

УДК 551.46(265.51)

В.А. Лучин*

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
690041, г. Владивосток, ул. Балтийская, 43

**СРЕДНИЕ МНОГОЛЕТНИЕ ПАРАМЕТРЫ
ВЕРХНЕГО КВАЗИОДНОРОДНОГО СЛОЯ БЕРИНГОВА МОРЯ
(НИЖНЯЯ ГРАНИЦА, ТЕМПЕРАТУРА, СОЛЕННОСТЬ)
И ИХ ВНУТРИГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ**

Использована вся доступная глубоководная океанографическая информация, полученная в Беринговом море (101 425 станций за период с 1929 по 2019 г.). Нижняя граница верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) на каждой станции была определена по вертикальным распределениям температуры воды. Средние многолетние месячные параметры ВКС получены с шагом 1° по широте и долготе. ВКС в Беринговом море минимально развит с июня по сентябрь, когда на преобладающей части моря он не распространяется глубже 10–20 м. Только вблизи проливов центральной части Алеутской гряды нижняя граница ВКС заглубляется до горизонтов 30–40 м. С декабря по март ВКС в Беринговом море имеет самое большое вертикальное развитие. Его нижняя граница максимально заглублена в двух районах: в северной части глубоководной котловины моря (до 120–160 м) и вблизи мелководных проливов центральной и восточной частей Алеутской гряды (до 180–200 м). Поля температуры ВКС Берингова моря группируются в два основных и существенно различающихся между собой типа пространственного распределения. С ноября по июнь для ВКС характерно зимнее распределение температуры. Его главная особенность — это максимальные и положительные значения на акватории, прилегающей к проливам Алеутской гряды. С июля по октябрь наибольшие значения температуры в ВКС выделяются в заливах Карагинский, Бристоль и Нортон-Саунд. Вблизи центральных проливов Алеутской гряды в этот период формируется область с пониженными значениями температуры в ВКС. Средние многолетние месячные поля солёности ВКС в течение года сохраняют свои крупномасштабные особенности. Максимальные значения солёности наблюдаются вблизи центральных и восточных проливов Алеутской гряды. На периферийных участках моря (особенно в заливах Анадырский и Нортон-Саунд) выделяются прибрежные зоны распреснения, которые формируются под влиянием стока рек и разрушения ледяного покрова.

Ключевые слова: Берингово море, верхний квазиоднородный слой, температура и солёность воды, течения, речной сток, вертикальное перемешивание.

DOI: 10.26428/1606-9919-2019-199-214-230.

Luchin V.A. Mean climatic parameters of the upper mixed layer in the Bering Sea (lower boundary, temperature, salinity) and their annual variability // *Izv. TINRO.* — 2019. — Vol. 199. — P. 214–230.

* Лучин Владимир Александрович, доктор географических наук, ведущий научный сотрудник, e-mail: vluchin@poi.dvo.ru.

Luchin Vladimir A., D. Geogr., leading researcher, Pacific Oceanological Institute, Far East Branch, Russian Ac. Sci., Baltiyskaya Str., 43, Vladivostok, 690041, Russia, e-mail: vluchin@poi.dvo.ru.

All available deep-water oceanographic data obtained in the Bering Sea in 1929–2019 are analyzed (101,425 oceanographic stations). Lower boundary of the upper mixed layer is determined from the vertical temperature profiles using the criterion of temperature deflection from SST (10 % for June–October and 0.2, 0.3, and 0.5 °C for November–May). The mixed layer is rather thin in June–September, its thickness is 10–20 m over the major part of the sea, and 30–40 m at the straits between central Aleutian Islands. In December–March, the mixed layer depth increases to 120–160 m in the northern deep-water sea and up to 180–200 m at the straits between central and eastern Aleutian Islands, though it is thinner in plumes of warm waters entering from the Pacific. At the continental shelf, the mixed layer can be traced to the depth of 20–40 m in the eastern Bering Sea and 60–80 m at Kamchatka in December–January and to 60–80 m in the eastern Bering Sea and 80–100 m at Kamchatka in February–March. The mixed layer temperature distribution is distinguished by two completely different seasonal patterns. The winter distribution pattern with the highest temperature in the areas adjacent to the Aleutian Straits is typical for November–June. The summer pattern with high temperature in the Karaginsky Bay, Bristol Bay, and Norton Sound and lower temperature near the Aleutian Straits is typical for July–October. On the contrary, the salinity distribution pattern is stable, with the highest salinity at the central and eastern Aleutian Straits and lower salinity in the coastal zone as the Anadyr Bay and Norton Sound influenced by the river runoff.

Key words: Bering Sea, upper mixed layer, water temperature, salinity, sea current, river runoff, vertical mixing.

Введение

Берингово море, как высокопродуктивный район Мирового океана [Шунтов, 2001, 2016], является не только источником сырьевых ресурсов, но и важной транспортной составляющей развития региона. Изучение условий обитания биологических объектов относится к одной из значимых компонент экосистемных исследований [Гершанович, Муромцев, 1982; Шунтов, 1986, 2001; Радченко и др., 1997; Дулепова, 2005]. В.П. Шунтов [2001] отмечает, что все биологические явления и процессы во многом зависят от конкретных фоновых условий.

Одна из основных океанических переменных для климата — верхний квазиоднородный слой (ВКС), который является продуктом термического и динамического взаимодействия океана и атмосферы (поверхностного прогрева/охлаждения, ветрового и волнового перемешивания, внутриводного бокового и вертикального обмена). Как следует из работы Falkowski с соавторами [1998], основные океанические биологические и химические процессы, которые играют важную роль в климате Земли, также происходят в верхнем перемешанном слое. Исследования концентрации хлорофилла, рыбных ресурсов, обмена CO₂ на границе океан–атмосфера свидетельствуют о необходимости более точных данных о параметрах ВКС [Oh et al., 1999; Yamada et al., 2004; Jo et al., 2007; Jang et al., 2011].

К настоящему времени даже на основе многолетней информации (как по материалам конкретных съемок, так и при климатологическом обобщении больших массивов многолетней океанологической информации в пределах всего моря) в статьях, атласах и монографических изданиях сведения о параметрах ВКС Берингова моря представлены только в общем виде [Леонов, 1960; Натаров, 1963; Kitano, 1970; Ohtani, 1973; Зуенко и др., 1998; Luchin et al., 2009; Matishov et al., 2014]. Даже В.С. Арсеньев [1967], используя большой массив многолетних данных, смог представить топографию нижней границы ВКС Берингова моря только для июля. Для холодного периода года он дает топографию нижней границы ВКС по данным одного рейса научного судна «Витязь», выполненного в юго-западной части моря в декабре–январе. В обобщающей работе японских исследователей [Takenouti, Ohtani, 1974] для отдельных регионов Берингова моря приведены только характерные профили вертикального распределения температуры и солёности, на основании которых можно приближенно оценить параметры ВКС в холодный и теплый периоды года. В публикации С.В. Полуэктова и Ю.А. Хистяева [1981] на основе материалов зимних батитермографных наблюдений за 1971–1976 гг. для свободной ото льда глубоководной части моря представлены среднее (за январь–

апрель) положение нижней границы ВКС и распределение температуры воды в нем. В двух работах [Лучин и др., 1999; Luchin et al., 1999], основанных на обобщении более 35 000 океанологических станций, авторы смогли представить только многолетние параметры ВКС Берингова моря, осредненные для января-марта, июня-июля, августа-сентября и ноября. В работе Г.В. Хена с соавторами [2015] по данным летних и осенних съемок показаны детальные ежегодные (с 2002 по 2013 г.) карты распределения параметров ВКС только для западной части Берингова моря.

Следует отметить, что к настоящему времени отсутствуют данные климатологических оценок параметров ВКС для всей акватории Берингова моря с месячной дискретностью, даже с учетом того, что это важная информация для понимания пространственной и временной изменчивости биогеохимических процессов в море и один из входных параметров при реализации численных моделей. В основном это результат того, что имеющиеся данные океанографических наблюдений, характеризующие деятельный слой моря, находятся в различных (не всегда доступных) источниках, имеют разные форматы и структуру их хранения, а также распределены неравномерно во времени и в пространстве. Отметим также, что параметры верхнего квазиоднородного слоя, полученные по данным отдельных разрезов или съемок локальных акваторий, не в полной мере отражают весь спектр сезонных и межгодовых изменений этого важного элемента состояния вод моря.

Целью настоящей работы является оценка внутригодовой изменчивости параметров верхнего квазиоднородного слоя Берингова моря с использованием наиболее полного исторического массива океанографических данных.

Материалы и методы

Для расчета параметров ВКС сформирован массив океанологической информации Берингова моря, который включает все доступные данные организаций России, Японии, США и КНР. Преобладающая часть данных наблюдений получена учреждениями России (Росгидромет, ТИНРО, Гидрографическая служба ТОФ, Академия наук). В обобщенный массив глубоководных океанологических наблюдений включены все имеющиеся на настоящее время виды наблюдений (батометрические серии, STD-наблюдения, данные дрейфующих буев (Profiling Autonomous Lagrangian Circulation Explorer — PALACE), батитермографные (МВТ) наблюдения и данные отрывных зондов (ХВТ)). Два последних вида наблюдений дают только профили температуры воды. В массиве присутствуют станции с батометрическими наблюдениями (с разреженной дискретностью по вертикали, которая равна или близка к стандартным горизонтам), а также батитермографные, ХВТ, STD-наблюдения и данные дрейфующих буев, у которых более высокое разрешение измеряемых параметров по вертикали. Вначале была проведена процедура исключения дублей станций, что неизбежно при обобщении массового материала наблюдений, взятого из различных источников. Затем отбраковывались недостоверные значения с учетом региональных особенностей моря в программе Ocean Data View [<https://odv.awi.de/>]. После исключения дублирующих станций и недостоверной информации в результирующем океанографическом массиве осталось 101 425 станций за период с 1929 по 2019 г. Однако станций с одновременным определением температуры и солёности оказалось существенно меньше — 56 858.

Наиболее часто для определения нижней границы ВКС используют вертикальные распределения плотности или температуры морской воды [Levitus, 1982; Thomson, Fine, 2003; Lorbacher et al., 2006; Holte, Talley, 2009; Toyoda et al., 2017; Лучин, 2018], вертикальные градиенты температуры воды [Филошкин, 1968; Моисеев, 1978; Лучин и др., 1999; Хен и др., 2015], а также различные пороговые критерии [Kara et al., 2000; Ohno et al., 2004; D’Ortenzio et al., 2005; Oka et al., 2007; Dong et al., 2008; Лучин, 2018].

В настоящей работе ВКС идентифицировался как слой воды с относительно однородным распределением температуры по вертикали. Его нижняя граница на каждой станции была определена, как и в предыдущей работе [Лучин, 2018], по вертикальным распределениям температуры воды. На каждой океанографической станции нижняя граница ВКС рассчитывалась с использованием следующих критериев.

1. Температура воды в ВКС отличалась не более чем на 10 % от температуры поверхности моря. Эти условия применялись для станций, выполненных в теплый период года (с июня по октябрь).

2. Для периода с ноября по май при определении нижней границы ВКС критериями являлись фиксированные значения температуры воды, равные 0,2, 0,3 и 0,5 °С. Это связано с особенностями океанологического режима моря. В южной и юго-восточной частях моря (за счет интенсивного вертикального перемешивания теплых тихоокеанских вод в проливах Алеутской гряды) формируется практически гомогенное распределение температуры до больших глубин. Поэтому применение критериев (10 % от поверхностных значений температуры, а также фиксированных значений более 0,5 °С) приводит в этом районе моря к нереально большому заглублению нижней границы ВКС. Более того, в холодный период года на акваториях, где температура воды близка к нулевым значениям, при использовании критерия 10 % (относительно поверхностных значений температуры воды) можно получить нереально малую глубину нижней границы ВКС (это актуально даже при незначительных «выбросах» на вертикальных профилях температуры). Отметим, что в холодный период года и ранней весной (при слабой плотностной стратификации деятельного слоя вод) верхняя часть профилей температуры может трансформироваться при прохождении циклонов, приносящих сравнительно холодные или теплые воздушные массы на исследуемую акваторию, а также усиливающих ветровое и волновое перемешивание верхнего слоя морских вод. Поэтому при применении критериев (10 % от поверхностных значений температуры, фиксированных значений менее 0,2 °С) в холодный период года мы можем определить синоптические вариации верхней части ВКС, а не его полную глубину.

Проведенные расчеты и построения полей распределения нижней границы ВКС показали для холодного периода года близкие результаты при использовании всех перечисленных критериев (0,2, 0,3, 0,5 °С). Исключением являлись отдельные локальные районы вблизи мелководных проливов Алеутской гряды, где при использовании критерия 0,5 °С нижняя граница ВКС заглублялась до 300–500 м. Поэтому окончательные расчеты параметров ВКС с ноября по май выполнялись по следующей схеме. На каждой океанологической станции в пределах всей акватории моря делали три расчета (с использованием критериев 0,2, 0,3 и 0,5 °С). За нижнюю границу ВКС на каждой станции принимался горизонт (независимо от дискретности наблюдения параметров по вертикали), где температура воды не выходила за пределы одного из принятых критериев. Дополнительно на каждой станции в пределах ВКС проводился расчет средних взвешенных значений температуры и солёности.

Затем для каждого варианта расчета параметров ВКС на каждой станции (с использованием критериев 0,2, 0,3 и 0,5 °С) проводился расчет средних многолетних месячных параметров ВКС в трапеции с шагом 1° по широте и долготы. При расчетах средних многолетних месячных статистических характеристик во всех трапециях (для нормирования вклада суточных и многосерийных станций) выполнялась следующая операция. Вначале в каждой трапеции проводилось осреднение всех данных, полученных за конкретные сутки, которые в дальнейших расчетах климатических величин принимались с единичным вкладом. Эта процедура направлена на устранение влияния неравномерности вклада отдельных лет, что особенно важно для трапеций с небольшим количеством исходных данных.

Окончательно (при построении полей средних многолетних параметров ВКС Берингова моря) в каждой трапеции выполнено осреднение трех результатов расчетов параметров ВКС (с использованием критериев 0,2, 0,3 и 0,5 °С). Такой многоэтапный подход с элементами ручной обработки и субъективного анализа позволил исключить нереально заниженные или завышенные значения нижней границы ВКС.

Результаты и их обсуждение

Минимальное вертикальное развитие ВКС в Беринговом море наблюдается с июня по сентябрь (рис. 1). В этот период основные пространственные закономер-

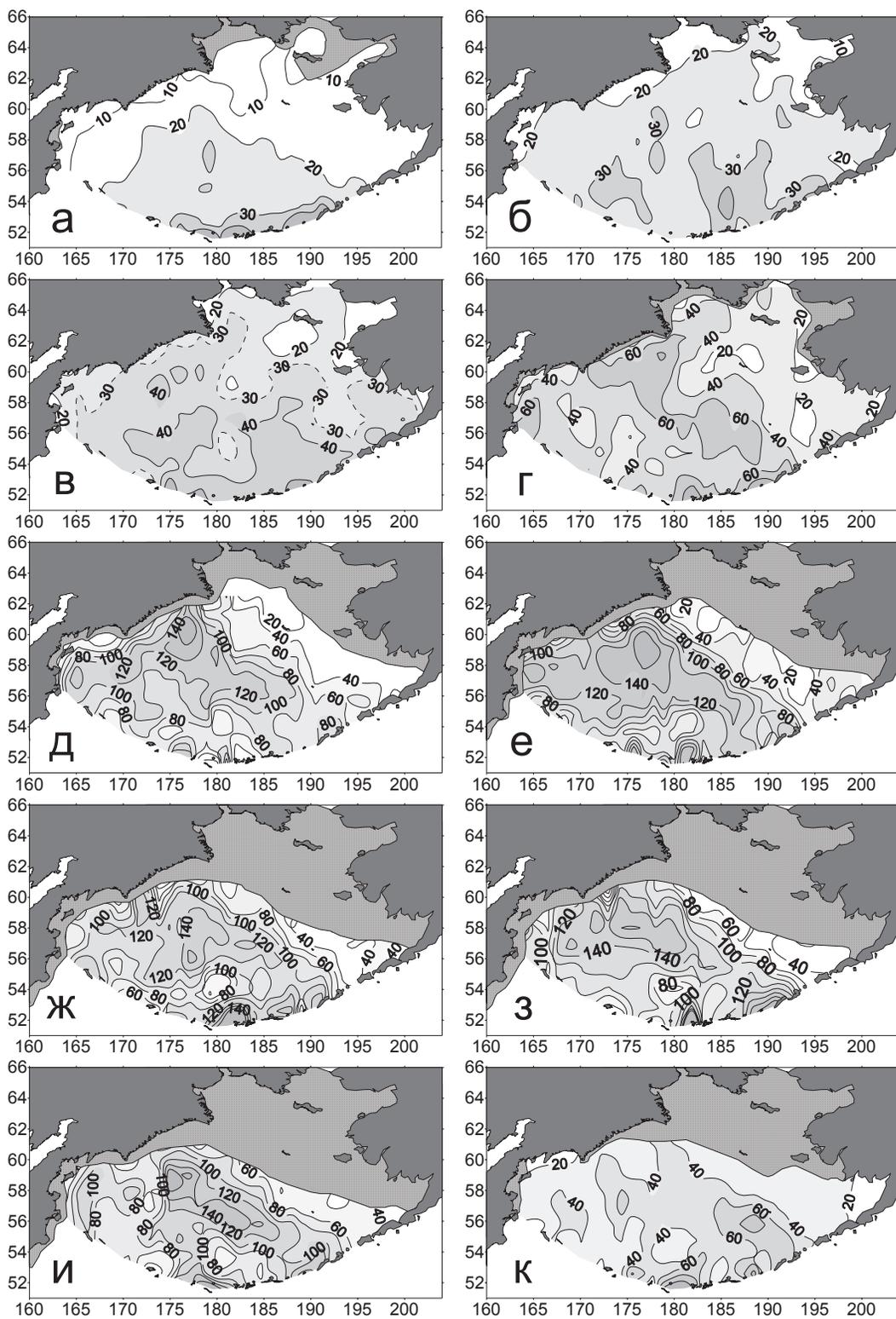


Рис. 1. Среднее многолетнее распределение нижней границы (в метрах) ВКС Берингова моря: а — июнь, б — сентябрь, в — октябрь, г — ноябрь, д — декабрь, е — январь, ж — февраль, з — март, и — апрель, к — май

Fig. 1. Monthly climatic distribution of the upper mixed layer depth in the Bering Sea (meters): а — June, б — September, в — October, г — November, д — December, е — January, ж — February, з — March, и — April, к — May

ности положения нижней границы ВКС практически неизменны (происходит только постепенное и повсеместное заглубление нижней границы ВКС от июня к сентябрю), что явилось основанием для представления на рис. 1 нижних границ ВКС только за июнь и сентябрь.

Основные влияющие факторы на вертикальное развитие ВКС летом — это максимальный прогрев поверхностных вод и ослабление динамической активности атмосферы. Летом над акваторией моря снижается повторяемость циклонов и сильных ветров, а также растет повторяемость антициклонов [Стариченко и др., 1999]. Все эти факторы приводят к формированию значительных градиентов плотности в слое сезонного термоклина. Поэтому нижняя граница ВКС на преобладающей части моря не распространяется глубже 10–20 м. Только вблизи проливов центральной части Алеутской гряды нижняя граница ВКС заглубляется до горизонтов 30–40 м. Здесь за счет роста скоростей приливных и непериодических течений в мелководных проливах происходит интенсификация перемешивания поверхностных и подповерхностных вод. Эта область (с повышенными значениями) системой течений постепенно распространяется от мелководных проливов на север и восток, вследствие чего в сентябре она заполняет котловину Бауэрс, а также восточную и северную части Алеутской котловины (рис. 1, б).

В октябре за счет интенсификации атмосферных процессов, начавшегося охлаждения поверхностных вод моря и связанной с ним термической конвекции нижняя граница ВКС повсеместно заглубляется (рис. 1, а–в). Аналогичная закономерность представлена ранее по данным конкретных съемок в западной части моря [Хен и др., 2015]. Заглубление ВКС в октябре особенно заметно в пределах глубоководной части Берингова моря. Причем если у материкового склона и в Камчатской котловине нижняя граница ВКС располагается на горизонтах 30–35 м, то в Алеутской котловине она заглубляется до 40–50 м (с максимальным заглублением — до 60 м — в мелководных проливах центральной части Алеутской гряды (рис. 1, в)).

В ноябре (рис. 1, г) нижняя граница ВКС минимально опускается (до 20–40 м) на преобладающей части восточноберингоморского шельфа. Исключением является зона Наваринского течения, в котором нижняя граница ВКС заглублена до 40–60 м. Здесь это в первую очередь является следствием переноса менее стратифицированных тихоокеанских вод на шельф. Дополнительным фактором заглубления ВКС в пределах Наваринского течения является повышенная динамика вод, что приводит к снижению вертикальных градиентов океанологических параметров в сезонном пикноклине по отношению к менее динамическим участкам восточноберингоморского шельфа.

В глубоководной части моря положение нижней границы ВКС в ноябре хорошо согласуется с гидрометеорологическими условиями моря, к которым можно отнести снижение температуры воздуха, возрастающую повторяемость циклонов и увеличение скоростей ветра в предзимний период [Стариченко и др., 1999]. Рост вертикальной протяженности ВКС здесь обусловлен и интенсификацией динамических процессов в деятельном слое моря, и особенностью системы основных течений. Поэтому в глубоководной части моря ВКС минимально заглублен в прол. Ближнем (основное поступление тихоокеанских вод в море с малой вертикальной протяженностью ВКС), в пределах циклонической циркуляции вод над Камчатской котловиной и на южной периферии циклонической циркуляции вод глубоководной части моря (зона течения Атту, следующего севернее Алеутской гряды). Это характерно также для северо-восточной периферии Поперечного течения (терминология В.С. Арсеньева [1967]), которое следует вдоль материкового склона в направлении к мысу Наварин. По данным других авторов оно именуется «Bering Slope Current» [Kinder et al., 1975; Panteleev et al., 2012] или Центрально-Берингоморское течение [Хен, 1988].

Близко к поверхности моря ВКС в ноябре находится и на западной периферии Камчатского течения, которое перемещает трансформированные тихоокеанские воды вдоль склона п-ова Камчатка на юго-запад. В этом регионе (за счет поступления трансформированных тихоокеанских вод на шельф) нижняя граница ВКС в ноябре, как правило, не выходит за пределы 40–60 м (рис. 1, г). Максимальное заглубление ВКС в

ноябре (60–70 м) наблюдается в центральной части циклонического круговорота над Алеутской котловиной (где формируется зона подъема вод), а также в области апвеллинга к югу от мыса Наварин [Лучин и др., 1989], который образуется при разделении Поперечного течения на Камчатское и Наваринское.

С декабря по март ВКС в Беринговом море имеет максимальное вертикальное развитие (рис. 1, д–з). К основным особенностям его пространственного распределения можно отнести следующее. В глубоководной котловине моря, где происходит основное поступление теплых тихоокеанских вод в море (восточные мелководные проливы Алеутской гряды, прол. Ближний), а также в зоне течения Атту (перемещающего трансформированные тихоокеанские воды) нижняя граница ВКС заглублена минимально (60–80 м). Еще более близко к поверхности нижняя граница ВКС располагается на периферии глубоководной котловины, где происходит поступление трансформированных и более теплых тихоокеанских вод на шельф. Поэтому у склона восточноберингоморского шельфа нижняя граница ВКС в декабре и январе располагается на горизонтах 20–40 м (у берегов Камчатки до 60–80 м), а в феврале и марте она заглубляется до 60–80 м (у Камчатки до 80–100 м).

Нижняя граница ВКС Берингова моря максимально заглублена (до 120–160 м) зимой в двух районах. Во-первых, в северной части глубоководной котловины моря, где максимальная разность температур на границе вода–воздух, а также невысокие вертикальные градиенты плотности в деятельном слое трансформированных тихоокеанских вод. Второй район — это мелководные проливы (с прилегающими акваториями) центральной и восточной частей Алеутской гряды, где за счет интенсификации приливных и непериодических течений происходит нарушение стратификации водной толщи с соответствующим заглублением ВКС до 180–200 м (рис. 1, д–з).

Апрель по особенностям пространственного распределения нижней границы ВКС является переходным между холодным и теплым периодами в гидрологическом состоянии деятельного слоя вод Берингова моря. Нижняя граница ВКС в апреле, как правило, находится ближе к поверхности моря, чем в зимний сезон. За счет начинающегося прогрева деятельного слоя (в основном это следствие адвекции более теплых тихоокеанских вод) у кромки льда на восточноберингоморском шельфе нижняя граница ВКС находится на горизонтах 40–60 м, на большей части Камчатской котловины — на 70–80 м, а в зоне течения Атту не опускается ниже 80–100 м. Однако в центральной части глубоководной котловины моря еще сохраняется зимнее распределение с положением нижней границы ВКС на горизонтах 120–140 м (рис. 1, и).

В мае особенности пространственного положения нижней границы ВКС имеют черты летнего распределения. Она максимально заглублена (до 60–80 м) в проливах центральной и восточной частей Алеутской гряды, где наблюдается максимальная интенсификация вертикального перемешивания толщи вод. По мере удаления трансформирующихся тихоокеанских вод от проливов нижняя граница ВКС постепенно смещается к поверхности моря. Поэтому минимальная вертикальная протяженность ВКС (20–40 м) отмечается у кромки льда на восточноберингоморском шельфе, у склона п-ова Камчатка, в зоне течения Атту, а также в прол. Ближнем (со слабой трансформацией вертикальной структуры тихоокеанских вод) и к северо-востоку от него (рис. 1, к).

Необходимо отметить также хорошую согласованность представленных на рис. 1 особенностей пространственного распределения нижней границы ВКС с полученными ранее результатами как по данным конкретных съемок в летний и осенний периоды [Хен и др., 2015], так и при анализе многолетнего массива океанологической информации меньшего объема [Лучин и др., 1999; Luchin et al., 1999].

Поля температуры ВКС свидетельствуют о том, что термический режим верхнего слоя вод Берингова моря в значительной степени зависит от водообмена с Тихим океаном и от особенностей перераспределения трансформирующихся тихоокеанских вод по исследуемой акватории. Пространственные распределения температуры ВКС Берингова моря группируются в два основных и существенно различающихся между собой типа пространственного распределения (рис. 2).

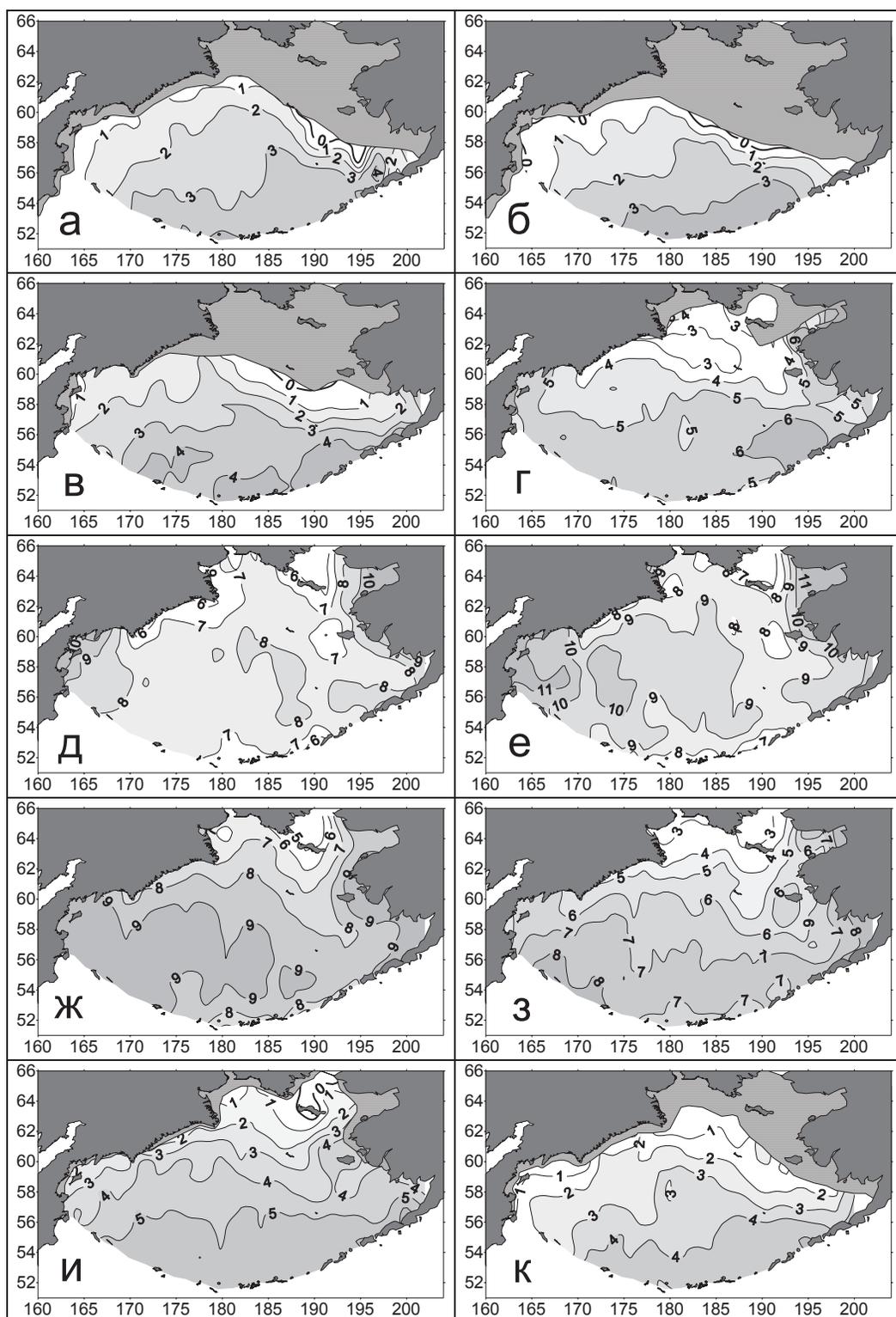


Рис. 2. Среднее многолетнее распределение температуры воды (°C) в ВКС Берингова моря: а — январь, б — апрель, в — май, г — июнь, д — июль, е — август, ж — сентябрь, з — октябрь, и — ноябрь, к — декабрь

Fig. 2. Monthly climatic distribution of the upper mixed layer temperature (°C) in the Bering Sea: а — January, б — April, в — May, г — June, д — July, е — August, ж — September, з — October, и — November, к — December

С ноября по июнь для ВКС характерно зимнее распределение температуры. Его главная особенность — максимальные и положительные значения на акватории, прилегающей к проливам Алеутской гряды. Это является следствием поступления в море теплых тихоокеанских вод, которые существующей системой течений перераспределяются в глубоководной котловине моря.

Так как с января по апрель основные пространственные закономерности полей температуры ВКС Берингова моря остаются практически неизменными (происходит только постепенное и повсеместное снижение температуры от января к апрелю), то на рис. 2 представлены распределения температуры только за январь и апрель.

С декабря по май в полях температуры ВКС у восточноберингоморского склона существуют довольно резкие контрасты между шельфовыми водами (особенно в прикромочной области) и водами глубоководной котловины Берингова моря. Максимальное выхолаживание ВКС в глубоководной части моря (если следовать изотерме 3 °С) наблюдается в апреле. Более того, в апреле у кромки льда (если следовать изотерме 0 °С) температура воды в ВКС понижается до отрицательных значений (рис. 2, б).

Период роста температуры в ВКС на исследуемой акватории начинается в мае. Наиболее заметен этот процесс в проливах Алеутской гряды, где температура повышается до 3,0–4,5 °С. Область отрицательных значений температуры в мае (если следовать изотерме 0 °С) проявляется только вблизи кромки льда над центральной частью восточноберингоморского склона (рис. 2, в). Положение и конфигурация изолиний в мае свидетельствуют о том, что трансформированные и более теплые тихоокеанские воды в основном следуют вдоль материкового склона к мысу Наварин.

В июне на акватории Берингова моря температура воды ВКС повсеместно выше нуля (рис. 2, г). Основные крупномасштабные закономерности поля температуры, присущие холодному периоду года, сохраняются на большей части исследуемой акватории. В то же время начинает проявляться прогрев периферийных участков моря (мелководные участки заливов Карагинский, Нортон-Саунд и Бристоль), а также районов у восточных проливов Алеутской гряды. На юге моря это связано с вторжением более теплых тихоокеанских вод, а в мелководных заливах и бухтах является следствием резкой стратификации морских вод после разрушения ледяного покрова и роста температуры воздуха. Наиболее низкие значения температуры ВКС (менее 3–4 °С) отмечаются в центральной и северной частях восточноберингоморского шельфа и в бассейне Чирикова, что связано с наиболее поздним разрушением в этих районах ледяного покрова.

Особенности пространственного распределения температуры ВКС Берингова моря в холодный период года свидетельствуют о важной гидрологической закономерности — отсутствии льда за пределами свала глубин, связанном со сравнительно высокой температурой воды на периферии глубоководной котловины (до 1–2 °С), формирующейся в результате перемещения здесь трансформированных тихоокеанских вод.

В теплое время года (июль–октябрь) наблюдается обратная зимней картина пространственного распределения температуры в ВКС Берингова моря. В районе Алеутской гряды температура воды значительно ниже, чем в глубоководной котловине моря (рис. 2, д–з). Причина этому — интенсивное вертикальное перемешивание вод в проливах, приводящее к перераспределению тепла по вертикали. Смещение прогретых поверхностных вод с более холодными нижележащими приводит к понижению температуры воды в ВКС. Еще одна особенность пространственного распределения температуры в теплое время года — это максимальные значения температуры ВКС в заливах Карагинский, Бристоль и Нортон-Саунд. Более того, в результате прогрева поверхностных вод происходит уменьшение пространственных градиентов температуры на акватории всего моря, а также не так ярко, как зимой и весной, проявляется отепляющее воздействие тихоокеанских вод (рис. 2, д–з).

Поле температуры ВКС в августе характеризуется максимальными значениями как в прибрежной, так и в мористой части исследуемой акватории (рис. 2, е). Не наблюдается также существенных термических контрастов между шельфовыми водами и водами глубоководной котловины.

Период осеннего охлаждения ВКС Берингова моря начинается в сентябре (рис. 2, е, ж). Наиболее ярко этот процесс проявляется в центральной и северной частях восточнберингоморского шельфа, где в течение теплого периода года формируется низкий запас тепла толщи вод. Самое значительное снижение температуры ВКС в сентябре (по отношению к августу) характерно для региона вблизи о. Св. Лаврентия и в Анадырском заливе (до 2–3 °С).

В октябре начинается перестройка поля температуры ВКС на зимнее состояние (рис. 2, з). Возрастает термические контрасты между шельфовыми водами и водами глубоководной котловины. Северная часть моря, а также вершины заливов и бухты (вследствие незначительного в них запаса тепла) выхолаживаются быстрее. Это особенно ярко проявляется в северной части восточнберингоморского шельфа, где значения температуры воды снижаются от сентября к октябрю на 2–4 °С. Однако вблизи центральных проливов Алеутской гряды сохраняется область с пониженной температурой ВКС (менее 7 °С), что является характерной чертой летнего типа пространственного распределения температуры.

Следует отметить также хорошую согласованность представленных на рис. 2 пространственных распределений температуры ВКС с полученными ранее результатами внутригодовой изменчивости полей температуры воды ВКС при анализе многолетнего массива океанологической информации меньшего объема [Лучин и др., 1999; Luchin et al., 1999].

На акватории Берингова моря основные крупномасштабные особенности распределения солёности в ВКС сохраняются в течение всего года. Однако абсолютные значения и пространственные градиенты в различных частях моря, а также горизонтальные размеры аномалий разного знака претерпевают определенные изменения (рис. 3).

Тихоокеанские воды, проникающие в море через многочисленные проливы Алеутско-Командорской гряды (имеющие различные морфометрические характеристики), оказывают доминирующее влияние на гидрологический режим Берингова моря. Их главная отличительная особенность — максимальные (для всего моря) значения солёности в ВКС.

По мере распространения тихоокеанских вод на исследуемой акватории и постоянно происходящей их трансформации значения солёности уменьшаются. На подходах к берегам происходит дальнейшее уменьшение солёности, что является результатом распресняющего воздействия рек, впадающих в Берингово море. В зависимости от времени года и объема поступающих речных вод происходит пространственная дифференциация прибрежных градиентов солёности и площадей зон распреснения. Наряду с этим наблюдается еще одна закономерность — значительные размеры зон распреснения на восточнберингоморском шельфе (рис. 3).

Отмеченные выше крупномасштабные закономерности распределения солёности ВКС Берингова моря могут нарушаться под действием течений и процессов осенне-зимнего охлаждения вод, а также в локальных областях подъема глубинных вод. Одна из наиболее ярких региональных черт гидрологического режима Берингова моря — это наличие достаточно четко выраженной фронтальной зоны, разделяющей шельфовые воды и воды глубоководной котловины (заполненной трансформированными тихоокеанскими водами). Помимо названных крупномасштабных черт распределения солёности в ВКС исследуемой акватории (общих для всего года), определенную значимость представляют некоторые особенности полей солёности, представленные на рис. 3.

К концу зимнего периода на акватории Берингова моря формируются максимальные значения солёности ВКС (до 33,3 ‰ в южной и юго-восточной частях глубоководной котловины моря в апреле). С января по апрель основные пространственные закономерности полей солёности ВКС Берингова моря остаются практически неизменными (происходит постепенный и повсеместный рост солёности от января к апрелю), что позволило на рис. 3 представить поля солёности только за январь и апрель. Более того, с января по апрель (если следовать изолиниям 33,1 и 33,2 ‰) наблюдается значительное расширение ареала наиболее соленых вод в глубоководном бассейне Берингова моря (рис. 3, а, б).

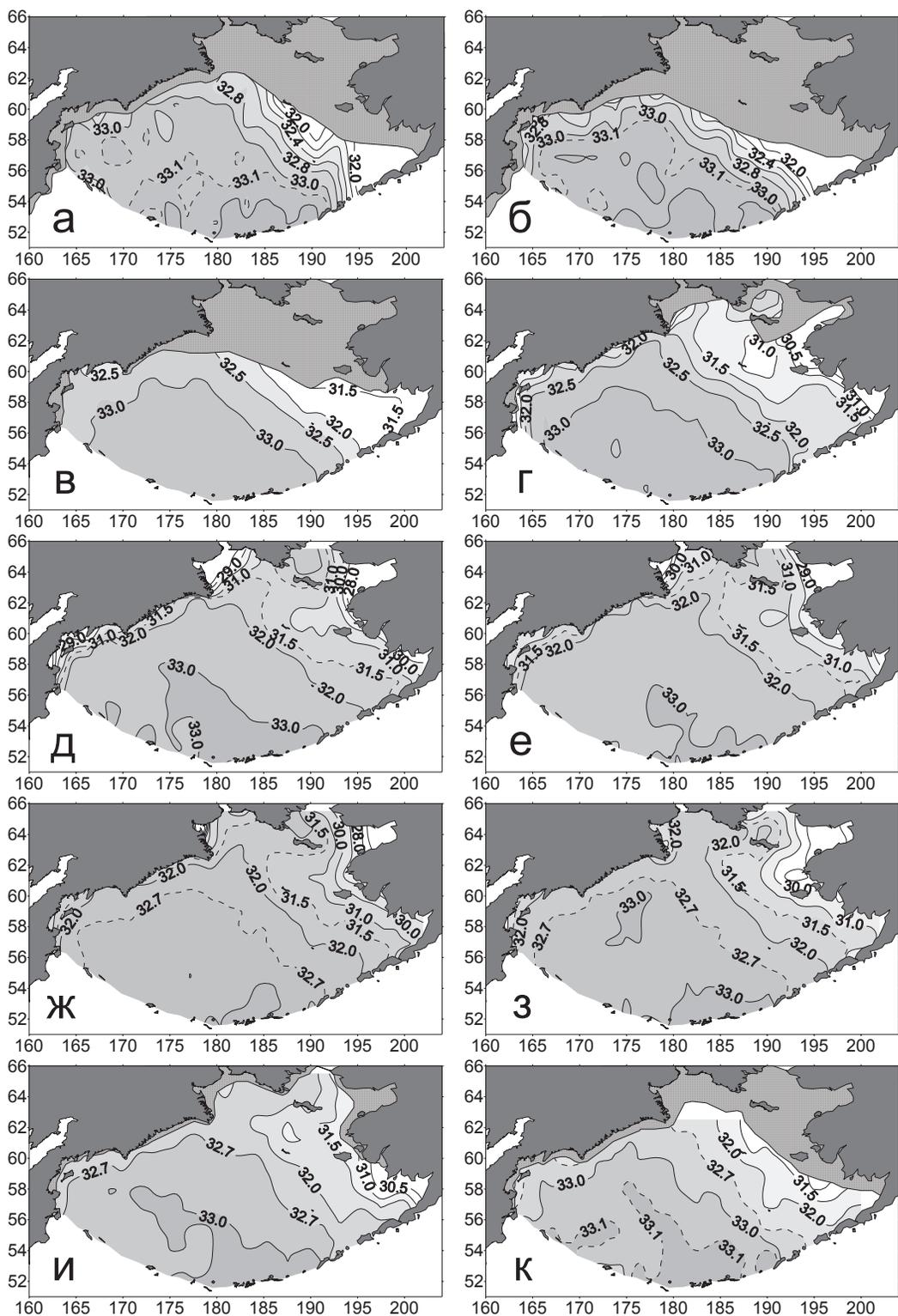


Рис. 3. Среднее многолетнее распределение солёности воды (‰) в ВКС Берингова моря: а — январь, б — апрель, в — май, г — июнь, д — июль, е — август, ж — сентябрь, з — октябрь, и — ноябрь, к — декабрь

Fig. 3. Monthly climatic distribution of the upper mixed layer salinity (‰) in the Bering Sea: а — January, б — April, в — May, г — June, д — July, е — August, ж — September, з — October, и — November, к — December

В мае начинается процесс повсеместного снижения солености ВКС Берингова моря (рис. 3, в). Особенно ярко это проявляется в восточной части восточноберингово-морского шельфа, где за счет роста температуры воды и воздуха, а также таяния льда формируется приповерхностный (со значительными вертикальными градиентами) слой пикноклина, поэтому соленость ВКС (например, в Бристольском заливе) понижается до 31,5 ‰.

Зона прибрежного распреснения ВКС максимально развита в летний период (с июня по сентябрь). Исключая зону южных проливов, она хорошо проявляется на всей периферии моря (если следовать изолиниям 31,5 и 32,0 ‰). В этот период привлекает внимание значительное распреснение прибрежных вод, что наиболее заметно в вершинах заливов и бухтах. В начале лета это происходит за счет разрушения остатков ледяного покрова, а также максимального объема стока рек, что подтверждается данными внутригодового хода расходов рек [Лучин и др., 1999]. Самые низкие значения солености ВКС наблюдаются в вершинах заливов — Анадырского (до 28 ‰), Нортон-Саунд (до 26 ‰) и Бристольского (до 29 ‰). Распресняющее воздействие рек у берегов Камчатки проявляется несколько меньше, поэтому соленость прибрежных вод здесь не опускается ниже 30,5–31,0 ‰. В то же время в зоне течений Наваринского (следующего через Анадырский залив в прол. Чирикова) и Шпанберга (южнее и восточнее о. Св. Лаврентия), а также в бассейне Чирикова (севернее о. Св. Лаврентия) за счет перемещения здесь трансформированных тихоокеанских вод соленость в ВКС существенно возрастает (до 31,5–32,0 ‰).

В глубоководной части моря минимальная соленость ВКС отмечается в августе и сентябре, что подтверждает положение изолиний 33 ‰ (рис. 3, е, ж). Область минимальных значений начинает формироваться вблизи островов Алеутской гряды в июне, что является следствием снижения солености в ВКС тихоокеанских вод (за счет возрастания объемов материкового стока в зал. Аляска, а также роста пресноводного стока с островов Алеутской гряды).

С октября на исследуемой акватории начинается процесс повышения солености ВКС (рис. 3, з–к). Это является следствием существенного снижения опресняющего воздействия вод материкового стока, а также начинающихся процессов термической конвекции, затрагивающей не только ВКС, но и нижележащий слой пикноклина (с более высокими значениями солености). В южной глубоководной части моря на рост солености в ВКС оказывают влияние несколько факторов: рост солености поверхностных тихоокеанских вод, вертикальное перемешивание толщи вод в проливах Алеутской гряды, а также перемещение трансформированных тихоокеанских вод системой течений моря.

Отметим также хорошую согласованность представленных на рис. 3 средних многолетних месячных пространственных распределений солености ВКС с полученными ранее результатами внутригодовой изменчивости полей солености в ВКС при анализе многолетнего массива океанологической информации меньшего объема [Лучин и др., 1999; Luchin et al., 1999].

Выводы

Основываясь на наиболее полном массиве глубоководной океанографической информации (101 425 станций за период с 1929 по 2019 г.), впервые представлены поля средних многолетних месячных параметров (положение нижней границы, температура, соленость) ВКС для всей акватории Берингова моря.

Получено, что ВКС в Беринговом море минимально развит с июня по сентябрь, когда он на преобладающей части моря не распространяется глубже 10–20 м. Только вблизи проливов центральной части Алеутской гряды нижняя граница ВКС заглубляется до горизонтов 30–40 м. С декабря по март ВКС Берингова моря максимально развит, а его нижняя граница экстремально заглублена в двух районах: в северной части глубоководной котловины моря (до 120–160 м) и вблизи мелководных проливов центральной и восточной частей Алеутской гряды (до 180–200 м).

Поля температуры ВКС Берингова моря группируются в два основных и существенно различающихся между собой типа пространственного распределения. С ноября по июнь для ВКС характерно зимнее распределение температуры. Его главная особенность — максимальные и положительные значения на акватории, прилегающей к проливам Алеутской гряды. С июля по октябрь максимальные значения температуры ВКС выделяются в заливах Карагинский, Бристоль и Нортон-Саунд. Вблизи центральных проливов Алеутской гряды в этот период формируется область с пониженными значениями температуры в ВКС.

Средние многолетние месячные поля солёности ВКС в течение года сохраняют свои крупномасштабные особенности. Максимальные значения солёности выделяются вблизи центральных и восточных проливов Алеутской гряды. На периферийных участках моря (особенно в заливах Анадырский и Нортон-Саунд) отмечаются прибрежные зоны распреснения, которые формируются под влиянием стока рек и разрушения ледяного покрова.

Благодарности

Автор благодарен сотруднику ТИНРО канд. геогр. наук Г.В. Хену за ценные замечания и предложения, которые были учтены при подготовке настоящей рукописи к печати.

Финансирование работы

Результаты настоящего исследования были получены в рамках выполнения госбюджетной темы НИР ТОИ ДВО РАН 0271-2019-0003 «Исследование основных процессов, определяющих состояние и изменчивость океанологических характеристик дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана» (Регистрационный номер: АААА-А17-117030110042-2).

Соблюдение этических стандартов

Настоящая статья не содержит каких-либо исследований с использованием животных в качестве объектов.

Список литературы

- Арсеньев В.С.** Течения и водные массы Берингова моря : моногр. — М. : Наука, 1967. — 135 с.
- Гершанович Д.Е., Муромцев А.М.** Океанологические основы биологической продуктивности Мирового океана : моногр. — Л. : Гидрометеиздат, 1982. — 320 с.
- Дулепова Е.П.** Экосистемные исследования ТИНРО-центра в дальневосточных морях // Изв. ТИНРО. — 2005. — Т. 141. — С. 3–29.
- Зуенко Ю.И., Хен Г.В., Юрасов Г.И.** Водные массы и типы вертикальной структуры вод шельфа Берингова моря // Метеорол. и гидрол. — 1998. — № 10. — С. 81–91.
- Леонов А.К.** Региональная океанография. Ч. 1 : Берингово, Охотское, Японское, Каспийское, Черное моря : моногр. — Л. : Гидрометеиздат, 1960. — 766 с.
- Лучин В.А.** Внутригодовая изменчивость параметров верхнего квазиоднородного слоя Охотского моря // Изв. ТИНРО. — 2018. — Т. 195. — С. 170–183.
- Лучин В.А., Меновщиков В.А., Лаврентьев В.М., Хен Г.В.** Гидрология вод // Гидрометеорология и гидрохимия морей. Т. 10 : Берингово море, вып. 1 : Гидрометеорологические условия. — СПб. : Гидрометеиздат, 1999. — С. 77–153.
- Лучин В.А., Меновщиков В.А., Хен Г.В.** Циркуляция вод Берингова моря // Тр. ДВНИГМИ. — 1989. — Вып. 39. — С. 97–103.
- Моисеев Л.К.** Стратификация поля температуры // Тр. ВНИИГМИ–МЦД. — 1978. — Вып. 45. — С. 36–62.
- Натаров В.В.** О водных массах и течениях Берингова моря // Тр. ВНИРО. — 1963. — Т. 48 : Изв. ТИНРО. — Т. 50. — С. 111–133.
- Полужтов С.В., Хистяев Ю.А.** Термическая стратификация деятельного слоя Берингова моря в зимний период // Тр. ДВНИИ. — 1981. — Вып. 83. — С. 15–23.

Радченко В.И., Мельников И.В., Волков А.Ф. и др. Условия среды, состав планктона и нектона эпипелагиали южной части Охотского моря и сопредельных океанских вод летом // Биол. моря. — 1997. — Т. 23, № 1. — С. 15–25.

Стариченко Л.А., Ботьянов В.Е., Юдин К.Б. Метеорология и климат // Гидрометеорология и гидрохимия морей. — Т. 10 : Берингово море, вып. 1 : Гидрометеорологические условия. — СПб. : Гидрометеоиздат, 1999. — С. 20–63.

Филюшкин Б.Н. Термические характеристики верхнего слоя воды в северной части Тихого океана // Океанол. исслед. — 1968. — № 19. — С. 22–69.

Хен Г.В. Сезонная и межгодовая изменчивость вод Берингова моря и ее влияние на распределение и численность гидробионтов : дис. ... канд. геогр. наук. — Владивосток : ТИНРО, 1988. — 160 с.

Хен Г.В., Басюк Е.О., Матвеев В.И. Параметры верхнего квазиоднородного слоя и слоя скачка температуры и хлорофилл-*a* в западной глубоководной части Берингова моря летом и осенью 2002–2013 гг. // Изв. ТИНРО. — 2015. — Т. 182. — С. 115–131.

Шунтов В.П. Биология дальневосточных морей России. Т. 1 : моногр. — Владивосток : ТИНРО-центр, 2001. — 580 с.

Шунтов В.П. Биология дальневосточных морей России. Т. 2 : моногр. — Владивосток : ТИНРО-центр, 2016. — 796 с.

Шунтов В.П. Состояние изученности многолетних циклических изменений численности рыб дальневосточных морей // Биол. моря. — 1986. — Т. 12, № 3. — С. 3–14.

D'Ortenzio F., Iudicone D., de Boyer Montegut C. et al. Seasonal variability of the mixed layer depth in the Mediterranean Sea as derived from in situ profiles // Geophys. Res. Lett. — 2005. — Vol. 32, Iss. 1–4. — P. L12605. DOI: 10.1029/2005GL022463.

Dong S., Sprintall J., Gille S.T., Talley L. Southern Ocean mixed-layer depth from Argo float profiles // J. Geophys. Res. — 2008. — Vol. 113. — P. C06013. DOI: 10.1029/2006JC004051.

Falkowski P.G., Barber R., Smetacek V. Biogeochemical controls and feedbacks on ocean primary production // Science. — 1998. — Vol. 281, Iss. 5374. — P. 200–206. DOI: 10.1126/science.281.5374.200.

Holte J., Talley L.D. A new algorithm for finding mixed layer depths with application to Argo data and subantarctic mode water formation // J. Atmos. Oceanic Technol. — 2009. — Vol. 26. — P. 1920–1939. DOI: 10.1175/2009JTECHO543.1.

Jang C.J., Park J., Park T., Yoo S. Response of the ocean mixed layer depth to global warming and its impact on primary production: a case for the North Pacific Ocean // ICES J. Mar. Sci. — 2011. — Vol. 68, Iss. 6. — P. 996–1007. DOI: 10.1093/icesjms/fsr064.

Jo S.O., Lee J.Y., Park K.A. et al. Asian dust initiated early spring bloom in the northern East Japan Sea // Geophys. Res. Lett. — 2007. — Vol. 34. — P. L05602. DOI: 10.1029/2006GL027395.

Kara A.B., Rochford P.A., Hurlburt H.E. An optimal definition for ocean mixed layer depth // J. Geophys. Res. — 2000. — Vol. 105, Iss. C7. — P. 16803–16821. DOI: 10.1029/2000JC900072.

Kinder T.H., Coachman L.K., Galt J.A. The Bering Slope current system // J. Phys. Oceanogr. — 1975. — Vol. 5. — P. 231–244.

Kitano K. A note on the thermal structure of the Eastern Bering Sea // J. Geophys. Res. — 1970. — Vol. 75, Iss. 6. — P. 1110–1115.

Levitus S. Climatological Atlas of the World Ocean : NOAA. Prof. Pap. 13. — U.S. Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, 1982. — 173 p.

Lorbacher K., Dommengot D., Niller P.P., Köhl A. Ocean mixed layer depth: a subsurface proxy of ocean-atmosphere variability // J. Geophys. Res. — 2006. — Vol. 111, Iss. C7. — P. C07010. DOI: 10.1029/2003JC002157.

Luchin V., Kruts A., Sokolov O. et al. Climatic Atlas of the North Pacific Seas 2009: Bering Sea, Sea of Okhotsk, and Sea of Japan / eds V. Akulichev, Yu. Volkov, V. Sapozhnikov, S. Levitus : NOAA Atlas NESDIS 67, U.S. Gov. Printing Office, Wash., D.C., 2009. — 329 p. (DVD Disc).

Luchin V.A., Menovshchikov V.A., Lavrentiev V.M., Reed R.K. Thermohaline structure and water masses in the Bering Sea // Dynamics of the Bering Sea / eds T.R. Loughlin, K. Ohtani. — Fairbanks : Univ. of Alaska Sea grant, 1999. — P. 61–91.

Matishov G.G., Berdnikov S.V., Zhichkin A.P. et al. Atlas of climatic changes in nine large marine ecosystems of the Northern Hemisphere (1827–2013) / eds G.G. Matishov, K. Sherman, S. Levitus : NOAA Atlas NESDIS 78. — U.S. Gov. Printing Office, Wash., DC., 2014. — 131 p.

Oh D.C., Park M.K., Choi S.H. et al. The air-sea exchange of CO₂ in the East Sea (Japan Sea) // J. Oceanogr. — 1999. — Vol. 55. — P. 157–169.

Ohno Y., Kobayashi T., Iwasaka N., Suga T. The mixed layer depth in the North Pacific as detected by the Argo floats // Geophys. Res. Lett. — 2004. — Vol. 31, Iss. 11. — P. L11306. DOI: 10.1029/2004GL019576.

Ohtani K. Oceanographic structure in the Bering Sea // Mem. Fac. Fish. Hok. Univ. — 1973. — Vol. 21, № 1. — P. 64–106.

Oka E., Talley L.D., Suga T. Temporal variability of winter mixed layer in the mid- to high-latitude North Pacific // J. Oceanogr. — 2007. — Vol. 63. — P. 293–307.

Pantelev G., Yaremchuk M., Luchin V. et al. Variability of the Bering Sea circulation in the period 1992–2010 // J. Oceanogr. — 2012. — Vol. 68, № 4. — P. 485–496. <https://doi.org/10.1007/s10872-012-0113-0>

Takenouti A.Y., Ohtani K. Currents and water masses in the Bering Sea: a review of Japanese work // Oceanography of the Bering Sea. — Fairbanks, 1974. — P. 39–57.

Thomson R.E., Fine I.V. Estimating mixed layer depth from oceanic profile data // J. Atmos. Oceanic Technol. — 2003. — Vol. 20. — P. 319–329. DOI: 10.1175/1520-0426(2003)020<0319:EMLDFO>2.0.CO;2.

Toyoda T., Fujii Y., Kuragano T. et al. Intercomparison and validation of the mixed layer depth fields of global ocean syntheses // Clim Dyn. — 2017. — Vol. 49, Iss. 3. — P. 753–773. DOI: 10.1007/s00382-015-2637-7.

Yamada K., Ishizaka J., Yoo S. et al. Seasonal and interannual variability of sea surface chlorophyll a concentration in the Japan/East Sea (JES) // Prog. Oceanogr. — 2004. — Vol. 61, Iss. 2–4. — P. 193–211. DOI: 10.1016/j.pocean.2004.06.001.

References

Arsen'ev, V.S., *Techeniya i vodnye massy Beringova morya* (Currents and water masses of the Bering Sea), Moscow: Nauka, 1967.

Gershanovich, D.E. and Muromtsev, A.M., *Okeanologicheskie osnovy biologicheskoi produktivnosti Mirovogo okeana* (Oceanological Basics of the Biological Capacity of the World Ocean), Leningrad: Gidrometeoizdat, 1982.

Dulepova, E.P., Ecosystem researches of TINRO-Center in the Far Eastern Seas, *Izv. Tikhookean. Nauchno-Issled. Inst. Rybn. Khoz. Okeanogr.*, 2005, vol. 141, pp. 3–29.

Zuenko, Yu.I., Khen, G.V., and Yurasov, G.I., Water masses and types of vertical water structure of the Bering Sea shelf, *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 1998, no. 10, pp. 59–67.

Leonov, A.K., *Regional'naya okeanografiya. Ch. 1. Beringovo, Okhotskoe, Yaponskoe, Kaspiiskoe, Chernoe morya* (Regional Oceanography, part 1: Bering Sea, Sea of Okhotsk, Sea of Japan, Caspian Sea, and Black Sea), Leningrad: Gidrometeoizdat, 1960.

Luchin V.A. Intra-annual variability of the mixed layer parameters in the Okhotsk Sea, *Izv. Tikhookean. Nauchno-Issled. Inst. Rybn. Khoz. Okeanogr.*, 2018, vol. 195, pp. 170–183.

Luchin, V.A., Menovshchikov, V.A., Lavrentiev, V.M., and Khen, G.V., Hydrology of waters, in *Gidrometeorologiya i gidrokimiya morei. T. 10: Beringovo more, vyp. 1: Gidrometeorologicheskiye usloviya* (Hydrometeorology and hydrochemistry of the seas, vol. 10: Bering Sea, no. 1: Hydrometeorological conditions), St. Peteresburg: Gidrometeoizdat, 1999, pp. 77–153.

Luchin, V.A., Menovshchikov, V.A., and Khen G.V., Water Circulation of the Bering Sea, *Tr. Dal'nevost. Nauchno-Issled. Gidrometeorol. Inst.*, 1989, vol. 39, pp. 97–103.

Moiseev, L.K., Stratification of the temperature field, *Tr. Vses. Nauchno-Issled. Gidrometeorol. Inst.-MCD*, 1978, vol. 45, pp. 36–62.

Natarov, V.V., On the water masses and currents of the Bering Sea, *Tr. Vses. Nauchno-Issled. Inst. Rybn. Khoz. Okeanogr.*, 1963, vol. 48, *Izv. Tikhookean. Nauchno-Issled. Inst. Rybn. Khoz. Okeanogr.*, vol. 50, pp. 111–133.

Poluektov, S.V. and Khistyayev, Yu.A., Thermal stratification of the active layer of the Bering Sea in winter, *Tr. Dal'nevost. Nauchno-Issled. Inst.*, 1981, no. 83, pp. 15–23.

Radchenko, V.I., Mel'nikov, I.V., Volkov, A.F., Semenchenko, A.Yu., Glebov, I.I., and Mikheev, A.A., Environmental conditions and composition of plankton and nekton in epipelagic layer of the southern Sea of Okhotsk and adjacent Pacific waters in summer, *Russ. J. Mar. Biol.*, 1997, vol. 23, no. 1, pp. 15–25.

Starichenko, L.A., Botyanov, V.E., and Yudin K.B., Meteorology and climate, in *Gidrometeorologiya i gidrokimiya morei. T. 10: Beringovo more, vyp. 1: Gidrometeorologicheskiye usloviya* (Hydrometeorology and hydrochemistry of the seas, vol. 10: Bering Sea, no. 1: Hydrometeorological conditions), St. Peteresburg: Gidrometeoizdat, 1999, pp. 20–63.

Filyushkin, B.N., Thermal characteristics of the upper water layer in the North Pacific, *Oceanological studies*, 1968, no. 19, pp. 22–69.

Hen, G.V., Seasonal and interannual variability of the waters of the Bering Sea and its influence on the distribution and abundance of aquatic organisms, *Cand. Sci. (Geogr.) Dissertation*, Vladivostok, 1988.

Khen, G.V., Basyuk, E.O., and Matveev, V.I., Parameters of the upper mixed layer and thermocline layer and chlorophyll-*a* in the western deep basin of the Bering Sea in summer and fall of 2002–2013, *Izv. Tikhookean. Nauchno-Issled. Inst. Rybn. Khoz. Okeanogr.*, 2015, vol. 182, pp. 115–131.

Shuntov, V.P., *Biologiya dal'nevostochnykh morei Rossii* (Biology of the Far Eastern Seas of Russia), Vladivostok: TINRO-Tsentr, 2001, vol. 1.

Shuntov, V.P., *Biologiya dal'nevostochnykh morei Rossii* (Biology of the Far Eastern Seas of Russia), Vladivostok: TINRO-Tsentr, 2016, vol. 2.

D'Ortenzio, F., Iudicone, D., de Boyer Montegut, C., Testor, P., Antoine, D., Marullo, S., Santoleri, R., Madec, G., Seasonal variability of the mixed layer depth in the Mediterranean Sea as derived from in situ profiles, *Geophys. Res. Lett.*, 2005, vol. 32, no. 1–4, pp. L12605. doi 10.1029/2005GL022463

Dong, S., Sprintall, J., Gille, S.T., and Talley, L., Southern Ocean mixed-layer depth from Argo float profiles, *J. Geophys. Res.*, 2008, vol. 113, pp. C06013. doi 10.1029/2006JC004051

Falkowski, P.G., Barber, R., and Smetacek V., Biogeochemical controls and feedbacks on ocean primary production, *Science*, 1998, vol. 281, no. 5374, pp. 200–206. doi 10.1126/science.281.5374.200

Holte, J. and Talley, L.D., A new algorithm for finding mixed layer depths with application to Argo data and subantarctic mode water formation, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 2009, vol. 26, pp. 1920–1939. doi 10.1175/2009JTECHO543.1

Jang, C.J., Park, J., Park, T., and Yoo, S., Response of the ocean mixed layer depth to global warming and its impact on primary production: a case for the North Pacific Ocean, *ICES J. Mar. Sci.*, 2011, vol. 68, no. 6, pp. 996–1007. doi 10.1093/icesjms/fsr064

Jo, C.O., Lee, J.Y., Park, K.A., Kim, Y.H., and Kim, K.R., Asian dust initiated early spring bloom in the northern East/Japan Sea, *Geophys. Res. Lett.*, 2007, vol. 34, pp. L05602. doi 10.1029/2006GL027395

Kara, A.B., Rochford, P.A., and Hurlburt, H.E., An optimal definition for ocean mixed layer depth, *J. Geophys. Res.*, 2000, vol. 105, no. C7, pp. 16803–16821. doi 10.1029/2000JC900072

Kinder, T.H., Coachman, L.K., and Galt, J.A., The Bering Slope current system, *J. Phys. Oceanogr.*, 1975, vol. 5, pp. 231–244.

Kitano, K., A note on the thermal structure of the Eastern Bering Sea, *J. Geophys. Res.*, 1970, vol. 75, no. 6, pp. 1110–1115.

Levitus, S., Climatological Atlas of the World Ocean, *NOAA Prof. Pap. 13*, U.S. Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, 1982.

Lorbacher, K., Dommenges, D., Niller, P.P., and Köhl, A., Ocean mixed layer depth: a sub-surface proxy of ocean-atmosphere variability, *J. Geophys. Res.*, 2006, vol. 111, no. C7, pp. C07010. doi 10.1029/2003JC002157

Luchin, V., Kruts, A., Sokolov, O., Rostov, V., Rudykh, N., Perunova, T., Zolotukhin, E., Pischalnik, V., Romeiko, L., Hramushin, V., Shustin, V., Udens, Y., Baranova, O., Smolyar, I., and Yarosh, E., *Climatic Atlas of the North Pacific Seas 2009: Bering Sea, Sea of Okhotsk, and Sea of Japan*, NOAA Atlas NESDIS 67, Akulichev, V., Volkov, Yu., Sapozhnikov, V., and Levitus, S., Eds., U.S. Gov. Printing Office, Wash., D.C., 2009. DVD.

Luchin, V.A., Menovshchikov, V.A., Lavrentiev, V.M., and Reed, R.K., Thermohaline structure and water masses in the Bering Sea, *Dynamics of the Bering Sea*, Loughlin, T.R. and Ohtani, K., eds, Fairbanks: Univ. of Alaska Sea grant, 1999. pp. 61–91.

Matishov, G.G., Berdnikov, S.V., Zhichkin, A.P., Dzhenyuk, S.L., Smolyar, I.V., Kulygin, V.V., Yaitskaya, N.A., Povazhniy, V.V., Sheverdyayev, I.V., Kumpan, S.V., Tretyakova, I.A., Tsygankova, A.E., D'yakov, N.N., Fomin, V.V., Klochkov, D.N., Shatohin, B.M., Plotnikov, V.V., Vakul'skaya, N.M., Luchin, V.A., and Kruts, A.A. Atlas of climatic changes in nine large marine ecosystems of the Northern Hemisphere (1827–2013), *NOAA Atlas NESDIS 78*, Matishov, G.G., Sherman, K., Levitus, S., eds, U.S. Gov. Printing Office, Wash., DC., 2014.

Oh, D.C., Park, M.K., Choi, S.H., Kang, D.J., Park, S., Hwang, J., Andreev, A., Hong, G., and Kim, K.R., The air-sea exchange of CO₂ in the East Sea (Japan Sea), *J. Oceanogr.*, 1999, vol. 55, pp. 157–169.

Ohno, Y., Kobayashi, T., Iwasaka, N., and Suga, T., The mixed layer depth in the North Pacific as detected by the Argo floats, *Geophys. Res. Lett.*, 2004, vol. 31, no. 11, pp. L11306. doi 10.1029/2004GL019576

Ohtani, K., Oceanographic structure in the Bering Sea, *Mem. Fac. Fish. Hok. Univ.*, 1973, vol. 21, no 1, pp. 64–106.

Oka, E., Talley, L.D., and Suga, T., Temporal variability of winter mixed layer in the mid- to high-latitude North Pacific, *J. Oceanogr.*, 2007, vol. 63, pp. 293–307.

Pantelev, G., Yaremchuk, M., Luchin, V., Nechaev, D., and Kukuchi, T., Variability of the Bering Sea circulation in the period 1992–2010, *J. Oceanogr.*, 2012, vol. 68, no. 4, pp. 485–496. <https://doi.org/10.1007/s10872-012-0113-0>

Takenouti, A.Y. and Ohtani, K., Currents and water masses in the Bering Sea: a review of Japanese work, *Oceanography of the Bering Sea*, Fairbanks, 1974, pp. 39–57.

Thomson, R.E. and Fine, I.V., Estimating mixed layer depth from oceanic profile data, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 2003, vol. 20, pp. 319–329. doi 10.1175/1520-0426(2003)020<0319:EMLDFO>2.0.CO;2

Toyoda, T., Fujii, Y., Kuragano, T., Kamachi, M., Ishikawa, Y., Masuda, S., Sato, K., Awaji, T., Hernandez, F., Ferry, N., Guinehut, S., Martin, M., Peterson, K.A., Good, S., Valdivieso, M., Haines, K., Storto, A., Masina, S., Köhl, A., Zuo, H., Balmaseda, M., Yin, Y., Shi, L., Alves, O., Smith, G., Chang, Y.S., Vernieres, G., Wang, X., Forget, G., Heimbach, P., Wang, O., Fukumori, I., and Lee, T., Intercomparison and validation of the mixed layer depth fields of global ocean syntheses, *Clim Dyn.*, 2017, vol. 49, no. 3, pp. 753–773. doi 10.1007/s00382-015-2637-7

Yamada, K., Ishizaka, J., Yoo, S., Kim, H.C., and Chiba, S., Seasonal and interannual variability of sea surface chlorophyll a concentration in the Japan/East Sea (JES), *Prog. Oceanogr.*, 2004, vol. 61, no. 2–4, pp. 193–211. doi 10.1016/j.pocean.2004.06.001

Поступила в редакцию 15.10.2019 г.

После доработки 21.10.2019 г.

Принята к публикации 29.10.2019 г.