

УДК 551.46:268.56

УТИЛИЗАЦИЯ БИОГЕННЫХ ВЕЩЕСТВ, ПОСТУПАЮЩИХ ЧЕРЕЗ БЕРИНГОВ ПРОЛИВ В ЮГО-ЗАПАДНУЮ ЧАСТЬ ЧУКОТСКОГО МОРЯ, НА ПРИМЕРЕ МИНЕРАЛЬНОГО ФОСФОРА

© 2024 г. Ю. И. Зуенко*

*Тихоокеанский филиал (ТИНРО) Всероссийского НИИ рыбного хозяйства и океанографии,
Владивосток, Россия*

**e-mail: zuenko_yury@hotmail.com*

<https://orcid.org/0000-0003-1312-542X>

Дата поступления 17.03.2023 г.

После доработки 03.04.2023 г.

Принята к публикации 28.12.2023 г.

Пространственные изменения концентрации биогенных элементов в потоке, направляющемся из Берингова пролива на северо-запад, рассмотрены на примере фосфора по данным двух съёмов, выполненных в начале сентября 2010 и 2020 гг. Потоки фосфора разной природы оценены раздельно с помощью балансовой модели на основе TS-анализа, ранее применявшейся в эстуарных исследованиях. Прослежена последовательная утилизация фосфора берингоморских вод, которая обуславливает развитие в Чукотском море двух зон повышенной продуктивности, разделённых низкопродуктивной зоной. Современная тенденция усиления адвекции берингоморских вод в Чукотское море ведёт к вытеснению зон утилизации биогенных веществ тихоокеанского происхождения за пределы его юго-западной части и снижению биопродуктивности этого района в летний сезон.

Ключевые слова: биопродуктивность, биогенное вещество, первичная продукция, плотностная стратификация, Берингов пролив, Чукотское море

DOI: 10.31857/S0030157424030045, **EDN:** QCMHKS

ВВЕДЕНИЕ

Полярные моря не отличаются высокой биопродуктивностью, главным образом из-за фотолимитации фотосинтеза в условиях отсутствия плотностной стратификации в течение большей части года. Лишь коротким северным летом благодаря как прогреву поверхности моря, так и таянию льдов развивается устойчивый поверхностный слой, в котором возможно массовое развитие фитопланктона. И тогда основным фактором, лимитирующим продуцирование нового органического вещества, становится наличие в воде биогенных элементов: азота, фосфора, а для диатомовых водорослей также кремния в форме легкоусвояемых в процессе фотосинтеза минеральных солей: нитратов, нитритов, аммония, фосфатов и кремнекислоты. Эти биогенные вещества попадают в поверхностный слой полярных морей в процессе вертикального перемешивания, при таянии льдов, а также со стоком рек. Чукотское море является единственным из ар-

ктических морей, где действует ещё один мощный источник биогенных веществ — адвекция вод тихоокеанского происхождения через Берингов пролив.

Объём воды, поступающей из Тихого океана в Чукотское море, многократно меньше объёмов, приносимых в моря западной Арктики Северо-Атлантическим течением, продолжением Гольфстрима. До последнего времени среднегодовой расход через Берингов пролив (направленный на север) оценивался величиной около 0.8 Св, в 2010-е годы он вырос до 1.0 Св [11]. Это меньше летнего расхода в 1.1–1.3 Св в близком по размерениям проливе Лаперуза, через который субтропические воды вторгаются в Охотское море, образуя тёплое течение Соя [6]. Однако следует учесть, что северная Пацифика и, в частности, Берингово море, отличаются самыми высокими в мире концентрациями биогенных веществ в глубинном слое, поскольку эти акватории находятся в конце глобального “океанского конвейера”

глубинных вод и в них аккумулируются продукты регенерации минеральных форм биогенных элементов со всей его тысячекилометровой “ленты”, протянувшейся через Атлантический, Индийский и Тихий океаны. На пути к Берингову проливу поверхностные и подповерхностные берингоморские воды обогащаются биогенными веществами из глубинных слоёв в процессе приливного перемешивания в Алеутских проливах, вдоль кромки восточнберингоморского шельфа, в Анадырском проливе, при апвеллингах у берегов Чукотки, и наконец во время прохождения самого пролива, в западной части которого также происходит подъём вод [14]. Немаловажно и то, что большая часть стока крупнейшей реки, впадающей в Берингово море — Юкона, в том числе ионного стока, также выносится в Берингов пролив и далее в Чукотское море [12]. Благодаря адвекции берингоморских вод, прилегающие к проливу воды Чукотского моря летом заметно “живее” других арктических районов, здесь выше биомасса зоопланктона и nekтона, сюда из Берингова моря заходят на нагул косяки рыбы и морские млекопитающие [3, 20].

Несмотря на явные признаки повышенной биопродуктивности и очевидную причину этого, процесс транспорта аллохтонных биогенных веществ в Чукотское море и утилизации их там совершенно не изучен, да и вообще гидрохимические процессы в Чукотском море изучены пока недостаточно для формирования сколько-либо обоснованных научных представлений о них. Отсутствует количественная оценка вклада этого источника биогенных элементов в продукцию экосистемы Чукотского моря, непонятны направления и механизмы их распространения, даже локализация связанной с ними продукции в пределах моря до последнего времени оставалась неизвестной (вблизи пролива? на шельфе? за пределами шельфа?). Данное исследование направлено на решение этих основополагающих вопросов, без ответов на которые невозможно понять закономерности функционирования экосистемы Чукотского моря.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Район исследования ограничен юго-западной частью Чукотского моря, между Беринговым проливом и о. Врангеля (приблизительно 66–71° с. ш. 169–180° з. д.), во-первых, потому, что она находится в пределах экономической зоны России и более доступна для исследований судами ТИНРО, чем американские воды, а во-вторых,

потому, что летом она освобождается ото льда, в то время как в северной части моря дрейфующий лёд сохраняется даже в современный период потепления Арктики. Адвекция берингоморских вод в Чукотское море происходит несколькими потоками как в юго-западную, так и в юго-восточную его части (рис. 1). Юго-западная часть моря изучена хуже, чем американские воды. За всю историю наблюдений она обследована всего лишь десятком более-менее обширных океанологических съёмок и лишь в 4 из них, выполненных ТИНРО, были собраны данные о концентрации биогенных элементов (табл. 1). Именно на эту часть моря были ориентированы съёмки 2010 и 2020 гг. (в 2018 и 2019 гг. обследовался в основном северо-запад моря). Обе съёмки выполнены в наиболее тёплый сезон (август–сентябрь), когда большая часть Чукотского моря свободна ото льда, на акватории съёмок лёд не наблюдался. В это время адвекция через Берингов пролив, по-видимому, достигает максимума, чему способствуют преобладающие южные ветра. Поэтому данные обеих съёмок, 2010 и 2020 гг., использованы для анализа характера распространения и утилизации биогенных веществ. Схемы выполнения обеих съёмок представляют собой серию разрезов, ориентированных примерно поперёк потока берингоморских вод, выполнявшихся в порядке с северо-запада на юго-восток, навстречу потоку. Температура и солёность от поверхности до дна моря измерены океанологическим зондом-профилометром Sea Bird SBE-25 (США), с осреднением по 1-метровым интервалам, пробы на гидрохимический анализ отбирали пластиковыми батометрами Niskin со стандартных горизонтов (с определением глубины отбора *in situ*), лабораторный анализ проб проводился согласно методическому руководству [5]. Направ-

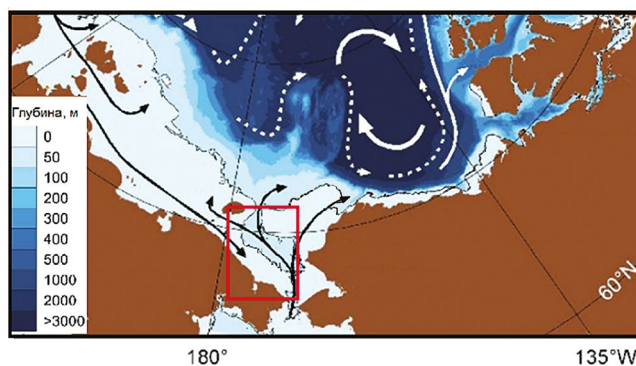


Рис. 1. Схема циркуляции вод в восточном секторе Северного Ледовитого океана. Поверхностные течения показаны сплошными стрелками, глубинные — пунктирными стрелками. Рамкой обозначен район исследования в Чукотском море.

Таблица 1. Океанологические съёмки, выполненные научно-исследовательскими судами ТИНРО в Чукотском море

Название НИС	Сроки съёмки	Количество станций	Измеренные параметры
Шурша	22–22 августа 1995	8	t, S
Шурша	25 августа – 2 сентября 1997	36	t, S
ТИНРО	24–28 августа 2003	18	t, S
ТИНРО	11–22 августа 2007	46	t, S
ТИНРО	2–8 сентября 2008	25	t, S
ТИНРО	7–16 сентября 2010	38	t, S, DO, биогены
ТИНРО	9–11 сентября 2015	7	t, S
ТИНРО	30 августа – 12 сентября 2018	58	t, S, DO, биогены
Проф. Леванидов	11–30 августа 2019	85	t, S, DO, биогены
ТИНРО	26 августа – 5 сентября 2020	62	t, S, DO, биогены

Примечание: t – температура, S – солёность, DO – содержание растворённого кислорода, “биогены” – концентрация минеральных форм азота, фосфора и кремния.

ление потока берингоморских вод определено “методом ядра”, т. е. по наименьшему градиенту экстремальной характеристики – в данном случае повышенной солёности подповерхностного слоя (рис. 2).

Учитывая, что концентрации основных биогенных элементов (азота и фосфора) в морской воде находятся в примерно постоянном соотношении, соответствующем их соотношению в составе органического вещества (соотношение Ред-

филда), основные закономерности их транспорта и консумпии в процессе фотосинтеза рассмотрены на примере одного из них – фосфора. Баланс минерального фосфора (как и азота) в море складывается под действием как так называемых консервативных процессов, обусловленных только переносом и смешением водных масс и не связанных с химическим преобразованием содержащих его веществ, так и биогеохимических процессов продукции и деструкции

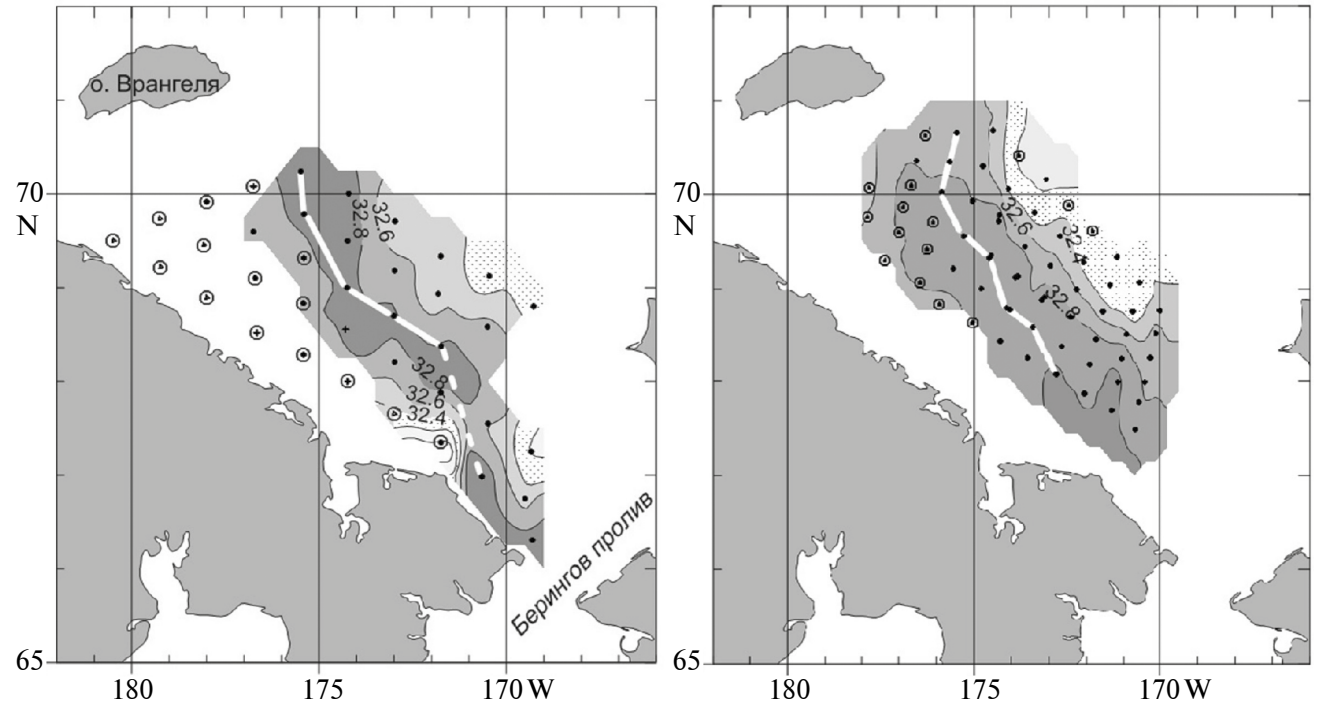


Рис. 2. Средняя солёность подповерхностного слоя потока берингоморских вод в Чукотском море по данным съёмок НИС “ТИНРО” 7–16 сентября 2010 г. и 26 августа – 5 сентября 2020 г. Станции съёмок показаны точками; станции, на которых подповерхностный слой занимала арктическая подповерхностная водная масса, обозначены кружками. Белой линией показан разрез, проходящий примерно вдоль стрежня потока.

органического вещества. В консервативных процессах соли фосфора участвуют наравне с другими растворёнными в морской воде солями, что обеспечивает пропорциональность изменений потенциальной концентрации минерального фосфора и общей солёности. Биогеохимические процессы на солёность воды не влияют, а касаются только солей фосфора, азота и кремния. Эта особенность позволяет рассматривать консервативные и неконсервативные компоненты баланса фосфора отдельно, используя методику, изначально разработанную в целях исследования транспорта и утилизации терригенных биогенов, выносимых реками в эстуарные зоны [1, 2]. При адвекции богатых фосфором тихоокеанских вод через Берингов пролив и их дальнейшем распространении в Чукотском море, на фоне меньших концентраций, происходят схожие процессы, хотя и в гораздо более широком масштабе, что и побудило использовать такой подход. Суть метода заключается в выделении неконсервативных (связанных с продукцией либо деструкцией) компонент баланса фосфора в условном объёме воды, перемещающемся с течением, как разности между фактическим изменением концентрации фосфора и изменением его потенциальной концентрации, вызванным только консервативными процессами, т. е. пропорциональным изменению солёности:

$$dP = dC_p - dC, \quad (1)$$

где dP — изменение концентрации минерального фосфора в результате его потребления на продукцию и восстановления при деструкции органического вещества в процессе переноса воды в потоке; dC — изменение фактической концентрации фосфора; dC_p — изменение потенциальной концентрации фосфора.

Определение величины и знака dP , характеризующих биогеохимический баланс, позволяет ответить на вопросы о характере утилизации в Чукотском море биогенных веществ тихоокеанского происхождения. Однако процесс трансформации потока богатых фосфором вод в Чукотском море протекает сложнее, чем в эстуариях, поскольку этот поток — двухслойный. Двухслойная структура, с поверхностным и подповерхностным слоями, вообще свойственна субарктическим морям, однако в данном случае она образуется в процессе натекания распреснённых и относительно тёплых вод, поступающих в Чукотское море через восточную часть Берингова пролива, поверх подвергшихся вертикальному перемешиванию и потому относительно холодных и солёных вод,

поступающих через западную часть пролива [10]. Распространяясь в Чукотском море, поверхностный поток обменивается своими характеристиками не только с окружающими его местными поверхностными водными массами, имеющими низкую солёность и низкую концентрацию фосфора, но и с подповерхностными берингоморскими водами более высокой солёности, с высокой концентрацией фосфора, и в зависимости от баланса их влияния солёность поверхностных берингоморских вод, как и потенциальная концентрация фосфора, по мере удаления от пролива может как понижаться, так и возрастать. Подповерхностный поток также взаимодействует как с окружающими местными водами, так и с поверхностными берингоморскими водами, в обоих случаях его солёность понижается, но в зависимости от того, с какой именно водной массой происходит обмен, потенциальная концентрация фосфора может меняться по-разному. Эта особенность обменных процессов в Чукотском море существенно осложняет оценку C_p .

Для количественной оценки обмена характеристиками двух берингоморских водных масс между собой и с местными водными массами использован метод TS-анализа [4]. При этом подходе взаимодействие водных масс описывается механизмом смешения (под которым подразумеваются все виды водообмена). При условии пренебрежимо малого внешнего воздействия на температуру и солёность, изменения этих параметров в результате водообмена пропорциональны изменению относительных объёмов вовлечённых в смешение водных масс, а следовательно, и изменениям C_p .

Существует несколько классификаций водных масс Чукотского моря, с разным их количеством и под разными названиями [7, 10, 18, 19 и др.]. Чтобы избежать дискуссии об их происхождении и номенклатуре, ведущейся между разными исследователями этого вопроса, который не является предметом данного исследования, водные массы были определены в наиболее общем виде, как большие объёмы воды с близкими характеристиками, различающиеся своим происхождением. Для этого вначале по профилям плотности воды на каждой станции (рассчитанными также с дискретностью 1 м) были выделены квазиоднородные слои, разделяемые пикноклином. На большинстве станций пикноклин отчётливо выделялся по критерию $\text{grad } \sigma_\theta > 0.1 \text{ м}^{-1}$ и сопровождался резкими изменениями температуры и солёности. Чаще всего толща воды состояла из двух слоёв: поверхностного и подповерхностного,

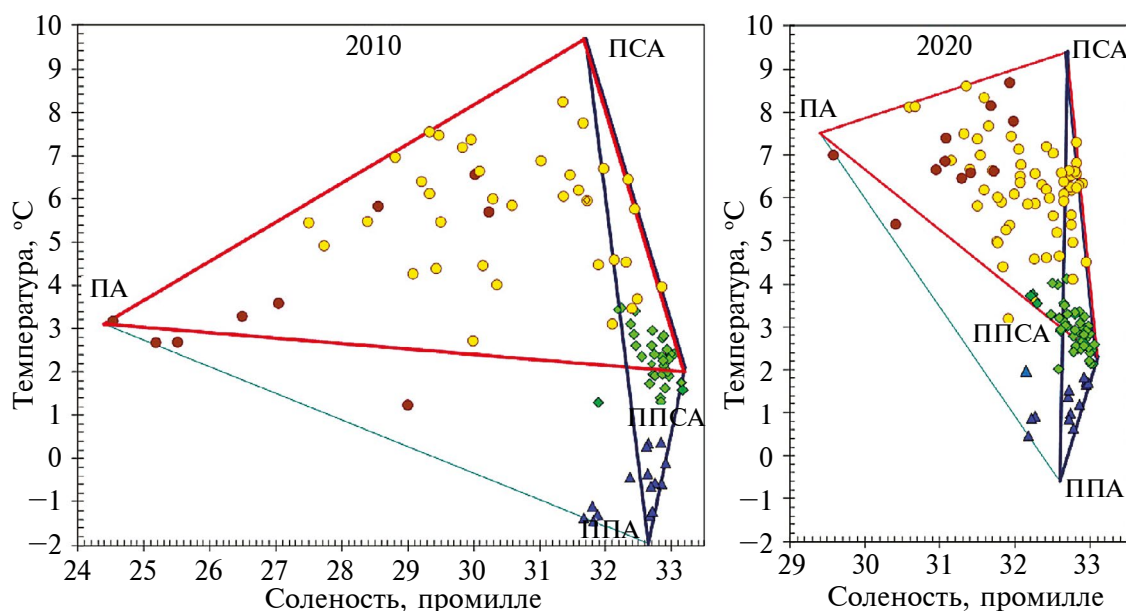


Рис. 3. TS-диаграммы рассеивания средних по слоям значений температуры и солёности на станциях океанологических съёмов в юго-западной части Чукотского моря летом 2010 и 2020 гг. Показатели поверхностных водных масс обозначены жёлтым и коричневым цветами, подповерхностных водных масс — зелёным и синим цветами. В углах области рассеивания обозначены TS-индексы водных масс автохтонных для Чукотского моря (ПА — поверхностная арктическая, ППА — подповерхностная арктическая) и водных масс тихоокеанского происхождения (ПСА — поверхностная субарктическая, ППСА — подповерхностная субарктическая). Треугольники смешения ПСА с ПА и ППСА обозначены красным цветом, треугольники смешения ППСА с ППА и ПСА обозначены синим цветом.

но на некоторых станциях наблюдалось переслоение берингоморских вод с местными, арктическими водными массами, которые натекали на поверхностные берингоморские воды сверху и подтекали под подповерхностные берингоморские воды снизу, у дна. Затем выполнены сравнение средних по слоям показателей и кластеризация станций с помощью TS-диаграмм рассеивания (рис. 3). На TS-диаграммах выделяются 4 группы точек (группы станций с близкими TS-характеристиками слоёв), соответствующие 4 основным водным массам. По их расположению по глубине и на акватории моря они обозначены в наиболее общих для Мирового океана терминах: из Берингова моря вторгаются поверхностная субарктическая (ПСА) и подповерхностная субарктическая (ППСА) водные массы, которые по мере удаления от пролива постепенно смешиваются с окружающими водами, а автохтонными для Чукотского моря являются поверхностная арктическая (ПА) и подповерхностная арктическая (ППА) водные массы (табл. 2). Далее рассмотрены пространственные изменения в поверхностном и подповерхностном слоях потока берингоморских вод по мере удаления от Берингова пролива в результате взаимодействия потока с окружающими арктическими водами и водообмена между слоями само-

го потока. При этом поверхностный слой потока взаимодействует с подстилающим его подповерхностным слоем и окружающей его ПА, а подповерхностный слой потока — с вышележащим поверхностным слоем и ППА. На TS-диаграмме эти взаимодействия происходят внутри двух треугольников смешения, углы которых образованы ядрами водных масс с показателями, не искажёнными смешением — TS-индексами водных масс (табл. 3).

Процесс водообмена рассмотрен последовательно для малых участков траектории потока берингоморских вод — интервалов между станциями, расположенными вдоль его стрежня. Эта задача решена обычным для TS-анализа графическим методом “треугольника смешения”. Такие треугольники, аналогичные показанным на рис. 3, но в углах не с TS-индексами ядер водных масс, а с TS-характеристиками слоёв на конкретных станциях, построены для каждой пары станций и по ним определена степень трансформации адвективных водных масс при прохождении интервала между станциями (разумеется, для точности все “графические” измерения были выполнены с помощью матанализа). То есть, к примеру, изменения между станциями температуры, солёности и потенциальной концентрации фосфора в подповерхностном слое:

Таблица 2. Основные водные массы юго-западной части Чукотского моря в летний сезон

Водная масса	Поверхностный слой потока берингоморских вод (ПСА)	Подповерхностный слой потока берингоморских вод (ППСА)	Поверхностная арктическая (ПА)	Подповерхностная арктическая (ППА)	Источник
Температура	2.7–8.2 3.5–8.6	1.1–3.5 2.0–4.1	1.2–6.6 3.2–8.7	–1.4–1.3 0.4–1.9	Съёмка 2010 г. Съёмка 2020 г.
Солёность	27.5–32.8 30.5–32.9	32.2–33.2 32.4–33.1	24.4–30.2 29.5–32.0	31.6–32.9 32.1–32.9	Съёмка 2010 г. Съёмка 2020 г.
Упоминания в других источниках	Alaskan Coastal Water	Anadyr Water + Bering Sea Water			[10]
	Alaskan Coastal Water	Bering Sea Summer Water	Siberian Coastal Water	Pacific Winter Water	[17, 18]
	Alaskan Coastal Water	Bering Summer Water	Siberian Coastal Water	Winter Water	[16]
	Берингоморская прибрежная Shelf Water	Берингоморская летняя Anadyr Water	Сибирская прибрежная Coastal Water	Остаточная зимняя Winter Water	[7]
	Alaskan Coastal Water	Bering Summer Water	Chukchi Summer Water	Pacific Winter Water	[11] [19]

Таблица 3. TS-индексы ядер водных масс юго-западной части Чукотского моря летом 2010 г. и 2020 г. и средняя по слоям концентрация фосфора на станциях с температурой и солёностью поверхностного и подповерхностного слоёв, близких к TS-индексам

Водная масса		Поверхностная субарктическая	Подповерхностная субарктическая	Поверхностная арктическая	Подповерхностная арктическая
Обозначение на рис. 3		ПСА	ППСА	ПА	ППА
Температура, °C	2010	9.6	1.7	3.3	–1.9
	2020	9.4	2.6	7.3	–0.6
Солёность, ‰	2010	33.70	33.29	24.20	32.54
	2020	32.40	33.16	29.45	32.58
Концентрация фосфора, мкМ/л	2010	0.7	1.8	0.8	1.5
	2020	0.3	1.6	0.5	1.3

$$\begin{cases} dT_{ПП} = dR_{П}(T_{П} - T_{ПП}) + dR_{ППА}(T_{ППА} - T_{ПП}) \\ dS_{ПП} = dR_{П}(S_{П} - S_{ПП}) + dR_{ППА}(S_{ППА} - S_{ПП}) \\ dC_{рПП} = dR_{П}(C_{рП} - C_{рПП}) + dR_{ППА}(C_{рППА} - C_{рПП}) \end{cases}, \quad (2)$$

где $T_{П}$, $S_{П}$, $C_{рП}$ – температура, солёность и потенциальная концентрация фосфора в поверхностном слое потока перед прохождением интервала между станциями; $T_{ПП}$, $S_{ПП}$, $C_{рПП}$ – температура, солёность и потенциальная концентрация фосфора в подповерхностном слое потока перед прохождением того же интервала; $T_{ППА}$, $S_{ППА}$, $C_{рППА}$ – температура, солёность и потенциальная концентрация фосфора в ядре подповерхностной

арктической водной массы; $R_{П}$, $R_{ППА}$ – примесь поверхностных вод и ППА в составе подповерхностного слоя.

В системе уравнений (2) – три неизвестных: $dR_{П}$, $dR_{ППА}$ и $dC_{рПП}$; первые два находили из треугольника смешения “графическим” методом, далее, решая третье уравнение системы (2), рассчитывали ожидаемое изменение потенциальной концентрации фосфора $dC_{рПП}$. Если фактическое

изменение концентрации фосфора в подповерхностном слое между станциями отличалось от ожидаемого (в результате смешения концентрация должна убывать) — согласно уравнению (1), разницу интерпретировали как неконсервативную компоненту баланса, обусловленную деструкцией органического вещества.

Аналогично выполнен анализ для поверхностного слоя:

$$dC_{p\Pi} = dR_{III}(C_{p\Pi\Pi} - C_{p\Pi}) + dR_{IIA}(C_{p\Pi A} - C_{p\Pi}). \quad (3)$$

В поверхностном слое благодаря взаимодействию с подповерхностными водами потенциальная концентрация фосфора при удалении от пролива должна возрастать, если же фактическая концентрация убывала — то разницу интерпретировали как консумпцию элемента при фотосинтезе.

В качестве дополнительного результата, по скорости утилизации фосфора выполнена приближённая оценка величин продукции и деструкции в углеродных единицах в сутки (P [гС/м³сут.]), с учётом молярного соотношения Редфилда между фосфором и углеродом в составе органического вещества, равного 1:106, и приблизительных представлений о скорости потока берингоморских вод в юго-западной части Чукотского моря, из следующего расчёта:

$$P = dp \cdot v / R, \quad (4)$$

где dp — скорость утилизации минерального фосфора в результате его потребления при продуцировании органического вещества в процессе переноса воды в потоке, [мкмольР/л на 100 км]; v — характерная линейная скорость потока; R — молярное соотношение Редфилда между фосфором и углеродом в составе органического вещества (1:106).

РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЙ И ИХ АНАЛИЗ

Поток берингоморских вод в Чукотском море хорошо прослеживается в поле средней солёности подповерхностного слоя, как область повышенных значений. В разные годы исследований эта область существенно различалась по размерам, форме и величинам солёности, но общее направление потока оставалось неизменным — на северо-запад, в направлении о. Врангеля, далее с поворотом на север, в широкий пролив между островами Врангеля и Геральд, имеющий глубоководный желоб (см. рис. 1, 2). В поверхностном слое поток берингоморских вод не выражен столь отчётливо (на рисунках не показан),

поскольку этот слой имеет небольшую толщину (не больше 20 м, часто несколько метров) и поэтому его характеристики слишком изменчивы.

По мере удаления от Берингова пролива и смешения с окружающими водами показатели берингоморских вод постепенно отдаляются от изначальных экстремальных для Чукотского моря величин, в частности, их солёность снижается, при этом толщина поверхностного слоя возрастает от 4–5 м до примерно 21–23 м, а толщина подповерхностного слоя уменьшается, как за счёт развития поверхностного слоя, так и из-за появления у дна местных подповерхностных арктических вод. При приближении к о. Врангеля, полностью окружённому холодными арктическими водами, с поворотом на север, толщина поверхностного слоя вновь немного уменьшается, до 18–19 м. Концентрация фосфора в потоке по мере удаления от пролива снижается, но по-разному (рис. 4). В 2010 г. она была изначально высокой (свыше 1.0 мкмоль/л) и на дистанции до 300–400 км от пролива быстро уменьшалась в поверхностном слое, при этом росла в подповерхностном слое, что интерпретировано как признаки бурного развития фитопланктона в верхнем слое моря и деструкции органического вещества у дна. На большем расстоянии от пролива фосфор в поверхностном слое был почти исчерпан (до 0.1 мкмоль/л и менее), в подповерхностном слое его концентрация тоже убывала. В 2020 г. концентрация фосфора по мере удаления от пролива медленно уменьшалась в подповерхностном слое (от 1.6 до 1.4 мкмоль/л) и росла в поверхностном слое (от 0.4 до 0.7 мкмоль/л), т. е. консервативная динамика преобладала над продукционной.

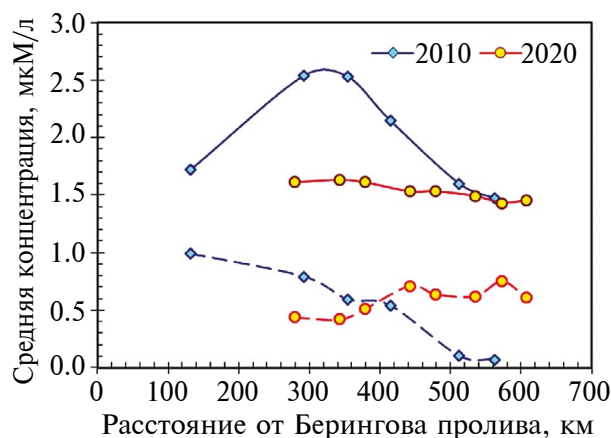


Рис. 4. Изменения средней концентрации минерального фосфора в подповерхностном (сплошная линия) и поверхностном (пунктир) слоях потока берингоморских вод на разрезах, показанных на рис. 2

Для понимания механизмов динамики концентрации фосфора в потоке берингоморских вод, с помощью уравнений (2) и (3) оценен вклад в баланс этого элемента процессов взаимодействия каждого слоя потока с окружающими водными массами (рис. 5). Летом 2010 г. концентрация фосфора в верхнем слое потока берингоморских вод вблизи Берингова пролива определялась преимущественно его потреблением, водообмен с соседними водными массами на начальном участке траектории был небольшим. Далее по течению значение водообмена с подповерхностным слоем возросло, вероятно потому, что увеличились градиенты концентрации фосфора между поверхностными берингоморскими водами, где она приблизилась к нулю, и богатым фосфором нижележащим слоем. При приближении к о. Врангеля, где поток берингоморских вод встречался с потоком арктических вод из Восточно-Сибирского моря и поворачивал на север, возрос водообмен и в поверхност-

ном слое. Однако весь получаемый при водообмене фосфор потреблялся. То есть, летом 2010 г. на фронте между берингоморскими и арктическими водами в районе о. Врангеля наблюдался известный в гидрохимии парадокс: участки с наименьшими концентрациями биогенных элементов отличались наибольшей продуктивностью (так как именно из-за интенсивного продуцирования нового органического вещества их концентрации были низкими). Летом 2020 г. практически на всей исследованной части потока берингоморских вод консумпция фосфора в поверхностном слое была слабой, более того, на некоторых участках отмечена регенерация минерального фосфора. При этом фосфор в небольшом количестве, но постоянно поступал из подповерхностного слоя и не расходовался на водообмен с местными поверхностными водами (что неудивительно, учитывая огромную ширину потока берингоморских вод в 2020 г.), в результате его концентрация в верхнем слое по мере

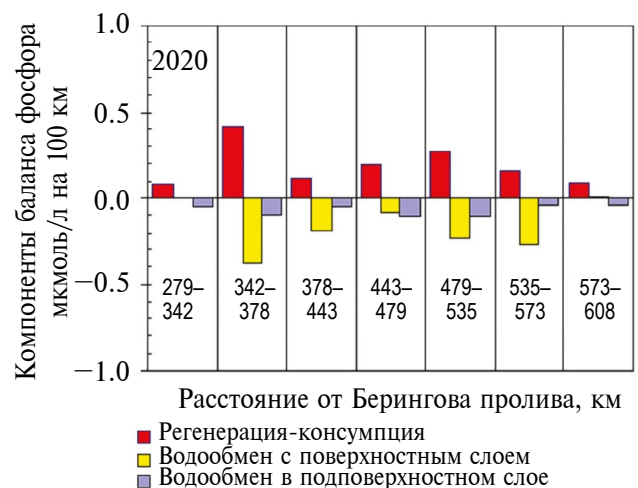
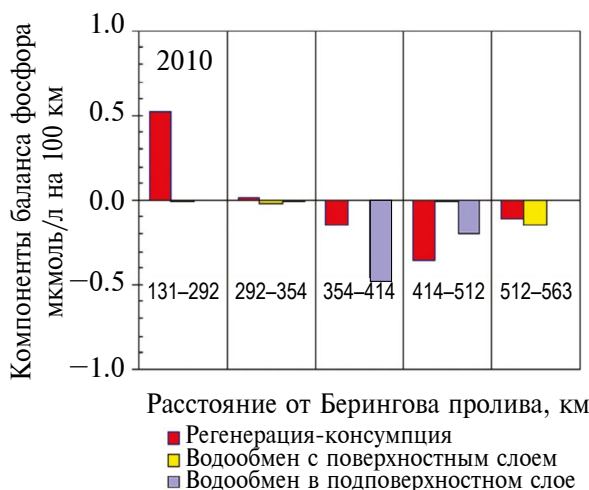
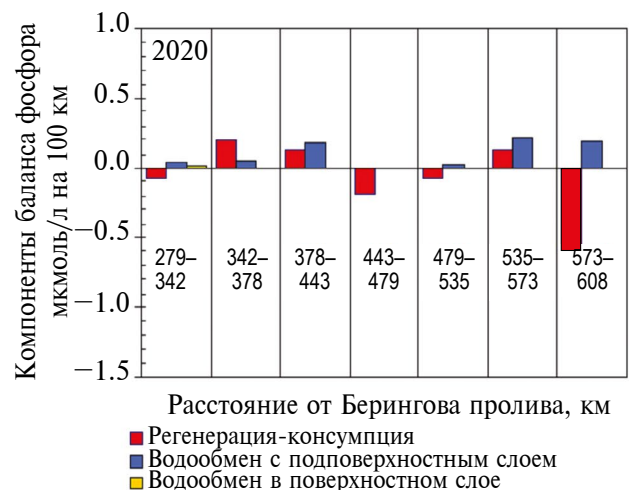
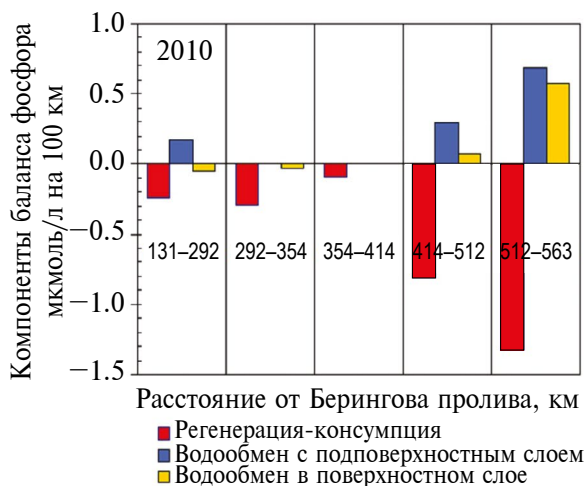


Рис. 5. Динамика компонент баланса минерального фосфора в поверхностном (вверху) и подповерхностном (внизу) слоях потока берингоморских вод по мере удаления от Берингова пролива летом 2010 и 2020 гг.

удаления от Берингова пролива медленно росла. Лишь на удалении свыше 500 км от пролива наблюдалось активное потребление фосфора.

В подповерхностном слое потока берингоморских вод знаки всех компонент баланса фосфора в 2020 г. были постоянными на всём протяжении потока: фосфор передавался при водообмене в основном в поверхностный слой и в меньшей степени в окружающие местные подповерхностные воды, однако существовал постоянный приток регенерированного фосфора, что обеспечивало относительно стабильную его концентрацию, при небольшой тенденции к понижению. В 2010 г. подобной тенденции к снижению концентрации фосфора в подповерхностном слое предшествовал её мощный рост вблизи Берингова пролива благодаря рециклингу, поддерживаемому активной первичной продукцией в верхнем слое моря. На удалении от пролива, когда запас фосфора в поверхностном слое истощился, этот биогенный элемент потреблялся из подповерхностного слоя. Обычно ниже пикноклина развитие фитопланктона не происходит, но в условиях наблюдавшегося летом 2010 г. сильного распреснения положительный градиент плотности сохранялся и ниже пикноклина, что видимо обеспечивало достаточную плавучесть клеток фитопланктона для фотосинтеза и в верхней части подповерхностного слоя, по меньшей мере до глубины 20 м.

При всём различии продукционных процессов в 2010 и 2020 гг., наиболее общие закономерности утилизации аллохтонных биогенных веществ оказались схожими (рис. 6). Судя по динамике фосфора в берингоморских водах, после вторжения в пределы Чукотского моря сначала расхо-

дуются запас верхнего слоя. После того, как этот запас исчерпывается (через 300–400 км пути, на 68–69° с. ш. в 2010 г. или через 500–600 км, на 70–71° с. ш. в 2020 г.), продукция снижается. Однако дальше по течению потока продукция вновь возрастает за счёт поступления питательных веществ из подповерхностного слоя берингоморских вод. В 2010 г. это наблюдалось примерно на 70° с. ш., а в 2020 г. подповерхностные воды с неизрасходованным запасом фосфора уходили за пределы съёмки, предположительно этот запас утилизировался в северной части моря. Причём если в “верхней” зоне активного продуцирования продукция обеспечивалась запасом биогенных веществ, поступившим в эту зону в поверхностном слое, то в “нижней” (по течению) высокопродуктивной зоне биогены потреблялись “с колёс”, рост продукции обеспечивался усилением их перетока из подповерхностного слоя.

В оба года исследований отмечается усиление утилизации минерального фосфора и, следовательно, рост первичной продукции в окрестностях о. Врангеля. Однако при ближайшем рассмотрении оказывается, что и механизмы продуктивности в этих двух случаях разные, и локализация этих участков не совсем одна и та же. Но в оба года рост продукции наблюдается на участках резкого увеличения толщины верхнего слоя моря (рис. 7). Не вдаваясь в причины заглубления пикноклина при повороте потока на север, вероятно связанные с динамическими факторами, заметим, что смещение его на глубины более 20 м явно способствовало росту продуктивности. Это смещение сопровождалось изменениями устойчивости пикноклина, которые и повлияли на продукционные процессы.

В 2010 г., в условиях истощения запаса биогенных веществ в верхнем слое, новый рост продукции был инициирован усилением вертикального обмена в условиях ослабления градиента плотности с $\text{grad } \sigma_\theta$ 0.5–0.7 м^{-1} на первых 400 км потока до $\text{grad } \sigma_\theta$ 0.2 м^{-1} на расстоянии 500 км от Берингова пролива (рис. 8) — в результате поток фосфора снизу в поверхностный слой превысил 0.6 мкмоль/л на 100 км, а его потери нижележащим слоем достигли 0.2 мкмоль/л на 100 км (см. рис. 5). Это отражало прекращение действия главного фактора, вызвавшего избыточную стратификацию потока берингоморских вод летом 2010 года — сильного (до 28‰) опреснения верхнего слоя в условиях взаимодействия с местными поверхностными водами, распреснёнными после таяния льдов. Этот фактор способствовал продукционным процессам вблизи Берингова

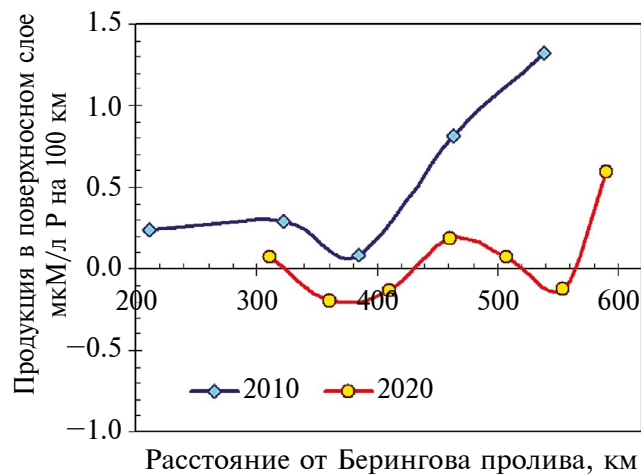


Рис. 6. Динамика консумпции минерального фосфора в поверхностном слое потока берингоморских вод по мере удаления от Берингова пролива (оценки отнесены к серединам интервалов между станциями).

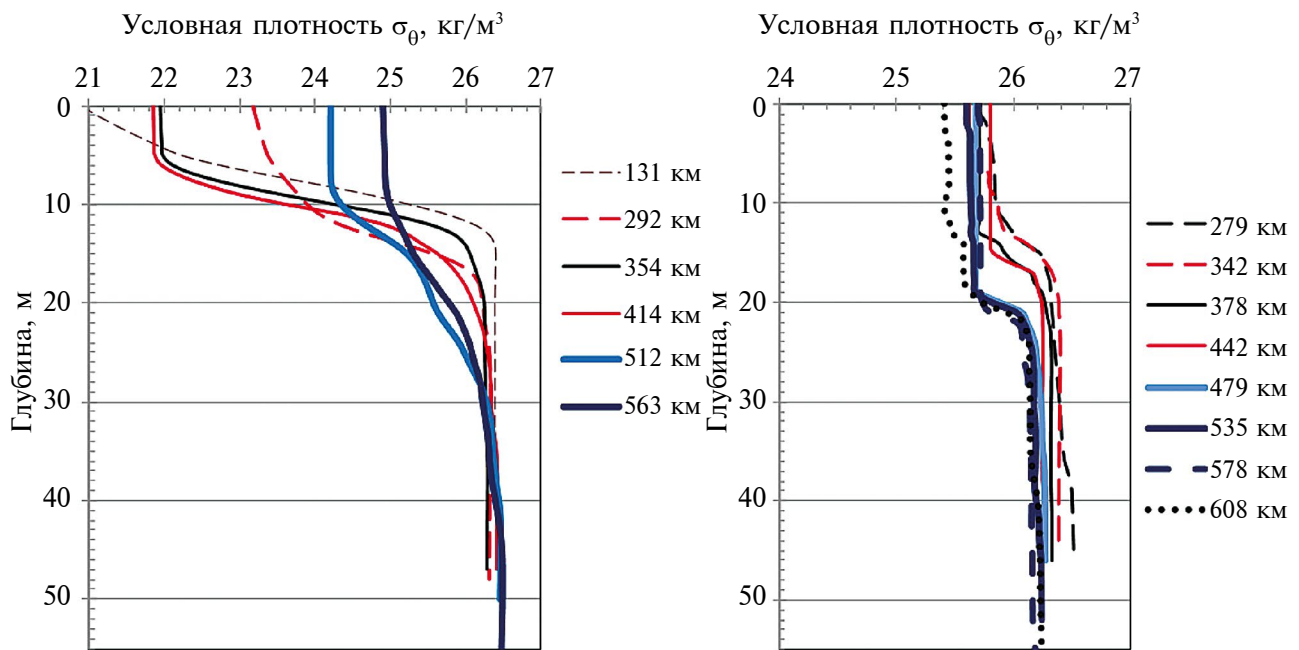


Рис. 7. Профили условной плотности на станциях, расположенных на стрегне потока берингоморских вод в Чукотском море на разном расстоянии от Берингова пролива, по данным съёмок НИС “ТИНРО” летом 2010 г. (слева) и 2020 г. (справа)

пролива, когда утилизируется запас биогенных элементов верхнего слоя, но по мере его истощения стал ограничивать продукцию, и лишь ослабление стратификации дало толчок к её новому росту, но уже за счёт биогенных элементов из подповерхностного слоя. Полагаем, что такая динамика продукционных процессов была типична для условий ледовитого Чукотского моря с относительно слабой адвекцией берингоморских вод, примером которых является 2010 г.

В процессе быстрых климатических изменений, наблюдаемых в последние десятилетия, усиливается транспорт через Берингов пролив, растёт

температура поступающих вод, а в Чукотском море уменьшается ледовитость и смещаются сроки таяния льда и льдообразования (см., например, [13]). В современных условиях малой ледовитости и мощной адвекции через Берингов пролив (как в 2020 г.), на большей части потока берингоморских вод резкая стратификация отсутствует ($\text{grad } \sigma_\theta < 0.2 \text{ м}^{-1}$), порога 0.2 м^{-1} градиент достигает только после заглубления пикноклина при приближении к о. Врангеля (см. рис. 8). Это обстоятельство обуславливает вялотекущие продукционные процессы в потоке, т. к. в слабостратифицированной толще воды фотосинтез ограничен

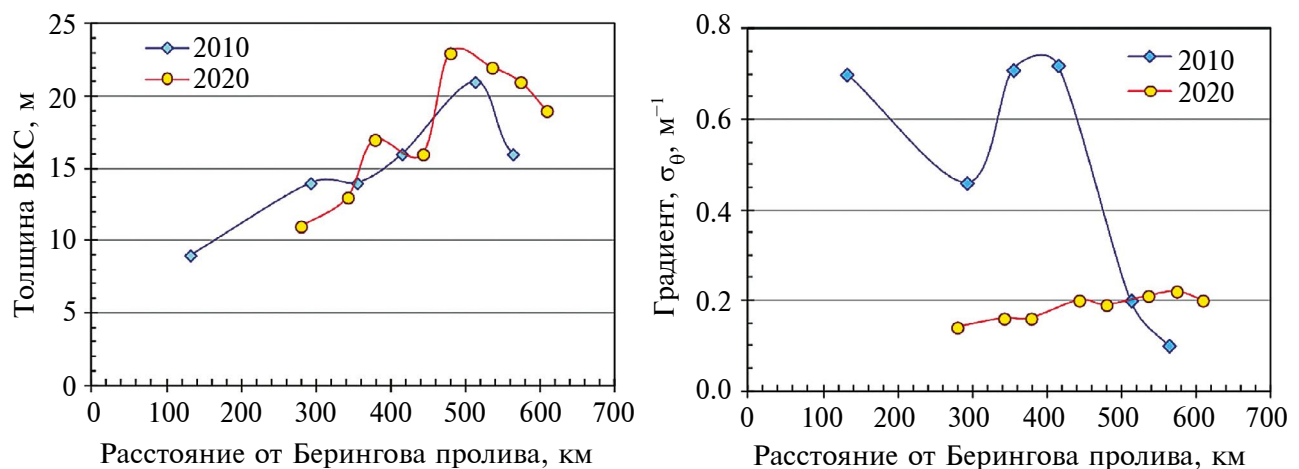


Рис. 8. Толщина верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) и максимальный градиент условной плотности на его нижней границе на станциях, расположенных на стрегне потока берингоморских вод в Чукотском море на разном расстоянии от Берингова пролива, по данным съёмок НИС “ТИНРО” летом 2010 г. и 2020 г.

недостатком освещённости, и способствует сохранению и даже росту (за счёт вертикального обмена) концентрации биогенных элементов в его верхнем слое. Небольшое обострение стратификации после заглубления пикноклина активизировало продукцию, для чего даже не потребовалось притока биогенных элементов снизу.

Феномен сильного распреснения поверхностных вод Чукотского моря коротким арктическим летом безусловно способствовал как развитию продукционных процессов в местных арктических водах, так и быстрой утилизации биогенных элементов, поступающих с потоком вод из Берингова моря. При этом их запас в верхнем слое моря потреблялся сразу же, вблизи Берингова пролива, а запас, некоторое время сохраняемый в подповерхностном слое — попозже и на удалении от пролива, но в итоге после поворота потока беринговоморских вод на север обе водные массы уже мало отличались от окружающих вод по концентрации фосфора. В современных условиях раннего очищения акватории Чукотского моря ото льда аналогичные процессы, вероятно, происходят в более ранние сроки, в начале лета. А в конце лета, когда проводились исследования, влияние распреснения талыми водами уже не заметно, что привело к изменению характера утилизации биогенных элементов, поступающих из Берингова моря. Теперь темпы их утилизации в обоих слоях стали гораздо ниже, и даже после поворота потока беринговоморских вод на север на траверзе о. Врангеля они сохраняют почти те же концентрации фосфора, с которыми вторглись на акваторию Чукотского моря, и которые существенно выше, чем концентрации этого элемента в окружающих водах. Этот запас питательных веществ поступит в Центральный арктический бассейн.

Чтобы оценить величины первичной продукции, которой соответствуют наблюдаемые темпы утилизации минерального фосфора, использованы немногочисленные литературные данные о скоростях течений в Чукотском море. По сводке результатов инструментальных наблюдений, приведённой в монографии 1975 г. Л.К. Коучмена с соавторами [10], в Беринговом проливе скорости течений, направленных на север, весьма высоки и в западном проходе составляют порядка 30 см/с, а в восточном могут превышать 150 см/с, однако на выходе из пролива скорости резко снижаются и во всей юго-западной части Чукотского моря, вплоть до пролива Лонга, не превышают 15–25 см/с [10]. Принимая в уравнении (4) характерное значение $v = 10$ см/с, имеем для двух зон активной утилизации фосфора, наблюдавшихся летом 2010 г.

(со скоростями утилизации до 0.3 мкмольР/л на 100 км вблизи пролива и 1.3 мкмольР/л на 100 км на удалении 500–600 км от пролива), оценки P в 0.08 и 0.37 гС/м³сут., соответственно, а для единственной продуктивной зоны, отмеченной летом 2020 г. — 0.17 гС/м³сут. То есть, утилизация биогенных веществ, приносимых в Чукотское море в верхнем слое потока беринговоморских вод, обеспечивает продукцию 0.1–0.2 гС/м³сут., а утилизация основного запаса биогенных веществ, транспортируемого в подповерхностном слое потока, которая происходит на большом удалении от Берингова пролива — более существенную продукцию в 0.3–0.4 гС/м³сут. Поскольку для расчёта утилизации фосфора использованы средние по поверхностному слою значения концентрации этого элемента, полученные оценки продукции относятся ко всему поверхностному слою.

ОБСУЖДЕНИЕ

Динамика утилизации биогенных веществ при прохождении беринговоморскими водами 600-километровой дистанции между Беринговым проливом и окрестностями о. Врангеля летом 2010 г. выглядит аналогично сезонной сукцессии продукционных процессов в субполярных водах. На начальном участке этого пути вблизи Берингова пролива продуцирование нового органического вещества шло по “весеннему типу”, т. е. в условиях устойчивой стратификации вод расходовались питательные вещества из верхнего слоя моря. Затем, по мере удаления от пролива, этот запас истощался, и наступала “летняя фаза” биогенной лимитации продукции, а при приближении к о. Врангеля, с ослаблением стратификации, продуцирование возобновлялось, но уже по “осеннему типу”, с поставкой биогенных веществ из подповерхностного слоя. Однако запас биогенных веществ в подповерхностном слое Чукотского моря также ограничен, поэтому можно ожидать, что при дальнейшем распространении потока на север он также будет исчерпан и активное продуцирование прекратится. Таким образом, зоны высокой продукции, обусловленной утилизацией биогенных веществ тихоокеанского происхождения, локализовались вблизи Берингова пролива и на некотором удалении от него, а для северной части моря этот фактор дополнительной продуктивности был недоступен. Этот вывод подтверждается результатами международных экспедиций по программе RUSALCA летом 2004 и 2012 гг., в которых первичная продукция определялась

инструментально методом азотных и углеродных меток [20]. Участки с высокой продукцией отмечены в южной части моря (в 2004 и 2012 гг. в среднем 0.57 ± 0.64 и 0.66 ± 0.62 гС/м²сут. при максимальной 1.6 гС/м²сут. в 2012 г.), в то время как северная часть моря была низкопродуктивной (в среднем 0.16 ± 0.18 и 0.14 ± 0.10 гС/м²сут. в 2004 и 2012 гг. соответственно).

В современных условиях малой ледовитости и усиленной адвекции берингоморских вод (летом 2020 г.) произошло последовательное пространственное смещение этих локаций: зона “весенней фазы” сукцессии с расходом запаса биогенов верхнего слоя моря наблюдается на расстоянии свыше 500 км от Берингова пролива и с истощением этого запаса сменяется малопродуктивной зоной “летней фазы”, а основной, подповерхностный запас питательных веществ, принесённый из Берингова моря, в пределах юго-западной части моря остаётся невостребованным и транспортируется дальше на север.

Столь разительные межгодовые различия заставляют задуматься о тенденциях в продуктивности Чукотского моря, связанных с современными быстрыми климатическими изменениями. На первый взгляд, усиление притока в низкопродуктивную экосистему Чукотского моря богатых биогенными элементами берингоморских вод и удлинение вегетативного периода должно способствовать росту её продуктивности, что реализовано в продукционных моделях для Арктики, в т. ч. Чукотского моря [8, 9]. Однако ожидаемый рост продуктивности не подтверждается данными наблюдений, напротив, анализ разрозненных оценок *in situ* первичной продукции в Чукотском море за разные годы даёт отрицательный тренд, который Сан-Хен Ли и Ми-Сун Юн оценивают в 0.2 гС/м²сут. за десятилетие [15, 20]. Выявленные пространственные особенности процесса утилизации биогенных веществ тихоокеанского происхождения позволяют разрешить это кажущееся противоречие. В условиях мощного потока через Берингов пролив поступающие с ним биогенные вещества не могут быть утилизированы вблизи пролива, высокопродуктивная зона смещается дальше по течению, что обуславливает снижение продуктивности района вблизи пролива в летний сезон. Но по мере удлинения безлёдного периода меняется характер сезонной сукцессии продукционных процессов, единственный в годовом цикле мощный летний пик продуктивности распадается на весенний и осенний пики продуктивности с возникновением низкопродуктивного летнего периода между ними — как это происходит в суб-

арктических водах. И теперь летние экспедиции в Чукотское море, ранее наблюдавшие наиболее продуктивный сезон полярного лета, попадают в низкопродуктивный сезон субполярного лета. То есть многолетняя тенденция к снижению продуктивности, демонстрируемая корейскими исследователями, по сути отражает сезонные различия продукции между весенней и летней фазами сукцессии. Для корректного определения межгодовых изменений в случае Чукотского моря, переживающего быстрые климатические изменения, следует сравнивать не величины продукции в одни и те же даты разных лет, а величины продукции, полученные в периоды активного продуцирования (которые смещаются год от года), желательно также в зонах активного продуцирования (которые тоже смещаются). К сожалению, это пока невозможно, так как экспедиции в Чукотское море пока что по-прежнему организуются не чаще раза в год, ориентируясь на конец августа — начало сентября. Впрочем, если принять во внимание отмеченные выше изменения в характере утилизации биогенных веществ, вполне вероятно, что более корректная оценка межгодовой изменчивости продукции в Чукотском море даст тот же результат — что его продуктивность снижается. Причина в том, что по мере усиления адвекции берингоморских вод всё большая и большая часть переносимых ими питательных солей вообще не расходуется в пределах Чукотского моря, во всяком случае в его южной части, транзитом транспортируясь в подповерхностном слое дальше, в центральную Арктику. Неполная утилизация биогенных веществ может привести к снижению первичной продукции Чукотского моря.

Правда, следует иметь в виду, что эти опасения относятся именно к летнему сезону, рассматриваемому в данном исследовании. По мере преобразования Чукотского моря из арктической в субарктическую акваторию, постепенно формируются весенний и осенний сезоны активного продуцирования. Несмотря на наличие малопродуктивного летнего сезона, субарктические моря в целом более продуктивны, чем арктические. Поэтому можно ожидать, что после такой перестройки весной процессы утилизации биогенных веществ в потоке берингоморских вод будут происходить подобно тому, как в 2010 г. они происходили летом. А осенью удалённая от Берингова пролива высокопродуктивная зона по мере выхолаживания поверхности моря будет постепенно смещаться по направлению к проливу. Важно также, что более равномерное распределение периодов активного продуцирования по сезонам года позволяет морской экосистеме более

эффективно использовать имеющийся в ней запас биогенных элементов.

ВЫВОДЫ

Утилизация биогенных веществ, поступающих с беринговоморскими водами через Берингов пролив в Чукотское море, происходит не вдруг и не постепенно, а при создании определённых условий, связанных со стратификацией потока. Если плотностная стратификация в потоке после прохождения пролива сохраняется или быстро восстанавливается (как это было летом 2010 г.), то биогенные вещества, содержащиеся в верхнем слое потока, быстро расходуются, обеспечивая активное продуцирование вблизи пролива. Если же в условиях усиленной адвекции беринговоморских вод достаточная вертикальная устойчивость развивается лишь на удалении от пролива (свыше 500 км летом 2020 г.) — тогда переносимые потоком биогенные вещества вблизи пролива не расходуются, а их консумпция из верхнего слоя происходит лишь после восстановления стратификации (в окрестностях о. Врангеля в 2020 г.).

Большая часть биогенных веществ тихоокеанского происхождения поступает в Чукотское море в подповерхностном слое потока беринговоморских вод. В условиях резкой стратификации они недоступны консументам и поэтому транспортируются потоком на большие расстояния, пока турбулентное перемешивание не ослабит стратификацию до $\text{grad } \sigma_\theta = 0.2 \text{ м}^{-1}$, что обычно наблюдается за сотни километров от пролива — там развивается восходящий поток этих веществ и они потребляются в верхнем слое. В условиях слабой стратификации активный турбулентный обмен между поверхностным и подповерхностным слоями происходит постоянно, но он не генерирует восходящий поток биогенных веществ, т. к. их концентрация высока в обоих слоях, поэтому запас этих веществ в подповерхностном слое сохраняется ещё дольше, возможно даже транспортируется через всё Чукотское море транзитом и поступает в Центральный Арктический бассейн.

Последовательная утилизация биогенных веществ из поверхностного и подповерхностного слоёв потока беринговоморских вод обуславливает развитие в Чукотском море двух зон повышенной продуктивности, разделённых низкопродуктивной зоной шириной в несколько сотен километров. Выше по течению (вблизи Берингова пролива, либо на удалении от него, но в пределах юго-западной части моря) расходуются биогенные вещества из верхнего слоя потока,

обеспечивая продукцию в $0.1\text{--}0.2 \text{ гС/м}^3\text{сут.}$ Ниже по течению (в окрестностях о. Врангеля, либо в северной части моря или даже за его пределами) расходуется основной запас аллохтонных биогенных веществ из подповерхностного слоя потока, обеспечивая продукцию $0.3\text{--}0.4 \text{ гС/м}^3\text{сут.}$ Локализация этих высокопродуктивных зон определяется интенсивностью потока: чем больше расход через Берингов пролив — тем дальше от пролива смещаются обе этих зоны.

Современная тенденция усиления адвекции через Берингов пролив ведёт к вытеснению зон утилизации биогенных веществ тихоокеанского происхождения за пределы юго-западной части Чукотского моря и снижению биопродуктивности этого района в летний сезон. Вместе с тем увеличение продолжительности безлёдного периода, перестройка сезонной сукцессии продукционных процессов с полярного на субполярный тип предположительно обеспечивает рост годовой продукции, что в целом способствует формированию на юге Чукотского моря более продуктивной субарктической экосистемы.

Благодарности. Автор благодарен гидрохимикам ТИНРО В.И. Матвееву и Д.Н. Чульчекову, выполнившим сбор проб воды в достаточном количестве и их качественный гидрохимический анализ на борту НИС “ТИНРО” в экспедициях 2010 и 2020 гг.

Финансирование работы. Данная работа финансировалась за счет средств бюджета ТИНРО. Никаких дополнительных грантов на проведение данного конкретного исследования получено не было.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Важова А.С., Зуенко Ю.И.* Оценка первичной продукции эстуариев рек Раздольная и Суходол (зал. Петра Великого. Японское море) // Известия ТИНРО. 2015. Т. 182. С. 132–143.
2. *Звалинский В.И., Недашковский А.П., Сагалаев С.Г. и др.* Биогенные элементы и первичная продукция эстуария реки Раздольной // Биология моря. 2005. Т. 31. № 2. С. 107–116.
3. *Кузнецова Н.А., Горбатенко К.М., Фигуркин А.Л.* Новые данные по составу, структуре и биомассе зоопланктона в Чукотском море в августе-сентябре 2019 г. // Известия ТИНРО. 2022. Т. 202. № 1. С. 122–145.
<https://doi.org/10.26428/1606-9919-2022-202-122-145>
4. *Мамаев О.И.* Термохалинный анализ вод Мирового океана. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 296 с.
5. Руководство по химическому анализу морских и пресных вод при экологическом мониторинге

- рыбохозяйственных водоемов и перспективных для промысла районов Мирового океана / Под ред. Сапожникова В.В. М.: ВНИРО, 2003. 202 с.
6. Супранович Т.И., Юрасов Г.И., Кантаков Г.А. Непериодические течения и водообмен в проливе Лаперуза // Метеорология и гидрология. 2001. № 3. С. 80–84.
 7. Хен Г.В., Басюк Е.О., Кивва К.К. Водные массы и рыбные сообщества в северо-западной части Берингова и западной части Чукотского морей летом 2003–2010 гг. // Труды ВНИРО. 2018. Т. 173. С. 137–156.
 8. Arrigo K.R., van Dijken G., Pabi S. Impact of a shrinking Arctic ice cover on marine primary production // Geophys. Res. Lett. 2008. V. 35. L. 19603. <https://doi.org/10.1029/2008GL035028>
 9. Arrigo K.R., van Dijken G.L. Continued increases in Arctic Ocean primary production // Progress in Oceanography. 2015. V. 136, № 5. P. 60–70. <https://doi.org/10.1016/j.pocan.2015.05.002>
 10. Coachman L.K., Aagaard K., Tripp R.B. 1975. Bering Strait. The regional physical oceanography. Seattle and London: University of Washington Press, 1975. 172 p.
 11. Danielson S.L., Ahkinga O., Ashjian C. et al. Manifestation and consequences of warming and altered heat fluxes over the Bering and Chukchi Sea continental shelves // Deep-Sea Research Part II. 2020. V. 177. 104781. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2020.104781>
 12. Dean K.G., McRoy C.P., Ahlnäs K., Springer A. The plume of the Yukon River in relation to the oceanography of the Bering Sea // Remote Sensing of Environment. 1989. V. 28. P. 75–84.
 13. Grebmeier J.M., Frey K.E., Cooper L.W., Kędra M. 2018. Trends in benthic macrofaunal populations, seasonal sea ice persistence, and bottom water temperatures in the Bering Strait region // Oceanography. 2018. V. 31. № 2. P. 136–151. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2018.224>
 14. Kawaguchi Y., Nishioka J., Nishino S. et al. Cold water upwelling near the Anadyr Strait: observations and simulations // JGR Oceans. 2020. V. 125. Iss. 9. e2020JC016238. <https://doi.org/10.1029/2020JC016238>
 15. Lee S.H., Whittedge T.E., Kang S.H. Recent carbon and nitrogen uptake rates of phytoplankton in Bering Strait and the Chukchi Sea // Cont. Shelf Res. 2007. V. 27. P. 2231–2249.
 16. Linders J., Pickart R., Björk G., Moore G. On the nature and origin of water masses in Herald Canyon, Chukchi Sea: Synoptic surveys in summer 2004, 2008, and 2009 // Progr. Oceanogr. 2017. V. 159. P. 99–114. <https://doi.org/10.1016/j.pocan.2017.09.005>
 17. Pisareva M.N. An overview of the recent research on the Chukchi Sea water masses and their circulation // Russian Journal of Earth Sciences. 2018. V. 18. ES4005. <https://doi.org/10.2205/2018ES000631>
 18. Pisareva M.N., Pickart R.S., Spall M.A. et al. Flow of pacific water in the western Chukchi Sea: Results from the 2009 RUSALCA expedition // Deep-Sea Research Part I. 2015. V. 105. P. 53–73.
 19. Yang Y., Bai X. Summer changes in water mass characteristics and vertical thermohaline structure in the eastern Chukchi Sea, 1974–2017 // Water. 2020. V. 12. 1434. <https://doi.org/10.3390/w12051434>
 20. Yun M.S., Whittedge T.E., Stockwell D. et al. Primary production in the Chukchi Sea with potential effects of freshwater content // Biogeosciences. 2016. V. 13. P. 737–749. <https://doi.org/10.5194/bg-13-737-2016>

UTILIZATION OF NUTRIENTS ENTERING THROUGH THE BERING STRAIT TO THE SOUTHWESTERN CHUKCHI SEA WITH THE EXAMPLE OF MINERAL PHOSPHORUS

Yu. I. Zuenko*

*e-mail: zuenko_yury@hotmail.com

Spatial variations of nutrients along the northwestward stream from Bering Sea to Chukchi Sea are considered for dissolved inorganic phosphorus (DIP) on the data of two surveys conducted in early September of 2010 and 2020. The waters of Bering Sea origin have higher DIP than the waters of Chukchi Sea, but in the upper layer gradually lose phosphorus because of both mixing with local waters and consumption for photosynthesis. In the subsurface layer, the DIP decreasing is prevented by its recycling from destructed organics. The fluxes of phosphorus are estimated separately using the balance model with TS-analysis, previously used in estuarine studies. Successive utilization of DIP along the stream is traced, that forms in the Chukchi Sea two zones of high productivity divided by wide low-productive zone. The nutrients from the upper layer are utilized within the southwestern Chukchi Sea providing primary production 0.1–0.2 gC/m³day, but the main stock of allochthonous nutrients from the subsurface layer is utilized further downstream (at Wrangel Is. or in the northern Chukchi Sea) and provides the production of 0.3–0.4 gC/m³day. Localization of the high-productive zones is determined by density stratification that possibly depends on the stream strength: the stronger advection through Bering Strait – the further from the strait both zones are located. Recent tendency of the stream strengthening tends to remove the zones of utilization the nutrients of Pacific origin out of the southwestern Chukchi Sea.

Key words: bioproductivity, nutrient, primary production, density stratification, Bering Strait, Chukchi Sea