

Hu A., Meehl G. A., Otto-Bliesner B. L., Waelbroeck C., Han W., Loutre M.-F., Lambeck K., Mitrovica J. X., Rosenbloom N. Influence of Bering Strait flow and North Atlantic circulation on glacial sea-level changes. *Nat. Geosci.* 3. 2010. P. 118–121.

Huntsman S. A., Barber R. T. Primary production off northwest Africa: the relationship to wind and nutrient conditions. *Deep-Sea Res.* 24. 1977. P. 25–37.

Ingólfsson Ó. Quaternary glacial and climate history of Antarctica. In: *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology. Part III* (Eds. Ehlers J., Gibbard P. L.). Amsterdam: Elsevier. 2004. P. 3–43.

Isern A. R., Anselmetti F. S., Blum P. et al. *Proc. ODP, Init. Repts* 194. College Station (TX) (Ocean Drilling Program). 2002.

Ivanova E., Murdmaa I., Borisov D., Dmitrenko O., Levchenko O., Emelyanov E. Late Pliocene – Pleistocene stratigraphy and history of formation of the Ioffe calcareous contourite drift, Western South Atlantic. *Marine Geology* 372. 2016. P. 17–30.

Iwasaki S., Takahashi K., Kanematsu Y., Asahi H., Onodera J., Ravelo A. C. Paleoproductivity and paleoceanography of the last 4.3 Myrs at IODP Expedition 323 Site U1341 in the Bering Sea based on biogenic opal content. *Deep-Sea Research II* 125–126. 2016. P. 145–154.

Jaeger V. M., Gulick S. P. S., LeVay L. G. et al. *Proc. IODP, Init. Repts.* 341: College Station TX (Integrated Ocean Drilling Program). 2014.

Jakobsson M., Grantz A., Kristoffersen Y., Macnab R. Physiography and bathymetry of the Arctic Ocean. In: *The Arctic Ocean Organic Carbon Cycle: Present and Past* (Eds. Stein R. and Macdonald R.). Berlin: Springer. 2004. P. 1–5.

Jakobsson M., Løvlie R., Al-Hanbali H., Arnold E., Backman J., Mörth M. Manganese and color cycles in Arctic sediments constrain Pleistocene chronology. *Geology*, 28 (1). 2000. P. 23–26.

Jakobsson M., Løvlie R., Arnold E., Backman J., Polyak L., Knutsen J.-O., Musatov E. Pleistocene stratigraphy and paleoenvironmental variation from Lomonosov Ridge sediments, central Arctic Ocean. *Global Planet. Change*, 31. 2001. P. 1–22.

Jakobsson M., Nilsson J., O’Regan M., Backman J., Löwemark L., Dowdeswell J. A., Mayer L., Polyak L., Colleoni F., Anderson L. G., Björk G., Darby D., Eriksson B., Hanslik D., Hell B., Marcussen Ch., Sellén E., Wallin Å. An Arctic Ocean and ice shelf during MIS 6 constrained from new geophysical and geological data. *Quatern. Sci. Rev.*, 29. 2010. P. 3505–3517.

Jansen E., Raymo M., Blum P. et al. *Proc. ODP, Init. Repts.*, 162: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1996.

Jokat W., Ickrath M., O'Connor J. Seismic transect across the Lomonosov and Mendeleev Ridges: Constraints on the geological evolution of the Amerasian Basin, Arctic Ocean. *Geophys. Res. Lett.* 40. 2013. P. 5047–5051.

Karig D.E., Ingle J.C., Jr. et al. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 31: Washington (U.S. Government Printing Office). 1975.

Karl H.A., Carlson P.R., Gardner J.V. Aleutian Basin in the Bering Sea: Styles of sedimentation and canyon development. In: *Geology of the United States' sea floor. The view from GLORIA* (Eds. J.V. Gardner, M.E. Field, D.C. Twichell). Cambridge: Univer. Press. 1996. P. 305–332.

Katsuki K., Takahashi K. Diatoms as paleoenvironmental proxies for seasonal productivity, sea-ice and surface circulation in the Bering Sea during the last Quaternary. *Deep-Sea Research II* 52. 2005. P. 2110–2131.

Keigwin L.D., Rio D., Acton G.D. et al. *Proc. ODP, Init. Repts.*, 172: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1998.

Kennett J.P., Houtz R.E. et al. *Initial reports of the DSDP* 29. Washington (U.S. Government Printing Office). 1974.

Kennett J.P., von der Borch C.C. et al. *Initial reports of the DSDP* 90. Washington (U.S. Government Printing Office). 1986.

Kilian R., Behrmann J.H. 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. 2003. P. 57–70.

Kim S., Khim B.-K., Cho H.G. Clay mineral stratigraphy during the last 2.4 Ma at IODP Exp. 323 Site U1343 in the Bering Sea. *Marine Geology* 359. 2015. P. 163–168.

Kim S., Khim B.-K., Takahashi K. Late Pliocene to early Pleistocene (2.4–1.25 Ma) paleoproductivity changes in the Bering Sea: IODP expedition 323 Hole U1343E. *Deep-Sea Research II* 125–126. 2016. P. 155–162.

Kim S., Khim B.-K., Uchida M., Itaki T., Tada R. Millennial-scale paleoceanographic events and implication for the intermediate-water ventilation in the northern slope area of the Bering Sea during the last 71 kyrs. *Global and Planetary Change* 79. 2011. P. 89–98.

Kim S., Takahashi K., Khim B.-K., Kanematsu Y., Asahi H., Ravelo A.C. Biogenic opal production changes during the mid-Pleistocene transition in the Bering sea (IODP Expedition 323 Site U1343). *Quatern. Res.* 81. 2014. P. 151–157.

Kleiber H.P., Niessen F. Variations of continental discharge pattern in space and time: Implications from the Laptev Sea continental margin, Arctic Siberia. *Int. J. Earth Sci.* 89 (3). 2000. P. 605–616.

Knies J., Mattingdal R., Fabian K., Grósfied K., Baranwal S., Husum K., De Schepper S., Vogt C., Andersen N., Matthiessen J., Andreassen K., Jokat W., Nam S.-I., Gaina C. Effect of early Pliocene uplift on the late Pliocene cooling in the Arctic-Atlantic gateway. *Earth and Planetary Science Letters* 387. 2014. P. 132–144.

Knudson K.P., Ravelo A.C. Enhanced subarctic Pacific stratification and nutrient utilization during glacial over the last 1.2 Myr. *Geophys. Res. Lett.* 42. 2015. DOI: 10.1002/2015GL066317.

Kodina L.A., Tokarev V.G., Vlasova L.N., Korobeinik G.S. Contribution of biogenic methane to ikaite formation in the Kara Sea: Evidence from the stable carbon isotope geochemistry. In: *Siberian river run-off in the Kara Sea. Characterisation, quantification, variability and environmental significance* (Eds. R. Stein, K. Fahl, D.K. Fütterer, E.M. Galimov, O.V. Stepanets). Amsterdam: Elsevier. 2003. P. 349–374.

Koshlyakov M.N., Tarakanov R. Yu. Water masses of the Pacific Antarctic. *Oceanology* 39 (1). 1999. P. 1–11.

Krey J. Primary production in the Indian Ocean. In: *Zeitzschel B., Gerlach S.A. (eds.). The biology of the Indian Ocean*. New York: Springer-Verlag. 1973. P. 115–126.

Krissek L.A., Clemens S.C. Mineralogic variations in a Pleistocene high-resolution eolian record from the Owen Ridge, western Arabian Sea (site 722): implications for sediment source conditions and monsoon history. In: Prell W.L., Niitsuma N. et al. *Proc. ODP, Sci. Results*. 117: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1991.

Kroeger K.F., Crutchley G.J., Hill M.G., Pecher I.A. Potential for gas hydrate formation at the northwest New Zealand shelf margin: New insights from seismic reflection data and petroleum systems modeling. *Mar. Petrol. Geol.* 83. 2017. P. 215–230.

Kulm L.D., von Huene R. et al. *Init. Repts. DSDP 18*: Washington (U.S. Govt. Printing Office). 1973.

Lamy F., Hebbeln D., Wefer G. Terrigenous sediment supply along the Chilean continental margin: modern region patterns of texture and composition. *Geol. Rundsch.* 87. 1998. P. 477–494.

Lancelot Y., Seibold E. et al. *Init. Repts. DSDP 41*: Washington, DC (Government Printing Office). 1977.

Lancelot Y., Winterer E.L. et al. *Init. Repts. DSDP 50*: Washington, DC (Government Printing Office). 1980.

Larsen H.C., Saunders A.D., Clift P.D. et al. *Proc. ODP, Init. Repts.* 152: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1994.

Laughton A.S., Berggren W.A. et al. *Init. Repts. DSDP XII*: Washington (U.S. Govt. Print. Off.). 1972.

Le Friant A., Ishizuka O., Stronck N.A. et al. *Proc. IODP, Init. Repts.* 340: Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc. 2013.

Levitan M.A., Dekov V.M., Gorbunova Z.N., Gurvich E.G., Muyakshin S.I., Nürnberg D., Pavlidis M., Ruskova N.P., Shelekhova E.S., Vasilkov A.P., Wahsner M. The Kara Sea: A reflection of modern environment in grain size, mineralogy and chemical composition of the surface layer of bottom sediments. *Ber. Polarforsch.* 212. 1996. P. 58–80.

Levitan M.A., Lavrushin Yu.A. Sedimentation history in the Arctic Ocean and Subarctic Seas for the last 130 kyr. Berlin: Springer. 2009. 387 p.

Li C.-F., Lin Y., Kulhanek D.R. et al. *Proc. IODP*, 349. 2015. DOI: 10.14379/iodp.proc.349.105.2015.

Lipp A.G., Shorttle O., Brocks J.J. et al. The composition and weathering of the continents over geologic time. *Geochem. Persp. Lett.* 17. 2021. P. 21–26.

Lisiecki L.E., Raymo M.E. (2005) A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}\text{O}$  records. *Paleoceanography* 20 (PA1). 2005. PA1003. DOI: 10.1029/2004PA001071.

Lisitzin A.P. Sea-ice and iceberg sedimentation in the Ocean: recent and past. Berlin: Springer. 2002. 564 p.

Liu J., Liu Q., Zhang X., Liu J., Wu Z., Mei X., Shi X., Zhao Q. Magnetostratigraphy of a long Quaternary sediment core in the South Yellow Sea. *Quatern. Sci. Res.* 144. 2016. P. 1–15.

Liu X., Rendle-Bührling R., Henrich R. Climate and sea-level controls on turbidity current activity on the Tanzanian upper slope during the last deglaciation and the Holocene. *Quatern. Sci. Rev.* 133. 2016. P. 15–27.

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

Lorenz S.E., Fahnenstiel G.L., Redalje D.G., Lang G.A., Chen X., Dagg M.J. Variations in primary production of northern Gulf of Mexico continental shelf waters linked to nutrient inputs from the Mississippi River. *Marine ecology progress series* 155. 1997. P. 45–54.



- Lozhkin A. V., Anderson P. M. About the age and habitat of the Kirgilyakh mammoth (Dima), Western Beringia. *Quaternary Science Reviews* 145. 2016. P. 104–116.
- Luyendyk B. P., Cann J. R. et al. *Init. Repts DSDP 49*: Washington (U. S. Govt. Print. Off.). 1978.
- Lyle M., Gibbs S., Moore T. C., Rea D. K. Late Oligocene initiation of the Antarctic Circumpolar Current: Evidence from the South Pacific. *Geology* 35 (8). 2007. P. 691–694.
- Lyle M., Koizumi I., Richter C. et al. *Proc. ODP, Init. Repts.* 167: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1997.
- Maldonado A., Barnolas A., Bohoyo F. et al. Miocene to Recent contourite drifts development in the northern Weddell Sea. *Global Planet. Change* 45. 2005. P. 99–129.
- Marlow M. S., Cooper A. K., Fisher M. A. Geology of the eastern Bering Sea continental shelf. In: *The geology of Alaska* (Eds. G. Plafker, H. C. Berg). GSA. 1994. P. 271–284.
- Marzen R., DeNinno L. H., Cronin Th. Calcareous microfossils-based orbital cyclostratigraphy in the Arctic Ocean. *Quatern. Sci. Res.* 149. 2016. P. 109–121.
- Matsuzaki K. M., Nishi H., Suzuki N., Kawate Y., Takashima R., Sakai T. *Cycladophora davisiana* abundances as a paleoceanographic and stratigraphic tool in high latitude siliceous sediments. *Mar. Micropaleontol.* 106. 2014. P. 1–9.
- Mazzullo J. Sources of sand for the Mississippi Fan. In: Bouma A. H., Coleman J. M., Meyer A. W. et al. *Init. Repts. DSD 96*: Washington (U. S. Govt. Printing Office). 1986. P. 533–539.
- McClymont E. L., Elmore A. C., Kender S., Leng M. J., Greaves M., Elderfield H. Pliocene-Pleistocene evolution of sea surface and intermediate water temperatures from the Southwest Pacific. *Paleoceanography* 31. 2016. P. 895–913.
- McKenzie J. A., Davies P. J., Palmer-Julson A. et al. *Proc. ODP, Init. Repts.* 133. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1990.
- Midtun L. Formation of dense bottom water in the Barents Sea. *Deep-Sea Res.* 32. 1985. P. 1233–1241.
- Miller K. G., Browning J. V., Schmelz W. J., Kopp R. E., Mountain G. S., Wright J. D. Cenozoic sea-level and cryospheric evolution from deep-sea geochemical and continental margin record. *Science Advances* 6 (20). 2020. DOI: 10.1126/sciadv.aaz1346.
- Miller K. G., Komazin M. A., Browning J. V., Wright J. D., Mountain G. S., Katz M. E., Sugarman P. J., Cramer B. S., Christie-Blick N., Pekar S. F. Phanerozoic record of global sea-level change. *Science* 310. 2005. P. 1293–1298.
- Miller S. R., Sak P. B., Kirby P. B., Bierman P. R. Neogene rejuvenation of central Appalachian topography: Evidence for differential rock uplift from stream profiles and erosion rates. *Earth and Planetary Science Letters* 369–370. 2013. P. 1–12.
- Mix A. C., Tiedemann R., Blum P. et al. *Proc. ODP, Init. Repts.*, 202: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 2003.
- Monien D., Kuhn G., von Eynatten H., Talarico F. M. Geochemical provenance analysis of fine-grained sediment revealing Late Miocene to recent paleoenvironmental changes in the Western Ross Sea, Antarctica. *Gl. Planet. Change.* 2010. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2010.05.001.
- Montadert L., Roberts D. G. et al. *Init. Repts DSDP 48*: Washington (U. S. Govt. Print. Off.). 1979.
- Montgomery D. R., Balco G., Willett S. D. Climate, tectonics, and the morphology of the Andes. *Geology* 29 (7). 2001. P. 579–589.
- Moore J. C., Watkins J. S. et al. *Init. Repts. DSDP 66*: Washington (U. S. Govt. Printing Office). 1982.

Moore O., Buss H., Dosseto A., Maher K. Tales of the Deep: Weathering at the Base of Critical Zone. Abstr. Goldschmidt 2015. Conf. Prague. 2015. 2185 p.

Morley J.J., Hays J.D. Impact of shallow-living radiolarian flux variations on North Atlantic *Cycladophora davisiana* percentages. *Mar. Micropaleontol.* 110. 2014. P. 42–49.

Mountain G.S., Miller K.G., Blum P. et al. *Proc. ODP, Init. Repts.* 150: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1994.

Mountain G.S., Proust J.-N., McInroy D., Cotterill C. and the Expedition 313 Scientists. *Proc. IODP 313: Tokyo (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.)*. 2010.

Müller C. Rekonstruktion der Paläo-Umweltbedingungen am Laptev-See-Kontinental rand während der beiden letzten Glazial/Interglazial-Zyklen anhand sedimentologischer und mineralogischer Untersuchungen. *Ber. Polarforsch.* 328. 1999. 146 s.

Naish T.R. The variability of Pliocene Antarctic Ice Sheets and implications for global sea-level. Abstr. IPY Meeting. Oslo. 2010. LM9.2–1.4.

Nelson G. Equatorial wind and atmospheric pressure spectra as metrics for primary productivity in the Benguela system. *South African journal of marine science* 12 (1). 1992. P. 19–28.

Nørgaard-Pedersen N. Late Quaternary Arctic Ocean sediment records: surface ocean conditions and provenance of ice-rafted debris. *GEOMAR REPORTS* 65. 1997. 107 p.

Nørgaard-Pedersen N., Spielhagen R.F., Thiede J., Kassens H. Central Arctic surface ocean environment during the past 80.000 years. *Paleoceanography* 13. 1998. P. 193–204.

Not Ch., Hillaire-Marcel C. Time constraints from <sup>230</sup>Th and <sup>231</sup>Pa in late Quaternary, low sedimentation rate sequence from the Arctic Ocean: an example from the northern Mendeleev Ridge. *Quatern. Sci. Rev.* 29. 2010. P. 3665–3675.

Nürnberg D. Barygenic barium and opal in shallow Eurasian shelf sediments in relation to the pelagic Arctic Ocean environment. *Ber. Polarforsch.* 212. 1996. P. 96–118.

Nürnberg D., Tiedemann R. Environmental change in the Sea of Okhotsk during the last 1.1 million years. *Paleoceanography* 19. 2004. PA4011. DOI: 10.1029/2004PA001023.

O'Brien P.E., Cooper A.K., Richter C. et al. *Proc. ODP, Init. Repts.* 188: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 2001.

Okada M., Takagi M., Takahashi K. Chronostratigraphy of sediment cores from the Bering Sea and the Subarctic Pacific based on paleomagnetic and oxygen isotopic analyses. *Deep-Sea Research II* 52. 2005. P. 2092–2109.

Ollier C.D. Mountain uplift and the Neotectonic period. *Annales of Geophysics* 49 (1). 2006. P. 437–450.

O'Regan M., King J., Backman J., Jakobsson M., Pälike H., Moran K., Heil C., Sakamoto T., Cronin T.M., Jordan R.W. Constraints on the Pleistocene chronology of sediments from the Lomonosov Ridge. *Paleoceanography* 23. 2008. PA1S19. DOI: 10.1029/2007PA001551.

O'Reilly J., Sherman K. Chapter 5.1: Primary productivity patterns and trends. In: IOC-UNESCO and UNEP. Large Ecosystems: Status and Trends. United Nations Environment Programme. Nairobi. 2016. P. 91–99.

Parson L., Hawkins J., Allan J. et al. *Proc. of the Ocean Drilling Program*, 135: College Station, TX (Ocean Drilling Program). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1992. DOI: 10.1016/j.palaeo.2007.08.012.

Paull C.K., Matsumoto R., Wallace P.J. et al. *Proc. ODP, Init. Repts.* 164: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1996.

Plank T., Ludden J.N., Escutia C. et al. *Proc. ODP, Init. Repts.* 185: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 2000. DOI: 10.2973/odp.proc.ir.185.101.2000.

Poag C.W., Sevon W.D. A record of Appalachian denudation in postrift Mesozoic and Cenozoic sedimentary deposits of the U.S. Middle Atlantic continental margin. *Geomorphology* 2 (1–3). 1989. P. 119–157.

Poag C.W., Watts A.B. et al. *Init. Repts. DSDP 95*: Washington (U.S. Govt. Printing Office). 1987.

Polyak L., Alley R.B., Andrews J.T., Brigham-Grette J., Cronin T.M., Darby D.A., Dyke A.S., Fitzpatrick J.J., Funder S., Holland M., Jennings A.E., Miller G.H., O'Regan M., Savelle J., Serreze M., St. John K., White J.W. C., Wolff E. History of sea ice in the Arctic. *Quatern. Sci. Rev.* 29. 2010. P. 1757–1778.

Prell W.L. Variation of monsoon upwelling: a response to changing solar. In: Hansen J.E., Takahashi T. (eds.). *Climatic processes and climate sensitivity*. Washington (AGU). *Geophys. Monogr. 29, Maurice Ewing Series. 5*. 1984. P. 48–57.

Prell W.L., Niitsuma N. et al. *Proc. ODP, Init. Repts. 117*: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1989.

Puga-Bernabéu A., Beaman R.J., Webster M., Thomas A.L., Jacobsen G. Gloria Knolls Slide: A prominent submarine landslide complex on the Great Barrier Reef margin of north-eastern Australia. *Mar. geol.* 385. 2017. P. 68–83.

Punyu V.R., Banakar V.K., Garg A. Equatorial Indian Ocean productivity during 33 kyr and possible linkage to Westerly Jet variability. *Mar. Geol.* 348. 2014. P. 44–51.

Qasim S.Z. Biological productivity of the Indian Ocean. *Indian Journ. Mar. Sci.* 6. 1977. P. 122–137.

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

Rabinowitz Ph.D., Merrell W.J., Garrisson L.E., Kidd R.B. et al. *Init. Repts. ODP 100*: College Station TX (Ocean Drilling Program). 1985.

Ragueneau O., Tréguer P., Leynaert A., Anderson R.F., Brzezinski M.A., DeMaster D. J., Dugdale R. C., Dymond J., Martin-Jézéquel V., Nelson D. M., Quéquiner B. Review of the Si cycle in the modern ocean: recent progress and missing gaps in the application of biogenic opal as a paleoproductivity proxy. *Global and Planetary Change* 26. 2000. P. 317–365.

Rebesco M., Hernández-Molina F.J., Van Rooij D., Wålin A. Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes: state-of-the-art and future considerations. *Mar. Geol.* 352. 2014. P. 111–154.

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

Riethdorf J.-R., Nürnberg D., Max L., Tiedemann R., Gorbarenko S.A., Malakhov M. I. Millennial-scale variability of marine productivity and terrigenous matter supply in the western Bering Sea over the past 180 kyr. *Clim. Past* 9. 2013. P. 1345–1373.

Riethdorf J.-R., Thibodeau B., Ikehara M., Nürnberg D., Max L., Tiedemann R., Yokoyama Y. Surface nitrate utilization in the Bering sea since 180 kA BP: Insight from sedimentary nitrogen isotopes. *Deep-Sea Research II* 125–126. 2016. P. 163–176.

Roberts D.G., Schnitker D. et al. *Init. Repts DSDP 81*: Washington (U.S. Govt. Print. Off.). 1986.

Rodríguez-Sanz L., Mortyn P.G., Martínez-García A., Rosell-Melé A., Hall I.R. Glacial South Ocean freshening at the onset of the Middle Pleistocene Climate Transition. *Earth Planet. Sci. Lett.* 345–348. 2012. P. 194–202.

Ronov A., Khain V., Balukhovskiy A. Atlas of lithological-paleogeographical maps of the World (Mesozoic and Cenozoic of continents and oceans). Leningrad: VSEGEI. 1989. 79 p.

Ruddiman W., Sarnthein M., Baldauf J. et al. *Proc. ODP, Init. Repts ODP 108* (Pt. A): College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1988.

Rudels B., Jones E.P., Anderson L.G., Kattner G. On the intermediate depth waters of the Arctic Ocean. In: *The Polar Oceans and Their Role in Shaping of the Global Environment. Geophys. Monogr. Ser.* 85. AGU, Washington D.C. 1994. P. 33–46.

Rudolph M. Benthic foraminiferal assemblages used as proxy to reconstruct late Quaternary migrations of the fronts of the Antarctic Circumpolar Current in the South Atlantic. *Ber. Polarforsch.* 522. 2006. 134 p.

Sakshaug E. Primary and secondary production in the Arctic Seas. In: *The Arctic Ocean Organic Carbon Cycle: Present and Past* (Eds. Stein R. and Macdonald R.). Berlin: Springer. 2004. P. 57–82.

Salisbury M.H., Shinohara M., Richter C. et al. *Proc. ODP, Init. Repts* 195: College Station TX (Ocean Drilling Program). 2002. DOI: 10.2973/odp.proc.ir.195.105.2002.

Sancetta C., Heysser L., Labeyrie L., Naidu A.S., Robinson S.W. Wisconsin-Holocene paleoenvironment of the Bering Sea: evidence from diatoms, pollen, oxygen isotopes and clay minerals. *Marine geology* 62. 1985. P. 55–68.

Sancetta C., Silvestri S.M. Diatom stratigraphy of the Late Pleistocene (Bruhnes) Subarctic Pacific. *Mar. Micropaleontol.* 9. 1986. P. 263–274.

Sarnthein M., Stattegger K., Dreger D., Erlenkeuser H., Grootes P., Haupt B.J., Jung S., Kiefer T., Kuhnt W., Pflaumann U., Schäfer-Neth C., Schulz H., Schulz M., Seidov D., Simstich J., Kreveld S. van, Vogelsang E., Völker A., Weinelt M. Fundamental models and abrupt changes in North Atlantic circulation and climate over the last 60 ky – concepts, reconstruction and numerical modeling. In: *The northern North Atlantic: A changing environment*. Berlin-Heidelberg: Springer. 2001. P. 365–410.

Schauer U. The Expedition ARKTIS-XXII/2 of the Research Vessel “Polarstern” in 2007. *Ber. Polarforsch.* 579. 2008. 264 p.

Schmincke H.-U., Weaver P.P.E., Firth J.V. et al. *Proc. ODP, Init. Repts.* 157: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1995.

Scholl D.W., Creager J.S. Geologic synthesis of Leg 19 (DSDP) results: far north Pacific, and Aleutian ridge, and Bering Sea. In: Creager J.S., Scholl D.W. et al. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* 19: Washington (U.S. Government Printing Office). 1973. P. 897–913.

Senut B., Pickford M., Ségalen L. Neogene desertification of Africa. *Geoscience.* 341. 2009. P. 591–602.

Sexton P.F., Barker S. Onset of “Pacific-style” deep-sea sedimentary carbonate cycles at the mid-Pleistocene transition. *Earth Planet. Sci. Lett.* 321–322. 2012. P. 81–94.

Shackleton N., Baldauf J.G., Flores J.-A., Iwai M., Moore T.C., Raffi I., Vincent E. Bio-stratigraphic summary for Leg 138. *Proc. ODP, Sci. Res.* 138: College Station (TX). 1995. P. 517–536.

Sharma G.D. The Alaskan Shelf. Hydrographic, Sedimentary and Geochemical Environment. New York-Heidelberg-Berlin: Springer-Verlag. 1979. 498 p.

Shi N., Schneider R., Beug H.-J., Dupont L.M. Southeast trade wind variation during last 135 kyr: evidence from pollen spectra in eastern South Atlantic sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.* 187. 2001. P. 311–321.

Shi X., Yao Z., Liu Q., Larrasoña J.C., Bai Y., Liu Y., Liu J., Cao P., Li X., Qiao S., Wang K., Fang X., Xu T. Sedimentary architecture of the Bohai Sea China over the last 1 Ma and implications for sea-level changes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 451. 2016. P. 10–21.

Sigman D.M., Haug G.H. The Biological Pump in the Past. In: *Treatise on Geochemistry* 6. The Oceans and Marine Geochemistry. Amsterdam: Elsevier. 2003. P. 491–528.

Sigurdsson H., Leckie R.M., Acton G.D. et al. *Proc. ODP, Init. Repts.* 165: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1997.

Simpson E. S. W., Schlich R. et al. *Init. Repts. DSDP 25*: Washington (U. S. Government Printing Office). 1974.

Smith N. R., Zhaoqian D., Kerry K. R., Wright S. Water masses and circulation in the region of Prydz Bay, Antarctica. *Deep Sea Res. Part A. Oceanographic Research Papers* 31. 1984. P. 1121–1147.

Spielhagen R. F., Baumann K.-H., Erlenkeuser H., Nowaczyk N. R., Nørgaard-Pedersen N., Vogt Ch., Weiel D. Arctic Ocean deep-sea record of northern Eurasian ice sheet history. *Quatern. Sci. Rev.* 23. 2004. P. 1455–1484.

Spooner M. I., De Dekker P., Barrows T. T., Fifield L. K. The behaviour of the Leewin Current offshore NW Australia during the last five glacial-interglacial cycles. *Global Planet. Change* 75 (3–4). 2011. P. 119–132.

Springer A. M., McRoy C. P., Flint M. V. The Bering Sea Green Belt: shelf edge processes and ecosystem production. *Fish. Oceanogr.* 5 (3/4). 1996. P. 205–223.

Stein R. The great challenges in Arctic Ocean paleoceanography. *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science* 14. 2011. P. 1–7.

Stein R., Fahl K. Scientific Cruise Report of the Arctic Expedition ARK-XIII/2 of RV «Polarstern» in 1997. *Ber. Polarforsch.* 255. 1997. 235 p.

Stein R., MacDonald R. (eds.). *The Arctic Ocean Organic Carbon Cycle: Present and Past*. Berlin: Springer. 2004. 363 p.

Stein R., Matthiessen J., Niessen F., Bazhenova E. V. Towards a better (litho-) stratigraphy and reconstruction of Quaternary paleoenvironment in the Amerasian Basin (Arctic Ocean). *Polarforschung* 79 (2). 2010. P. 97–121.

Steinberg M. Fluctuations of the accumulation rate of the sediments deposited in the South Atlantic Ocean during the last 120 m. y. *Compt. Rend. de l'Acad. Des Sci. Ser. II.* 308 (10). 1989. P. 941–946.

Stow D. A. V., Hernández-Molina F. J., Zarikian A. and the Expedition 339 scientists *Proc. IODP 339*: Tokyo (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.). 2013.

Stroynowski Z., Ravelo A. C., Andreasen D. A Pliocene to recent history of the Bering Sea at Site U1340A, IODP Expedition 323. *Paleoceanography* 30. 2015. P. 1641–1656.

Sturman A. P., Tapper N. J. *The weather and climate of Australia and New Zealand*. Melbourne: Oxford University Press. 2005.

Subba Rao D. V., Platt T. Primary Production of Arctic Waters. *Polar Biol.* 3. 1984. P. 191–201.

Suess E., von Huene R. et al. *Proc. ODP, Init. Repts.* 112: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1988.

Sutherland R., Dickens G., Blum P. et al. Expedition 371 Preliminary Report: Tasman Frontier subduction initiation and Paleogene climate. 2018. <https://doi.org/10/14379/iodp.pr.371.2018>.

Svendsen J. I., Alexanderson H., Astakhov V. I., Demidov I., Dowdeswell J. A., Funder S., Gataullin V., Henriksen M., Hjort Ch., Houmark-Nielsen M., Hubberten H. W., Ingólfsson Ó., Jakobsson M., Kjær K. H., Larsen E., Lokrantz H., Lunkka J. P., Lyså A., Mangerud J., Matiouchkov A., Murray A., Möller P., Niessen F., Nikolskaya O., Polyak L., Saarnisto M., Siegert Ch., Siegert M. J., Spielhagen R. F., Stein R. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quatern. Sci. Rev.* 23. 2004. P. 1229–1271.

Takahashi K. The Bering Sea and paleoceanography. *Deep-Sea Research II* 52. 2005. P. 2080–2091.

Takahashi K., Ravelo A. C., Okazaki Y. Introduction to Pliocene – Pleistocene paleoceanography of the Bering Sea. *Deep-Sea Research II* 125–126. 2011. P. 1–7.

Talarico F. M., Sandroni S. Provenance signatures of the Antarctic ice sheets in the Ross Embayment during the Late Miocene and Early Pliocene: the ANDRILL AND-1B core record. *Global Planet. Change* 69 (3). 2009. P. 103–123.

Taldenkova E., Bauch H.A., Gottschalk J., Nikolaev S., Rostovtseva J., Pogodina I., Ovsepyan Y., Kandiano E. History of ice-rafting and water mass evolution at the northern Siberian continental margin (Laptev Sea) during Late Glacial and Holocene times. *Quatern. Sci. Rev.* 29. 2010. P. 3919–3935.

Talwani M., Udintsev G. B. et al. *Init. Repts DSDP 38*: Washington (U. S. Govt. Print. Off.). 1976.

Tamaki K., Pisciotto K., Allan J. et al. *Proc. ODP, Init. Rept. 127*: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1990.

Tanaka S., Takahashi K. Late Quaternary paleoceanographic changes in the Bering Sea and the western subarctic Pacific based on radiolarian assemblages. *Deep-Sea Research II* 52. 2005. P. 2131–2149.

Thiede J. Sediment coarse fractions from the western Indian Ocean and Gulf of Aden (Deep Sea Drilling Project, Leg 24). In: Fisher R.L., Bunce E.T. et al. *Init. Repts of the DSDP, 24*: Washington (U. S. Government Printing Office). 1974. P. 651–765.

Thiede J., Ehrmann W.U. Late Mesozoic and Cenozoic sediment flux to the central North Atlantic. In: North Atlantic Paleoceanography (Eds. Summerhayes C.P., Shackleton N.J.). *Geol. Soc. Amer. Spec. Publ.* 21. 1986. P. 3–15.

Thiede J., Hempel G. Die Expedition ARKTIS-VII/1 mit FS “Polarstern” 1990. *Ber. Polarforsch.* 80. 1991. 236 p.

Tomczak M., Godfrey J. S. Regional oceanography. An introduction. Oxford: Elsevier. 1994. 391 p.

Trauth M., Larasoña J.C., Mudelsee M. Trends, rhythms and events in Plio-Pleistocene Africa climate. *Quat. Sci. Rev.*, 28. 2009. P. 399–411.

Tréguer P., De La Rocha C. L. The World Ocean silica cycle. *Annual Review of Marine Science* 5 (1). 2013. P. 477–501.

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

Uemura Y., Taishi H. Active tectonics of the bottom of Lake Biwa and development of its lake basin, southwest Japan. *Geogr. Rev. Japan* 63A. 1990. P. 772–790.

van Andel T.H., Heath C.R., Moore T.C. Cenozoic tectonics, sedimentation and paleoceanography of the central equatorial Pacific. *Geol. Soc. Amer. Mem.* 143. 1975. P. 1–65.

van Hinte J.E., Wise S.W., Jr. et al. *Init. Repts. DSDP 93*: Washington (U. S. Govt. Printing Office). 1987.

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

Veizer J., Ala D., Azmy K., Bruckschen P., Bruhn F., Garden G.A. F., Diener A., Ebner S., Godderis Y., Jasper T., Korte Ch., Pawellek F., Podlaha O.G., Strauss H.  $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  evolution of Phanerozoic seawater. *Chem. Geol.* 161. 1999. P. 59–88.

Vogt Ch. Zeitliche und räumliche Verteilung von Mineral vergesellschaftungen in spätquartären Sedimenten des Arktischen Ozeans und ihre Nützlich keit als Klimaindikatoren während der Glazial/Interglazial-Wechsel. *Ber. Polarforsch.* 251. 1997. 354 s.

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

von Rad U., Ryan B. F. B. et al. *Init. Repts. DSDP 47*: Washington, DC (Government Printing Office). 1979.

Wahsner M., Müller C., Stein R., Ivanov G., Levitan M., Shelekhova E., Tarasov G. Clay mineral distributions in surface sediments from the Central Arctic and the Eurasian continental margin as indicator for source areas and transport pathways: A synthesis. *Boreas* 28. 1999. P. 215–233.

- Wang P., Li Q., Li Ch.-F. *Geology of the China Seas*. Amsterdam: Elsevier. 2014, 687 p.
- Wang P., Li Q., Tian J. Pleistocene paleoceanography of the South China Sea: progress over the past 20 years. *Mar. Geol.* 352. 2014, P. 381–396.
- Wasson R.J. A sediment budget for the Ganga-Brahmaputra catchment. *Current Science* 84 (8). 2003. P. 1041–1047.
- Webster J.M., Yokoyama Y., Cotterill C. et al. *Proc. IODP, Prelim. Rept.* 325. 2010. DOI: 10.2204/iodp.pr.325.2010.
- Wefer G., Berger W.H., Richter C. et al. *Proc. ODP, Init. Repts.* 175: College Station TX (Ocean Drilling Program). 1998.
- Wefer G. Particle flux in the ocean: effects of episodic production. Productivity of the ocean: Past and present (Eds. W. H. Berger, V. S. Smetacek and G. Wefer). John Wiley and sons limited. 1989. P. 139–153.
- Westbrook G.K., Carson B., Musgrave R.J. et al. *Proc. ODP, Init. Repts.* 146 (Pt. 1): College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1994.
- Whitmarsh R.B., Beslier M.-O., Wallace P.J. et al. *Proc. ODP, Init. Repts.* 173: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1997.
- Wilson D.S., Jamieson S.S.R., Barrett P.J. et al. Antarctic topography at the Eocene-Oligocene boundary. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2011. DOI: 10.1016/j.palaeo.2011.05.028.
- Worzel J.L., Bryant W. et al. *Init. Repts. DSDP 10*: Washington (U.S. Govt. Printing Office). 1973.
- Wyrtki K. Physical oceanography of the Indian Ocean. In: Zeitzschel B., Gerlach S.A. (eds.). *The biology of the Indian Ocean*. New York (Springer-Verlag). 1973. P. 18–36.  
[www.gebco.org](http://www.gebco.org) (2004).  
[www.geographyofrussia.com](http://www.geographyofrussia.com).  
[www.weatherarchive.com](http://www.weatherarchive.com).  
[www.wikipedia.ru](http://www.wikipedia.ru).
- Yeats R.S., Haq B.U. et al. *Init. Repts. DSDP 63*: Washington (U.S. Govt. Printing Office). 1981.
- Yoo D.-G., Lee G.-S., Kim G.-Y., Kang N.-K., Li B.-Y., Kim Y.-J., Chun J.-H., Kong G.-S. Seismic stratigraphy and depositional history of late Quaternary deposits in a tide-dominated setting: An example from the eastern Yellow Sea. *Marine Petrol. Geol.* 73. 2016. P. 212–227.
- Zachos J., Pagani M., Sloan L., Thomas E., Billups K. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science* 292 (5517). 2001. P. 686–693.
- Zeeberg J.J., Forman S.L., Polyak L. Glacier extent in a Novaya Zemlya fjord during the “Little Ice Age” inferred from glaciomarine sediment records. *Polar Res.* 22. 2003. P. 385–394.
- Zemmels I., Cook H.E. X-ray mineralogy studies of Leg 10 cores in the Gulf of Mexico. In: Worzel J.L., Bryant W. et al. *Init. Repts. DSDP 10*: Washington (U.S. Govt. Printing Office). 1973. P. 337–373.
- Zhang G., Liang J., Lu J., Yang S., Zhang M., Holland M., Schultheiss P., Su X., Sha Z., Xu H., Gong Y., Fu S., Wang L., Kuang Z. Geological features, controlling factors and potential prospects of the gas hydrate occurrence in the east part of the Pearl River Mouth Basin, South China Sea. *Marine Petrol. Geol.* 67. 2015. P. 356–367.

# Плейстоценовые отложения Мирового океана

---

Подписано в печать 30.09.2021. Формат 70x100 1/16.  
Гарнитура Times. Печ. л. 25,5.  
Тираж 300 экз. Заказ № 4362.

---

Издатель – Российская академия наук

Оригинал-макет подготовлен  
ООО «Красногорский полиграфический комбинат»

Публикуется в авторской редакции

Отпечатано в ООО «Красногорский полиграфический комбинат»  
115093 г. Москва, Партийный переулок д. 1 корп. 58, стр. 1, эт. 1, пом. 1

Издается в соответствии с постановлением Научно-издательского совета  
Российской академии наук (НИСО РАН) от 12 февраля 2021 г. № 01  
и распространяется бесплатно