

УДК 551.87

КОЛЕБАНИЯ БИОПРОДУКТИВНОСТИ НА НИЗКИХ И ВЫСОКИХ ШИРОТАХ ТИХОГО ОКЕАНА В ТЕЧЕНИЕ ТЕРМИНАЦИИ I КАК РЕЗУЛЬТАТ ПЕРЕСТРОЙКИ ОКЕАНСКОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ

© 2018 г. Е. А. Овсепян^{1, *}, Е. В. Иванова^{1, **}, И. О. Мурдмаа^{1, ***}¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

*e-mail: eovsepyan@ocean.ru

**e-mail: e_v_ivanova@ocean.ru

***e-mail: murdmaa@mail.ru

Поступила в редакцию 05.12.2016 г.

В работе проанализированы собственные и опубликованные данные по вариациям биопродуктивности поверхностных вод из различных частей Тихоокеанского сектора Северного полушария в контексте особенностей изменения океанской циркуляции в течение интервала последней дегляциации. Выявленные в результате сопоставления данных по колонкам из восточной экваториально-тропической и южной частей Тихого океана синхронные события показывают, что тысячелетние колебания биопродуктивности поверхностных вод на низких широтах, скорее всего, контролировались изменениями океанской циркуляции в Южном океане посредством удаленной передачи климатических сигналов. В субарктической области Тихого океана послеледниковые колебания биопродуктивности, в целом, коррелируют с климатическими изменениями, зафиксированными в ледовом керне Гренландии, передача которых осуществляется через атмосферу. Однако в западной части Берингова моря ослабление стратификации, выделение углекислого газа из океана в атмосферу и повышение биопродуктивности поверхностных вод произошло в самом начале интервала первого события Хайнриха (~17.5–17.0 т.л.н.) в результате апвеллинга глубинных вод субантарктического происхождения, который активизировался в этом районе на ~1–1.5 тыс. лет позже, чем в Южном океане. Вероятно, это запаздывание отражает время передачи сигнала из Южного океана в северную часть Тихого океана.

DOI: 10.1134/S0030157418060126

ВВЕДЕНИЕ

Многочисленные исследования колонок донных осадков и ледовых кернов в течение последних десятилетий позволили выявить корреляцию кратковременных палеоокеанологических и палеогеографических событий в различных районах Мирового океана, что привело научное сообщество к идее о взаимосвязи этих событий посредством удаленной передачи климатических сигналов. Под удаленной передачей климатических сигналов понимается механизм, регулирующий одновременное (или со сдвигом по фазе) проявление палеоокеанологических событий, объединенных причинно-следственными связями, на больших расстояниях [1].

Поскольку глубинные и придонные воды Тихого океана в той или иной степени формируются в Южном океане [2–5, 65], они могут играть ведущую роль в передаче климатических сигналов из Южного полушария на север [13, 25, 40, 59]. Свидетельства удаленной передачи сигналов из Юж-

ного океана были неоднократно зафиксированы в восточной экваториально-тропической области Тихого океана [20, 29, 37, 59] и вблизи берегов Калифорнии [13, 40] в течение Терминации I (20–9.2 т.л.н.), то есть в интервале постепенного перехода от стабильных условий последнего материкового оледенения Северного полушария к современному межледниковому. В областях прибрежных и океанских апвеллингов эти резкие климатические колебания сопровождаются изменениями биопродуктивности поверхностных вод — процесса, ответственного за поглощение и фиксацию углекислого газа атмосферы. В контексте удаленной передачи сигналов установленное повышение биопродуктивности фотического слоя в экваториально-тропической области Тихого океана связывается с активизацией экваториальной дивергенции и усилением поставки богатых биогенными элементами вод субантарктического происхождения в зону термоклина в пределах Терминации I (например, [20, 29, 50, 56, 59]). На

континентальном склоне вблизи побережья Калифорнии по содержанию изотопов неодиима выявлено увеличение доли обедненных радиоактивным углеродом Антарктических промежуточных вод в течение интервалов первого события Хайнриха и позднего дриаса [13]. В северной части Тихого океана, по мнению ряда авторов, повышение биопродуктивности фотического слоя может быть связано с апвеллингом глубинных вод в интервале последней дегляциации [25].

С другой стороны, некоторые исследователи на основании анализа изотопно-углеродных данных делают вывод об активном образовании промежуточных вод в субарктической части Тихого океана [22, 45] и передаче сигнала из высоких широт Тихого океана в тропическую область в течение интервала оледенения [37, 45].

В данной работе проанализированы собственные и опубликованные данные по изменениям биопродуктивности на низких и высоких широтах Тихого океана в Северном полушарии (рис. 1) с целью выявления синхронных тысячелетних событий для проверки гипотезы о передаче сигнала из Южного полушария через океан на север в интервале Терминации I.

СОВРЕМЕННЫЕ ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Подповерхностные, промежуточные и глубинные водные массы. Подповерхностная Субантарктическая модовая вода (СААМВ, 200–500 м, рис. 2) формируется в юго-восточной части Тихого океана в районе Субантарктического гидрологического фронта в результате зимней конвекции [46] и характеризуется высоким содержанием кислорода и нитратов, но низкими концентрациями кремнезема [56]. Эта вода является основным поставщиком биогенных элементов из Южного океана в область экваториальной дивергенции (например, [56, 59]).

Промежуточные глубины Тихого океана занимают три основные водные массы. В северной части океана, между 45 и 35° с.ш., образуется обедненная кислородом (0–150 $\mu\text{моль/кг}$ или 0–3.4 мл/л) с низкой соленостью (33.9–34.1‰), высоким содержанием кремнезема (50–130 $\mu\text{моль/кг}$) и умеренными концентрациями фосфора (1.75–3 $\mu\text{моль/кг}$) Северотихоокеанская промежуточная вода (СТПрВ). Она распространяется на глубинах 400–800 м по направлению к экватору [18, 63, 70]. В Южном полушарии, вблизи побережья Чили, формируется Антарктическая промежуточная вода (ААПрВ, 500–1200 м) [6, 18, 66]. Она характеризуется повышенной (34.3–34.5‰)

по сравнению с СТПрВ соленостью, повышенными концентрациями кислорода (200–250 $\mu\text{моль/кг}$ или ~4.5–6 мл/л), низким содержанием кремнезема (5–80 $\mu\text{моль/кг}$) и примерно равными СТПрВ концентрациями фосфора (1.25–2.25 $\mu\text{моль/кг}$) [18, 70]. В экваториально-тропической области на промежуточных глубинах располагается Экваториальная Тихоокеанская промежуточная вода (ЭТПВ, 700–1000 м), которая является продуктом смешения ААПрВ и поднимающейся Тихоокеанской глубинной воды (ТГВ) [18]. Для ЭТПВ характерны минимальное содержание кислорода (0–125 $\mu\text{моль/кг}$), умеренные концентрации кремнезема (20–115 $\mu\text{моль/кг}$), максимумы солености (34.5–34.6‰) и содержания фосфора (2.25–2.75 $\mu\text{моль/кг}$) [18].

К глубинным и придонным водам Тихого океана относятся распространяющиеся из Южного океана на север Нижняя циркумполярная глубинная вода (НЦГВ), Циркумполярная донная вода (ЦДВ) и Антарктическая донная вода (ААДВ) [3, 65]. В процессе движения НЦГВ с юга на север происходит ее медленное смешение с вышележащими СТПрВ и ААПрВ. В результате такого перемешивания образуется заполняющая значительную часть абиссали Тихого океана Тихоокеанская глубинная вода (ТГВ) [4]. ТГВ характеризуется минимумами содержания кислорода и максимальными концентрациями биогенных элементов [4, 65]. В северной части Тихого океана она занимает всю водную толщу под СТПрВ, а в субарктической является источником биогенных элементов в зоне термоклина [67].

Апвеллинги и первичная продукция. Акватория Тихого океана характеризуется системами прибрежных и океанских апвеллингов, прилегающих к западной окраине материков Северной и Южной Америки. Вблизи побережья Чили и Перу располагается одноименная система апвеллингов, интенсивность проявления которых в течение года меняется от сезонной у берегов южной и центральной частей Чили до постоянной на континентальном склоне Перу и северной части Чили. Величина первичной продукции в зоне Перуанского апвеллинга составляет $>300 \text{ г С/м}^2/\text{год}$ [30].

У берегов Северной Америки, между 26° и 52° с.ш., под действием западных ветров развивается Калифорнийский апвеллинг. Максимумы первичной продукции фиксируются в конце лета–поздней осенью в его северной части и в начале весны–начале лета в южной, включая побережье Калифорнии [30]. Значения первичной продукции в пределах области апвеллинга составляют в среднем 300–600 $\text{г С/м}^2/\text{год}$, однако, в южной ча-

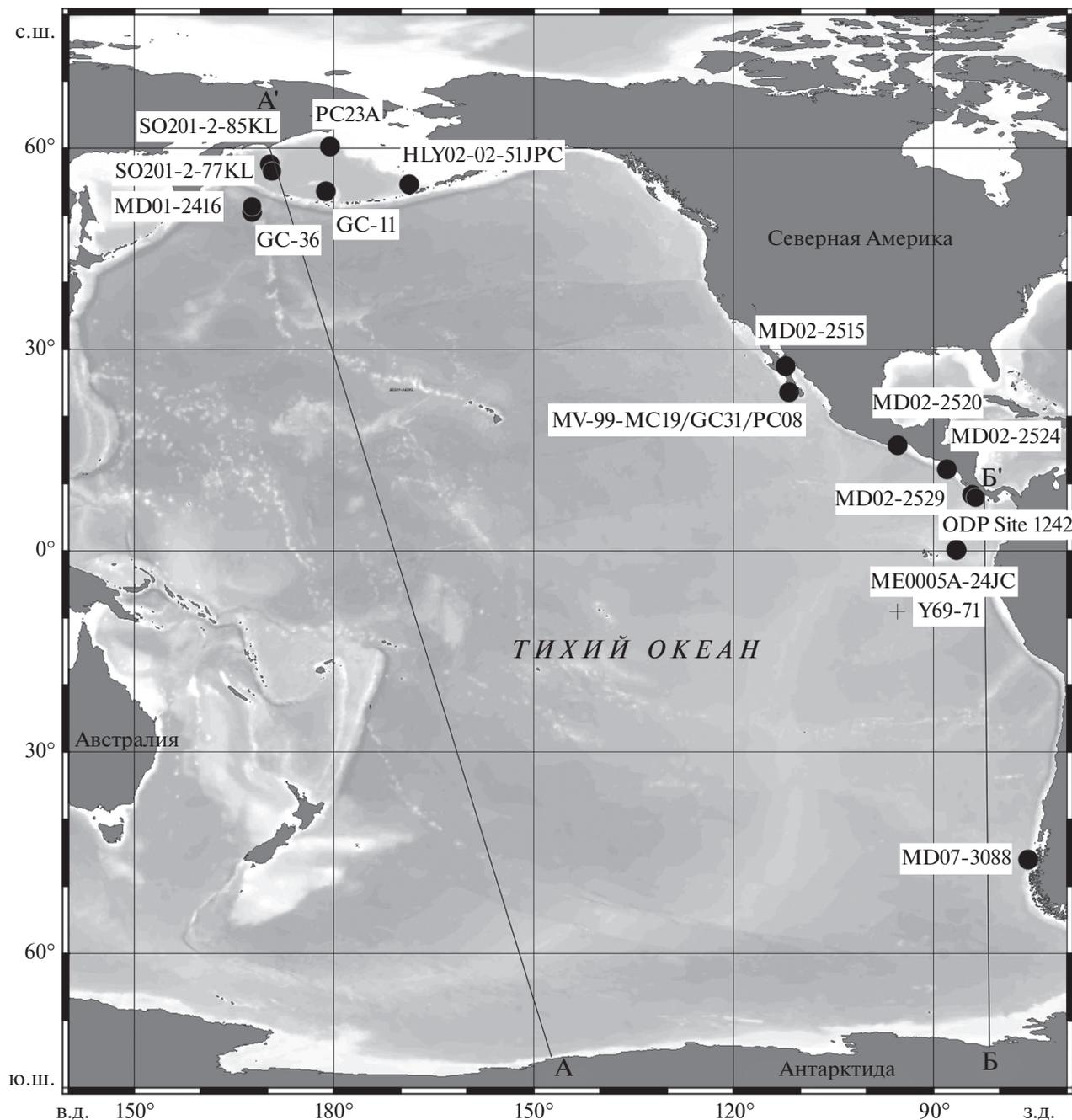


Рис. 1. Положение рассмотренных в работе колонок и профилей. Карта построена с помощью программы Ocean Data View [62].

сти Калифорнийского залива они несколько ниже – 150–250 г С/м²/год [38].

Апвеллинги в Южном океане и восточной тропической части Тихого океана (экваториальная дивергенция) формируются за счет экмановского переноса в области влияния западных ветров и пассатов соответственно. Продуктивность поверхностных вод в областях указанных апвеллингов лимитирована содержанием железа [30], по-

этому эти богатые биогенными элементами регионы характеризуются низкой концентрацией хлорофилла “а”. В Тихоокеанском секторе Южного океана поток органического вещества на дно невелик и составляет ~50–100 г С/м²/год, в то время как в восточно-тропической области он несколько выше и варьирует от 100 до 200 г С/м²/год [17].

Вблизи побережья Коста-Рики и Никарагуа располагается структура под названием Костари-

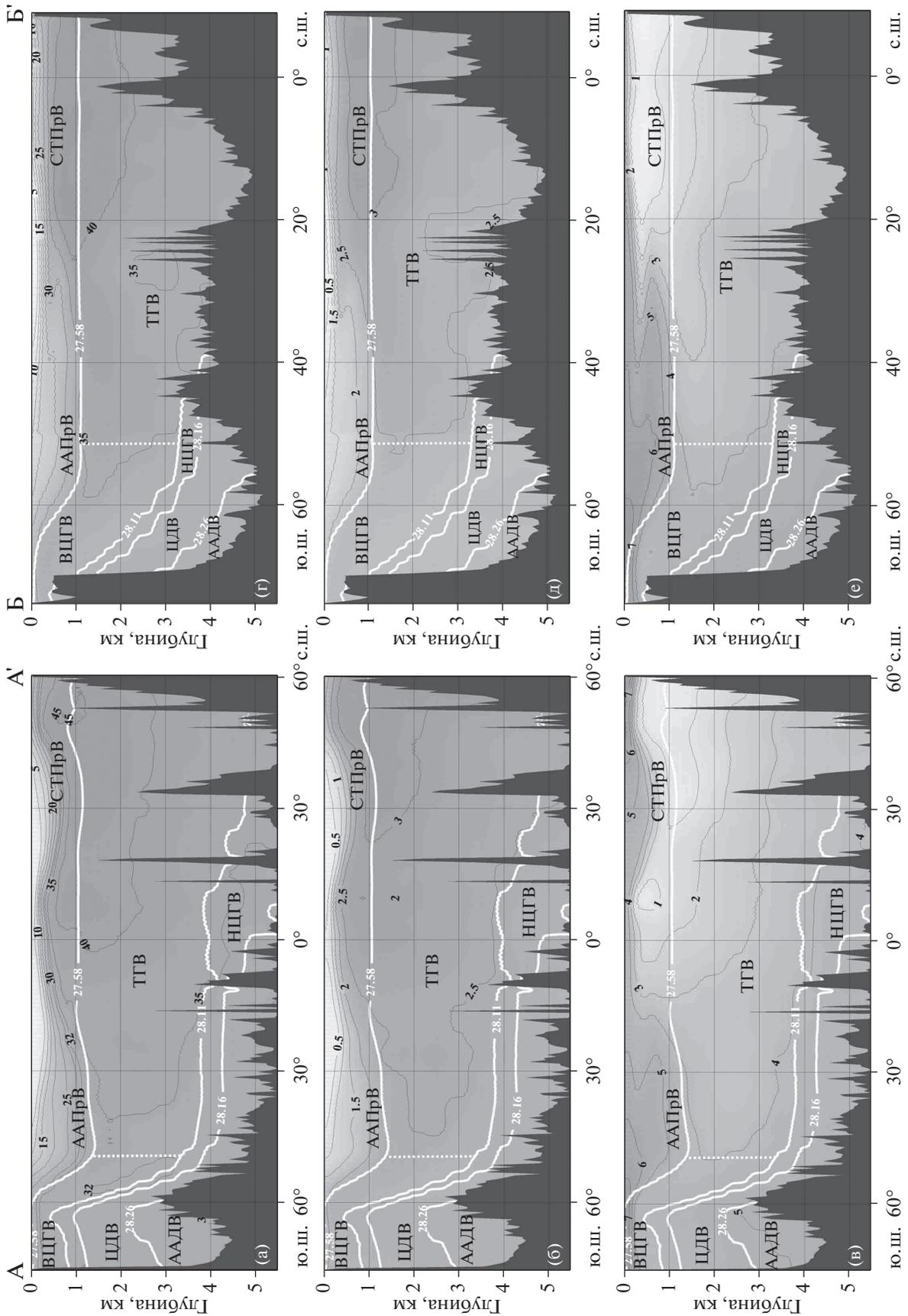


Рис. 2. Распределение нитратов (а, г), фосфатов (б, д) и кислорода (в, е) на субмеридиональных разрезах АА' и ББ', показанных на карте на рис. 1, по данным [70].
Карты распределения параметров построены с помощью программы Ocean Data View [62]. Границы водных масс по [2–5]. ААДВ – Антарктическая донная вода, ЦДВ – Циркумполярная донная вода, НЦГВ – Верхняя циркумполярная глубинная вода, ВЦГВ – Нижняя циркумполярная глубинная вода, ТГВ – Тихоокеанская глубинная вода, ААПРВ – Антарктическая промежуточная вода, СТПРВ – Северитихоокеанская промежуточная вода, ЭТПРВ – Экваториальная Тихоокеанская промежуточная вода.

канский купол (Costa Rica Dome). Она представляет собой океанский апвеллинг в терминальной части экваториальной системы течений, в котором термоклин наиболее близко поднимается к поверхности [24]. Центр Костариканского купола находится на 9° с.ш. 90° з.д. Величины первичной продукции на периферии этой структуры колеблются в пределах ~160–170 гС/м²/год [16]. Размеры Костариканского купола сезонно меняются в зависимости от положения внутритропической зоны конвергенции (ВЗК) – области экваториального воздушного фронта – узкой переходной зоны между северными и южными пассатами. ВЗК характеризуется высокими температурами воздуха и преобладанием пониженного атмосферного давления. Конвекция в этой области усилена, восходящие потоки достигают больших высот, нежели в области пассатов. Здесь развиваются мощные кучевые и кучево-дождевые облака, из которых выпадают ливневые дожди, что приводит к понижению солености поверхностных вод и усилению вертикальной стратификации. Костариканский купол расширяется летом, когда преобладают юго-восточные пассаты и ВЗК смещается к северу (до 9° с.ш.), и, наоборот, уменьшается зимой, когда доминируют северо-восточные ветры и ВЗК перемещается к югу (до 1° ю.ш.).

Интенсивность апвеллингов во многом определяется существованием феномена Эль-Ниньо–Южное колебание. Южное колебание контролируется разницей атмосферного давления на уровне моря между минимумом над г. Дарвин (12° ю.ш., 131° в.д., Австралия) и максимумом над о. Таити (17° ю.ш., 150° з.д.). При нормальных условиях поверхностные воды холодного Перуанского течения, следующего вдоль западного побережья Южной Америки, вблизи экватора поворачивают на запад, а затем в результате Валкервской циркуляции, т.е. атмосферного переноса воздушных масс с востока на запад, движутся в область западного тепловодного бассейна [6].

При наступлении Эль-Ниньо меридиональный градиент атмосферного давления уменьшается, пассаты ослабевают, теплые воды из прогретой западной части переносятся в восточную часть, что приводит к увеличению температуры поверхностных вод и заглоблению термоклина. Апвеллинги у побережья Южной и Центральной Америки ослабевают, и подъем биогенных элементов к поверхности замедляется.

В северной части Тихого океана богатые биогенными элементами глубинные воды поднимаются к поверхности в результате диффузного перемешивания [61]. Из-за недостатка железа в

фотическом слое первичная продукция над глубокководными районами на севере Тихого океана невысока и составляет 50–100 г С/см² год [61].

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА

В рамках данного исследования использовались собственные и опубликованные данные по колонкам донных осадков из разных регионов Тихого океана. Две из изученных колонок – SO201-2-85KL (57°30.30' с.ш., 170°24.79' в.д., глубина 968 м) и SO201-2-77KL (56°19.83' с.ш., 170°41.98' в.д., глубина 2135 м) – подняты с хребта Ширшова в ходе российско-германской экспедиции на НИС “Sonne” в 2009 г. Третья сверхдлинная колонка MD02-2529 (08°12.33' с.ш., 84°07.37' з.д., глубина 1619 м) получена из заполненной осадками впадины на хребте Кокос в 126-м научно-исследовательском рейсе MONA судна “Marion Dufresne” в рамках Международной программы IMAGES в 2002 г.

Ранее в колонках SO201-2-85KL и MD02-2529 были проведены количественные анализы комплексов планктонных и бентосных фораминифер [7, 8, 29]. В данной работе дополнительно рассчитаны скорости накопления раковин планктонных фораминифер и отдельных видов с учетом линейных скоростей осадконакопления и плотности осадка.

Количественные анализы комплексов бентосных фораминифер проведены во фракции >63 μm в верхней части колонки SO201-2-77KL, охватывающей последние 22 тыс. лет. Видовой состав планктонных фораминифер определялся во фракции >125 μm, так как фракция 63–125 μm содержала, в основном, только фрагменты раковин. Как и в колонке SO201-2-85KL, при наличии достаточного количества экземпляров в отквартванной части каждого образца подсчитывалось не менее 100 планктонных и не менее 250 бентосных фораминифер.

Выделение органического вещества из проб донных осадков проводилось в Лаборатории химии океана (ИО РАН) методом ультразвуковой экстракции хлористым метиленом. Фракция *n*-алканов выделялась методом колоночной хроматографии на силикагеле. Экстракты углеводородов анализировались методом газовой хроматографии – масс-спектрометрии (GC/MS “Shimadzu QP-5050”). Условия анализа: колонка Supelcotm с нанесенной неподвижной фазой Equitytm-5 (30 м × 0.25 мм × 0.25 мкм), нагрев с 60° до 300°C со скоростью 4°C/мин, изотермический режим при 300°C в течение 30 мин. В качестве газа-носителя использовался гелий. Расход газа че-

рез колонку 1.5 мл/мин. Температура инжектора 300°C, детектора — 320°C, режим ввода пробы splitless. Идентификация *n*-алканов проводилась по масс-спектрам (NIST) и временам удерживания, определенным по стандартам *n*-алканов Solution C8-C20 и C21-C40. Для количественных расчетов использовался внутренний стандарт сквалан [10].

Для сопоставления тысячелетних палеоокеанологических событий использовались опубликованные данные по колонкам из района экваториальной дивергенции, с континентального склона Калифорнии, из открытой северо-западной части Тихого океана и Берингова моря. В работе приняты следующие хроностратиграфические интервалы для последних 22 тыс. лет в соответствии с [9]: максимум последнего оледенения (МПО, >20 т.л.н.); ранняя дегляциация (РД, 20–17.5 т.л.н.); событие, соответствующее выделенным в гренландском ледовом керне первому событию Хайнриха и раннему дриасу (Х1, 17.5–14.8 т.л.н.); интервалы потепления беллинг/аллеред (Б/А, 14.8–12.9 т.л.н.), ранний голоцен (РГ, 11.7–9.2 т.л.н.) и похолодания поздний дриас (ПД, 12.9–11.7 т.л.н.).

ИНДИКАТОРЫ БИОПРОДУКТИВНОСТИ

Для выявления синхронных изменений биопродуктивности на разных широтах Тихого океана использовались несколько индикаторов. Бентосный вид *Bulimina tenuata* обитает в условиях высокого потока органического вещества на дно [58] и сильного дефицита кислорода на границе вода–осадок [21]. Региональный фораминиферовый индекс продуктивности, введенный Ивановой и соавторами [28], представляет собой сумму процентного содержания трех видов планктонных фораминифер: *Neogloboquadrina dutertrei*, *Globigerina bulloides* и *Globigerinita glutinata*. Согласно имеющейся в литературе информации об экологии видов, *N. dutertrei* обильна в зоне термоклина в тропической области Тихого океана (например, [60]) в районах сезонных апвеллингов [27], в частности, в Панамском бассейне [64]. *G. bulloides* и *G. glutinata* особенно характерны для прибрежных и открыто-океанических апвеллингов соответственно (например, [15, 27, 28]). Общая численность планктонных фораминифер также считается показателем биопродуктивности поверхностных вод и используется в палеоокеанологических реконструкциях [1, 29].

Количественные оценки первичной продукции для интервала последнего ледниково-межледникового цикла были получены в результате

применения мультивариантных статистических методов к современным комплексам бентосных фораминифер из экваториально-тропической зоны (например, [39]). Авторы использовали функцию множественной регрессии, которая количественно соотносит состав комплексов бентосных фораминифер с величиной первичной продукции в поверхностном слое океана.

Значения первичной продукции по колонке MD02-2529 рассчитаны на основании процентного содержания кокколитофорид вида *Florisphaera profunda* с помощью уравнения, описанного в [14]. Уравнение было выведено в результате сопоставления содержания кокколитов этого вида в поверхностных осадках Индийского океана со значениями первичной продукции, полученными на основании спутниковых данных по содержанию хлорофилла “а” в фотическом слое [14].

Содержание и скорости аккумуляции органического углерода часто применяются для оценки потока органического вещества на дно [34, 55]. Для определения генезиса органического вещества использовались данные о молекулярном составе биомаркеров — *n*-алканов [11]. Характерное содержание молекулярных компонентов позволяет определить тип органического вещества в донных отложениях и сделать вывод о преобладающем источнике. Доминирование низкомолекулярных ($\Sigma C_{12}-C_{22}$) компонентов является признаком органического вещества морского происхождения, в то время как преобладание высокомолекулярной ($\Sigma C_{23}-C_{35}$) фракции характерно для терригенных остатков высших растений [11].

ТЫСЯЧЕЛЕТНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ БИОПРОДУКТИВНОСТИ В ВОСТОЧНОЙ ЭКВАТОРИАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА И БЕРИНГОВОМ МОРЕ В ПРЕДЕЛАХ ТЕРМИНАЦИИ I

В результате проведенного количественного анализа комплексов планктонных фораминифер по колонке MD02-2529 (рис. 3ж) повышенная биопродуктивность реконструирована в пределах интервала ~17–~10.5 т.л.н. по максимальным значениям фораминиферового индекса [29] и рассчитанным по кокколитофоридам с использованием уравнения [14] высоким значениям первичной продукции.

Анализ группового распределения *n*-алканов показал, что содержание длинноцепочечных ($\Sigma C_{23}-C_{35}$) компонентов увеличивается в интервалах РД, Х1 и ПД (рис. 4), что свидетельствует об усиленном поступлении терригенного органического вещества. Вероятно, некоторое количество

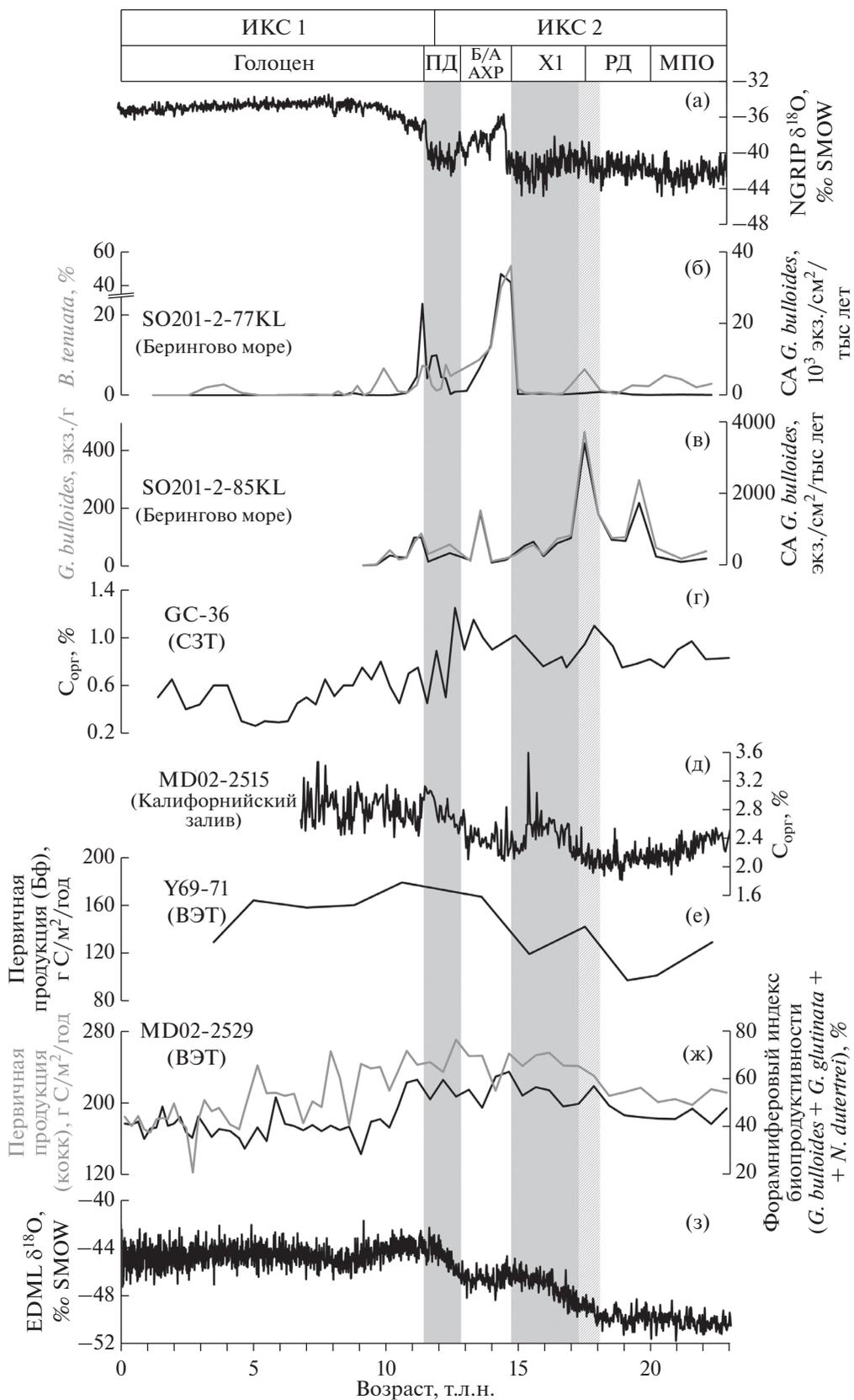


Рис. 3. Вариации палеоокеанологических индикаторов биопродуктивности по колонкам из восточной экваториально-тропической, умеренной и северной частей Тихого океана в сопоставлении с опорными кривыми в интервале последней дегляциации: (а) – вариации изотопно-кислородного состава в ледовом керне Гренландии в соответствии с хронологией AICC2012 [48, 54]; (б) – колебания процентного содержания бентосного вида *Bulimina tenuata* и скоростей аккумуляции планктонного вида *Globigerina bulloides* как индикаторов высокой биопродуктивности по колонке SO201-2-77KL (данная работа); (в) – изменения численности и скоростей аккумуляции планктонного вида *G. bulloides* по колонке SO201-2-85KL ([8], данная работа); (г) – распределение содержания органического углерода по колонке CG-36 [26]; (д) – распределение содержания органического углерода по колонке MD02-2515 [53]; (е) – колебания значений первичной продукции, реконструированной по колонке Y69-71 [39]; (ж) – колебания фораминиферового индекса биопродуктивности и значений первичной продукции, реконструированной по колонке MD02-2529 [29]; (з) – изменения изотопно-кислородного состава в ледовом керне Антарктиды в соответствии с хронологией AICC2012 [23, 68]. ИКС – изотопно-кислородные стадии, РД – ранняя дегляциация, X1 – интервал первого события Хайнриха, Б/А – беллинг/аллеред, АХР – Антарктический холодный реверс, ПД – поздний дриас, СА – скорости аккумуляции, СЗТ – северо-западная часть Тихого океана, ВЭТ – восточная экваториально-тропическая область Тихого океана, БФ – бентосные фораминиферы, кокк. – кокколитофориды.

органического вещества, наряду поступлением из фотического слоя, могло быть принесено придонными течениями с обмелевшего шельфа в условиях низкого стояния уровня моря или в результате разгрузки южноамериканских рек [42].

В западной части Берингова моря увеличение численности и скоростей аккумуляции планктонного индикатора высокой биопродуктивности *G. bulloides* и бентосного вида, обитающего в условиях высокого поступления органического вещества на дно, *B. tenuata* зафиксированы в трех интервалах последней дегляциации (рис. 3б–3в). Максимальные величины индикаторов биопродуктивности в Б/А и РГ хорошо известны в северной части Тихого океана (например, [26, 33]) и совпадают с эпизодами потепления в Гренландии и Северной Атлантике (рис. 3а). По колонке SO201-2-85KL, поднятой в центральной части хребта Ширшова, были выявлены пики скоро-

стей аккумуляции планктонных фораминифер и отдельно вида-индикатора высокой продуктивности *G. bulloides* не только в Б/А и РГ, но и в самом начале X1 (рис. 3в, [8]). Поскольку другие независимые индикаторы в этой же колонке не демонстрируют существенных изменений в данном интервале [55], увеличение содержания *G. bulloides* вероятно является результатом улучшения сохранности карбонатных микрофоссилий в связи с нарушением глубинной стратификации и выделением углекислого газа в атмосферу над центральной частью хребта Ширшова. В соседней, более южной колонке SO201-2-77KL, зафиксировано увеличение содержания бентосных видов-индикаторов высокой биопродуктивности в то же время, т.е. ~17.5 т.л.н. (рис. 3б), что указывает на повышение потока органического вещества на дно по сравнению с соседними интервалами.

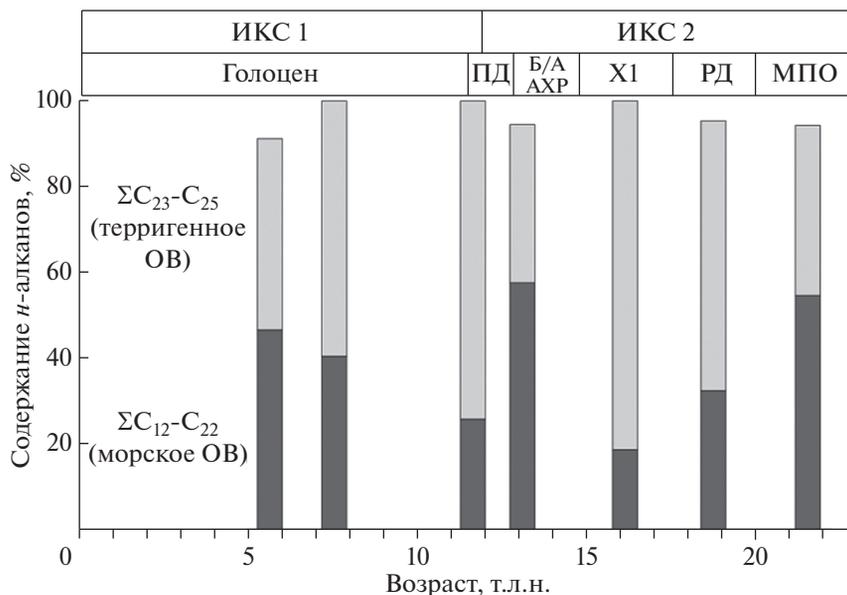


Рис. 4. Содержание *n*-алканов в интервале Терминации I колонки MD02-2529.

ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫЕ ВАРИАЦИИ БИОПРОДУКТИВНОСТИ НА НИЗКИХ И ВЫСОКИХ ШИРОТАХ ТИХОГО ОКЕАНА КАК РЕЗУЛЬТАТ ПЕРЕСТРОЙКИ ОКЕАНСКОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ

Колебания биопродуктивности поверхностных вод в экваториальной, тропической, субтропической и северной частях Тихого океана, безусловно, являются результатом одновременного влияния нескольких факторов. Воздействие глобальных сигналов (общее потепление/похолодание климата, перестройка океанской циркуляции) модулируется региональными, но зачастую мощными, факторами (динамика Восточно-Азиатского муссона, события Эль-Ниньо/Южного Колебания, широтная миграция ВЗК, вариации ледового покрова в субполярных регионах, осушение шельфов и закрытие Берингова пролива во время гляциоэвстатического понижения уровня океана).

Причины колебаний биопродуктивности на низких и высоких широтах Тихого океана. Экваториально-тропическая область. Микропалеонтологические данные по колонке MD02-2529 свидетельствуют о повышении биопродуктивности поверхностных вод вблизи побережья Никарагуа в интервале ~17–~10.5 т.л.н. (рис. 3ж). Согласно интерпретации в [29], увеличение биопродуктивности поверхностных вод над хребтом Кокос в этом интервале связывается с расширением Костариканского купола, которое происходит при смещении ВЗК на север в течение теплых тысячелетних интервалов, или с существованием условий, аналогичным Ла-Нинья [29, 50].

Результаты изучения соседней, более южной, скважины ODP Site 1242 свидетельствуют о двух пиках поступления органического вещества на дно в течение холодных эпизодов дегляциации — Х1 и ПД [41]. Значительное увеличение потока органического вещества на дно в интервале Х1 установлено в ряде колонок из Панамской котловины (Y69-71: [39] (рис. 3е); ME0005A-24JC: [32]; ODP Site 1240: [51]) и с континентального склона близ побережья Никарагуа (MD02-2524: [52]), причем в указанных районах пик биопродуктивности в ПД выражен гораздо слабее [29, 32, 51].

Усиление поступления органического вещества на дно в течение обоих интервалов сопровождалось понижением температуры [31, 32], повышением солености [36] поверхностных вод, а также облегчением изотопно-углеродного состава раковин планктонных фораминифер [29, 59, 50] и увеличением содержания терригенного органического вещества в донных осадках интервала Х1 (рис. 4, [42]) в экваториально-тропической

области Тихого океана. Разными исследователями рассматриваются гипотезы об усилении адвекции биогенных элементов в зону термоклина за счет активизации апвеллинга в Южном океане [50, 59, 60], подъеме термоклина к поверхности [60], увеличении концентрации биогенных элементов в Южном океане [20], а также об ослаблении стратификации [60] в течение Х1 и ПД.

Некоторые авторы отмечают важную роль усиления привноса железа — катализатора образования первичной продукции — в составе эолового материала, который активно поставлялся в восточную экваториальную область в интервале 20–15 т.л.н. (например, [20]). Однако в течение последних 500 тыс. лет главным источником железа для фитопланктона фотического слоя служили воды Межпассатного противотечения, а не эоловая пыль [69].

По мере продвижения к северу палеоокеанологические записи отражают сигналы не только из Южного океана, но также из Северной Атлантики и Гренландии [52]. В частности, незначительное усиление денитрификации (восстановление нитратов в условиях дефицита кислорода) в заливе Теуантепек (MD02-2520: [52]) реконструировано в начале Х1 и совпадает с началом потепления в Антарктике, в то время как максимальная интенсивность денитрификации и увеличение содержания органического углерода в осадке совпадают с теплыми интервалами не в Антарктике, а в Гренландии и Северной Атлантике (MD02-2520: [52]). Увеличение потока органического углерода на дно в тропиках, совпадающее с потеплениями на высоких широтах Северного полушария, отражает передачу климатических сигналов из Северной Атлантики в тропическую область Тихого океана.

В Калифорнийском заливе по уменьшению скоростей накопления биогенного опада и доминированию олиготрофных комплексов диатомовых водорослей реконструируется ослабление апвеллинга в интервалах Х1 и ПД (MD02-2415: [12, 53]). Синхронное увеличение содержания органического углерода (рис. 3д) в указанных интервалах этой же колонки авторы объясняют снятием эффекта разбавления органического углерода биогенным опалом в результате растворения последнего или возможным изменением соотношения Si:C в диатомовых водорослях за счет усиления поступления в фотический слой железа, способствующего образованию органического вещества [53].

Уменьшение доли биогенного опада в Калифорнийском заливе по времени совпадает с интервалом активизации апвеллинга обедненных

радиоуглеродом промежуточных вод у побережья Калифорнии в открытой части океана (MV99-MC19/GC31/PC08: [40]). По содержанию изотопов неодама в этой же колонке установлено доминирование субантарктической компоненты, обедненной растворенным кремнеземом по сравнению с субарктической, на промежуточных глубинах в течение первой половины X1 и ПД [13]. С середины и до окончания X1 и в Б/А (или интервале Антарктического холодного реверса) доля Антарктических промежуточных вод незначительно уменьшалась либо за счет усиления влияния североатлантической составляющей, либо в результате сокращения продукции промежуточных вод в Субантарктике [13]. Таким образом, максимумы содержания органического вещества и уменьшение доли биогенного опада в осадках Калифорнийского залива, скорее всего, связаны не с интенсивностью апвеллинга, а с преобладанием обедненной растворенным кремнеземом субантарктической компоненты.

Северная часть Тихого океана. Многочисленные исследования колонок донных осадков из северной части Тихого океана и Берингова моря указывают на синхронность палеоокеанологических событий в этих регионах с климатическими колебаниями в Северной Атлантике и Гренландии (рис. 3а–3г). В частности, снижение температуры поверхностных вод происходило в интервалах похолоданий X1 и ПД, ее повышение – в течение теплых эпизодов Б/А и РГ в западной и восточной частях Берингова моря (HLY 02-02 51JPC: [19]; SO201-2-85KL, SO201-2-77KL: [43]). В северной части Тихого океана холодные эпизоды сопровождались снижением биопродуктивности поверхностных вод и уменьшением потока органического вещества на дно, а теплые, наоборот, совпадали с увеличением значений этих параметров (GC-36: [26]; HLY 02-02 51JPC: [19]; PC23A: [33]; SO201-2-85KL: [8, 55]). В качестве причин увеличения биопродуктивности в Б/А и РГ рассматриваются общее потепление климата [35], отступление границы морских льдов на север [8, 19, 47, 55], усиление поступления биогенных элементов в окраинные моря с речным стоком и тальми водами [49] в результате таяния ледников на суше и улучшение водообмена с Тихим океаном за счет гляциоэвстатического повышения глобального уровня океана.

Увеличение значений индикаторов биопродуктивности поверхностных вод в интервале X1 зафиксировано не только в изученных в рамках данной работы колонках, но и в разрезах донных осадков из открытой северо-западной части Тихого океана (рис. 3г, [25, 26]). Эти максимумы ин-

терпретируются как повышение биопродуктивности фотического слоя, связанное с ослаблением стратификации и апвеллингом глубинных вод субантарктического происхождения [25].

Повышенные значения вентиляционных возрастов промежуточных вод (то есть разницы между возрастными поверхностного слоя океана и вод, омывающих дно) (рис. 5а) указывают на присутствие “старых”, обедненных радиоуглеродом, водных масс в самом начале интервала X1 [44]. Это свидетельствует в пользу ослабления глубокой стратификации и проникновения старых, богатых биогенными элементами глубинных вод, по крайней мере, на промежуточные глубины не только в северной части Тихого океана, но и в западной части Берингова моря. При этом биогенные элементы могли проникать в поверхностный слой в результате диффузного подъема по аналогии с современными условиями.

Над центральной частью хребта Ширшова в западной части Берингова моря ослабление стратификации, скорее всего, приводило только к улучшению сохранности карбонатных микрофоссилий за счет выделения углекислого газа в атмосферу в связи с обширным и длительным ледовым покровом, который препятствовал весеннему цветению фитопланктона. В то же время поверхностные воды над южной частью подводного поднятия были теплее, а ледовый покров становился менее плотным, что в совокупности создавало благоприятные условия для развития фитопланктона и способствовало увеличению потока органического вещества на дно.

Синхронные палеоокеанологические события на низких и высоких широтах как результат перестройки океанской циркуляции в послеледниковое время

Сопоставление данных, полученных из восточной экваториально-тропической области Тихого океана, с континентального склона у побережья Калифорнии, из северной части Тихого океана и Берингова моря, позволило выявить закономерности в изменениях биопродуктивности поверхностных вод в контексте изменений океанской циркуляции в течение Терминации I. Активизация апвеллинга в Южном океане и увеличение темпов формирования Субантарктических модовых и Антарктических промежуточных вод происходили в течение теплых интервалов в Антарктике, которые в Северном полушарии соответствуют холодным интервалам X1 и ПД [23]. В Южном океане активизация апвеллинга началась ~18–18.5 т.л.н. ([57]; рис. 5е), одновременно

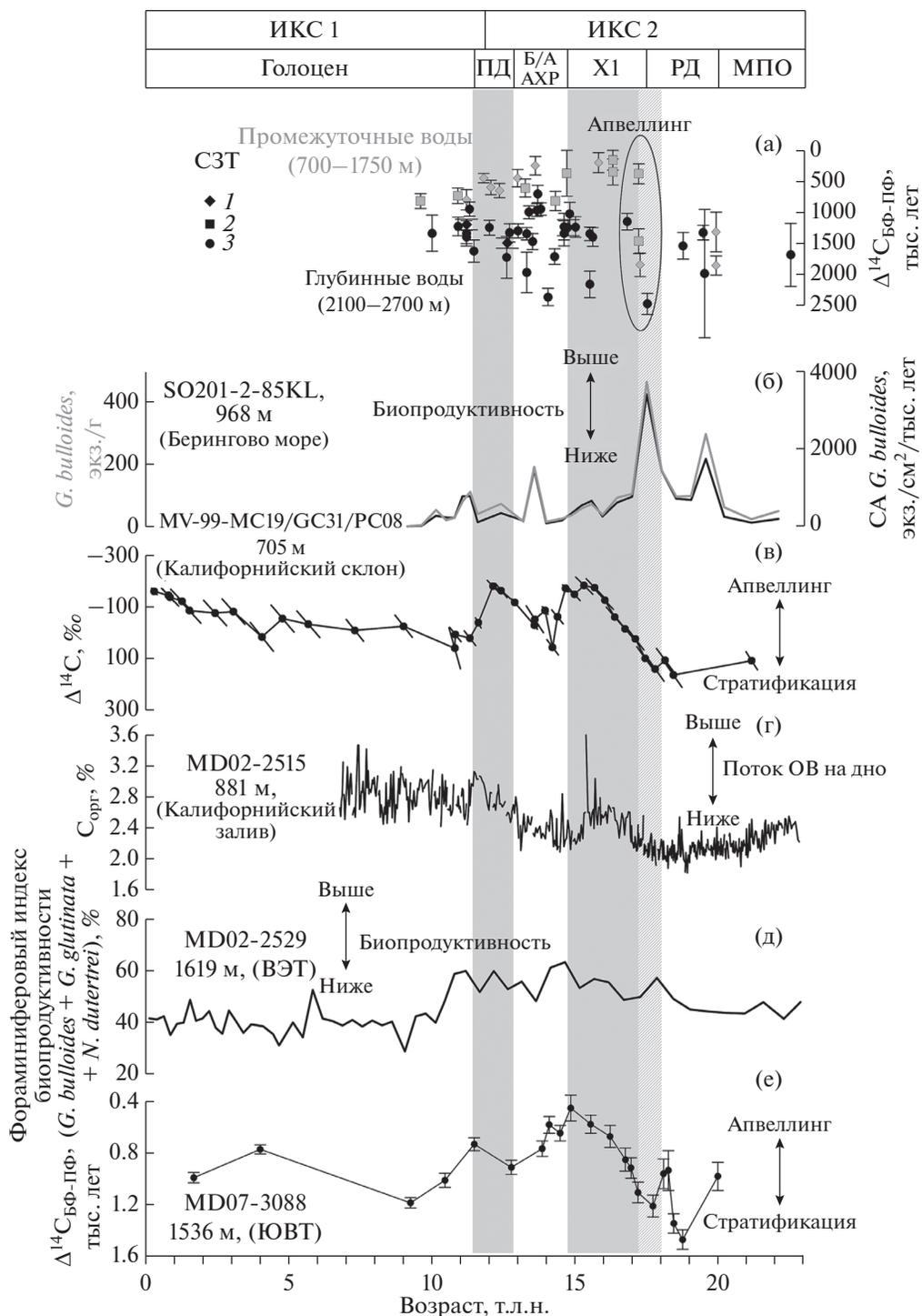


Рис. 5. Сопоставление колебаний индикаторов биопродуктивности с кривыми изменений океанской циркуляции в течение Терминации I. Сверху вниз: (а) – вентиляционные возраста $\Delta^{14}\text{C}_{\text{ПФ-БФ}}$ (т.е. разница между некалиброванными радиоуглеродными датами, полученными по планктонным и бентосным фораминиферам) промежуточных и глубинных вод Берингова (1) и Охотского (2) морей и открытой северо-западной части Тихого океана (3) по [44]; (б) – процентное содержание [8] и скорости аккумуляции планктонного вида-индикатора высокой продуктивности *G. bulloides* в колонке SO201-2-85KL; (в) – вариации содержания радиоуглеродного изотопа ^{14}C в промежуточных водах на континентальном склоне Калифорнийского полуострова [40]; (г) – изменения содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ в осадках колонки MD02-2515 из Калифорнийского залива [53]; (д) – колебания фораминиферного индекса биопродуктивности по колонке MD02-2529 [28]; (е) – вентиляционные возраста $\Delta^{14}\text{C}$ промежуточных вод по колонке MD07-3088 из юго-восточной части Тихого океана. Овалом обведен интервал увеличения вентиляционных возрастов промежуточных вод, означающий ослабление стратификации и установление апвеллинга “старых” глубинных вод в начале Х1. ЮВТ – юго-восточная часть Тихого океана. Усл. обозначения см. рис. 3.

с ростом температуры в Антарктике (рис. 3з, [23]) и наступлением интервала Х1 в Северной Атлантике и Гренландии [54]. В это же время начался синхронный процесс подъема вод субантарктического происхождения на низких широтах Тихого океана (рис. 5в). В результате апвеллинга биогенные элементы проникали в фотический слой, способствуя развитию фитопланктона и повышению биопродуктивности поверхностных вод в восточной экваториально-тропической области Тихого океана. Однако в Беринговом море усиление глубинного вертикального перемешивания произошло на ~1–1.5 тыс. лет позже (рис. 5а), вероятно, из-за длительной передачи сигнала посредством океанской циркуляции. Апвеллинг продолжался в течение последующего короткого интервала ~1–1.5 тыс. лет (рис. 5а), после чего в Северном полушарии началось активное формирование промежуточных вод в результате похолодания климата и развития обширного ледового покрова. Подъем вод субантарктического происхождения продолжался в восточной экваториально-тропической области Тихого океана и вблизи побережья Калифорнии до окончания интервала Х1 (рис. 5в).

В течение холодных эпизодов в Антарктике (в том числе Антарктического холодного реверса, соответствующего потеплению Б/А в Северном полушарии), интенсивность апвеллинга снижалась как в Южном океане, так и в экваториально-тропической области Тихого океана и у берегов Калифорнии. Ослабление апвеллинга приводило к снижению биопродуктивности поверхностных вод в этих районах. В северной части Тихого океана и Беринговом море в Б/А и РГ климат становился теплым, ледовый покров сокращался и ослабевали темпы формирования промежуточных вод, что приводило к ослаблению глубинной стратификации, проникновению биогенных элементов субантарктического происхождения в фотический слой и повышению биопродуктивности.

В ПД апвеллинг в Южном океане, вблизи экватора и у берегов Северной Америки возобновлялся, а в Беринговом море и открытой северо-западной части Тихого океана сигнал блокировался за счет активизации формирования промежуточных вод.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенного анализа собственных и опубликованных данных установлено, что тысячелетние эпизоды послеледниковой активизации апвеллингов и последующего увеличения биопродуктивности вблизи экватора и у берегов

Северной Америки происходили одновременно с этапами усиления апвеллинга в Южном океане. В северной части Тихого океана сигнал из Южного океана прослеживался только в самом начале интервала первого события Хайнриха и запаздывал на 1–1.5 тыс. лет относительно времени начала апвеллинга в Южном океане. Судя по проанализированным данным, начало интервала первого события Хайнриха является единственным эпизодом Терминации I, когда удаленная передача климатических сигналов из Южного океана фиксировалась как на высоких (со сдвигом по фазе), так и на низких (одновременно) широтах Тихого океана.

Авторы благодарят Н.А. Шульга за консультации при написании методики выделения и анализов *n*-алканов. Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (проект № 14–17–00697: Овсепян Е.А.) и в рамках Госзадания ИО РАН (проект № 0149-2018-0016: Иванова Е.В., Мурдмаа И.О.).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Иванова Е.В. Глобальная термохалинная палеоциркуляция. М.: Научный мир, 2006. 320 с.
2. Кошляков М.Н., Тараканов Р.Ю. Антарктическая донная вода в тихоокеанском секторе Южного океана // Океанология. 2003а. Т. 43. № 1. С. 5–20.
3. Кошляков М.Н., Тараканов Р.Ю. Антарктическая циркумполярная вода в южной части Тихого океана // Океанология. 2003б. Т. 43. № 5. С. 645–659.
4. Кошляков М.Н., Тараканов Р.Ю. Тихоокеанская глубинная вода в Южном океане // Океанология. 2004. Т. 44. № 3. С. 325–340.
5. Кошляков М.Н., Тараканов Р.Ю. Промежуточные воды южной части Тихого океана // Океанология. 2005. Т. 45. № 4. С. 485–503.
6. Лаппо С.С., Гулев С.К., Рождественский А.Е. Крупномасштабное тепловое взаимодействие в системе океан-атмосфера и энергоактивные области Мирового океана. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 336 с.
7. Овсепян Е.А., Иванова Е.В. Комплексы бентосных фораминифер как индикаторы палеоокеанологических условий восточной части экваториальной области Тихого океана // Океанология. 2009. Т. 49. № 1. С. 131–140.
8. Овсепян Е.А., Иванова Е.В., Макс Л. и др. Палеоокеанологические условия в западной части Берингова моря в позднечетвертичное время // Океанология. 2013. Т. 53. № 2. С. 237–248.
9. Овсепян Е.А., Иванова Е.В., Мурдмаа И.О. и др. Вариации биопродуктивности в северо-западной части Тихого океана в течение последних 25 тыс. лет // Океанология. 2014. Т. 54. № 4. С. 546–560.
10. Пересыпкин В.И. Геохимия лигнина в Мировом океане. Автореф. дис... на соиск. уч. ст. д. геолого-

- минералогических наук. М.: ОНТИ ГЕОХИ РАН, 2006. 52 с.
11. *Пересыпкин В.И., Романкевич Е.А.* Биогеохимия лигнина в Мировом океане. М.: ГЕОС, 2010. 430 с.
 12. *Barron J.A., Bukry D., Cheshire H.* Response of diatoms and silicoflagellate assemblages in the central Gulf of California to regional climate change during the past 55 kyrs // *Mar. Micropal.* 2014. V. 108. P. 28–40.
 13. *Basak C., Martin E.E., Horikawa K., Marchitto T.M.* Southern ocean source of ^{14}C -depleted carbon in the North Pacific ocean during the last deglaciation // *Nature geoscience.* 2010. V. 3. P. 770–773.
 14. *Beaufort L., Lancelot Y., Camberlin P. et al.* Insolation cycles as a major control of Equatorial Indian Ocean primary production // *Science.* 1997. V. 278. P. 1451–1454.
 15. *Bé A.W.H., Bishop J.K.B., Sverdrlove M.S. et al.* Standing stock, vertical distribution and flux of planktonic foraminifera in the Panama Basin // *Marine Micropaleontology.* 1985. V. 9. P. 307–333.
 16. *Behrenfeld M.J., Randerson J.T., McClain C.R. et al.* Biospheric primary production during an ENSO transition // *Science.* 2001. V. 291. P. 2594–2597.
 17. *Behrenfeld M.J., Falkowski P.G.* Photosynthetic rates derived from satellite-based chlorophyll concentration // *Limnology and Oceanography.* 1997. V. 42. № 1. P. 1–20.
 18. *Bostock H.C., Opdyke B.N., Williams M.J.M.* Characterizing the intermediate depth waters of the Pacific Ocean using ^{13}C and other geochemical tracers // *Deep-Sea Res. Part I.* 2010. V. 57. P. 847–859.
 19. *Caissie B.E., Brigham-Grette J., Lawrence K.T et al.* Last Glacial Maximum to Holocene sea surface conditions at Umnak Plateau, Bering Sea, as inferred from diatom, alkenone, and stable isotope records // *Paleoceanography.* 2010. V. 25. PA1206.
 20. *Calvo E., Pelejero C., Pena L.D. et al.* Eastern Equatorial Pacific productivity and related CO_2 changes since the last glacial period // *PNAS.* 2011. V. 108. P. 5537–5541.
 21. *Cannariato K. G., Kennett J. P.* Climatically related millennial-scale fluctuations in strength of California margin oxygen-minimum zone during the past 60 k.y. // *Geology.* 1999. Vol. 27. № 11. P. 975–978.
 22. *Cook M.S., Ravelo A.C., Mix A., Nesbitt I.M., Miller N.V.* Tracing subarctic Pacific water masses with benthic foraminiferal stable isotopes during the LGM and late Pleistocene // *Deep-Sea Res.* 2016. V. 125–126. P. 84–85.
 23. EPICA Community Members. One-to-one coupling of glacial climate variability in Greenland and Antarctica // *Nature.* 2006. V. 444. P. 195–198.
 24. *Fiedler P.C.* The annual cycle and biological effects of the Costa Rica Dome // *Deep-Sea-Res. Part I.* 2002. V. 49. P. 321–338.
 25. *Gebhardt H., Sarnthein M., Grootes P.M. et al.* Paleonutrient and productivity records from the subarctic North Pacific for Pleistocene glacial terminations I to V // *Paleoceanography.* 2008. V. 23. PA4212.
 26. *Gorbarenko S.A.* Stable isotope and lithological evidence of late-glacial and Holocene oceanography of the Northwestern Pacific and its marginal seas // *Quaternary Research.* 1996. V. 46. P. 230–250.
 27. *Hemleben Ch., Spindler M., Anderson O.R.* Modern Planktonic Foraminifera. Springer Verlag, 1989. 363 pp.
 28. *Ivanova E., Schiebel R., Singh A.D. et al.* Primary production in the Arabian Sea during the last 135,000 years // *Palaeogeography, Palaeoecology, Palaeoclimatology.* 2003. V. 197. P. 61–82.
 29. *Ivanova E.V., Beaufort L., Vidal L., Kucera M.* Precession forcing of productivity in the Eastern Equatorial Pacific during the last glacial cycle // *Quaternary Science Reviews.* 2012. V. 40. P. 64–77.
 30. *Kämpf, J., Chapman, P.* Upwelling systems of the world. Springer, 2016. 433 p.
 31. *Kiefer T., Kienast M.* Patterns of deglacial warming in the Pacific Ocean: a review with emphasis on the time interval of Heinrich event 1 // *Quaternary Science Reviews.* 2005. V. 24. P. 1063–1081.
 32. *Kienast S.S., Kienast M., Jaccard S. et al.* Testing the silica leakage hypothesis with sedimentary opal records from the eastern equatorial Pacific over the last 150 kyrs // *Geophysical Research Letters.* 2006. V. 33. L15607.
 33. *Kim S., Khim B.K., Uchida M. et al.* 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.* 2011. V. 79. P. 89–98.
 34. *Kohfeld K., Chase Z.* Controls on deglacial changes in biogenic fluxes in the North Pacific Ocean // *Quaternary Science Review.* 2011. V. 30. P. 3350–3363.
 35. *Laskar J., Robutel P., Joutel F. et al.* A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth // *Astronomy and Astrophysics.* 2004. V. 428. P. 261–285.
 36. *Leduc G., Vidal L., Tachikawa K. et al.* Moisture transport across Central America as a positive feedback on abrupt climatic changes // *Nature.* 2007. V. 445. P. 908–911.
 37. *Leduc G., Vidal L., Tachikawa K. et al.* Changes in Eastern Pacific ocean ventilation at intermediate depth over the last 150 kyr // *Earth and Planet. Sci. Let.* 2010. V. 298. P. 217–228.
 38. *Longhurst A.* Ecological geography of the sea. San Diego: Academic Press., 1998. 398 pp.
 39. *Loubere P., Fariduddin M., Murray R.W.* Patterns of export production in the eastern equatorial Pacific over the past 130,000 years // *Paleoceanography.* 2003. V. 18. № 2. PA1028.
 40. *Marchitto T.M., Lehman S.J., Ortiz J.D. et al.* Marine Radiocarbon evidence for the mechanism of deglacial atmospheric CO_2 rise // *Science.* 2007. V. 316. P. 1456–1459.
 41. *Martínez J.I., Robinson R.S.* Increase in water column denitrification during the last deglaciation: the influence of oxygen demand in the eastern equatorial Pacific // *Biogeosciences.* 2010. V. 7. P. 1–9.

42. *Martínez I., Rincon D., Yokoyama Y. et al.* Foraminifera and coccolithophorid assemblage changes in the Panama Basin during the last deglaciation: Response to sea-surface productivity induced by a transient climate change // *Paleogeogr. Paleoclim. Palaeoec.* 2006. V. 234. P. 114–126.
43. *Max L., Riethdorf J.-R., Tiedemann R. et al.* Sea surface temperature variability and sea-ice extend in the subarctic Northwest Pacific during the past 15.000 years // *Paleoceanography.* 2012. V. 27. PA3213.
44. *Max L., Lembke-Jene L., Riethdorf J.-R. et al.* Pulses of enhanced North Pacific Intermediate Water ventilation from the Okhotsk Sea and Bering Sea during the last deglaciation // *Climate of the Past.* 2014. V. 10. P. 591–605.
45. *Max L., Rippert N., Lembke-Jene L. et al.* Evidence for enhanced convection of North Pacific Intermediate water to the low-latitude Pacific under glacial conditions // *Paleoceanography.* 2017. V. 32. P. 41–55.
46. *McCartney M.S.* Subantarctic mode water // *Deep-Sea Res.* 1977. V. 24. P. 103–119.
47. *Méheust M., Stein R., Fahl K. et al.* High-resolution IP₂₅-based reconstruction of sea-ice variability in the western North Pacific and Bering Sea during the past 18000 years // *Geo-Mar Lett.* 2016. V. 36. № 2. P. 1–11.
48. *North Greenland Ice Core Project members.* High-resolution record of northern hemisphere climate extending into the last interglacial period // *Nature.* 2004. V. 431. P. 147–151.
49. *Nürnberg D., Tiedemann R.* Environmental change in the Sea of Okhotsk during the last 1.1 million years // *Paleoceanography.* 2004. V. 19. PA4011.
50. *Pena L.D., Cacho I., Ferretti P., Hall M.A.* El Niño – Southern Oscillation-like variability during glacial terminations and interlatitudinal teleconnections // *Paleoceanography.* 2008. V. 23. PA3101.
51. *Pichevin L.E., Reynolds B.C., Ganeshram R.S. et al.* Enhanced carbon pump inferred from relaxation of nutrient limitation in the glacial ocean // *Nature.* 2009. V. 459. P. 1114–1117.
52. *Pichevin L., Ganeshram R.S., Francavilla S. et al.* Inter-hemispheric leakage of isotopically heavy nitrate in the eastern tropical Pacific during the last glacial period // *Paleoceanography.* 2010. V. 25. PA.1204.
53. *Pichevin L., Ganeshram R.S., Reynolds B.C. et al.* Silicic acid biogeochemistry in the Gulf of California: Insights from sedimentary Si isotopes // *Paleoceanography.* 2012. V. 27. PA2201.
54. *Rasmussen S.O., Andersen K.K., Svensson A.M. et al.* A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination // *J. of Geoph. Res.* 2006. V. 111. D06102.
55. *Riethdorf J.-R., Nürnberg D., Max L. et al.* Millennial-scale variability of marine productivity and terrigenous matter supply in the western Bering Sea over the past 180 kyr // *Climate of the Past.* 2013. V. 9. № 3. P. 1345–1373.
56. *Sarmiento J.L., Gruber N., Brzezinski M.A. et al.* High-latitude controls of thermocline nutrients and low latitude biological productivity // *Nature.* 2004. V. 27. P. 56–60.
57. *Siani G., Michel E., De Pol-Holz R. et al.* Carbon isotope records reveal precise timing of enhanced Southern Ocean upwelling during the last deglaciation // *Nature Communications.* 2013. V. 4. № 2758. P. 1–9.
58. *Silva K.A., Corliss B.C., Rathburn A.E., Thunnell R.C.* Seasonality of living benthic foraminifera from the San Pedro Basin, California Borderland // *Journal of Foraminiferal Research.* 1996. V. 26. P. 71–93.
59. *Spero H., Lea D.* The cause of carbon isotope minimum events on glacial Terminations // *Science.* 2002. V. 296. P. 522–525.
60. *Spero H., Mielke K., Kalve E. et al.* Multispecies approach to reconstructing eastern equatorial Pacific thermocline hydrography during the past 360 kyr // *Paleoceanography.* 2003. V. 18. № 1.102.
61. *Springer A.M., McRoy C.P., Flint M.V.* The Bering Sea Green Belt: shelf-edge processes and ecosystem production // *Fisheries Oceanography.* 1996. V. 5. № 3–4. P. 205–223.
62. *Schlitzer R.,* 2015. Ocean Data View, 2015. <https://odv.awi.de/>.
63. *Talley L.D.* Distribution and formation of North Pacific Intermediate Water // *J. of Physical Oceanography.* 1993. V. 23. P. 517–537.
64. *Thunell R.C., Curry W.B., Honjo S.* Seasonal variation in the flux of planktonic foraminifera: time series sediment trap results from the Panama Basin // *Earth and Planetary Science Letters.* 1983. V. 64. P. 44–55.
65. *Tomczak M., Godfrey J. S.* Regional oceanography: an introduction. Pergamon Press, 1994. 422 p.
66. *Tsuchiya M., Talley L.D.* A Pacific hydrographic section at 88° W: water property distribution // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103. P. 12,899–12,918.
67. *Tsunogai S.* The western North Pacific playing a key role in global biogeochemical fluxes // *J. of Oceanography.* 2002. V. 58. № 2. P. 245–257.
68. *Veres D., Bazin L., Landais A. et al.* The Antarctic ice core chronology (AICC2012): an optimized multi-parameter and multi-site dating approach for the last 120 thousand years // *Clim. Past.* 2013. V. 9. P. 1733–1748.
69. *Winckler G., Anderson R.F., Jaccard S.L. et al.* Ocean dynamics, not dust, have controlled equatorial Pacific productivity over the past 500,000 years // *PNAS.* 2016. V. 113. № 22. P. 6119–6124.
70. WOA. World Ocean Atlas, 2013. <https://www.nodc.noaa.gov/OC5/woa13/>.

Bioproductivity Changes on the Low and High Latitudes of the Pacific as a Respond to Reorganization of Oceanic Circulation during the Termination I

E. A. Ovsepyan, E. V. Ivanova, I. O. Murdmaa

Our new and previously published data on sea-surface bioproductivity changes from the different areas of the Pacific Ocean were analyzed in relation to meridional overturning circulation variability during the last glaciation. Synchronous episodes of upwelling intensification in the Eastern Equatorial Pacific and Southern Ocean indicate that millennial-scale bioproductivity changes reflect climatic teleconnection between these two regions by means of “oceanic tunnelling”. In the North Pacific, postglacial bioproductivity changes are in line with climate oscillations recorded in the North Greenland Ice Core and transferred to the North Pacific via the atmospheric bridge. However, breakdown of stratification, carbon dioxide release into the atmosphere and sea-surface bioproductivity rise occurred in the western Bering Sea during Heinrich I (17.5–17.0 kyr BP). This might result from the upwelling of southern-sourced deep waters which had been developed in the Subarctic Pacific 1–1.5 kyr later than in the Southern Ocean. This seems to reflect the duration of transferring signal from the high latitudes of the Southern Hemisphere to the North Pacific.