

УДК 551.583.7

## ИЗМЕНЕНИЯ БИОПРОДУКТИВНОСТИ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА В ТЕЧЕНИЕ ПОСЛЕДНИХ 25 ТЫС. ЛЕТ

© 2014 г. Е. А. Овсепян, Е. В. Иванова, И. О. Мурдмаа, Г. Н. Алехина

*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва**e-mails: eovsepyan@ocean.ru, e\_v\_ivanova@ocean.ru, murdmaa@mail.ru*

Поступила в редакцию 30.09.2013 г., после доработки 12.03.2014 г.

Оценены изменения биопродуктивности поверхностных вод за последние 25 тыс. лет на основе оригинального метода сопоставления опубликованных данных по относительным колебаниям независимых палеоиндикаторов в 30 колонках из северо-западной части Тихого океана (СЗТ) и окраинных морей. Низкие по сравнению с современными величинами значения продуктивности выявлены для максимума последнего оледенения в Охотском море и западной части Берингова моря. Южная и юго-восточная части Берингова моря, а также открытая область СЗТ характеризовались повышенной, по сравнению с современной, продуктивностью. Во время ранней дегляциации продуктивность оставалась на уровне ледниковой во всех рассматриваемых районах, кроме юго-восточной части Берингова моря, где она повышалась. Повышенные и высокие по сравнению с современными значения биопродуктивности установлены в течение интервала первого события Хайнриха в открытой СЗТ и Беринговом море над плато Умнак, хребтами Ширшова и Бауэрс. В беллинге/аллереде продуктивность поверхностных вод была преимущественно высокой относительно современных значений в Беринговом и Охотском морях, а также в открытой СЗТ. Величины биопродуктивности достигали высоких значений в пределах практически всей рассматриваемой акватории в раннем голоцене. В позднем голоцене установлено общее снижение биопродуктивности. Поступление биогенных элементов в фотический слой и, как следствие, биопродуктивность в течение последних 25 тыс. лет контролировались положением границы морских льдов, объемом речного стока, затоплением шельфов Берингова и Охотского морей в результате повышения уровня моря, эффективностью водообмена окраинных бассейнов с СЗТ и между собой, интенсивностью эолового переноса и глубинного вертикального перемешивания.

DOI: 10.7868/S003015741404008X

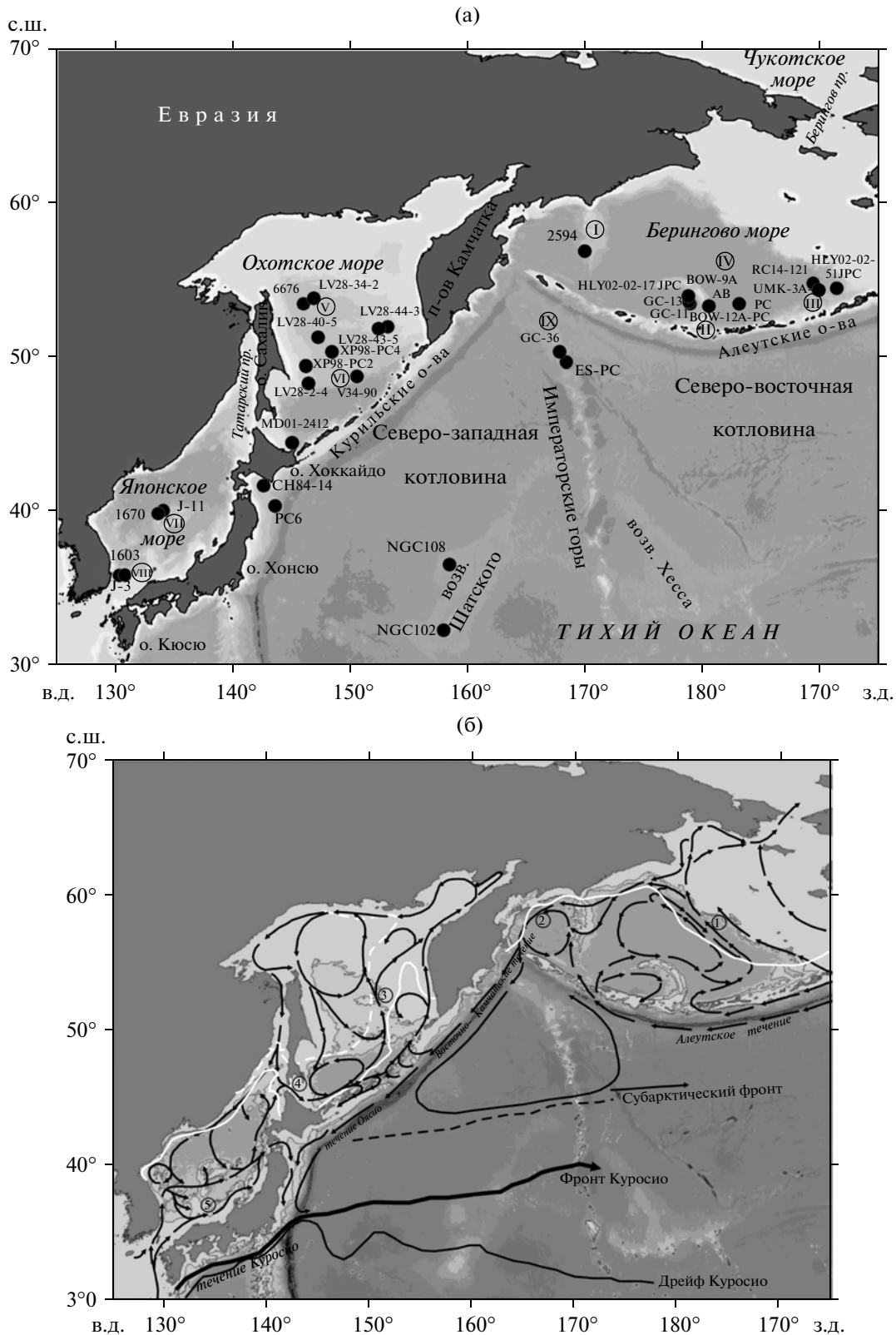
### ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время северная часть Тихого океана, включая окраинные моря, является одним из самых высокопродуктивных районов Мирового океана за счет обилия биогенных элементов над режимом пикноклином при хорошей освещенности и благоприятном для развития фитопланктона температурном режиме. Под термином “биопродуктивность” понимается “способность природных сообществ или отдельных их компонентов поддерживать определенную скорость воспроизводства входящих в их состав живых организмов” [4]. Наряду с указанными факторами динамика биопродуктивности в окраинных морях определяется поступлением теплых поверхностных и подповерхностных вод с течениями Соя, Алеутским и Цусимским (рис. 1а, 1б). Величины первичной продукции в центральных частях окраинных морей варьируют от 300 до 800 мгС/м<sup>2</sup>/сут, а вблизи берега составляют >800 мгС/м<sup>2</sup>/сут [6] (рис. 2а). Для открытой северо-западной части Тихого океана (СЗТ) значения находятся в пределах 200–800 мгС/м<sup>2</sup>/сут, увеличиваясь по направлению к окраинным морям [6]. Высокие темпы

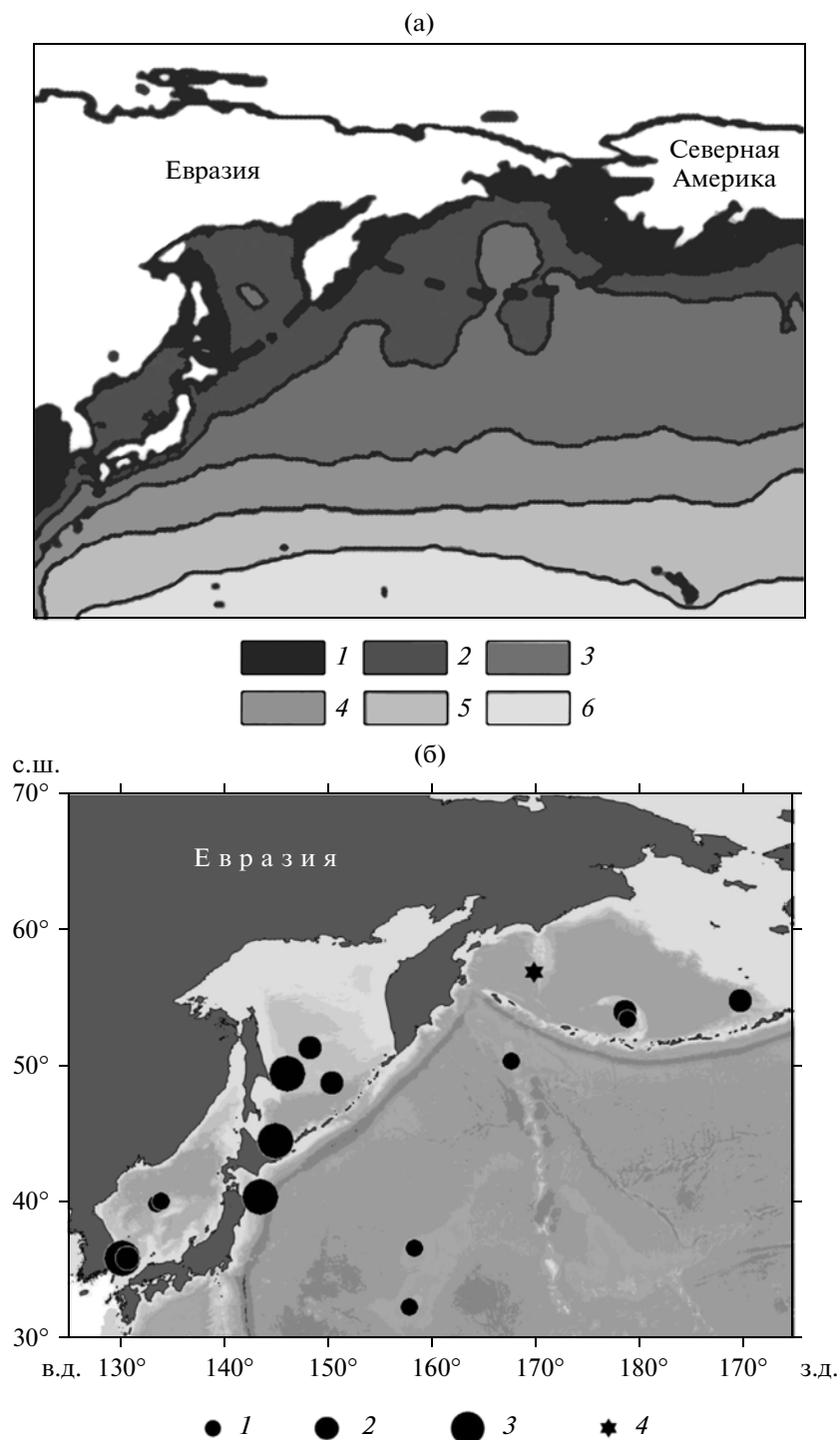
образования и захоронения органического вещества, особенно в окраинных морях, представляют основу для надежных палеоокеанологических реконструкций в данном районе.

В 1950–1960-х гг. Институтом океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР проведены обширные комплексные исследования в СЗТ. В контексте данной статьи следует, прежде всего, упомянуть работы Жузе [7], Безрукова и Романкевича [3], которые связывали процессы накопления биогенного материала с биопродуктивностью поверхностных вод. В настоящее время детальные стратиграфические и палеоокеанологические исследования верхнечетвертичных осадков в дальневосточных морях и открытой области СЗТ, включая реконструкции биопродуктивности по различным палеоиндикаторам, ведутся российскими и зарубежными учеными (табл. 1) в контексте глобальных и региональных климатических изменений.

Целью данного исследования является реконструкция изменений биопродуктивности в СЗТ по опубликованным данным с учетом гляциоэвстатических колебаний уровня океана. Решение данной задачи потребовало разработки метода



**Рис. 1.** Положение станций (а) и циркуляция поверхностных вод (б по [42]). Римскими цифрами отмечены геоморфологические структуры: I – хребет Ширшова, II – хребт Бауэрс, III – плато Умнак, IV – Алеутская котловина, V – котловина Дерюгина, VI – возвышенность Академии наук, VII – поднятие Ямато, VIII – Цусимская котловина, IX – возвышенность Обручева. Арабскими цифрами отмечены основные течения: 1 – Склоновое берингоморское, 2 – Восточно-Камчатское, 3 – Западно-Камчатское, 4 – Соя, 5 – Цусимское. Белой пунктирной линией показана граница морских льдов в январе, белой сплошной – в марте по [45].



**Рис. 2.** Среднегодовая первичная продукция (а, [б]) и оценка изменений биопродуктивности по скоростям аккумуляции органического углерода в современных (0–1 т.д.н.) осадках (б) в северо-западной части Тихого океана. (а) – величины среднегодовой первичной продукции ( $\text{mgC}/\text{m}^2/\text{сут}$ ) [6]: 1 –  $>800$ , 2 – 500–800, 3 – 300–500, 4 – 200–300, 5 – 150–200, 6 –  $<150$ ; (б) – палеопродуктивность относительно референсного значения: 1 – низкая, 2 – повышенная, 3 – высокая, 4 – референсное значение.

сопоставления величин отклонения различных независимых палеоиндикаторов продуктивности в пределах выбранных климатостратиграфических интервалов от современных значений.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В работе проанализированы опубликованные данные по 30 колонкам из открытой СЗТ, а также Берингова, Охотского и Японского окраинных

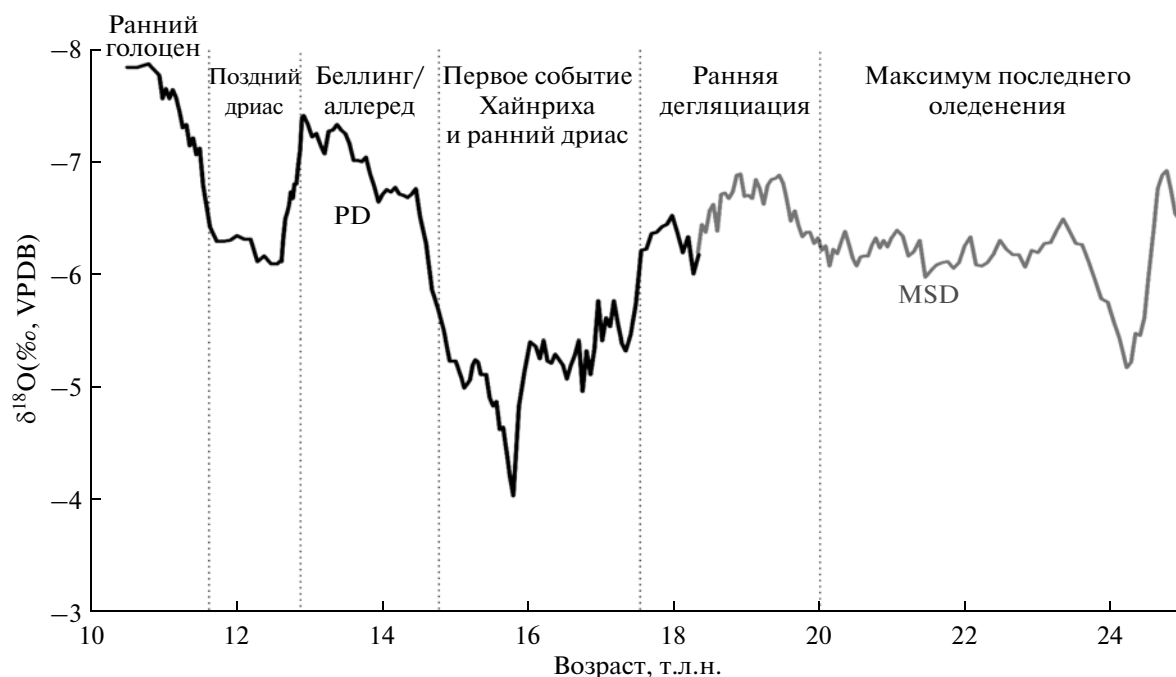
Таблица 1. Данные о положении использованных в работе колонок

№	Номер колонки	Координаты		Глубина моря, м	Положение колонки	Литература
		с.ш.	в.д./з.д.			
СЗТ (открытая область)	ES-PC	49.73	168.32	2388	Императорские горы	40
	GC-36	50.42	167.73	3300	Императорские горы	21, 28
	NGC102	32.33	157.85	2612	Возвышенность Шатского	34
	NGC108	36.61	158.35	3390	Возвышенность Шатского	30
	PC6	40.40	143.50	2215	СВ склон о. Хонсю	31
	CH84-14	41.73	142.55	978	Ю склон о. Хоккайдо	19
Берингово море	2594	56.93	169.88	1780	Хребет Ширшова	21, 28
	BOW-12A-PC	53.39	<b>179.56</b>	1287	Хребет Бауэрс	40
	HLY02-02-17JPC	53.93	178.70	2209	Хребет Бауэрс	16
	GC-11	53.52	178.85	3060	Хребет Бауэрс	23, 24, 28
	GC-13	53.68	178.72	2630	Хребет Бауэрс	24
	BOW-9A	54.04	178.68	2391	Хребет Бауэрс	28, 35, 38
	HLY02-02-51JPC	54.55	<b>168.67</b>	1467	Плато Умнак	18
	RC14-121	54.85	<b>170.68</b>	2532	Плато Умнак	18
	UMK-3A-PC	54.42	<b>170.22</b>	1892	Плато Умнак	35, 40
	AB	53.52	<b>177.00</b>	3805	Алеутская котловина	40
Охотское море	6676	53.52	145.93	1750	Котловина Дерюгина	13
	LV28-34-2	53.87	146.79	1431	В склон котловины Дерюгина	2, 13
	LV28-44-3	52.04	153.10	684	ЮЗ склон п-ва Камчатка	1
	LV28-43-5	51.90	152.30	839	ЮЗ склон п-ва Камчатка	5
	LV28-2-4	48.38	146.37	1265	ЮВ склон о. Сахалин	5
	XP98-PC4	49.50	146.12	664	ЮВ склон о. Сахалин	28, 37
	LV28-40-5	51.33	147.18	1312	В склон о. Сахалин	5
	XP98-PC2	50.40	148.33	1258	Возвышенность Академии наук	28, 37
	V34-90	48.83	150.47	1590	Ю склон возвышенности Академии наук	21, 28
	MD01-2412	44.52	145.00	1225	СВ склон о. Хоккайдо	28, 36
Японское море	J-11	40.12	134.00	1150	С склон поднятия Ямато	22, 28
	1670	39.91	133.55	1105	С склон поднятия Ямато	22, 28
	J-3	35.90	130.25	1400	Ю часть Цусимской котловины	22, 28
	1603	35.92	130.72	1360	Ю часть Цусимской котловины	22, 28

морей (табл. 1, рис. 1а) за последние 25 тыс. лет. Более 20-ти колонок из этих районов исключены из исследования из-за сильной биотурбированности современных осадков (например, [10]) и/или низкого временного разрешения имеющих по ним палеоданных (например, колонка BOW-8A в [40]). Оценить относительные изменения биопродуктивности по таким колонкам, следуя нижеописанной методике, не представляется возможным.

Шесть хроностратиграфических интервалов, пять из которых выделены нами на кривой изо-

топно-кислородного состава ( $\delta^{18}\text{O}$ ) сталагмитов пещеры Хулу [44], были использованы для составления площадных реконструкций (рис. 3). К ним относятся максимум последнего оледенения (МПО, >20 т.л.н.) с повышенными значениями  $\delta^{18}\text{O}$ ; ранняя дегляциация (РД, 20–17.5 т.л.н.), отмеченная понижением величины  $\delta^{18}\text{O}$ ; 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.) и ранний голоцен (РГ, 11.7–9.2 т.л.н.). Возраст



**Рис. 3.** Хроностратиграфические интервалы, принятые в данной работе и выделенные на основе изменений изотопно-кислородного состава сталагмитов PD и MSD из пещеры Хулу, Китай [44].

позднего голоцена (ПГ), 6–1 т.л.н., определяется интервалом с момента установления современного уровня Мирового океана. Интервал 1–0 т.л.н. соответствует современным условиям. Событие позднего дриаса в данном регионе выражено слабо. Возможные расхождения, обусловленные неопределенностями в использованных нами оригинальных возрастных шкалах для каждой колонки, в данной работе не рассматриваются. В некоторых работах [1, 2, 13] приведены не возрастные шкалы, а только отдельные радиоуглеродные датировки, переведенные в календарный возраст, на которые мы опирались при анализе данных.

Для оценки относительных изменений биопродуктивности нами введены термины “пониженная”, “повышенная” или “высокая” относительно современных значений для каждой колонки и разработана методика, позволяющая математически обозначить границы их применения. Как правило, для каждой отдельной колонки опубликованы данные по целому ряду индикаторов, свидетельствующих об изменениях продуктивности. В таких случаях мы выбирали индикаторы, руководствуясь наличием количественных данных с максимальным временным разрешением, и отдавали предпочтение более надежному из имеющихся параметров с количественными данными. Степень надежности индикаторов определялась условно, исходя из того, насколько прямыми или косвенными показателями биопродуктивности они являются с учетом особенностей их захоронения, рас-

творения, а также экологических предпочтений флоры и фауны.

Из-за неоднородности и смешанного (количественного и качественного) характера полученного массива данных относительные изменения биопродуктивности по каждой колонке оценивались с логарифмической точностью [9]. Для этого рассчитывался логарифм отношения величины использованного в каждой колонке для каждого возрастного интервала индикатора к его современному значению. В отдельных случаях для интервала приходилось принимать единичное значение или измерение вследствие неполноты данных [например, 30, 34]. При отсутствии табличных количественных данных [1, 2, 5, 13, 18, 19, 40] использовалось среднее значение индикатора, снятое с графика на рисунке, в пределах каждого интервала. Современным значением считалось самое верхнее измерение, имеющее возраст не древнее 1 тыс. лет. Колонки, не удовлетворяющие этому условию, исключались из анализа. Рассчитанные для отдельной колонки значения логарифмов делились на максимальную среди всех интервалов величину логарифма, вследствие чего получалось множество чисел, каждое из которых  $\leq 1$ . Поскольку нулевое значение логарифма отвечает современному значению продуктивности, отрицательные величины означают пониженную по сравнению с современной продуктивностью. Граница между “повышенной” и “высокой” продуктивностью проведена нами посередине интервала 0–1. Положительные значения от 0 до 0.5 соответствуют

повышенной, а от 0.5 до 1 – высокой биопродуктивности относительно современной. Таким образом, предложенный метод позволяет сопоставлять относительные колебания независимых палеоиндикаторов продуктивности.

Для опробования предложенного метода на современном материале был выбран наиболее представительный в выборке индикатор – скорость аккумуляции (СА) органического углерода. За референсное значение принято современное значение индикатора в произвольно выбранной колонке из района с продуктивностью 500–800 мгС/м<sup>2</sup>/сут (табл. 2, рис. 2а). В результате высокая относительно референсного значения продуктивность зафиксирована вблизи побережья островов Сахалин, Хоккайдо и Хонсю, а также в южной части Цусимской котловины (рис. 2б), что в целом согласуется с картой современной первичной продукции (рис. 2а). Расхождения между полученными нами результатами и картой современной первичной продукции (рис. 2а) могут быть обусловлены терригенным происхождением некоторой части органического вещества. Повышенная продуктивность реконструирована для центральной части Охотского моря, плато Умнак и в колонке ВОВ-9А с хребта Бауэрс в южной части Берингова моря. Пониженные по сравнению с величиной в референсной точке значения биопродуктивности установлены в центральной части Японского моря, открытой СЗТ (кроме колонки РС6) и в южной части Берингова моря (колонка GC-11). Данные результаты хорошо согласуются с данными карты (рис. 2а) в точках отбора колонок GC-11 с хребта Бауэрс и NGC102 и NGC108 с возвышенности Шатского (рис. 1а, 2б). Таким образом, в ~70% всех рассмотренных случаев расчетные значения совпали с фактическими, что, по нашему мнению, является хорошим результатом при невысокой надежности индикатора. При этом несоответствие расчетных данных с данными карты, вероятно, является следствием ее генерализованности и мелкого масштаба. Несогласования наиболее характерны для Японского моря и, наряду с вышеуказанной причиной, могут объясняться своеобразием геоморфологии бассейна и гидрологического режима.

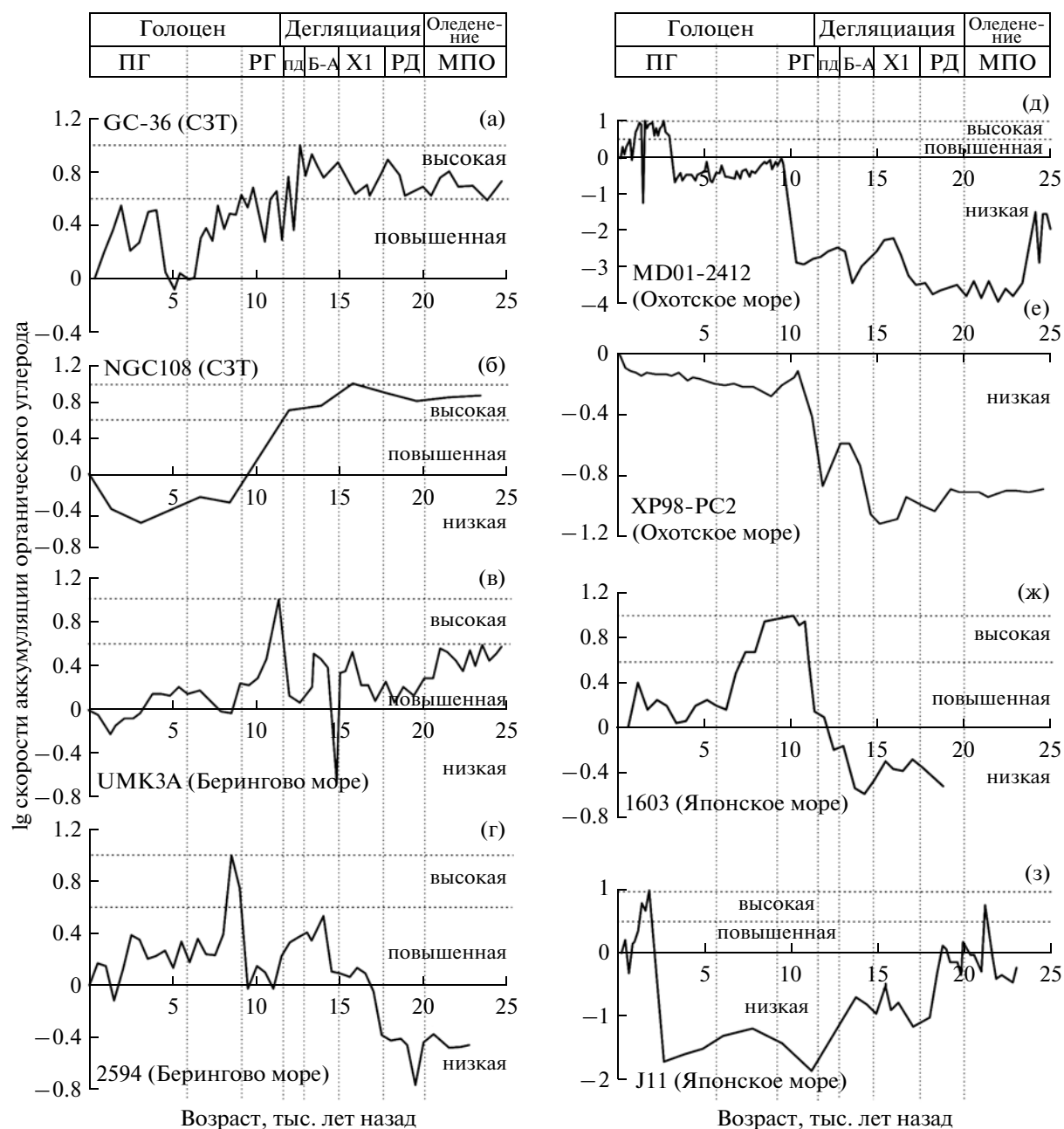
На рис. 4 показаны примеры наиболее показательных кривых изменения продуктивности в логарифмической шкале.

При построении карт для шести временных срезов использовалась средняя величина изменения биопродуктивности для каждого интервала. Береговая линия показана с учетом кривой гляциоэвстатического изменения уровня моря из [43].

## ПАЛЕООКЕАНОЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ БИОЛОГИЧЕСКОЙ ПРОДУКТИВНОСТИ

В данной работе в качестве индикаторов биопродуктивности в порядке уменьшения надежности использовались: процентное содержание индикаторного рода диатомовых водорослей, скорости аккумуляции (СА) биогенного бария и радиолярий, содержание бентосных фораминифер (БФ), СА и содержание общего органического углерода, СА биогенного аморфного кремнезема (опала-А). Диатомовые водоросли в условиях хорошей сохранности панцирей являются прямыми показателями продуктивности. Индикатором высокой продуктивности в неритической зоне с сезонными льдами считается род *Chaetoceros* (споры и вегетативные клетки) [18]. Биогенный барий образуется в виде кристаллов барита на осаждающихся частицах новообразованного органического вещества в процессе его разложения бактериями [25]. Таким образом, содержание биогенного бария в осадке на определенной глубине моря пропорционально количеству поступившего на дно морского органического вещества. Радиолярии обитают в широком диапазоне глубин до 2000 м и одними из первых потребляют осаждающийся в водной толще фитодетрит [40]. Таким образом, параметры, основанные на их численности и скоростях накопления, также могут считаться надежными индикаторами продуктивности. Сообщества БФ при хорошей сохранности раковин отражают количество и качество (по степени разложения) экспортной продукции, т.е. того органического вещества, которое не было утилизировано зоопланктоном и претерпело изменения в процессе осадения на дно через водную толщу [12, 13]. Для реконструкций первичной продукции многими исследователями используются содержание и скорость аккумуляции органического углерода [11, 23, 28, 34]. Это справедливо для областей, где поставка терригенной органики с морским льдом, речным стоком и гравитационными потоками на континентальных склонах минимальна или отсутствует.

Концентрация биогенного опала определяется обилием кремнесодержащих микрофоссилий – диатомовых и радиолярий. Содержание в осадке и темпы его накопления многими исследователями считаются индикаторами палеопродуктивности (например, [5, 19, 33]), хотя значительное количество биогенного опала растворяется в фотическом слое океана сразу после гибели организма и в ходе осадения. Необходимо отметить, что концентрации биогенного аморфного кремнезема в колонке не обязательно будут меняться синфазно с вариациями содержания органического вещества и других индикаторов вследствие различий как в условиях их растворения [20, 23], так и в процес-



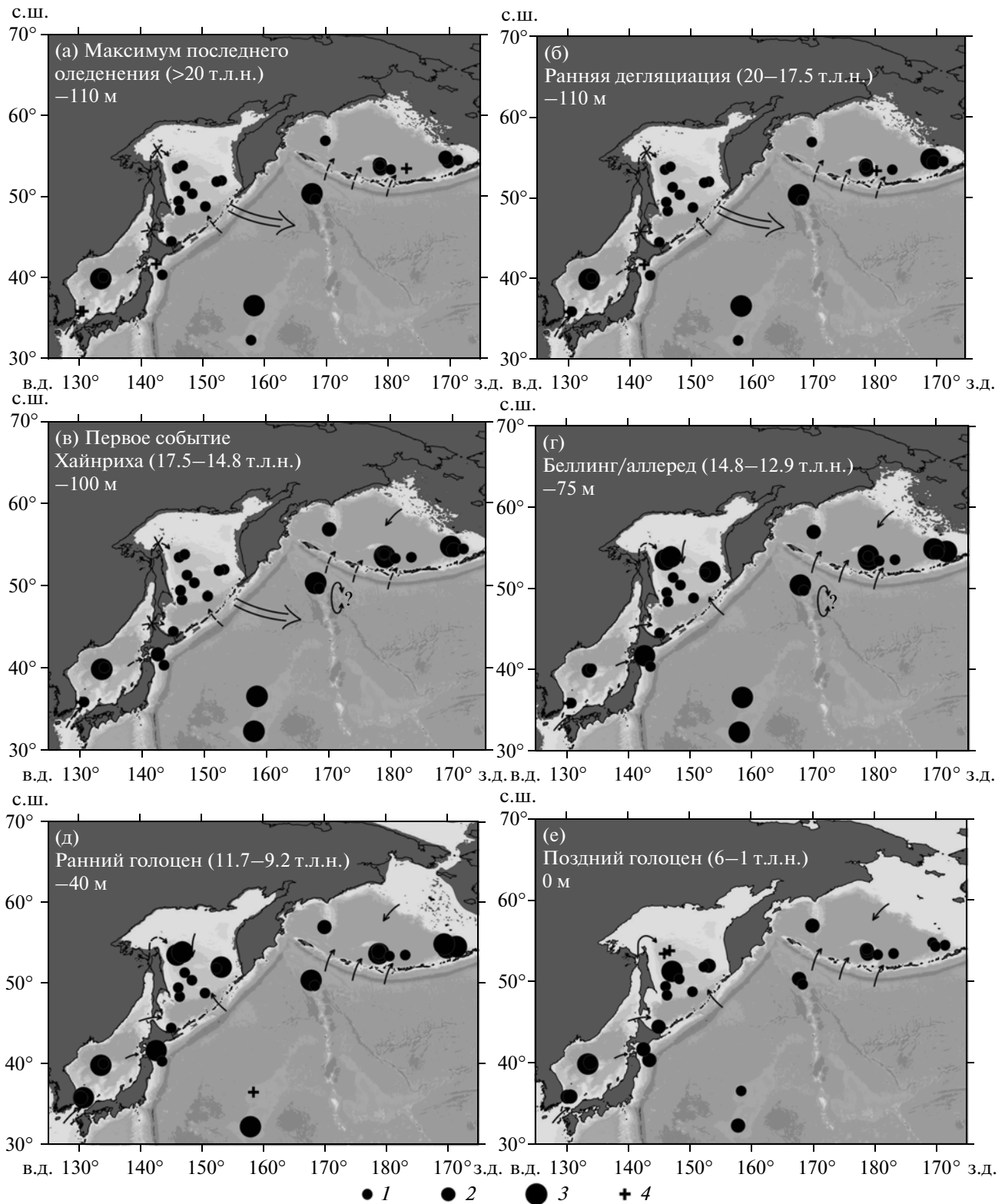
**Рис. 4.** Примеры логарифмически преобразованных кривых скоростей аккумуляции органического углерода для некоторых колонок из открытой области северо-западной части Тихого океана и окраинных морей. МПО – максимум последнего оледенения, РД – ранняя дегляциация, X1 – первое событие Хайнриха, Б-А – белинг/аллеред, ПД – поздний дриас, РГ – ранний голоцен, ПГ – поздний голоцен. Пунктиром выделены принятые в данной работе границы интервалов.

хождении органического вещества – морском или терригенном [32].

## РЕЗУЛЬТАТЫ

Во время МПО (28.6–20 т.л.н.) продуктивность поверхностных вод Охотского моря и северо-западной части Берингова моря, а также в

СЗТ, вблизи о. Хоккайдо, была ниже, чем в настоящее время (табл. 3, рис. 5а). Над хребтом Бауэрс, в открытой СЗТ и в Японском море (колонка 1670) значения продуктивности в МПО, в основном, превышали современные. Согласно изменениям индикаторов в колонках ES-PC из открытой области СЗТ; BOW-12A-PC, AB из Берингова моря; LV28-43-5, LV28-2-4, XR98-PC4, XR98-PC2 и



**Рис. 5.** Реконструкции биопродуктивности в северо-западной части Тихого океана для а) максимума последнего оледенения (28.6–20 т.л.н.), б) ранней дегляциации (20–17.5 т.л.н.), в) первого события Хайнриха (17.5–14.8 т.л.н.), г) беллинга/аллеред (14.8–12.9 т.л.н.), д) раннего (11.7–9.2 т.л.н.) и е) позднего (6–1 т.л.н.) голоцена. Простыми стрелками показана интенсивность поступления биогенных элементов: сплошными – высокая, пунктирными – слабая, зачеркнутыми крестиком – минимальная или отсутствие привноса. Двойными стрелками обозначено направление ветров, закругленными – вертикальное перемешивание. Для построения карт использована картографическая основа GEBCO [41] с поправкой на гляциоэвстатическое изменение уровня моря по [43]. Палеопродуктивность по сравнению с современной: 1 – низкая, 2 – повышенная, 3 – высокая, 4 – нет данных.

Таблица 2. Расчеты изменения биопродуктивности в современных (0–1 тыс. лет) осадках

Район	Координаты		Номер колонки	Возраст современных осадков, т.л.н.	СА органического углерода, мг/см <sup>2</sup> /тыс. лет	Опорное значение, мг/см <sup>2</sup> /тыс. лет	Значение в точке/ опорное значение	lg (значение/ опорное значение)	lg (значение/ опорное значение)/ max (lg (значение/ опорное значение))	Категория продуктивности
	с.ш.	в.д./з.д.								
Открытая область СЗТ	50.42	167.73	GC-36	0.35	8.01	70.37	0.11	-0.94	-0.86	1
	40.40	143.50	PC6	0.33	434.53	70.37	6.17	0.79	0.72	3
	32.33	157.85	NGC102	0.61	4.23	70.37	0.06	-1.22	-1.11	1
	36.61	158.35	NGC108	0.00	6.38	70.37	0.09	-1.04	-0.94	1
Берингово море	56.93	169.88	2594	0.00	70.37	70.37	1.00	0.00	0.00	0
	54.04	178.68	BOW-9A	0.07	88.08	70.37	1.25	0.10	0.09	2
	53.52	178.85	GC-11	0.20	22.92	70.37	0.33	-0.49	-0.44	1
	54.84	170.22	UMK-3A-PC	0.05	212.71	70.37	3.02	0.48	0.44	2
Охотское море	44.52	145.00	MD01-2412	0.19	892.78	70.37	12.69	1.10	1.00	3
	48.83	150.47	V34-90	0.14	124.70	70.37	1.77	0.25	0.23	2
	51.40	148.33	XP98-PC2	0.00	183.36	70.37	2.61	0.42	0.38	2
	49.50	146.12	XP98-PC4	0.06	364.77	70.37	5.18	0.71	0.65	3
Японское море	35.92	130.72	1603	0.57	112.77	70.37	1.60	0.20	0.19	2
	39.91	133.55	1670	0.00	2.95	70.37	0.04	-1.38	-1.25	1
	40.12	134.00	J11	0.28	48.00	70.37	0.68	-0.17	-0.15	1
	35.90	130.25	J3	0.00	467.00	70.37	6.64	0.82	0.74	3

Примечание. Биопродуктивность относительно референсного значения: 0 – равная, 1 – низкая, 2 – повышенная, 3 – высокая.

Таблица 3. Оценка биопродуктивности для шести временных срезов с указанием использованных палеоиндикаторов

	Номер колонки	Продуктивность						Индикаторы
		МПО	РД	X1	Б-А	РГ	ПГ	
Открытая область СЗТ	ES-PC	1	1	1	1	1	1	СА панцирей радиолярий
	CH84-14	—	—	2	3	3	2	СА биогенного опаала
	GC-36	3	3	3	3	3	2	СА органического углерода
	NGC102	1	1	3	3	3	2	СА органического углерода
	NGC108	3	3	3	3	—	1	СА органического углерода
	PC6	1	1	1	1	1	2	СА органического углерода
Берингово море	HLY02-02-51JPC	1	1	1	3	3	1	Д(% <i>Chaetoceros</i> resting spores)
	RC14-121	2	3	3	3	3	1	Д (% <i>Chaetoceros</i> resting spores)
	HLY02-02-17JPC	1	1	1	1	2	2	СА биогенного бария
	BOW-12A-PC	1	—	1	1	1	1	СА панцирей радиолярий
	AB	—	1	1	1	1	1	СА панцирей радиолярий
	UMK-3A-PC	2	2	2	2	3	1	СА органического углерода
	2594	1	1	2	2	2	2	СА органического углерода
	GC-11	2	2	3	3	2	2	СА органического углерода
	BOW-9A	2	2	2	3	2	1	СА органического углерода
	GC-13	2	2	3	3	3	2	Содержание органического углерода
Охотское море	6676	1	1	1	3	3	—	Численность бентосных фораминифер
	LV28-34-2	1	1	1	3	3	—	Численность бентосных фораминифер
	LV28-44-3	1	1	1	3	3	2	Численность бентосных фораминифер
	LV28-42-4	1	1	1	1	1	1	СА биогенного опаала
	LV28-40-5	1	1	1	1	1	3	СА биогенного опаала
	XP98-PC2	1	1	1	1	1	1	СА органического углерода
	MD01-2412	1	1	1	1	1	2	СА органического углерода
	V34-90	1	1	1	1	1	1	СА органического углерода
	XP98-PC4	1	1	1	1	1	1	СА органического углерода
	LV28-2-4	1	1	1	1	1	1	Содержание органического углерода
	LV28-43-5	1	1	1	1	1	1	Содержание органического углерода
Японское море	J-11	1	1	1	1	1	2	СА органического углерода
	1670	3	3	3	2	3	3	СА органического углерода
	J-3	—	—	—	—	2	2	СА органического углерода
	1603	—	1	1	1	3	2	СА органического углерода

Примечание. МПО – максимум последнего оледенения, РД – ранняя дегляциация, X1 – первое событие Хайнриха, Б-А – беллинг/аллеред, РГ – ранний голоцен, ПГ – поздний голоцен. СЗТ – северо-западная часть Тихого океана, СА – скорость аккумуляции, Д – диатомовые. Биопродуктивность относительно современных значений в каждой колонке: 1 – низкая, 2 – повышенная, 3 – высокая.

V34-90 из Охотского моря, биопродуктивность оказалась ниже современной в пределах всех рассматриваемых интервалов.

В течение ранней дегляциации (20–17.5 т.л.н.) биопродуктивность повысилась только на плато Умнак (колонка RC14-121) в юго-восточной части Берингова моря (рис. 5б).

Во время X1 (17.5–14.8 т.л.н.) продуктивность была повышенной и высокой по сравнению с на-

стоящим временем в открытой области СЗТ и в Беринговом море, по данным изучения большинства колонок (рис. 5в).

В беллинге/аллереде (14.8–12.9 т.л.н.) по пикам численности бентосных фораминифер в колонках LV28-44-3, LV28-34-2 и 6676 установлена высокая продуктивность в Охотском море (табл. 3, рис. 5г). В Японском море (колонка 1670) продуктивность в это время снижалась, но оставалась слегка повы-

шенной по сравнению с современными условиями. По данным в юго-восточной и южной частей Берингова моря (колонки NLY02-02-51JPC и BOW-9A, соответственно), а также вблизи о. Хоккайдо (колонка SN84-14) продуктивность достигала высоких значений в беллинге/аллереде.

Японское море, открытая область СЗТ и юго-восточная часть Берингова моря были наиболее продуктивны в раннем голоцене (рис. 5д). В Охотском море значения биопродуктивности по отношению к современным условиям оставались такими же, как и в беллинге/аллереде. Для позднего голоцена (6–1 т.л.н.), в целом, во всех рассмотренных районах выявлена как пониженная, так и повышенная по сравнению с современными значениями палеопродуктивность (рис. 5е); высокая продуктивность установлена в Охотском (колонка LV28-40-5) и Японском (колонка 1670) морях.

## ОБСУЖДЕНИЕ

Колебания биопродуктивности поверхностных вод связаны с изменениями как отдельных параметров (содержание биогенных элементов, интенсивность освещения, температура поверхностных вод и стратификация водной толщи), так и их комбинаций [26]. Ниже рассмотрены вероятные причины этих изменений для шести временных срезов в каждом районе СЗТ.

В пределах всех рассматриваемых временных интервалов низкая по сравнению с современной продуктивность, установленная по СА радиолярий в открытой СЗТ и южной части Берингова моря (рис. 5), может объясняться либо максимальной продуктивностью в настоящее время, либо более интенсивным растворением скелетов микроорганизмов в течение интервала 25 – ~1 тыс. лет назад (т.л.н.). Пониженная по сравнению с современными условиями продуктивность выявлена также для Охотского моря по СА органического углерода в пределах всех изученных временных срезов. Таким образом, современная биопродуктивность поверхностных вод Охотского моря максимальна за последние 25 тыс. лет.

Неожиданно высокие скорости накопления органического углерода в колонке 1670 за последние 25 тыс. лет, за исключением интерстадиала беллинг/аллеред (рис. 5), могли быть обусловлены установленным ранее для межледниковий [8] орографическим апвеллингом на северном склоне возвышенности Ямато. Низкая продуктивность, установленная в соседней колонке J-11, может свидетельствовать о локальном характере апвеллинга.

**Максимум последнего оледенения (>20 т.л.н.).** Низкая по отношению к современной продуктивность, установленная во всех колонках Охотского моря, вероятнее всего, была связана с обширным ледовым покровом над всей акваторией

бассейна, недостатком биогенных элементов в поверхностном слое и короткими холодными периодами вегетации фитопланктона. Нюрнберг и Тидеманн [33] отмечают ряд факторов, лимитировавших поступление биогенных элементов в Охотское море в это время. Среди них (1) снижение темпов поступления взвеси со стоком р. Амур в условиях аридизации климата [14, 15], (2) прекращение притока теплых и соленых вод течения Соя из Японского моря в связи с глобальным понижением уровня океана и (3) интенсивное вертикальное перемешивание, выводившее биогенные элементы из фотического слоя. Кроме того, при усилении атмосферной циркуляции в МПО [15] биогенные элементы, приносимые с континента в составе аэрозолей, оседали на обширную поверхность морского льда, а не на поверхность воды. В период весеннего таяния разгрузка эолового материала морских льдов и попадание биогенных элементов в фотический слой происходили, вероятно, либо в южных частях бассейна, либо за его пределами, что явилось еще одной причиной низкой продуктивности Охотского моря в ледниковье. Низкая численность БФ также указывает на незначительное поступление органического вещества на дно, хотя нельзя исключить и возможность разбавления осадка терригенным материалом. Растворение, скорее всего, не являлось основным фактором, определяющим малую численность карбонатных микрофоссилий, на что указывает отсутствие коррозии на раковинах БФ (например, [1]).

Низкая по сравнению с современной биопродуктивность Японского моря была обусловлена практически полной изоляцией бассейна от прилегающих акваторий вследствие понижения уровня Мирового океана [43] (рис. 5а). Это приводило к сокращению водообмена с соседними бассейнами и поступления биогенных элементов в фотический слой, а также к усилению стратификации водной толщи [21].

В Беринговом море низкая продуктивность над хребтом Ширшова и восточной частью плато Умнак могли быть связаны как с развитием ледового покрова в зимний сезон над указанными геоморфологическими структурами, так и с сокращением притока более теплых тихоокеанских вод из открытой северной части Тихого океана [10, 18, 26, 29]. Повышенная по сравнению с современной продуктивность восстановлена над западной частью плато Умнак, что могло быть связано с эффектом края льда в результате предполагаемой близости его границы [18]. Кроме того, поверхностные воды над западной частью плато Умнак, скорее всего, находились под влиянием теплых вод из открытой области СЗТ, проникавших через мелководные проливы Алеутской дуги в юго-восточной части моря (рис. 5а). Повышенная продуктивность реконструирована и над хребтом Бауэрс, где, согласно исследованию комплексов диатомовых

водорослей [26], акватория над большей частью подводного поднятия была свободна ото льда в МПО. По сравнению с современными условиями, поверхностные воды были более богаты обусловившими интенсивное цветение фитопланктона биогенными элементами, в том числе железом, поступавшим с суши в составе эолового материала [15]. Кроме того, в весенний период дрейфующие с севера и с востока морские льды, вероятно, достигали акватории над хребтом Бауэрс и частично таяли, поставляя дополнительное количество биогенных элементов в фотический слой.

Повышенная, по сравнению с современной, продуктивность установлена в колонках из открытой СЗТ, характеризовавшейся отсутствием сплошного ледового покрова в МПО [26]. Как и в южной части Берингова моря, повышенная продукция фитопланктона над Императорскими горами была обусловлена безледными условиями и обилием биогенных элементов наземного происхождения в фотическом слое за счет эолового разноса и массового таяния морских льдов и айсбергов, проникавших через глубоководный Камчатский пролив из западной части Берингова моря в период весеннего таяния [39]. На продуктивность акватории Тихого океана над северной частью возвышенности Шатского, южнее Императорских гор, помимо интенсивных западных ветров, приносящих эоловый материал, значительное влияние оказывало положение Субарктического фронта, характеризующегося повышенной продуктивностью [34]. Согласно предыдущим исследованиям [42], в течение оледенения Субарктический фронт смещался на юг с  $42^{\circ}$ – $45^{\circ}$  с.ш. до  $35^{\circ}$ – $38^{\circ}$  с.ш., но не достигал широты станций отбора колонок на возвышенности Шатского, поэтому продуктивность над этим поднятием была ниже современной. Однако, в целом, в открытой СЗТ условия для цветения фитопланктона были более благоприятны в МПО, чем в настоящее время.

**Ранняя дегляциация (20–17.5 т.л.н.).** Повышение продуктивности до высоких, по сравнению с современными, значений над западной частью плато Умнак могло быть связано с отступанием зимней границы морских льдов на север в условиях постепенного повышения инсоляции [14]. При этом присутствие криофильных видов в комплексах диатомовых водорослей в колонках с плато Умнак [18] свидетельствует о том, что морской лед все же присутствовал в указанном районе. Однако лед мог покрывать акваторию над указанными структурами непродолжительное время в течение зимнего сезона или дрейфовать над ними в период весеннего таяния.

Над хребтом Ширшова биопродуктивность, восстановленная по СА органического углерода в колонке 2594, во время ранней дегляциации была ниже современной и не выше, чем в МПО (рис. 4г, 5б). Однако опубликованные данные по

распределению планктонных и бентосных фораминифер в соседней колонке SO201-2-85KL [10] с хребта Ширшова свидетельствуют о повышенной, по сравнению с МПО, биопродуктивности во время ранней дегляциации. С одной стороны, это противоречие могло быть связано с сокращением поступления терригенного органического углерода на дно, приводившим к относительно низкому процентному содержанию и СА суммарного  $C_{орг}$  даже при некотором увеличении доли морской органики, с другой стороны, могла уменьшиться доля захороненного органического углерода. В любом случае видимых различий в облике раковин ПФ и БФ в интервалах РД и МПО колонки SO201-2-85KL, свидетельствующих об усилении растворения, не отмечено [10].

**Интервал первого события Хайнриха (17.5–14.8 т.л.н.).** Причиной повышенной и высокой по сравнению с современной продуктивности в открытой СЗТ и Беринговом море может считаться увеличение содержания биогенных элементов в поверхностном слое за счет нескольких факторов (рис. 5в): (1) отступления на север границы морских льдов в условиях потепления климата [14]; (2) усиления проникновения теплых вод Алеутского течения в Берингово море в связи с интенсификацией Алеутского минимума атмосферного давления [38] и, возможно, частично с гляциоэвстатическим повышением уровня океана [43]; (3) усиления стока р. Юкон в связи с сокращением площади ледников на дренируемых территориях [18]; (4) эолового переноса биогенных элементов интенсивными западными ветрами [15]; (5) начавшегося глубинного вертикального перемешивания в открытой СЗТ (например, [17, 19, 37]).

**Беллинг/аллеред (14.8–12.9 т.л.н.).** Пики продуктивности в южной и юго-восточной частях Берингова и северной части Охотского моря обусловлены дальнейшим глобальным потеплением и освобождением акватории от морских льдов (рис. 5г). Биогенные элементы, скорее всего, поступали с усилившимся речным стоком Юкона, Анадыря и Амура, а также с пресными водами, образовавшимися в результате таяния ледников [10, 13, 23, 27, 28]. Вынос материала поверхностными течениями с затопленных шельфов мог способствовать повышению концентрации биогенных элементов в поверхностных водах глубоководных частей окраинных морей. В результате открытия пролива Лаперуза 13–12 т.л.н. возобновилось поступление теплых и соленых вод течения Соя в Охотское море. Интенсификация водообмена с Тихим океаном в условиях продолжающейся перестройки атмосферной циркуляции и усиление стратификации обусловили высокую продуктивность Берингова и Охотского морей в беллинге/аллереде. Тем не менее, нельзя исключать того, что сильно повышенная относительно

современных величин продуктивность в Охотском море, восстановленная по бентосным фораминиферам, является артефактом вследствие растворения раковин в современных осадках и соответственного снижения референсного (современного) значения численности. В открытой области СЗТ биогенные элементы могли поступать в поверхностные воды в результате продолжающегося глубинного вертикального перемешивания [17, 19, 37].

**Ранний голоцен (11.7–9.2 т.л.н.).** Относительные изменения биопродуктивности в этом интервале идентичны таковым в беллинге/аллереде в открытой области СЗТ, Японском и Беринговом морях, а также в северной части Охотского моря (рис. 5д). Аналогично условиям в беллинге/аллереде это объясняется интенсивным поступлением биогенных элементов в фотический слой в условиях быстрого таяния льда на Евразийском и Американском континентах и минимального развития ледового покрова в течение термического оптимума на постепенно затопляемой территории Берингии [14, 18]. Таяние ледниковой вечной мерзлоты на побережье приводило к обильному поступлению в бассейн дополнительного количества биогенных элементов с тальми водами. Дальнейшее углубление проливов способствовало улучшению водообмена Берингова, Охотского и Японского морей с Тихим океаном и усилению стратификации водной толщи.

Повышенная и высокая продуктивность в Японском море, скорее всего, обусловлена интенсификацией Цусимского течения и поступлением теплых и соленых вод из Южно-Китайского моря в результате повышения уровня Мирового океана.

**Поздний голоцен (6–1 т.л.н.).** Продуктивность СЗТ и окраинных морей в позднем голоцене в целом снизилась по сравнению с ранним голоценом (рис. 5е) и приблизилась к современным значениям. Одной из причин этого могло быть прекращение таяния вечной мерзлоты на шельфах окраинных морей и выноса биогенных элементов с тальми водами. Установление других причин осложняется вынужденным осреднением данных для длительного временного интервала – 5 т.л., не позволяющим учесть реальные кратковременные климатические и палеоокеанологические изменения.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенного сравнительного анализа данных по 30 колонкам донных осадков установлено, что биологическая продуктивность открытой области СЗТ и окраинных морей сильно варьировала по отношению к современным значениям за последние 25 тыс. лет. Изменения биопродуктивности поверхностных вод во всей северо-западной части Тихого океана во время

МПО, ранней дегляциации и интервале Х1 зависели, главным образом, от площади ледового покрова и поставки биогенных элементов с эоловым материалом. В беллинге/аллереде и раннем голоцене вариации биопродуктивности были, вероятно, обусловлены поставкой дополнительного количества биогенных элементов с суши в результате таяния ледников на континентах и затопления шельфов из-за гляциоэвстатического повышения уровня океана, а также усилением вертикального перемешивания в беллинге/аллереде в открытой области СЗТ и южной части Берингова моря. В позднем голоцене наблюдается общее снижение продуктивности по сравнению с ранним голоценом.

Авторы признательны Г.И. Баренблатту и И.Н. Сухановой за консультации и плодотворные дискуссии, а также А.Г. Матулю за ценные замечания и рекомендации, позволившие существенно улучшить данную статью.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 12-05-31118 мол\_а и № 12-05-00617\_а), а также российско-германской Лаборатории полярных и морских исследований им. О.Ю. Шмидта (стипендиальная программа, проект OSL 14-09).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бараиш М.С., Чеховская М.П., Бибо Н. и др.* О четвертичной палеоокеанологии юго-восточной части Охотского моря по литологии и планктонным фораминиферам // *Океанология*. 2005. Т. 45. № 2. С. 273–285.
2. *Бараиш М.С., Хусид Т.А., Матуль А.Г. и др.* Распределение бентосных фораминифер в позднечетвертичных отложениях впадины Дерюгина (Охотское море) // *Океанология*. 2008. Т. 48. № 1. С. 113–122.
3. *Безруков П.Л., Романкевич Е.А.* Стратиграфия и литология донных осадков северо-западной части Тихого океана // *Докл. АН СССР*. 1960. Т. 130. № 2. С. 417–420.
4. Биологический энциклопедический словарь / Гл. ред. М. С. Гиляров. 2-е изд., испр. М.: Сов. энцикл., 1989. 863 с.
5. *Бубенщикова Н.В., Нюрнберг Д., Горбаренко С.А., Лембке-Ейне Л.* Изменения зоны кислородного минимума Охотского моря за последние 50 тысяч лет по бентосным фораминиферам и биогеохимическим данным // *Океанология*. 2010. Т. 50. № 1. С. 99–113.
6. *Виноградов М.Е.* Биология океана // *Океанология на старте XXI века* / Под ред. Верещаки А.Л. М.: Наука, 2008. С. 257–292.
7. *Жузе А.П.* Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 259 с.
8. *Иванова Е.В., Бурмистрова И.И., Горбаренко С.А. и др.* Новые данные о плейстоценовой истории воз-

- вышенности Ямато, Японское море // *Океанология*. 1992. Т. 32. № 2. С. 337–346.
9. *Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М.* Гидродинамика. М.: Наука, 1986. 736 с.
10. *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.
11. *Романкевич Е.А., Ветров А.А.* Цикл углерода в арктических морях России. М.: Наука, 2001. 302 с.
12. *Хусид Т.А., Басов И.А., Горбаренко С.А., Чеховская М.П.* Бентосные фораминиферы в верхнечетвертичных осадках южной части Берингова моря: распределение и палеоэкологические интерпретации // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2006. Т. 14. № 5. С. 82–93.
13. *Хусид Т.А., Беляева Н.В., Чеховская М.П., Матуль А.Г.* Фораминиферы в верхнеплейстоценовых и голоценовых осадках (впадина Дерюгина, Охотское море) // *Океанология*. 2009. Т. 49. № 5. С. 762–772.
14. *Berger A., Loutre M.F.* Insolation values for the climate of the last 10 million years // *Quaternary Sciences Review*. 1991. V. 10. № 4. P. 297–317.
15. *COHMAP Members.* Climatic changes of the last 18.000 years: Observations and model simulations // *Science*. 1988. V. 241. P. 1043–1052.
16. *Brunelle B.G., Sigman D.M., Cook M.S. et al.* Evidence from diatom-bound nitrogen isotopes for subarctic Pacific stratification during the last ice age and a link to North Pacific denitrification changes // *Paleoceanography*. 2007. V. 22. PA1215. doi: 10.1029/2005PA001205.
17. *Brunelle B.G., Sigman D.M., Jaccard S.L. et al.* Glacial/interglacial changes in nutrient supply and stratification in the western subarctic North Pacific since the penultimate glacial maximum // *Quaternary Science Review*. 2010. V. 29. P. 2579–2590.
18. *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. doi: 10.1029/2008PA001671.
19. *Crusius J., Pedersen T.F., Kienast S. et al.* Influence of northwest Pacific productivity on North Pacific Intermediate Water oxygen concentrations during the Bølling/Allerød interval (14.7–12.9) // *Geology*. 2004. V. 32. № 7. P. 633–636.
20. *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. doi: 10.1029/2007PA001513.
21. *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.
22. *Gorbarenko S.A., Southon J.R.* Detailed Japan Sea paleoceanography during the last 25 kyr: constraints from AMS dating and  $\delta^{18}\text{O}$  of planktonic foraminifera // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2000. V. 156. P. 177–193.
23. *Gorbarenko S.A., Basov I.A., Chekhovskaya M.P. et al.* Orbital and millennium scale environmental changes in the southern Bering Sea during the last glacial-Holocene: Geochemical and paleontological evidence // *Deep-Sea Res. II*. 2005. V. 52. P. 2174–2185.
24. *Gorbarenko S.A., Wang P., Wang R., Cheng X.* Orbital and suborbital environmental changes in the southern Bering Sea during the last 50 kyr // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2010. V. 286. P. 97–106.
25. *Jacquet S.H.M., Dehairs F., Elskens M. et al.* Barium cycling along WOCE SR3 line in the Southern Ocean // *Marine Chemistry*. 2007. V. 106. P. 33–45. doi: 10.1016/j.marchem.2006.06.007.
26. *Katsuki K., Takahashi K.* Diatoms as paleoenvironmental proxies for seasonal productivity, sea-ice and surface circulation in the Bering Sea during the late Quaternary // *Deep-Sea Res. II*. 2005. V. 52. P. 2110–2130.
27. *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.
28. *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.
29. *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. doi: 10.1029/2012PA002292.
30. *Maeda R., Kawahata H., Nohara M.* Fluctuation of biogenic and abiogenic sedimentation on the Shatsky Rise in the western North Pacific during the late Quaternary // *Marine Geology*. 2002. V. 189. P. 197–214.
31. *Minoshima K., Kawahata H., Ikehara K.* Changes in biological production in the mixed water region (MWR) of the northwestern North Pacific during the last 27 kyr // *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*. 2007. V. 254. P. 430–447.
32. *Murdmaa I., Ivanova E., Leduc G. et al.* High resolution sedimentary record from the Cocos Ridge: evidence of land-ocean linkages in the Eastern Equatorial Pacific over the last 70 ka // *Geophysical Research Abstracts* 2009. V. 11. EGU2009-10433-1.
33. *Nürnberg D., Tiedemann R.* Environmental change in the Sea of Okhotsk during the last 1.1 million years // *Paleoceanography*. 2004. V. 19. PA4011. doi: 10.1029/2004PA001023.
34. *Ohkushi K., Thomas E., Kawahata H.* Abyssal benthic foraminifera from the northwestern Pacific (Shatsky Rise) during the last 298 kyr // *Marine Micropaleontology*. 2000. V. 38. P. 119–147.
35. *Okazaki Y., Takahashi K., Asahi H. et al.* Productivity changes in the Bering Sea during the late Quaternary // *Deep-Sea Res. II*. 2005a. V. 52. P. 2150–2162.
36. *Okazaki Y., Takahashi K., Katsuki K. et al.* Late Quaternary paleoceanographic changes in the southwestern Okhotsk Sea: Evidence from geochemical, radiolarian, and diatom records // *Deep-Sea Res. II*. 2005b. V. 52. P. 2332–2350.

37. *Okazaki Y., Seki O., Nakatsuka T. Cycladophora davisiana* (Radiolaria) in the Okhotsk Sea: A Key for Reconstructing Glacial Ocean Conditions // *J. of Oceanography*. 2006. V. 62. P. 639–648.
38. *Okazaki Y., Timmermann A., Menviel L. et al.* Deepwater formation in the North Pacific during the last glacial termination // *Science*. 2010. V. 329. P. 200–204.
39. *St. John K.E.K., Krissek L.A.* Regional patterns of Pleistocene ice-rafted debris flux in the North Pacific // *Paleoceanography*. 1999. V. 14. № 5. P. 653–662.
40. *Tanaka S., Takahashi K.* Late Quaternary paleoceanographic changes in the Bering Sea and the western subarctic Pacific based on radiolarian assemblages // *Deep-Sea Res.* 2005. V. 52. P. 2131–2149.
41. The GEBCO One Minute Grid, version 2.0, <http://www.gebco.net>.
42. *Thompson P.R., Shackleton N.J.* North Pacific paleoceanography: late Quaternary coiling variations of planktonic foraminifer *Neogloboquadrina pachyderma* // *Nature*. 1980. V. 287. P. 829–833.
43. *Waelbroeck, C., Labeyrie L., Michel E. et al.* Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records // *Quaternary Science Reviews*. 2002. V. 21. P. 295–305.
44. *Wang Y.J., Cheng H., Edwards R.L. et al.* A high-resolution absolute-dated Late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China // *Science*. 2001. V. 294. P. 2345–2348.
45. *Zhang J., Woodgate R., Moritz R.* Sea Ice Response to Atmospheric and Oceanic Forcing in the Bering Sea // *J. of Physical Oceanography*. 2010. № 40. P. 1729–1747.

## Sea-Surface Productivity Changes in the Northwestern Pacific during the Last 25 Kyr

E. A. Ovsepyan, E. V. Ivanova, I. O. Murdmaa, G. N. Alekhina

Sea-surface productivity changes during the last 25 kyr are inferred from the dataset of published data on 30 sediment cores from the open northwestern Pacific (NWP), Sea of Okhotsk (SO), Bering (BS) and Japan (JS) seas accounting for the glacioeustatic sea-level changes. The novel method is developed to compare changes in several independent productivity proxies relative to the modern values. Bioproductivity was lower than present at the Last Glacial Maximum in the Sea of Okhotsk and western BS. Southern and southeastern parts of the BS as well as the open NWP are characterized by an enhanced bioproductivity. At the early deglaciation, bioproductivity increased only in the southeastern BS. High and enhanced bioproductivity is revealed at Heinrich I in the open NWP, over the Umnak Plateau, Shirshov and Bowers Ridges in the BS. Productivity was predominantly high in the BS, SO and NWP at Bølling/Allerød owing to the global warming and enhanced nutrient supply by meltwater from the continent. The high productivity is typical of the Early Holocene across the almost entire NWP. At the Late Holocene, sea-surface bioproductivity was generally lower than that at the Early Holocene. The main factors controlling the bioproductivity during the last 25 kyr include a location of the sea-ice margin, the river runoff, flooding of the BS and SO shelves, the water mass exchange between marginal seas and those with the NWP, the aeolian supply and the deep vertical mixing.