

УДК 551.464.7

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ВОДАХ БЕРИНГОВА МОРЯ

© 2015 г. А. И. Агатова, К. К. Кивва, Н. И. Торгунова

*Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии, Москва
e-mail: biochem@vniro.ru*

Поступила в редакцию 08.10.2013 г.

Проведен анализ изменения концентраций растворенных органических форм углерода ($C_{\text{орг}}$) и азота ($N_{\text{орг}}$) в водах западной части Берингова моря и Анадырском заливе за последние 20 лет. Показано, что концентрации $C_{\text{орг}}$ и $N_{\text{орг}}$ во все года наблюдений колебались в очень широких пределах. В летние месяцы 90-х годов отмечалась максимальная изменчивость концентраций $C_{\text{орг}}$ (85–481 мкМ). Осенью 2012 г. при понижении предельных значений и средней концентрации $C_{\text{орг}}$ изменчивость этих величин оставалась очень большой: 66–337 мкМ. Максимальные концентрации были характерны для фотического слоя. Средние концентрации $N_{\text{орг}}$ летом были в 1.5–2 раза ниже, чем осенью. Это определило в 3–4 раза более высокие значения молярного отношения C : N в растворенном органическом веществе летом, чем осенью. Аналогичные данные получены и для Анадырского залива. Выявленные основные различия в количестве и элементном составе растворенного органического вещества связаны скорее с сезонными, а не с многолетними изменениями состояния шельфовых и пелагических экосистем исследованного региона.

DOI: 10.7868/S003015741502001X

ВВЕДЕНИЕ

Берингово море – это полузамкнутый водоем, который на севере и западе ограничен Сибирью и полуостровом Камчаткой, на востоке – Аляской, а на юге – Алеутскими и Командорскими островами (рис. 1). Оно практически поровну делится на глубоководную часть (максимальная глубина 3500 м) и шельфовую часть (глубина меньше 200 м). На востоке шельфовая зона простирается более чем на 500 км, а на западе она занимает менее 100 км [27]. Берингово море можно рассматривать как своего рода залив, который обменивается с водами Тихого океана через проливы между островами Алеутской гряды. На севере же происходит обмен водами с Северным Ледовитым океаном через Берингов пролив.

Экосистема Берингова моря является одной из самых продуктивных морских экосистем. Ее биопродуктивность в большой степени зависит от сложных гидрологических процессов взаимодействия океанических и шельфовых вод, определяющих типы водообмена между глубоководной и мелководной частями моря. Например, от интенсивности поступления теплых вод Аляскинского струйного течения (АСТ), которое является ветвью Аляскинского круговорота и оказывает большое влияние на рыбопродуктивность этого региона [7].

Продуктивность, особенно фитопланктона, помимо гидрологических процессов здесь очень зависит и от интенсивности ветрового перемешивания шельфовых вод, и от изменения ледового

режима [18]. Все это обуславливает большие колебания величины первичного продуцирования (ПП) в разных районах моря. Например, на западном – больше $400 \text{ г С м}^{-2} \text{ год}^{-1}$, на юго-восточном шельфе ПП превышает $200 \text{ г С м}^{-2} \text{ год}^{-1}$, тогда как в районе острова Св. Лаврентия она в четыре с лишним раза выше, чем на восточном шельфе. Минимальные величины ($100\text{--}150 \text{ г С м}^{-2} \text{ год}^{-1}$) отмечаются в мористой части западного района моря [3].

Несмотря на довольно значительную скорость продуцирования органического вещества (ОВ), иногда в экосистемах шельфовых зон интенсивность деструкционных процессов превышает интенсивность продукционных, т.е. в экосистеме преобладает гетеротрофный метаболизм [30]. В связи с этим данные по скоростям продукционно-деструкционных процессов ОВ, его количеству, качеству и распределению в экосистеме Берингова моря представляют особый интерес.

В настоящей статье рассматриваются собственные и литературные данные по пространственно-временной изменчивости количества и элементного состава ОВ за 20 летний период в западной части Берингова моря, включая Анадырский залив.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Данные получены во время 21- и 23-го рейсов НИС “Академик Александр Несмеянов” в июне

1992 г. и в июле 1993 г., а также в июле–ноябре 2012 г. во время 49-го рейса НИС “Профессор Кагановский” (рис. 1).

Пробы воды отбирали прицельно в слое 0–1000 м пластиковыми батометрами Нискина, помещенными на розетку, снабженную STD-зондом. Подготовка проб воды для анализа на содержание растворенного органического углерода ($C_{орг}$) и азота ($N_{орг}$) в 1992–1993 гг. подробно описаны в работе [13]. Эти пробы для освобождения от взвеси фильтровали через стекловолокнистые фильтры GF/F сразу же после отбора и непосредственно на судне определяли в них $C_{орг}$. Пробы 2012 г. без фильтрации сразу заливали в специальные пластиковые бутылочки на 25 мл, подкисляли соляной кислотой до pH 2–2.5 и хранили в холодильнике до определения в них $C_{орг}$ и $N_{орг}$ в стационарной лаборатории на берегу. Эти пробы отфильтровывали через фильтры GF/F непосредственно перед анализами.

Концентрацию растворенного $C_{орг}$, который является основным показателем растворенного ОВ, определяли методом высокотемпературного каталитического сжигания [28]: в 1992–1993 гг. на анализаторе ТОС-500 фирмы “Shimadzu”, а в 2012 г. на ТОС – $V_{СРН}$ этой же фирмы. Коэффициент пересчета концентраций $C_{орг}$ в концентрации ОВ принимали равным 2.

Для минерализации $N_{орг}$ пробы воды сжигали по методу Королева в модификации Вальдеррама. Затем в них определяли валовый азот по Бендшнайдеру и Робинсону на автоанализаторе АА-ПС [11]. Следует отметить, что в 2012 г. валовый азот определяли методом высокотемпературного каталитического сжигания на анализаторе ТОС – $V_{СРН}$. По данным Сузуки и Сугимура [29], азот природных высокополимерных соединений, растворенных в морской воде, устойчив к окислению, поэтому метод мокрого сжигания с персульфатом калия может дать результаты по содержанию $N_{орг}$ в 4–10 раз ниже, чем метод высокотемпературного сжигания. В то же время результаты интеркалибрации, проведенной Шарпом [26], показали, что разница определения валового азота методом окисления с персульфатом и методом каталитического высокотемпературного сжигания может колебаться в пределах 9–49%. Причем, основные расхождения были обусловлены точностью определения NO_3^- . Сопоставление результатов определения валового $N_{орг}$ двумя вышеуказанными методами в нашей лаборатории дало небольшое расхождение в пределах 0.5–2% для стандартных растворов аминокислот различного строения и ЭДТА, а для морской воды из разных бассейнов эти расхождения были более существенны: от 8% до 20%.

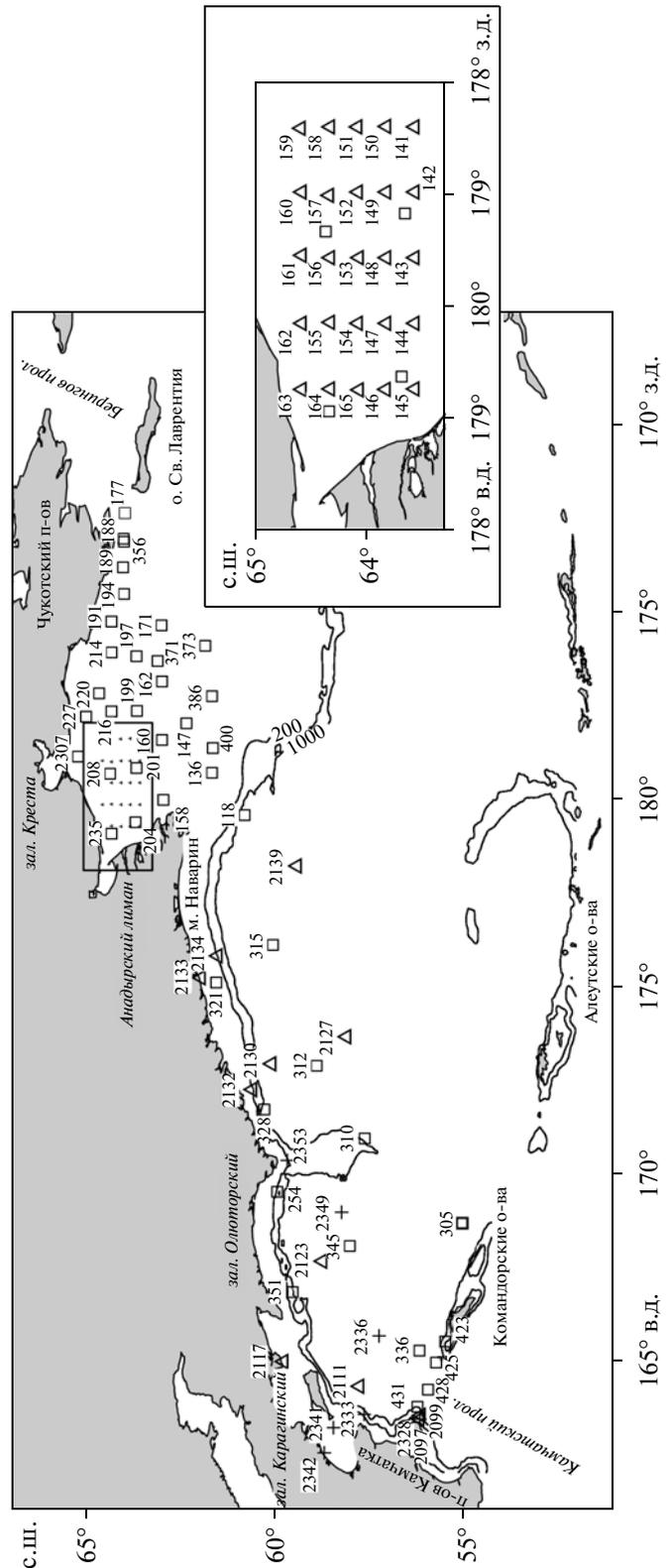


Рис. 1. Схема расположения станций отбора проб.

Пределы изменения концентраций растворенного органического углерода (мкМ) и их средние значения, полученные в разные годы разными исследователями в водах Берингова моря

Период наблюдений и авторы	Западная часть моря	Анадырский залив	Восточная часть моря
1992–1993 гг. июнь–июль [12]	$\frac{85-481}{226(112)}$	$\frac{158-486}{276(57)}$	–
2012 г. июль–август	–	$\frac{73-337}{136(80)}$	$\frac{94-208}{136(10)}$
2012 г. сентябрь	$\frac{66-257}{108(75)}$	–	–
2012 г. октябрь	–	$\frac{101-162}{117(6)}$	$\frac{90-115}{99(4)}$
2001 г. март [25]	–	–	$\frac{48-94}{65}$
2001 г. август–сентябрь [20]	–	–	$\frac{61-92}{77}$
2008–2009 гг. май–сентябрь [19]	–	–	$\frac{65-116}{78}$

Примечание. Над чертой указаны пределы значений; под чертой – среднее значение и длина выборки (в скобках, только для собственных данных).

Концентрации $N_{\text{орг}}$ рассчитывали по разности между валовыми и минеральными значениями.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Распределение растворенного органического углерода в водах Берингова моря во все года наблюдений менялось в очень широких пределах (таблица). В летние месяцы 90-х годов для западной части моря в слое 0–1000 м отмечались максимальные пределы колебаний концентраций $C_{\text{орг}}$ (85–481 мкМ, средняя величина 225 мкМ). Осенью 2012 г. наблюдалось понижение предельных значений и средней величины, но пространственная изменчивость осталась очень большой: 66–257 мкМ (средняя величина 108 мкМ). Аналогичные данные получены и для Анадырского залива.

Как следует из литературных данных, на восточном шельфе и абсолютные значения концентраций $C_{\text{орг}}$, и пределы их изменений значительно ниже (таблица).

С одной стороны, это объясняется большой пространственно-временной динамикой вод Берингова моря и изменчивостью их продуктивности. С другой, нельзя исключать различия в методах отбора, фильтрации, обработки и времени хранения проб [2]. Следует отметить, что все данные, приведенные в таблице, получены методом высокотемпературного каталитического окисления $C_{\text{орг}}$ до CO_2 . Однако в пробах от 1992–1993 гг. $C_{\text{орг}}$ определялся сразу же после их фильтрации на бор-

ту судна, тогда как все остальные данные получены после фиксации и довольно долгого хранения проб воды перед анализом. С этой точки зрения данные, полученные в 2012 г., наиболее сопоставимы с приводимыми литературными данными.

Также как и в 90-х годах, спустя 20 лет, трудно выявить какие-либо четкие тенденции в распределении $C_{\text{орг}}$ как в открытой части моря (рис. 3), так и на шельфе. Как правило, во все года и во все сезоны максимальные значения его концентраций наблюдали в фотическом слое при пересыщении вод кислородом, т.е. как результат активного первичного продуцирования. Интересно, что если летом и в 1992 г., и в 1993 г. максимальные концентрации $C_{\text{орг}}$ были характерны для продукционного слоя Камчатской котловины, то в 2012 г. максимальные концентрации были зафиксированы в этом слое в Алеутской котловине.

В Камчатском проливе в очень динамичном районе, где интенсивные течения и противотечения [27], летом самые большие концентрации $C_{\text{орг}}$ (до 200–338 мкМ) на побережье были зафиксированы не на поверхности, а в слое 25–65 м. При этом значительное пересыщение вод кислородом (115–141%) наблюдали от поверхности до 25 м. Осенью максимальные концентрации $C_{\text{орг}}$ (до 240 мкМ) содержались в поверхностных водах и водах на глубине 50–60 м, которые также были пересыщены O_2 . В глубоководном же районе Камчатского пролива и летом, и осенью макси-

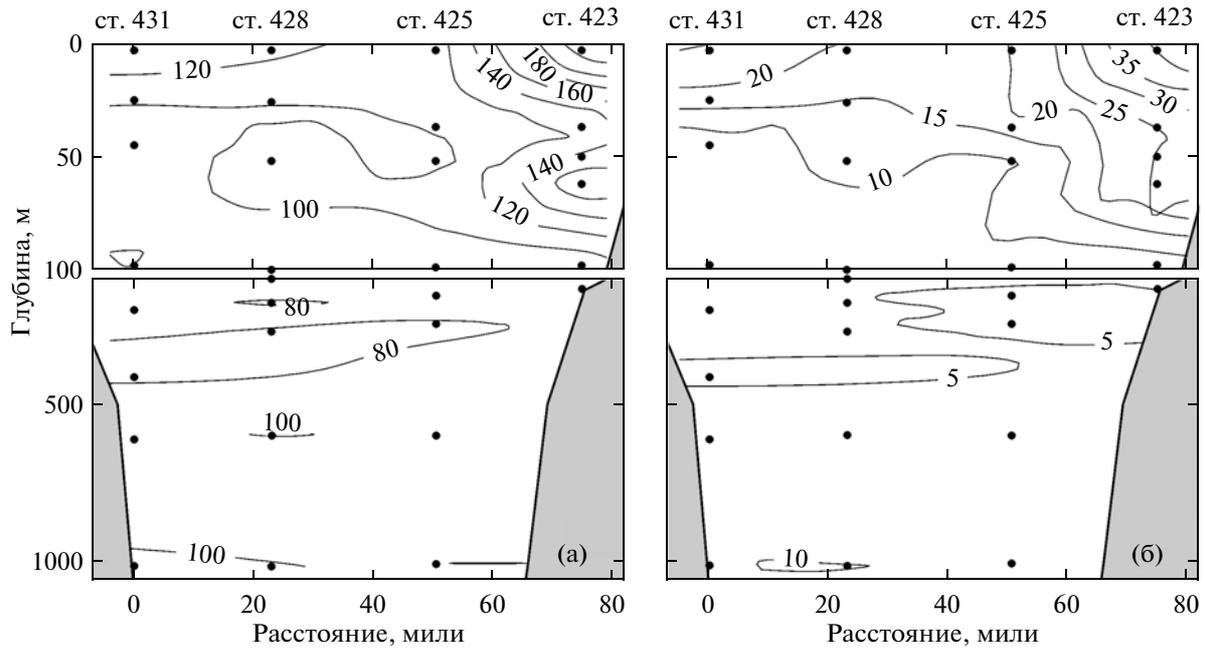


Рис. 2. Распределение концентраций растворенного органического углерода (а) и растворенного органического азота (б), мкМ, в Камчатском проливе в ноябре 2012 г.

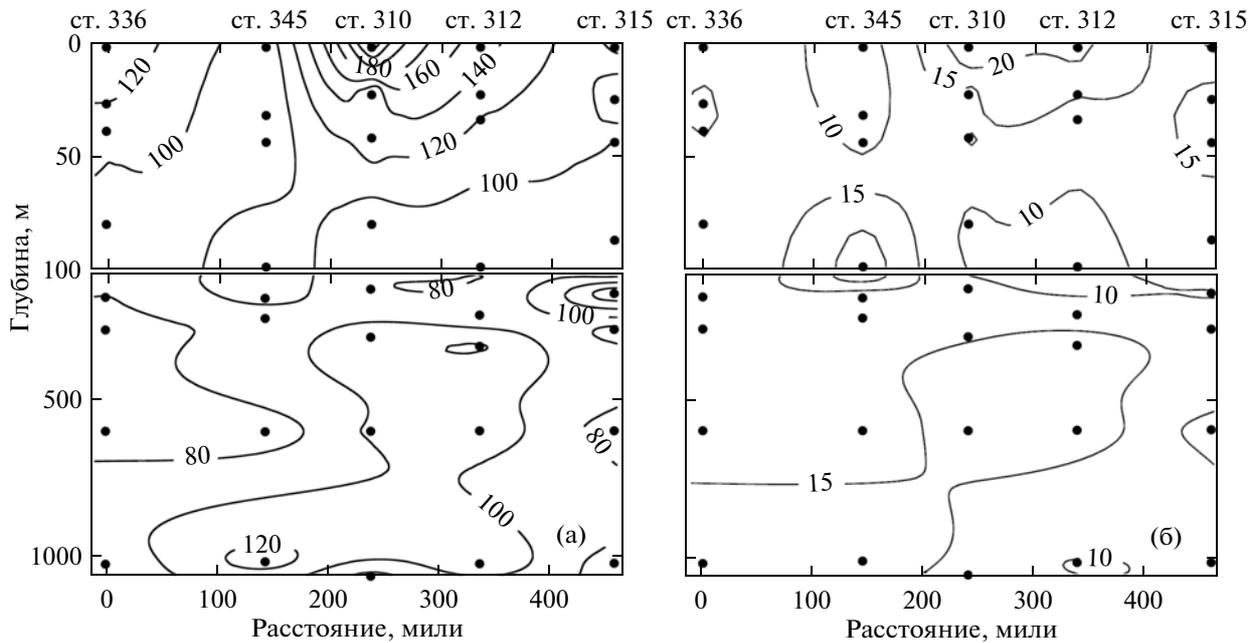


Рис. 3. Распределение концентраций растворенного органического углерода (а) и растворенного органического азота (б), мкМ, в пелагиали западной части Берингова моря в сентябре 2012 г.

мальные концентрации $C_{\text{орг}}$ были характерны для тридцатиметрового слоя, правда, летние значения превышали осенние больше, чем в 2 раза. После горизонта 100 м и концентрации, и их распределение по глубине практически одинаковы как летом, так и осенью (рис. 2, 4).

Интересно, что на шельфе севернее Камчатского пролива и летом, и осенью содержание $C_{\text{орг}}$ постепенно увеличивается по мере продвижения на северо-восток примерно до хребта Ширшова. При этом в Камчатской котловине, как правило, концентрации $C_{\text{орг}}$ в фотическом слое возрастают

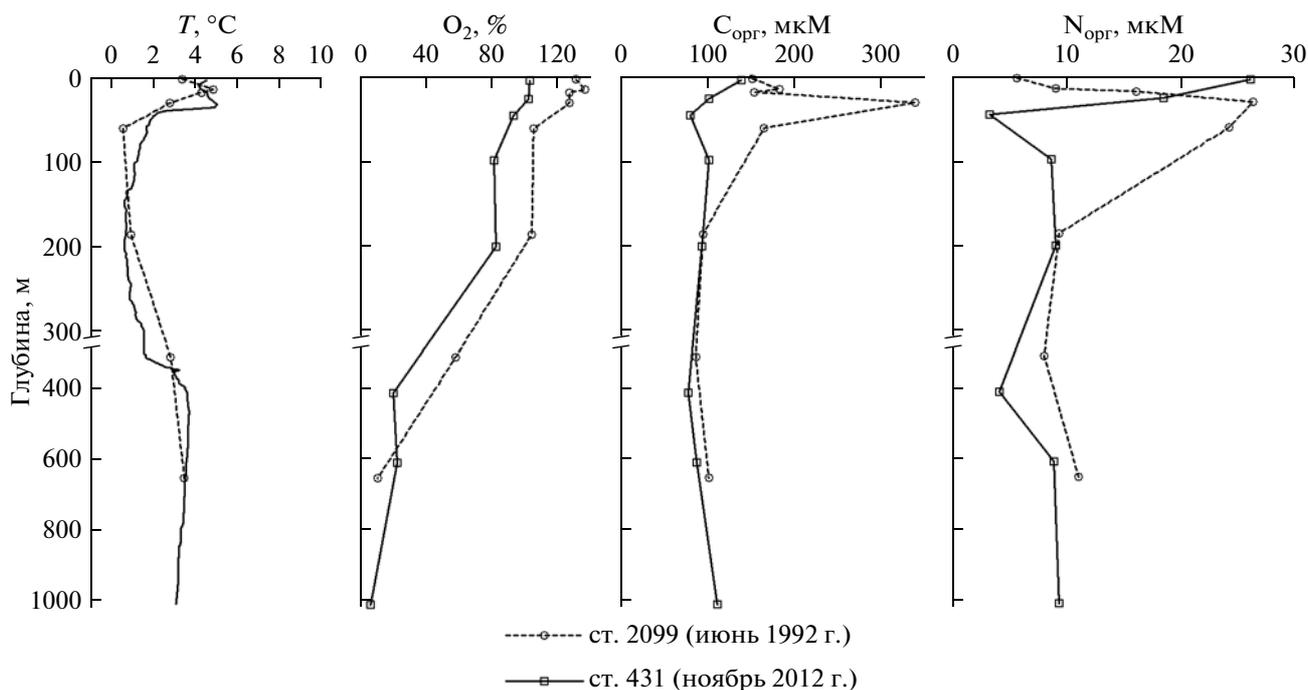


Рис. 4. Вертикальное распределение температуры ($^{\circ}\text{C}$), насыщения воды кислородом (%), концентраций растворенного органического углерода ($\text{C}_{\text{орг}}$, мкМ), и концентраций растворенного органического азота ($\text{N}_{\text{орг}}$, мкМ), в Камчатском проливе.

от шельфа к мористой части, а в Алеутской котловине такая картина наблюдается только осенью, летом же здесь максимальные концентрации $\text{C}_{\text{орг}}$ характерны для шельфа. По данным комплексных исследований летом 1992–1993 гг. увеличение концентраций $\text{C}_{\text{орг}}$ совпадало с интенсификацией процесса первичного продуцирования [3, 10], увеличением концентрации хлорофилла “а” и фитопланктона [8], а также с увеличением биомассы зоопланктона [9].

Вертикальное распределение растворенного органического вещества (РОВ) в прибрежных водах как Карагинского, так и Корякского шельфа одинаково, и характеризуется оно относительной однородностью. Однако если летом концентрации $\text{C}_{\text{орг}}$ изменялись в пределах 158–280 мкМ, то осенью их значения были более чем в 2 раза ниже: от 79 до 143 мкМ (рис. 5).

В районе материкового склона по обе стороны от хребта Ширшова следует отметить очень неравномерное вертикальное распределение концентраций $\text{C}_{\text{орг}}$ и летом, и осенью (рис. 5). При максимальной концентрации в фотическом слое в эти два сезона (летом 100–250 мкМ; осенью 63–113 мкМ) содержание ОВ, уменьшаясь в холодном промежуточном слое (ХПС), может довольно значительно вырасти в теплом промежуточном слое (ТПС), иногда до величин сопоставимых с фотическим слоем. На глубоководных станциях проявляется тенденция к уменьшению концен-

трации РОВ с глубиной. Различия в концентрациях $\text{C}_{\text{орг}}$ между фотическим и нижележащими слоями иногда могут быть значительными, а иногда практически отсутствовать (рис. 6).

Анализ особенностей вертикальных профилей $\text{C}_{\text{орг}}$ в слое 0–1000 м позволил выделить два основных типа распределения $\text{C}_{\text{орг}}$ по вертикали. Первый тип характеризуется равномерным распределением значений $\text{C}_{\text{орг}}$ с колебаниями в пределах 50 мкМ как в сторону увеличения, так и в сторону уменьшения по сравнению с концентрацией $\text{C}_{\text{орг}}$ в поверхностном слое. Второй отличается пилообразным характером распределения со значительными перепадами концентраций. Оба типа распределений обнаружены как в Камчатской, так и в Алеутской котловинах. Ранее было показано, что выявленная пилообразность в вертикальном распределении $\text{C}_{\text{орг}}$ связана не только с изменением гидрологических процессов, но и с изменением активности биологических процессов на разных глубинах [1, 13].

Пространственное распределение растворенного $\text{N}_{\text{орг}}$ тоже очень неоднородно (рис. 4, 5, 6). Если летом 1992 г. самые высокие концентрации $\text{N}_{\text{орг}}$ наблюдались в Камчатском проливе (26.3 мкМ), то, спустя 20 лет, осенью самые высокие концентрации были отмечены в Алеутской котловине (49.0 мкМ). При этом средние осенние значения не показали значительных отличий: 12.5 мкМ в

Камчатском проливе, 13.4 мкМ в Камчатской котловине и 15.4 мкМ в Алеутской котловине. Осреднение концентраций $N_{\text{орг}}$ по исследованной акватории по всем горизонтам показало, что летом средние летние концентрации $N_{\text{орг}}$ были в 1.5–2 раза ниже, чем осенью. Это обусловило и более низкие значения молярного отношения $C : N$ в РОВ (далее – $C : N$) осенью, чем летом. Летом эти значения колебались в пределах 7–105 (средняя величина 37), а осенью – от 4 до 16 (средняя 8). Интересно, что летом самые высокие величины $C : N$ были характерны для фотического слоя и Камчатской, и Алеутской котловин, тогда как осенью максимальные значения этого отношения были зафиксированы в ТПС в Камчатском проливе. Вероятно, летом при интенсивном наращивании биомассы фитопланктон из раствора потребляет не только минеральные формы азота, который находится в дефиците [3], но и органические. В то же время во взвешенном ОВ величины отношения $C : N$ находятся в пределах 4–7, что характерно для живой клетки [13]. Это указывает на низкую степень преобразованности РОВ в осенний сезон.

Если летом в открытой части моря отмечено существенное уменьшение растворенного $N_{\text{орг}}$ в глубинных слоях по сравнению с фотическим, то осенью, особенно в ТПС, эта разница в концентрациях не так существенна. Тем не менее, и осенью для растворенного $N_{\text{орг}}$ в глубоководных районах характерна та же пилообразность вертикального профиля, что и для $C_{\text{орг}}$. В ряде случаев в придонном слое прибрежной зоны летом наблюдалось небольшое увеличение концентраций $N_{\text{орг}}$ ко дну, а осенью – уменьшение. Вероятно, летом здесь значительный вклад в РОВ вносит продукция фитобентоса (рис. 5, 6).

В значительной степени неоднородность горизонтального и вертикального распределения ОВ связана с гидрологией исследованного района Берингова моря [5, 27]. Например, проникновение придонной воды Карагинского шельфа в Камчатский пролив приводит к увеличению на глубине 30–60 м растворенных и взвешенных $C_{\text{орг}}$, $N_{\text{орг}}$ и $P_{\text{орг}}$. А в слое смешения (300–600 м) беринговоморских и тихоокеанских вод в Камчатской котловине в основном возрастает концентрация взвешенных форм этих элементов. Здесь изменяется не только количественный, но и качественный состав ОВ, – увеличивается доля азота и фосфора и изменяется биохимический состав [13]. Ранее японские исследователи отмечали аналогичное увеличение взвешенных форм органического углерода и азота в глубинных слоях в Алеутской котловине [21]. Они связывают наблюдаемое увеличение взвешенных форм органического углерода и азота в глубинных водах с переносом взвешенного вещества с континентального шель-

фа вдоль континентального склона. Такое явление тоже весьма вероятно. На примере северо-восточного шельфа Берингова моря американские исследователи оценили величину поступления ОВ с шельфа в глубоководную часть, которая по их расчетам от ПП должна составлять не менее чем 48% [31].

Ранее нами было показано, что часто смешение разных типов вод изменяет вертикальную структуру распределения $C_{\text{орг}}$ и $N_{\text{орг}}$ не в результате пассивного переноса этих элементов, а в результате активации целого ряда биологических процессов микропланктона. Так, проникновение и взаимодействие тихоокеанских вод с беринговоморскими приводит к увеличению в зоне их контакта активности ферментов ЭТС и часто активирует щелочную фосфатазу [1]. Вероятно, все-таки основным механизмом, контролирующим в данном случае изменение концентраций $C_{\text{орг}}$ и $N_{\text{орг}}$ являются биологические процессы, как летом, так и осенью.

Скорее всего, за вертикальную неоднородность распределения ОВ ответствен в основном бактеропланктон, а в пелагиали – особенно его мелкие свободноживущие формы (размером ~ 0.1 мкм³), биомасса которых и определяет наблюдаемые нами глубинные максимумы концентраций растворенных и взвешенных основных элементов ОВ. Чо и Азам [17], обнаружившие в водах северной части Тихого океана скопления пикопланктона на глубинах 250 и 600 м, считают, что именно с помощью этих форм поддерживается равновесие между РОВ и взвешенным ОВ (ВОВ).

С другой стороны, в случае рассмотрения такого богатого ихтиофауной водоема нельзя не считаться с представлениями о большой роли в потоке ОВ от фитопланктона к бактеропланктону побочных продуктов, теряемых мезозоопланктоном и ихтиофауной при неполном съедании пищи, а также выделяемых в виде фекальных пеллет при переваривании [14]. При этом не только в фотическом слое, но и в глубинных водах через активную микробиологическую петлю могут образовываться довольно значительные количества РОВ [16]. Вполне вероятно, что осенью этот механизм образования РОВ является основным, так как и ниже фотического слоя здесь отношения $C : N$, как правило, намного ниже, чем летом.

Сопоставление данных количественного и качественного изменения РОВ в водах западной части Берингова моря, полученных в октябре 2012 г., с летними данными, полученными 20 лет тому назад, показало, что выявленные основные различия связаны скорее с сезонными, а не с многолетними изменениями состояния шельфовых и пелагических экосистем этого района. Подтверждением могут служить данные, полученные на единственной летней станции в 2012 г. в Алеутской

котловине, где в фотическом слое наблюдались такие же высокие концентрации $C_{\text{орг}}$, как и в июне—июле 1992 и 1993 гг. (>250 мкМ). Несмотря на то, что интенсивность ПП выросла по меньшей мере в 1.5 раза [24], наши осенние данные не отражают увеличения концентраций РОВ в западной части Берингова моря. Вероятно, это связано с увеличением потока экспортной продукции из пелагиали на дно, что подтверждается уменьшением продуктивности минтая в этом регионе [4] и на востоке [22].

Органическое вещество в водах Анадырского залива в июне 1992 г. было распределено довольно неравномерно. Однако значения его концентраций были высокими как в поверхностном, так и в придонном слое. Причем, минимальные концентрации и в поверхностном, и в придонном слое наблюдались в зоне непосредственного воздействия речного стока (171–277 и 165–270 мкМ, соответственно), соленость которой изменялась от 22.05‰ до 26.52‰. Здесь же отмечались и небольшие концентрации органического азота (6.0–11.2 мкМ в поверхностном слое и 6.9–9.5 мкМ – в придонном). Самые высокие концентрации $C_{\text{орг}}$ (до 486 мкМ на поверхности и 268–421 мкМ в придонном слое) были характерны для области слабого распреснения, где соленость изменялась от 28.15‰ до 29.90‰ (рис. 7). Концентрации $N_{\text{орг}}$ там также были выше и колебались в пределах 9.6–14.3 мкМ на поверхности и 5.6–6.7 мкМ в придонном слое. Максимальные концентрации $N_{\text{орг}}$ (31.9–33.7 мкМ) были зафиксированы в пределах эвфотического слоя в области, граничащей с мористой частью в районе м. Наварин, и в придонном слое в центральной части залива (рис. 7).

Ранее было показано, что для ОВ Анадырского залива в летнее время характерна очень высокая доля взвешенной его составляющей. Так, на поверхности ВОВ от общего ОВ составляет 6–28%, а в придонном слое – 9–45%. Причем, как правило, концентрации ВОВ в придонном слое в 2–5 раз выше, чем в поверхностном. Отмечалось, что в экосистеме Анадырского залива три основных процесса определяют количественное и качественное изменение РОВ и ВОВ – 1) интенсивность первичного продуцирования; 2) физико-химический процесс образования конгломератов ОВ при изменении ионной силы в местах контакта речных и морских вод и флокуляция, что приводит к резкому уменьшению РОВ и увеличению концентрации ВОВ особенно в придонном слое, и 3) процесс создания биологического барьера, когда в популяции микропланктона увеличивается количество гетеротрофных организмов, что способствует

быстрой утилизации поступающего с речным стоком ОВ [13].

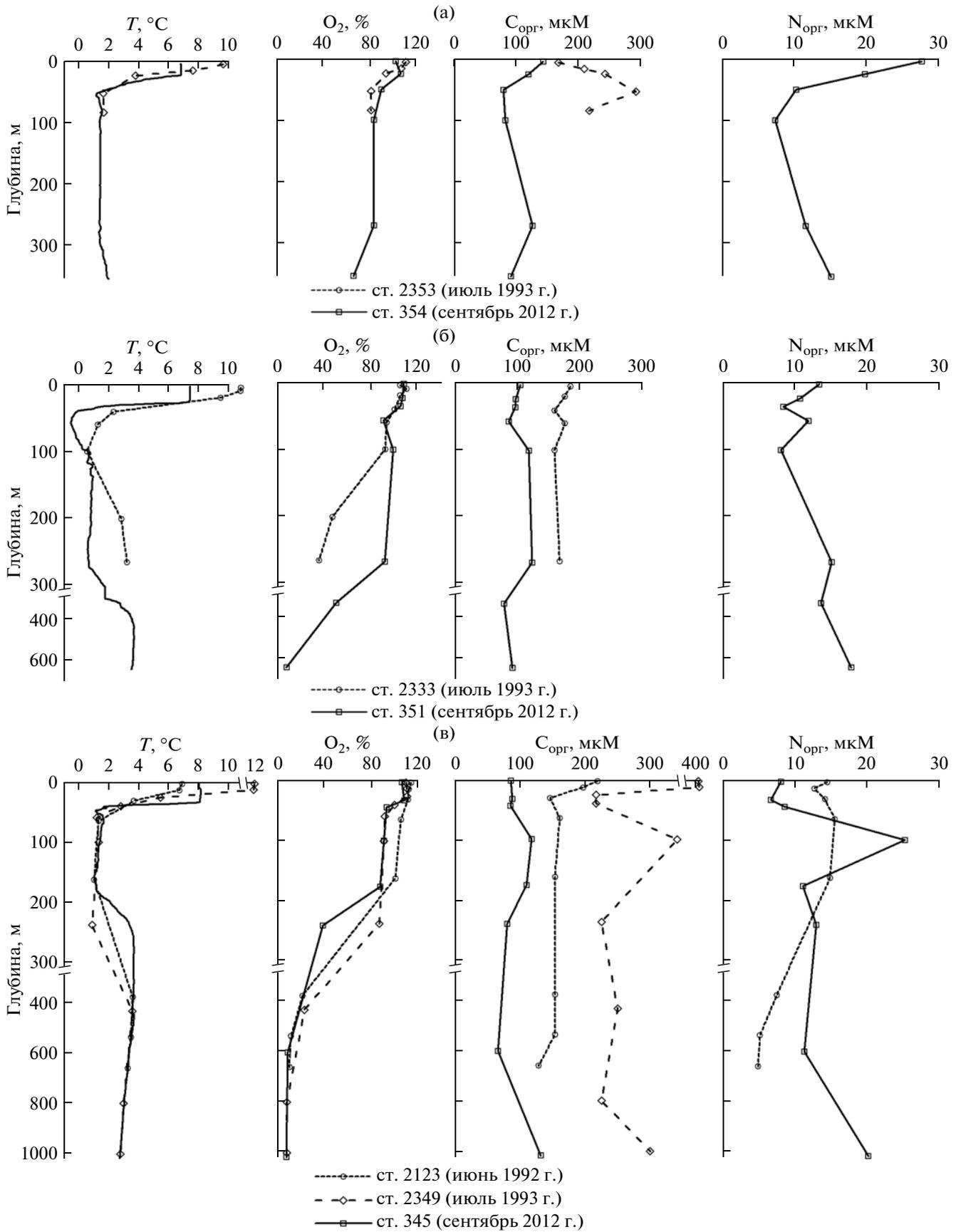
Данные, полученные в августе 2012 г., охватывают более подробно, чем данные июня 1992 г., всю территорию Анадырского залива (рис. 8). Несмотря на то, что в августе 2012 г. в заливе были довольно активны процессы ПП, исходя из более 115% насыщения поверхностных вод кислородом [6], средние концентрации $C_{\text{орг}}$ здесь в 2 раза ниже, чем в июне 1992 г. При этом пределы изменений этих концентраций в 2012 г. даже больше (см. таблицу). В августе на распределение РОВ влияние речного стока сказывалось еще в меньшей степени, чем в июне. Вероятно, это связано с ослаблением мощности потока вод р. Анадырь к концу лета. В это время в районе распространения речных вод в поверхностном слое соленость изменялась от 28.99‰ до 30.42‰, тогда как в июне 1992 г. предел изменения солености в этом районе составлял 22.05–29.90‰.

Максимальные концентрации $C_{\text{орг}}$ характерны для фотического слоя, где насыщение вод кислородом превышает 100 %, и для ХПС.

В некоторых случаях в верхней части ХПС (до 50 м) могут происходить довольно активные процессы ПП, что выражается в высоком насыщении вод кислородом в этом слое (до 130%) и высоких концентрациях $C_{\text{орг}}$ (до 294 мкМ). Как правило, слой активного фотосинтеза содержит $C_{\text{орг}}$ в 1.5–2 раза выше, чем придонный. Значения концентраций $C_{\text{орг}}$ в фотическом слое колеблются в пределах 90–212 мкМ, а в придонном изменяются от 76 до 189 мкМ. Минимальные концентрации (73 мкМ) обнаружены в районе проникновения пресных вод. Здесь, вероятно, изменение ионной силы приводит к уменьшению РОВ и увеличению концентрации ВОВ особенно в придонном слое.

В отличие от $C_{\text{орг}}$, средние концентрации $N_{\text{орг}}$ в августе 2012 г. по всему Анадырскому заливу были примерно в 2 раза выше, чем в июне 1992 г. Диапазон изменения значений очень широк от 4.0 мкМ и до 27.8 мкМ (рис. 8). Часто высокие концентрации были характерны не только для фотического слоя и ХПС, как отмечалось для $C_{\text{орг}}$, но и для придонного слоя. Максимальные значения зафиксированы в зоне влияния пресных вод. Высокие концентрации растворенного $N_{\text{орг}}$ обусловили и низкие значения молярного отношения $C : N$. Величины этого отношения изменялись также в очень широком диапазоне от 6 до 23 (среднее 11). На примере вод Северной Атлантики показано, что в период интенсивного цветения фитопланктона значения отношения $C : N$ в

Рис. 5. Вертикальное распределение температуры (°С), насыщения воды кислородом (%), концентраций растворенного органического углерода ($C_{\text{орг}}$, мкМ), и концентраций растворенного органического азота ($N_{\text{орг}}$, мкМ), на Каргинско-Олюторском шельфе (а), на свале глубин (б) и в Камчатской котловине (в).



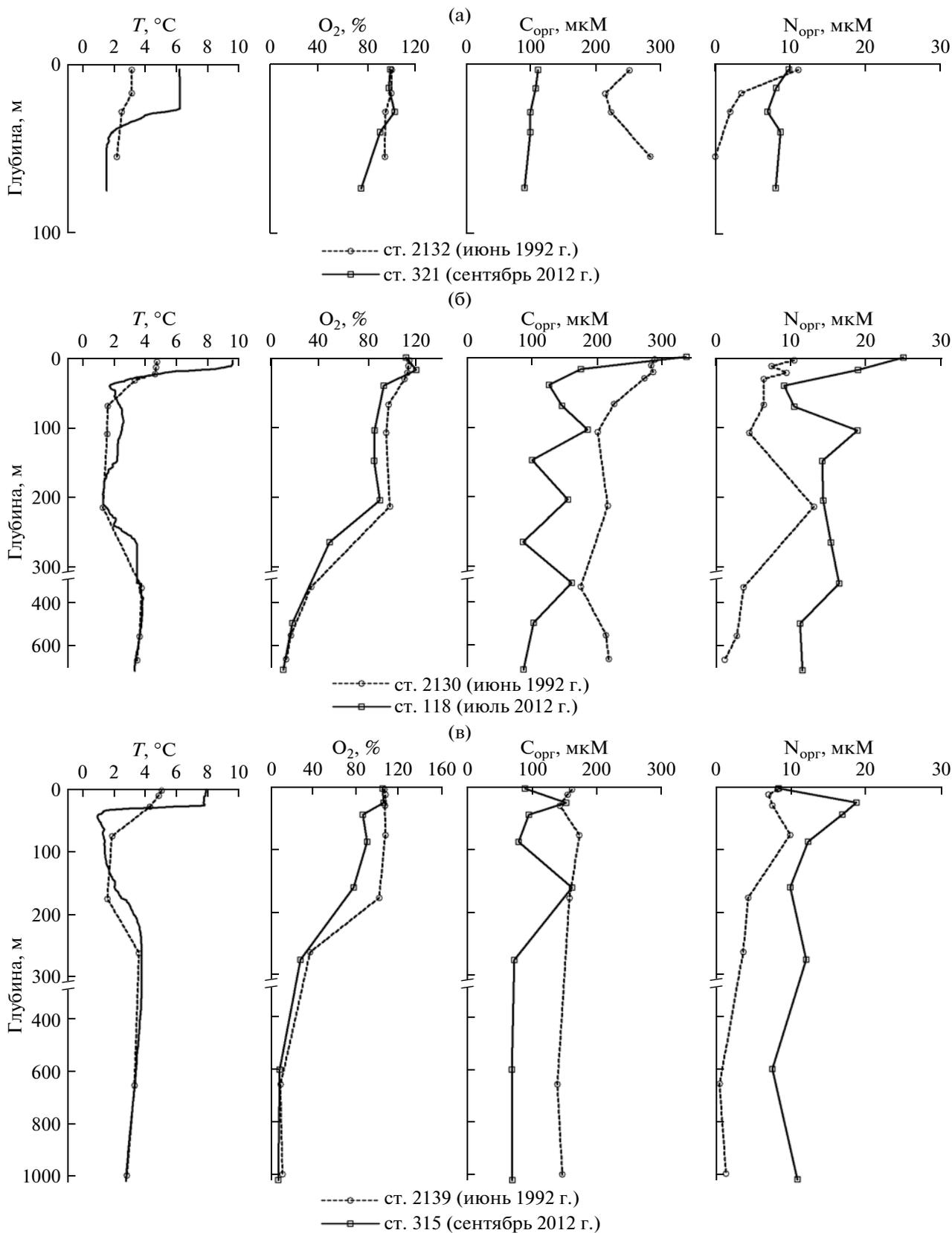


Рис. 6. Вертикальное распределение температуры ($^\circ\text{C}$), насыщения воды кислородом ($\%$), концентраций растворенного органического углерода ($\text{C}_{\text{орг}}, \text{мкМ}$), и концентраций растворенного органического азота ($\text{N}_{\text{орг}}, \text{мкМ}$), на Корякском шельфе (а), на свале глубин (б) и в Алеутской котловине (в).

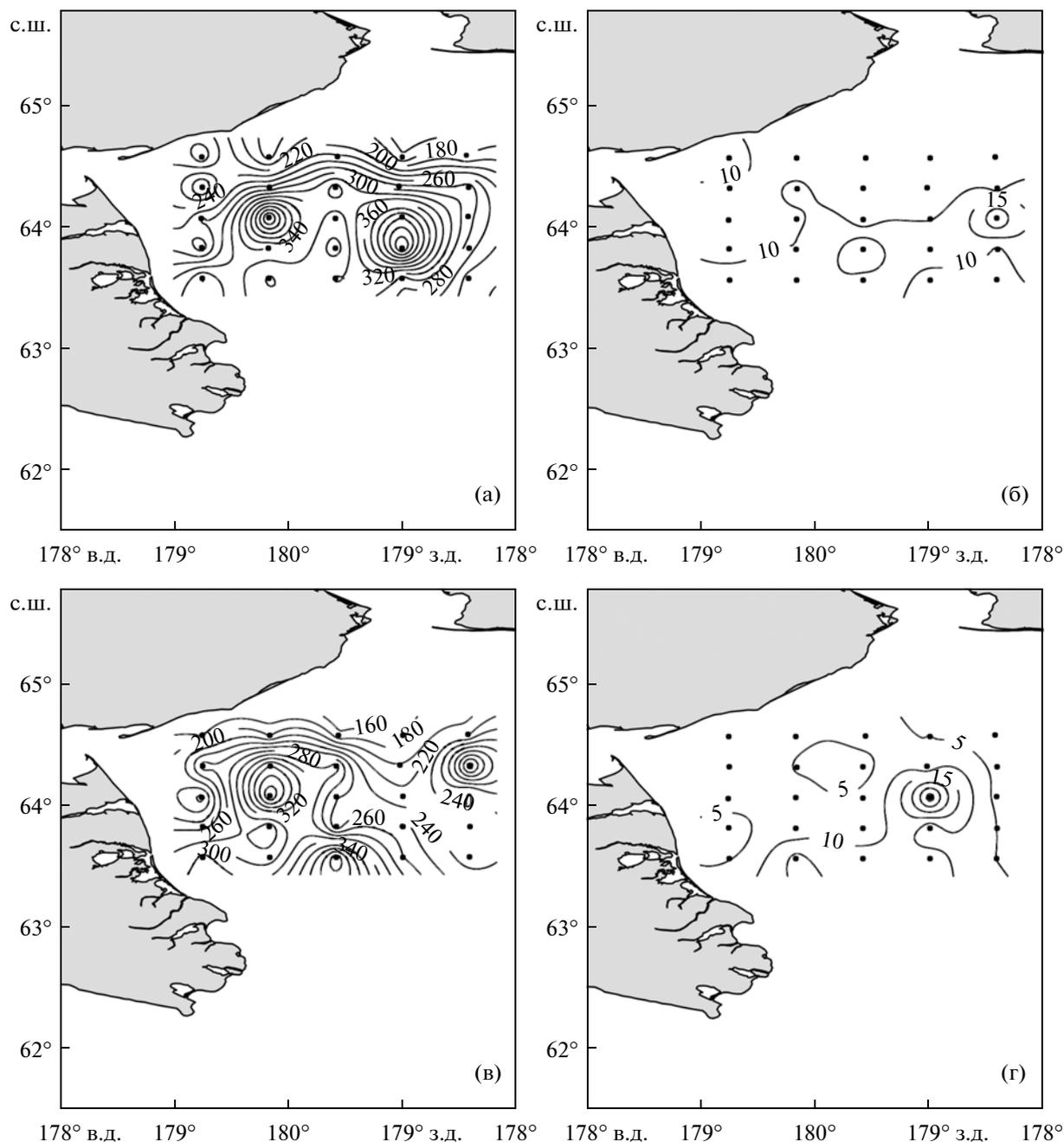


Рис. 7. Распределение концентраций растворенного органического углерода в поверхностном и придонном слоях (а и в, соответственно) и растворенного органического азота в поверхностном и придонном слоях (б и г, соответственно), мкМ, в западной части Анадырского залива в июне 1992 г.

РОВ равны 5–6, увеличиваясь до 10–16 по мере затухания цветения [23]. Можно предположить, что в некоторых частях Анадырского залива активная вегетация протекает даже в августе.

Таким образом, не только для западной части Берингова моря, но и для Анадырского залива характерна очень большая межгодовая изменчивость концентраций РОВ и его элементного состава. К сожалению, у нас нет собственных дан-

ных по межгодовой изменчивости концентраций ОВ на восточном шельфе. Однако за последние 20 лет продуктивность восточной части Берингова моря и распределение там $C_{орг}$ исследуются довольно интенсивно [15, 19, 24]. Выявлена очень большая межгодовая изменчивость этих показателей, которая в основном зависит от начала и скорости таяния льдов. Несмотря на то, что средняя годовая ПП на восточном шельфе уменьша-

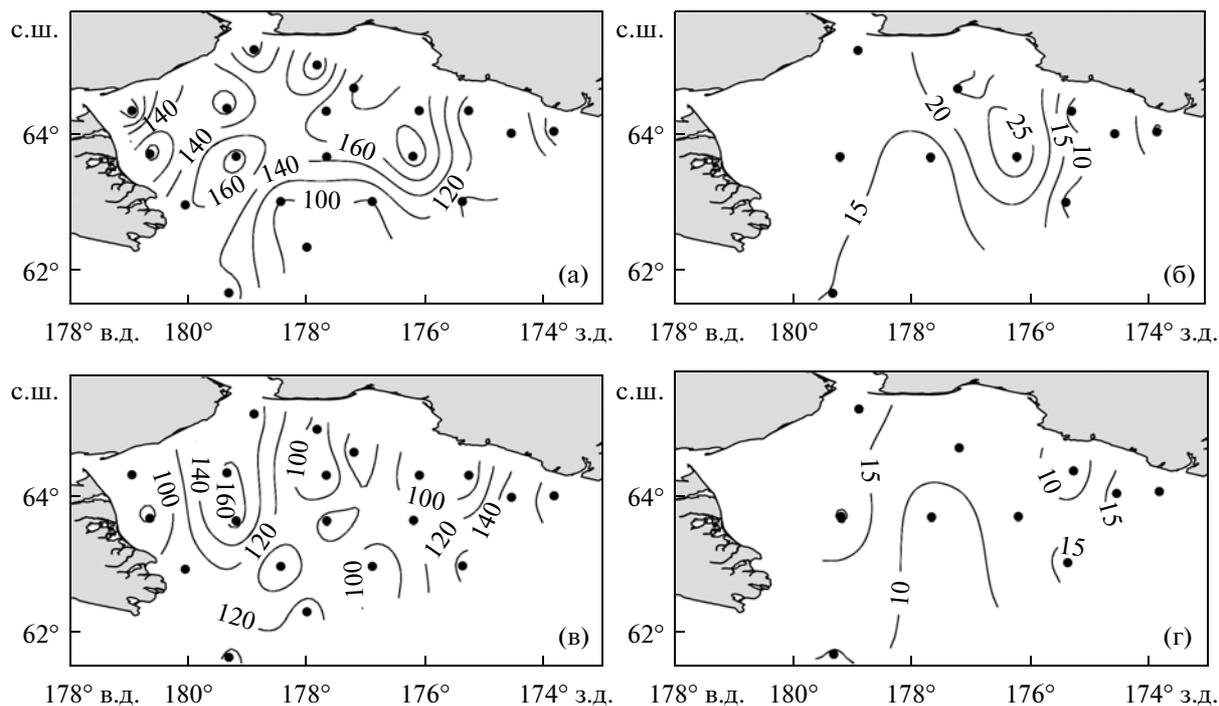


Рис. 8. Распределение концентраций растворенного органического углерода в поверхностном и придонном слоях (а и в, соответственно) и растворенного органического азота в поверхностном и придонном слоях (б и г, соответственно), мкМ, в Анадырском заливе в августе 2012 г.

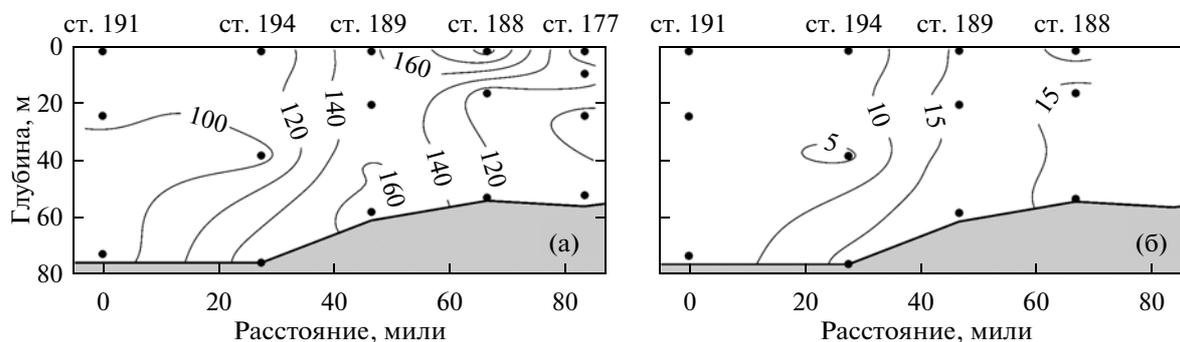


Рис. 9. Распределение концентраций растворенного органического углерода (а) и растворенного органического азота (б), мкМ, на шельфе вдоль южной оконечности Чукотского полуострова в августе 2012 г.

ется с юга на север, район Анадырского пролива из-за турбулентного перемешивания и образования локальных вихрей является зоной повышенной продуктивности, в которой наблюдаются высокие концентрации хлорофилла и ОВ. В августе 2012 г. на шельфе вдоль южной оконечности Чукотского п-ова мы также наблюдали повышенные концентрации $C_{\text{орг}}$ в водах фотического слоя, пересыщенных кислородом (рис. 9). Следует заметить, что значения этих концентраций были в 1.5–2 раза выше, чем значения, приводимые для северного района о. Св. Лаврентия, полученные летом 2008 и 2009 гг. [19].

Казалось бы, что высокая ПП и очень большое содержание хлорофилла “а” в районе о. Св. Лаврентия, более 1000 мг/м² [18], должны были определять и высокие концентрации $C_{\text{орг}}$ здесь. Однако это не так. Вероятно, мелководность восточного шельфа, сильное ветровое перемешивание и вихревые образования способствуют быстрому осаждению РОВ. Это в свою очередь поддерживает богатое бентосное сообщество восточного шельфа и может обеспечить биомассу рыб в три раза большую, чем в западной части Берингова моря [12].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Агатова А.И., Лапина Н.М.* Скорости преобразования органического вещества и регенерации биогенных элементов в Беринговом море // Комплексные исследования экосистемы Берингова моря / Ред. Котенев Б.Н., Сапожников В.В. М.: ВНИРО, 1995. С. 226–241.
2. *Агатова А.И., Сапожников В.В., Торгунова Н.И.* Сравнительное определение растворенного органического вещества методом фотоокисления с персульфатом и методом высокотемпературного каталитического сжигания в различных морях // Океанология. 1996. Т. 36. № 3. С. 470–477.
3. *Аржанова Н.В., Зубаревич В.Л., Сапожников В.В.* Сезонные изменения запасов биогенных элементов в эвфотическом слое и оценка первичной продукции в Беринговом море // Комплексные исследования экосистемы Берингова моря / Ред. Котенев Б.Н., Сапожников В.В. М.: ВНИРО, 1995. С. 162–179.
4. *Буслов А.В.* Минтай восточного побережья Камчатки: современное состояние запасов и рекомендации по рациональной эксплуатации // Изв. ТИНРО. 2008. Т. 152. С. 3–17.
5. *Верхунов А.В., Рид Р.К., Ткаченко Ю.Ю. и др.* Крупномасштабная изменчивость циркуляции Берингова моря (по результатам экспедиций 1990–1992 гг.) // Комплексные исследования экосистемы Берингова моря / Ред. Котенев Б.Н., Сапожников В.В. М.: ВНИРО, 1995. С. 39–52.
6. *Кивва К.К., Чульчиков Д.Н.* Океанологические исследования в западной части Берингова моря в июле–ноябре 2012 г. // Океанология. 2014. Т. 54. № 4. С. 574–576.
7. *Котенев Б.Н.* Динамика вод как важнейший фактор долгопериодной изменчивости биопродуктивности вод и воспроизводства рыбных запасов Берингова моря // Комплексные исследования экосистемы Берингова моря / Ред. Котенев Б.Н., Сапожников В.В. М.: ВНИРО, 1995. С. 7–38.
8. *Мордасова Н.В., Метревели М.П., Вентцель М.В.* Пигменты фитопланктона в западной части Берингова моря // Комплексные исследования экосистемы Берингова моря / Ред. Котенев Б.Н., Сапожников В.В. М.: ВНИРО, 1995. С. 256–264.
9. *Мусаева Э.И., Колосова Е.Г.* Распределение зоопланктона Берингова моря // Комплексные исследования экосистемы Берингова моря / Ред. Котенев Б.Н., Сапожников В.В. М.: ВНИРО, 1995. С. 318–329.
10. *Сорокин Ю.И.* Первичная продукция в Беринговом море // Комплексные исследования экосистемы Берингова моря / Ред. Котенев Б.Н., Сапожников В.В. М.: ВНИРО, 1995. С. 264–276.
11. Справочник гидрохимика. Рыбное хозяйство. М.: Агропромиздат, 1991. С. 87–89.
12. *Шунтов В.П.* Биология дальневосточных морей России. Т. I. Владивосток: ТИНРО-центр, 2001. 580 с.
13. *Agatova A.I., Arzhanova N.A., Torgunova N.I.* Organic matter of the Bering Sea // Dynamics of the Bering Sea / Eds. Loughlin T.R. et al. Fairbanks: Alaska Sea Grant College Program, 1999. P. 261–284.
14. *Banse K.* New views on the degradation of organic particles as collected by sediment traps in the open sea // Deep-Sea Res. 1990. № 37. P. 1177–1195.
15. *Brown Z.W., Arrigo K.R.* Sea ice impacts on spring bloom dynamics and net primary production in the Eastern Bering Sea // J. Geophys. Research: Oceans. 2013. V. 118. P. 43–62.
16. *Carlson C.A.* Production and removal processes // Biogeochemistry of marine dissolved organic matter / Eds. Hansell D.A. et al. San Diego: Academic Press, 2002. P. 91–151.
17. *Cho B.C., Azam F.* Major role of bacteria in biogeochemical fluxes in the ocean's interior // Nature. 1988. № 332. P. 441–443.
18. *Cooper L.W., Janout M.A., Frey K.E. et al.* The relationship between sea ice break-up, water mass variation, chlorophyll biomass, and sedimentation in the northern Bering Sea // Deep-Sea Res. II. 2012. V. 65–70. P. 141–162.
19. *Cross J.N., Mathis J.T., Bates N.R.* Hydrographic controls on net community production and total organic carbon distributions in the eastern Bering Sea // Deep-Sea Res. II. 2012. V. 65–70. P. 98–109.
20. *Guo L., Tanaka T., Wang D. et al.* Distributions, speciation and stable isotope composition of organic matter in the southeastern Bering Sea // Mar. Chem. 2004. V. 91. P. 211–226.
21. *Handa N., Tanoue E.* Organic matter in the Bering Sea and adjacent areas // The eastern Bering Sea shelf: Oceanography and resources. 1979. P. 359–381.
22. *Hunt G.L., Coyle K.O., Eisner L.B. et al.* Climate impacts on eastern Bering Sea foodwebs: a synthesis of new data and an assessment of the Oscillating Control Hypothesis // ICES J. Mar. Sci. 2011. V. 68. P. 1230–1243.
23. *Kortzinger A., Koeve W., Kahler P. et al.* C : N ratios in the mixed layer during the productive season in the northeast Atlantic Ocean // Deep-Sea Res. I. 2001. V. 48. P. 661–688.
24. *Lomas M.W., Moran S.B., Casey J.R. et al.* Spatial and seasonal variability of primary production on the Eastern Bering Sea shelf // Deep-Sea Res. II. 2012. V. 65–70. P. 126–140.
25. *Lovvorn J.R., Cooper L.W., Brooks M.L. et al.* Organic matter pathways to zooplankton and benthos under pack ice in late winter and open water in late summer in the north-central Bering Sea // Mar. Ecol. Prog. Ser. 2005. V. 291. P. 135–150.
26. *Sharp J.H., Rinker K.R., Savidge K.B. et al.* A preliminary methods comparison for measurement of dissolved organic nitrogen in seawater // Mar. Chem. 2002. V. 78. P. 171–184.
27. *Stabeno P.J., Schumacher J.D., Ohtani K.* The physical oceanography of the Bering Sea // Dynamics of the Bering Sea / Eds. Loughlin T.R. et al. Fairbanks: Alaska Sea Grant College Program, 1999. P. 1–28.
28. *Sugimura Y., Suzuki Y.* A high temperature catalytic oxidation method of non-volatile dissolved organic in seawater by direct injection of liquid samples // Mar. Chem. 1988. № 20. P. 113–119.

29. *Suzuki Y., Sugimura T., Itoh T.* A catalytic oxidation method for the determination of total nitrogen dissolved in seawater // *Mar. Chem.* 1985. № 16. P. 83–97.
30. *Tsyban A.V.* The BERPAC project: Development and overview of ecological investigations in the Bering and Chukchi Seas // *Dynamics of the Bering Sea* / Eds. Loughlin T.R. et al. Fairbanks: Alaska Sea Grant College Program, 1999. P. 713–732.
31. *Walsh J.J., McRoy C.P.* Ecosystem analysis in the southeastern Bering Sea // *Continental Shelf Res.* 1986. № 5. P. 259–288.

Spatial-temporal Variability of Dissolved Organic Matter in the Bering Sea

A. I. Agatova, K. K. Kivva, N. I. Torgunova

The analysis of changes in dissolved organic carbon (C_{org}) and dissolved organic nitrogen (N_{org}) concentrations was performed in the western Bering Sea and Gulf of Anadyr for the past 20 years. Fluctuations of concentrations of C_{org} and N_{org} are reported for all years of observations. The maximum variability of C_{org} concentrations was observed in the summer periods of the 1990s (85–481 μM). In the autumn of 2012, variability was still high despite the fact that the limits and average values decreased (66–337 μM). The maximum concentrations were characteristic of the photic layer. The average concentrations of N_{org} were 1.5–2 times smaller in summer than in autumn. As a result, molar C : N ratios of the dissolved organic matter were 3–4 times greater in summer, than in autumn. Similar results were observed for the Gulf of Anadyr. Observed major quantitative and elemental differences in dissolved organic matter composition are mostly related to the seasonal rather than interannual variability of shelf and pelagic ecosystems in the region.